

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Балтийская

Лист Р-(35),36 – Петрозаводск

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2015

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Балтийская

Лист Р-(35),36 – Петрозаводск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(470.22/.23 + 470.12)(084.3)

Максимов А. В., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Коссовая О. Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36 – Петрозаводск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с. + 3 вкл.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований центральной части Карельского региона, прилегающих районов Русской плиты и акватории Балтийского 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 авторских цифровых материалов.

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

Табл. 2, список лит. 280 назв, прил 5.

Авторы

А. В. Максимов, Ю. Б. Богданов, О. А. Воинова, О. Л. Коссовая, А. Р. Бахтеев, И. О. Евдокимова, Н. Р. Горбачевич, М. Ю. Ногина, А. С. Никонова, С. Н. Суриков, М. А. Чуйко, А. Н. Шишлянников, Б. Ю. Астафьев, А. С. Воинов, В. А. Богачев, А. С. Яновский, А. В. Амонтов, Е. А. Андросов, Н. О. Иванова, С. В. Сулова

Главный научный редактор *Ю. Б. Богданов*

Рецензенты *А. К. Йогансон, Е. А. Лебедева, В. К. Шкатова, В. А. Царева, К. Э. Якобсон*

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 19 ноября 2015 г.

© Федеральное агентство по недропользованию, 2015

© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2015

© Коллектив авторов, 2015

© Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа расположена в Северо-Западном Федеральном округе. Бóльшая ее часть охватывает юг и центр территории Республики Карелия, южная часть – север Ленинградской области, северо-запад Вологодской области, незначительную часть запада Архангельской области. Площадь листа – 152,91 тыс. км² из них 29,85 тыс. км² – акватория.

В центре территории листов находится г. Петрозаводск, а на юго-западе – районы г. Санкт-Петербург. В целом заселенность региона крайне неравномерная, сеть железных и автомобильных дорог редкая. Физико-географические условия рассматриваемой территории разнообразны. На северо-западе территории (Балтийский щит) преобладают высоты 100–200 м над уровнем моря. В северо-западных районах Карелии абсолютные отметки достигают 300–340 м. В котловине оз. Выгозера установлены отметки 100–150 м; к западу и востоку от котловины – до 200 м.

Для Карельского перешейка характерен холмисто-грядовый рельеф с абс. отм. 50–60 м, и только около Государственной границы они достигают 100–130 м. Минимальные абсолютные отметки – в пределах Вуоксинской низины, приуроченной к прогибу поверхности кристаллических пород. Она представляет собой всхолмленную равнину с абс. отм. от 5 до 50 м, наклоненную к Ладожскому озеру.

Северное Приладожье отличается расчлененным рельефом с абс. выс. от 5 до 70 м; на севере, в районе оз. Янисъярви, рельеф грядово-холмистый с отметками 150–200 м. Северная часть Онежско-Ладожского водораздела между оз. Сегозеро и р. Шуя имеет грядово-холмистый рельеф с абс. отм. 150–200 м. Примыкающий с востока Заонежский район, охватывающий Заонежский полуостров и северо-западное побережье Онежского озера, характеризуется частым чередованием узких и длинных гряд, сложенных кристаллическими породами с узкими понижениями, часто заболоченными или заполненными озерами и заливами. Все формы рельефа ориентированы с северо-запада на юго-восток. Абсолютные отметки – до 100 м, колебания превышения относительных высот – 5–20 м.

Характерна весьма развитая гидрографическая сеть (0,2–0,5 км на 1 км² площади водосбора). Долины рек слабопрорезаны и имеют ступенчатый профиль. Большинство рек представляют собой озерно-речные системы, в которых иногда протяженность озер превышает длину рек. В питании рек 40–50 % приходится на талые воды, 30–40 % – на жидкие атмосферные осадки и 10–20 % – на подземный сток.

Крупными реками на юге являются Свирь, Паша, Оять, Волхов, Сясь. Реки не имеют выработанного профиля. Модуль речного стока – 8–10 л/с·км². В зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты расположены два крупнейших в Европе озера – Ладожское и Онежское, имеющие большое значение в дренировании подземных вод.

Котловины озер имеют тектоническое и ледниковое происхождение. Для первых характерна большая глубина: Ладожское – 240 м, Онежское – 120 м, Сегозеро – 97 м. Озера иного происхождения отличаются меньшей глубиной: Выгозеро – 6,2 м, Сязозеро – 6,7 м, Водлозеро – 3,1 м. Озера здесь играют большую роль в перераспределении речного стока.

В южной и восточной частях территории, сложенных рыхлыми и слабоуплотненными осадочными породами Русской плиты, характер орографии во многом определяется ледниковыми процессами.

В южной половине Карельского перешейка располагается Центрально-Карельская возвышенность, представляющая собой моренную равнину с абс. отм. от 100–160 до 205 м. По южной и восточной окраине ее располагаются камовые холмы. Вдоль южного побережья Ладожского озера протягивается Приладожская заболоченная низина с абс. отм. от 10 до 40 м, на востоке, вдоль долины р. Свирь, она соединяется с Прионежской низиной.

Онежско-Ладожский водораздел представляет собой плато с абс. отм. до 300 м. На поверхности плоские заболоченные участки чередуются с холмистыми грядами. Восточнее плато располагается Шокшинская гряда с высотами до 200 м.

К юго-востоку от описанного района прослеживается Валдайская возвышенность, вытянутая в северо-восточном направлении. Это зона краевых ледниковых образований, которая приурочена к уступу и прилегающему к нему краю карбонового плато, сложенного карбонатными породами. Абсолютная высота плато – 120–180 м. Оно прорезается рядом рек с глубиной вреза 30–40 м. Карбоновое плато вытянуто в северо-восточном направлении и прослеживается в пределах Онего-Двинского водораздела. Последний представляет собой волнистую равнину с абс. отм. 100–200 м.

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.

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

В составлении записки принимал участие большой коллектив авторов, перечисленных в оглавлении. В полевых работах и камеральной обработке материалов участвовали Е. С. Пантелеева, П. А. Опекинов, М. Ю. Рябухина, О. Н. Удачина. Авторы записки искренне благодарны за консультации по стратиграфии палеозоя И. Я. Гогину и Т. Ю. Толмачевой, по стратиграфии

квартера и геоморфологии Л. Р. Семеновой и по вопросам магматизма Л. Н. Шарпенюк.

История геологического изучения

По листу Р-(35),37 – Петрозаводск в 1999 г. НРС МПР был утвержден комплект ГГК-1000 новой серии под редакцией Ю. Б. Богданова. В 2009 г. также под редакцией Ю. Б. Богданова был создан комплект ГГК-1000/3 на соседний лист Q-35,(36) – Кировск. По южной рамке листов Р-35 и Р-36 в 2011 г. принят комплект ГГК-1000/3 на лист O-36 – Санкт-Петербург с клапаном на листе O-35.

Территория листа Р-(35),36 полностью покрыта комплектами ГГК-200 первого поколения за исключением листа Р-36-XXVI, который практически целиком приходится на акваторию Ладожского озера. На него комплект ГГК-200 не составлялся. Геологические съемки масштаба 1:200 000, положенные в основу комплектов ГГК-200/1, проводились в 1960-е и 1970-е годы, в 1988 г. прошел апробацию на НРС комплект по листу Р-36-XXXVI. Материалы этих съемок, как правило, учтены в более поздних обобщающих картах, однако в некоторых отчетах представляют ценность именно первичные материалы.

На следующем этапе в 1970-е и 1980-е годы на изучаемой территории проводились более детальные съемки масштаба 1:50 000, которые покрыли практически все интересные в геологическом отношении и перспективные с точки зрения минерагении районы. Отдельно следует упомянуть работы по групповой геологической съемке, проведенные в юго-восточной части листа Р-36 (Кругликов, 1992), [196, 222]. В рамках этих работ был выполнен большой объем бурения, в основном на площади развития девона и карбона, перекрытой мощным чехлом четвертичных отложений, что позволило впервые составить карты на основе местных стратиграфических схем Тихвинского бокситоносного района, включающих свиты.

Существенно новые данные о геологическом строении Балтийского щита были получены в результате групповых геологических съемок, проведенных в северо-западной части листа Р-36 в пределах Елмозерского синклинория и его обрамления, а также на Суккозерской структуре (Ганин, 1972), [212, 213]. Эти съемки позволили существенно уточнить строение и границы структур архея и протерозоя по сравнению с предыдущим этапом изучения территории. Также крупномасштабные геологосъемочные работы проводились в центральной и западной частях листа, в пределах Хаутоваарской, Ялонваарской, Семченской, Янгозерской и Онежской структур, на территории Северо-Ладожской перикратонной зоны и Свекофеннского подвижного пояса [252, 198, 216].

В 1994 г. для Республики Карелия, Ленинградской и Вологодской областей была составлена сводная геологическая карта масштаба 1:500 000 под редакцией В. Г. Гаскельберга, которая послужила основой для ГГК-1000 (новой серии) листа Р-(35)–37. Эта карта обобщила материалы практически всех имеющихся на тот момент геологических съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000. По материалам карты В. Г. Гаскельберга и геологической карты

листа Р-(35)–37 (Петрозаводск) новой серии в 2002 г. в рамках совместного проекта с геологическими службами скандинавских стран в ГГУП «Минерал» была составлена сводная карта российской части Фенноскандинавского щита масштаба 1 : 1 000 000 на основе формационной легенды.

В 1990-е годы на территории Карельского перешейка и прилегающей акватории Финского залива и Ладожского озера были поставлены ГДП-200 и ГСШ-200. Сухопутную часть выполняла Петербургская экспедиция, на акватории проводил работы ФГУП «ВСЕГЕИ». В результате прошли апробацию на НРС и были подготовлены к изданию комплекты ГГК-200/2 листов Р-35-XXIX, XXX, XXXV, XXXVI и Р-36-XXXI. Таким образом, геологосъемочными работами по доизучению площадей была охвачена значительная область, в которую попали образования Лахденпохско-Выборгской зоны Свекофеннского подвижного пояса, рифейские комплексы и венд Русской платформы. Верхневендские образования (редкинский и котлинский горизонты) были протянуты с сухопутной части на акваторию. Кроме того, работами на акватории выявлены закономерности распределения полей железомарганцевых конкреций. Лист Р-36-XXV (Приозерск) остался незавершенным в связи с отсутствием данных по Ладожскому озеру. Для листа Р-35-XXXIII, XXXIV во ВСЕГЕИ была составлена геологическая карта, но работы не были завершены [240]. Также были составлены карты островов Финского залива, в частности схематическая геологическая карта о. Гогланд масштаба 1 : 50 000, на которой были выделены образования хогландской серии рифея и верхнего карелия.

Кроме того, Петербургской экспедицией были выполнены работы в рамках ГДП-200 (Р-36-XXXII, XXXIII, О-36-II, III) в Южном Приладожье на территории развития нижнепалеозойских образований, которые, однако, не были завершены в связи с отсутствием финансирования. В результате был составлен авторский макет геологической карты только для листа О-36-II.

В 2002 г. также были завершены информационным отчетом работы по ГДП-200 в центральной части Онежской структуры (листы Р-36-XVI, Р-36-XVII, Р-36-XVIII), выполнявшиеся Карельской экспедицией [265]. Были созданы рабочие варианты карт дочетвертичных образований на три листа по архивным материалам с небольшими изменениями по результатам проведенных немногочисленных съемочных маршрутов, подготовлена база геохимических данных и даны рекомендации по постановке прогнозно-поисковых работ на листе Р-36-XVI. Подготовленные макеты геологических карт охватывали протерозойские образования Онежской структуры, лопийские породы Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (в частности Койкарскую структуру) и архейские образования Ведлозерского домена.

В акватории Онежского озера (объект «Онежский озерный») Полярной морской геологоразведочной экспедицией были выполнены геологосъемочные, геофизические и поисковые работы [234]. На всей акватории по широтным профилям выполнено сейсмоакустическое зондирование, позволившее уточнить рельеф дна, мощность и состав четвертичного чехла, глубины залегания дочетвертичных пород. В южной части Онежского озера на дне акватории геофизическими работами и донным опробованием были закартированы образования карелия, венда и девона (в том числе впервые установлены

верхневендские и верхнедевонские породы), которые были заверены съемочными маршрутами по берегам. По результатам комплекса сопутствующих поисковых работ выявлены пляжевые россыпи ильменита и титаномагнетита и установлены ореолы минералов-спутников алмаза. В результате работ получены данные, необходимые для составления ГГК-200/2 листов Р-36-XXX, Р-37-XXV. Материалы были переданы в Петербургскую экспедицию, которая проводила работы по ГДП-200 в сухопутной части на этих же листах. В результате геологами Петербургской экспедиции были составлены авторские макеты карт на лист Р-36-XXX и подготовлен к изданию комплект карт на лист Р-37-XXV (Буслович, 2001). Легенды геологических карт листов использовались для расчленения каменноугольных свит Андомо-Вытегорской зоны, заимствованных из местной стратиграфической схемы, в то время как на соседнем листе Р-36-XXXVI на геологической карте комплекта ГГК-200/1 [205] для нижнего карбона применены свиты мстинского разреза Московской синеклизы.

На акватории Ладожского озера в 1991 г. ВСЕГЕИ совместно с ОАО «Севзапгеология» были выполнены опытно-методические работы по картированию рифейских и вендских комплексов и составлена схематическая карта Ладожского озера масштаба 1 : 500 000. В рамках этих работ было проведено сейсмоакустическое профилирование, драгирование, ковшовый пробоотбор, геологические маршруты на островах. В результате на акватории Ладожского озера удалось расчленить и закартировать мощные образования рифея и венда, выделить в рифейском разрезе конформные интрузивные и эффузивные образования основного состава.

В 2005 г. ГГУП «Минерал» завершило работы по ГДП-200 на территории Северного Приладожья, по результатам которых был составлен и подготовлен к изданию комплект карт ГГК-200/2 двоянного листа Р-35-XXIV, 36-XIX [161]. В пределах листа были закартированы свекофенские комплексы Лахденпохско-Выборгской зоны, архейские и протерозойские образования переходной Северо-Ладожской зоны и рифейские породы, развитые в основном на акватории Ладожского озера. Впервые была показана сложная тектоническая структура этого листа, в частности Мейерская зона надвигов. Авторами также впервые были выделены исоярвинская и кархуланмякская толщи, участвующие в строении надвиговых структур и характеризующиеся слабым метаморфизмом.

В 2000 г. были проведены тематические работы на расслоенном Бураковско-Аганозерском массиве, в ходе которых были собраны и обобщены материалы ГГК-200 и ГГК-50, проведен большой объем минералогических и геохимических исследований, составлена новая геологическая карта массива масштаба 1 : 50 000 и дана оценка его перспектив на комплекс полезных ископаемых.

По полезным ископаемым наиболее обширная сводка была сделана Карельской экспедицией в рамках работы по составлению карты полезных ископаемых Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 (Леонтьев, 2003), по результатам которой была издана книга «Минерально-сырьевая база Республики Карелия» [111, 112]. Кроме того, этими же авторами был собран обшир-

ный материал по золотоносности и составлена карта золотоносности Республики Карелия (Леонтьев, 1997).

В 2000-е годы в Ленинградской и Псковской областях были поставлены работы по опробованию на алмазы и минералы-спутники промежуточных коллекторов и поиску коренных источников на Лужской площади (Михайлов, 2000, 2002, 2006). По результатам этих работ перспективная площадь была значительно уменьшена, был получен комплекс данных, указывающих на наличие в непосредственной близости источника кимберлитового типа, и сделано заключение о неэффективности магнитной съемки для поисков кимберлитов в этой части Русской платформы.

В 2000 г. в ВИРГ были проведены работы, которые включали листы Р-35, Р-36, по апробации технологии геофизического обеспечения прогноза кимберлитоносных площадей на северо-западе Русской платформы. По результатам этих работ на территории Петербургской и Петрозаводской субпровинций выделены шесть кимберлитоносных площадей в ранге кимберлитового поля.

В 2002 г. в зоне Карбонового уступа были поставлены поисковые работы на бокситы, в результате которых авторами были собраны и обобщены данные по бокситоносности этой площади, выделены перспективные участки для поисковых работ и пробурены шесть скважин [206].

В 2012 г. ГГУП СФ «Минерал» завершила работы по ГДП-200 на территории листа Р-36-ХП и в 2014 г. – по ГДП-200 на листе Р-36-VI. Эти листы расположены на архейских образованиях Водлозерского домена, захватывают Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс (Коросозерская, Пулозерская Южно-Выгозерская структуры) и протерозойские породы Ветреного пояса. На листе Р-36-VI в 1990-е годы Карельской геологической экспедицией был подготовлен проект на ГДП-200 с общими поисками на никель, молибден и золото [266]. В рамках проекта была составлена предварительная геологическая карта листа Р-36-VI по архивным данным.

В настоящее время ОАО «Севзапгеология» завершает работы по составлению листов Р-36-XXVIII, XXIX, расположенных в зоне сочленения юго-восточной окраины Балтийского щита (Карельского блока) и северного склона Русской плиты.

ОАО «Петербургская комплексная геологическая экспедиция» в 2014 г. завершила работы по ГДП-200 листа Р-36-XVIII (Заонежская площадь).

В 2009 г. было завершено бурение Онежской параметрической скважины, которая вскрыла уникальный разрез протерозоя Онежской структуры от калевия до ятулия и соленосный горизонт на контакте с архейским фундаментом (Тарханов, 2009). По результатам бурения выполнена корреляция разреза скважины с разрезами западной и южной частей Онежской структуры, получены новые данные по геохимии и петрофизике карелид.

Большой объем новых данных по петрологии и геохимии вулканитов лопия и карелия собран за последние годы в Институте Геологии КНЦ РАН и опубликован в различных статьях. Следует отметить работы по геохимии и геохронологии Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, по расчленению разреза среднего лопия и подтверждающие наличие двух возрастных

уровней развития вулканитов с границей в 2900 млн лет (С. А. Светов, 2005–2007, 2010).

Изученность четвертичных отложений также в целом удовлетворительная, на большую часть территории были составлены карты четвертичных образований масштаба 1:200 000 первого поколения и, частично, масштаба 1:50 000, в основном без применения дистанционных методов. Карты второго поколения охватывают около 15 % площади листов.

Изучение четвертичных отложений Карелии, так называемых наносов – валунных суглинков, песков и глин началось в начале XIX века. Академик Г. П. Гельмерсен и С. С. Куторга высказали предположение о материковом оледенении Карелии в недавнем прошлом, оставившем после себя отшлифованные скалы, узкие гряды озов и завалуненные морены. Позднее, учитывая эти данные и собственный богатый фактический материал, собранный в соседней Финляндии, князь П. А. Кропоткин создал свой двухтомный труд «Записки о ледниковом периоде», послуживший вместе с работами Л. Агассиса в Альпах, Гейкки в Великобритании и Торреля в Швеции основой гипотезы материковых оледенений.

В 1936 г. Б. Ф. Земляковым была опубликована первая монография «Четвертичная геология Карелии». К этому времени знания о строении четвертичного покрова Карелии были весьма отрывочны и в основном сводились к районам проводившегося крупного строительства – вдоль линии Октябрьской (Кировской) железной дороги, трассы Беломорско-Балтийского канала, района Петрозаводска. Начавшаяся в 1941 г. Великая Отечественная война прервала работы советских геологов, в то же время на временно оккупированной части Советской Карелии геологические исследования проводили финские геологи.

Уже летом 1945 г. отряд Ленинградского геологического управления и ВСЕГЕИ начали исследования четвертичных отложений Карелии, геологическую съемку четвертичных отложений Приладжья.

Послевоенное изучение четвертичных отложений и геоморфологии было начато Г. С. Бискэ, возглавившей группу четвертичников, которая за короткий срок составила карты четвертичных отложений и геоморфологии Западной Карелии. В 1959 г. Г. С. Бискэ опубликовала сводку по четвертичной геологии и геоморфологии Карелии. С 1958 г. изучение четвертичных отложений и геоморфологии дополняется исследованиями тяжелых минералов и выяснением их связи с коренными рудоматеринскими комплексами.

Большой вклад в изучение четвертичного периода на данной территории был внесен сотрудниками Лаборатории четвертичной геологии и геоэкологии КарНЦ РАН. Среди наиболее значимых результатов исследований лаборатории в области изучения геоморфологии и четвертичной геологии:

- характеристика различных типов рельефа и четвертичных образований Карелии и отдельных ее районов [24];

- составление монографий Г. С. Бискэ и др. «Строение и история котловины Онежского озера» (1971); «Четвертичные геология и геоморфология восточной части Балтийского щита» (ред. Г. С. Бискэ) (1972), «Ладожское озеро (Развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины)» (ред. Г. С. Бискэ), (1978);

– создание стратиграфической шкалы плейстоцена Карелии, в которой выделены отложения раннего, среднего и позднего плейстоцена, дана палео-экологическая характеристика условий микулинского межледниковья и средневалдайского мегаинтерстадиала;

– составление монографии Э. И. Девятовой «Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии» [59].

В области изучения плейстоценовых оледенений в рамках международного проекта по геологической корреляции и подпроекта «Завершающий этап плейстоцена» определены положение и возраст краевых образований ругозерской и калевальской стадий в Карелии (10 800 и 10 200 по C^{14}) и проведена их корреляция с одновозрастными образованиями стадий сальпаусселькя I и II в Финляндии, составлена схема дегляциации Карелии, создана магнито-биостратиграфическая шкала позднеледниковья и голоцена Карелии («Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines») Материалы полевой конференции, Финляндия – КАССР (редакторы Х. Райнио и М. Саарнисто). Совместно с Геологической службой Финляндии и Кольским НЦ РАН составлена карта «Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Масштаб 1 : 1000 000» (редакторы Й. Ниемеля, И. М. Эжман, А. Д. Лукашов).

Геофизическая изученность

В 1995 г. в ВИРГ-Рудгеофизика для листа Р-(35)–37 была создана геофизическая основа, главным образом, по материалам изданных среднемасштабных карт. Для цифровой матрицы аномального магнитного поля были использованы изданные карты графиков, выполненные по материалам аэромагнитных съемок в период с 1955 по 1961 г. (Г. А. Поротова, 1960, В. Н. Зандер, 1961). Кроме того, были использованы цифровые результаты крупномасштабных съемок, проведенных на Карельском перешейке и в пределах полосы, прилегающей к границе с Финляндией. Работы выполнялись в 1990-е годы Петербургской Геофизической экспедицией (ПГЭ) (Т. В. Мартынова, 1994, В. Н. Баранов, 1995, 1997) и включали также АГСМ съемку. Для акватории Ладожского озера в матрицу аномального магнитного и гравиметрического полей были включены материалы отчета по составлению сводных геофизических карт, выполненного в ПМГРЭ (В. И. Калошин, 1987).

Для матрицы гравиметрического поля использовались материалы изданных или подготовленных к изданию (принятых гравиметрической секцией НРС) гравиметрических карт масштаба 1 : 200 000, перекрывающих всю изученную площадь. Общее количество номенклатурных листов масштаба 1 : 200 000 составило 59 единиц, в основном это карты, изданные в 1977–1990 гг.

Матрицы радиогеохимических полей были созданы по материалам АГСМ съемок, выполненных Петербургской геофизической экспедицией в 1990-е годы и по данным Базы данных «Экобанк» (съемки масштаба 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000).

Комплект геофизической основы (ГФО), подготовленный в ВИРГ-Рудгеофизика, не был принят геофизической секцией НРС и возвращен на доработку, отчет остался на хранении в организации-исполнителе. В настоящее время данный комплект числится как находящийся в доработке (Информационная справка геофизической секции НРС от 11.02.2011).

Кроме современных аэромагнитных съемок, частично использованных при составлении ГФО ВИРГ-Рудгеофизикой, в 90-е годы Петербургской геофизической экспедицией были проведены работы еще на нескольких объектах: была выполнена съемка масштаба 1 : 50 000 на двух участках на Онежско-Ладожском перешейке и в южной части акватории Онежского озера (Н. В. Богданова, 1995). Кроме того, этой же организацией проведена съемка масштаба 1 : 50 000 в северной и центральной частях акватории Онежского озера (А. В. Ефимов, 2000). По материалам съемок, выполненных ПГЭ, в 2000 г. была составлена сводная карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 Ладожско-Онежского региона (Ю. Л. Зуйкова, 2000).

Таким образом, для листов Р-35 и Р-36 отсутствует принятая НРС геофизическая основа, материалы ВИРГ по ГФО листа Р-(35)–37 нуждаются в существенной переработке современными методиками и адаптации к новым требованиям. С другой стороны, материалы новых крупномасштабных аэромагнитных съемок, имеющиеся как на лист Р-35, так и на лист Р-36, могли бы позволить существенно обновить карту аномального магнитного поля и комплект ГФО.

Лист Р-36 характеризуется высокой изученностью глубинными геофизическими профилями. Территория пересечена фрагментами пяти профилей ГСЗ, девятью профилями МОВЗ и опорным комплексным геолого-геофизическим профилем 1-ЕВ. В 2000-е годы на территории листа было выполнено большое количество сейсморазведочных работ и были переинтерпретированы старые данные по новым методикам с созданием объемных моделей строения литосферы. В рамках создания Государственной сети опорных геофизических профилей для территории Российской Федерации в конце 1990–начале 2000-х годов был пройден профиль 1-ЕВ (сейсморазведочные работы методом МОВ-ОГТ). В рамках второго и третьего этапов профиль пересек лист Р-36 с севера на юг, пройдя образования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и Онежской структуры (Н. Г. Заможняя, 1997) [223].

На территории листа имеется значительное количество устаревших профилей ГСЗ, выполненных в 1970–1980 гг. В основном они сосредоточены в северной части листа, на Балтийском щите и имеют северо-восточные простирания вкрест основных геологических структур Карельской области.

В центральной и южной частях листа выполнялись профильные работы методом МОВЗ, в частности материалы по нескольким профилям, пересекающим Онежскую структуру, имеются в изданном Атласе региональных сейсмических профилей (Э. В. Исанина, 1995).

На Онежской мульде и Пашско-Ладожском авлакогене ЗАО КЦ «Росгеофизика» выполняла геофизические работы по профилям Новая Ладога–Оштинский погост и Доможирово–Шамокша, включающие в том числе сейсморазведку методом МОГТ (Н. Ф. Скопенко, 2002). Сейсмические работы проводились до уровня глубины поверхности кристаллического фундамента

и были направлены на уточнение структуры осадочного чехла и выявление перспективных на нефтеносность участков. Также ЗАО КЦ «Росгеофизика» выполняла комплекс геофизических работ, включающий сейсморазведку методом МОВЗ по профилю Гдов–Спасская губа (Н. Ф. Скопенко, 2002), результаты интерпретации которых, однако, плохо согласуются с данными по профилю 1-ЕВ, пересекающему профиль МОВЗ в районе Спасской губы. В ГП «Невскгеология» в 2001 г. были обобщены и обработаны по новым методикам старые материалы сейсморазведки методом МОВЗ на Онежско-Ладожской площади и построены глубинные геолого-геофизические разрезы по профилю Вознесенье–Новая Ладога (Э. В. Исанина, 2001).

Большинство материалов сейсморазведочных работ использованы при создании схемы глубинного строения и сопровождающих ее глубинных геолого-геофизических разрезов. Материалы по профилям Новая Ладога–Оштинский погост и Доможирово–Шамокша не подходят для изучения строения коры региона из-за малой глубинности исследований. Из остальных глубинных профилей только четыре отработаны с использованием современных аппаратурно-технологических схем (работы завершены отчетами в 2000 и 2001 гг.), основная же часть глубинных исследований проводилась в период с 1965 по 1987 гг. Геолого-геофизическая информативность этих профилей существенно ниже современных требований. Еще одной проблемой является неравномерный охват площади глубинными сейсмическими исследованиями. Глубинные профили сконцентрированы в основном в центральной части листа Р-36, северная и южная его части охарактеризованы слабо.

Таким образом, схема глубинного строения, построенная только на основе использования сейсмических данных, не может обеспечить решение основной задачи – детальной увязки тектоники и особенностей строения земной коры и верхней мантии. Удовлетворительное решение этой проблемы возможно только при совместном использовании профильных сейсмических материалов и площадных данных по потенциальным полям, в частности полю силы тяжести.

Геохимическая изученность

В 2004 г. в ГГУП СФ «Минерал» была создана опережающая геохимическая основа для листа Р-(35),36. На основании геологической карты комплекта ГГК-1000 новой серии были составлены карты геохимической специализации геологических комплексов и прогнозно-геохимические карты (В. А. Чекушин, 2004).

В ГГУП СФ «Минерал» была проведена работа по выделению петролого-геохимических индикаторов магматических комплексов в Ладожской структурной зоне для палеогеодинамического анализа при ГДП-200 (В. И. Богачев, 1999). В рамках этой работы был собран обширный геохимический и петрологический материал по магматическим раннепротерозойским образованиям Северного Приладожья, который позволил провести геодинамическое районирование Ладожской структурной зоны с позиций модели тектоники плит, принятых на сопредельной финской территории. Кроме того, составлен ком-

плект карт (структурно-литологическая, метаморфическая и металлогеническая) масштаба 1 : 1 000 000 Раахе-Ладожской зоны, в котором была предпринята попытка проследить основные геологические структуры с территории Финляндии на территорию России.

По территории Балтийского щита в рамках проведения региональных металлогенических исследований выполнено изучение магматических комплексов, приведены первичные геохимические данные и дана их металлогеническая характеристика (В. А. Богачев, 2000).

Значительный объем данных по геохимии докембрийских образований щита находится в опубликованных статьях, посвященных различным аспектам геологии и металлогении лопийских зеленокаменных образований, гранитодных комплексов щита и протерозойских магматитов Карелии (ежегодный сборник «Геология и полезные ископаемые Карелии», 2001–2010 гг.).

В процессе создания комплекта Государственной геологической карты листа Р-(35), 36 масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения составлены геологическая карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, литологическая карта поверхности дна акватории со всеми необходимыми схемами зарамочного оформления.

Сопровождающая база данных включает в себя информацию по месторождениям и проявлениям, помещенным на регистрационную карту ПИ; перечень опорных (стратотипических или типовых) картографируемых подразделений осадочного чехла; первичные данные, полученные в ходе полевых работ; описания геологических скважин; результаты лабораторных исследований.

Лабораторно-аналитические исследования (изотопно-геохимические, изотопно-геохронологические, геохимические, гранулометрические, палеонтологические и другие анализы) проводились в Центральной аналитической лаборатории, Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» и Институте геологии Таллинского технического университета (Эстония).

СТРАТИГРАФИЯ

В строении территории листа принимают участие архейские, протерозойские, палеозойские образования, с временными границами между ними соответственно 2500 и 535 (542) млн лет [261].

В принятой ныне стратиграфической шкале докембрия России в составе архейской акротемы выделяются нижнеархейская (саамская) и верхнеархейская (лопийская) энотемы, последняя подразделяется на нижне-, средне- и верхнелопийские эратемы с временными границами между ними соответственно 3200 млн лет, 3000 и 2800 млн лет [192, 213]. В региональной стратиграфической схеме Балтийской серии листов Госгеолкарты-1000 среднему и верхнему лопию отвечают соответственно хаутоваарский и гимольский надгоризонты. Нижняя энотема (саамий) и нижняя эратема лопия представлены на нашей территории метаморфическими и магматическими породами, которые будут рассмотрены в главах «Магматизм» и «Метаморфические и метасоматические образования».

Протерозойская акротема подразделяется на нижнюю (карельскую) и верхнюю (рифейскую) энотемы, с временной границей между ними 1650 млн лет [261]. Первая подразделяется на две, а вторая – на три эратемы.

В серийной легенде [202] все стратиграфические подразделения привязаны к определенным структурно-формационным зонам (СФЗ), а в позднем докембрии и палеозое – к структурно-фациальным зонам (СфЗ), каждая из которых характеризуется своим типом разреза, локализованного в пределах отдельных структур и выделена преимущественно в самостоятельную серию, реже – в свиту или толщу. Первая структурно-фациальная зональность намечается для разрезов ятулийского надгоризонта нижнекарельской эратемы. Размещение СФЗ и СфЗ на площади листа показано на схемах в зарамочном пространстве геологической карты дочетвертичных образований.

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ (ЛОПИЙСКАЯ) ЭНОТЕМА СРЕДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА ХАУТОВААРСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

Наиболее полный разрез среднелопийской эратемы установлен для Хаутоваарско-Сегозерской СФЗ, а стратотипическим разрезом среднего лопия принят разрез хаутоваарской серии одноименной структуры [192, 213]. Породы

Корреляция местных стратиграфических подразделений среднего и верхнего лопия на площади листа Р-(35),36 – Петрозаводск

Общая стратиграфическая шкала		Региональная стратиграфическая схема		Структурно-формационная зональность (СФЗ)										
эоно-тема	эра-тема	надгоризонт	горизонт	Паданская СФЗ			Кумсинско-Парадвовская СФЗ	СФЗ Ветреного пояса						
ЛОПИЙСКАЯ ЛР	ВЕРХНИЙ ЛОПИЙСКИЙ ЛР ₃	гимольский	2800	сондальская св. 500 м 2712*, 2673*			кубышкнская св. 1650 м 2702*	пулозерская т. 600 м 2533*?						
				паданская толщина** 1000 м	1-й тип разреза суккозерская св. 2749 кадиозерская св.	2-й тип разреза паданские сланцы 2752*								
				Костомукшская СФЗ										
ЛОПИЙСКАЯ ЛР	СРЕДНИЙ ЛОПИЙСКИЙ ЛР ₂	хаутоваарский	2900	Ялонварская СФЗ			Хаутоваарско-Сегозерская СФЗ			Шилосская СФЗ	Сумозерско-Кенозерская СФЗ	Парадвовская СФЗ		
				роковский ЛР ₂ ¹	ялонварская св.**	третья толщина 150 м	Хаутоваарская структура	Структура Койкары	Р-н оз. Сайозеро, оз. Остер			Р-н Парадвово-Надвоиц		
				няльмозерский ЛР ₂ ¹	первая и вторая т. 1500–1900 м	масельская серия**	усмитсан-ярвинская св. до 250 м	кульонская св. 600–1200 м	каларвинская св. до 1200 м	кивилампинская св. до 1200 м 2860, 2866	остерская толщина 220 м	рябовская серия**	вожмозерская т.** 500–3000 м 2815*	парадвовская серия**
3000				шуйская серия**	лоухиваарская св. 2000 м 2935, 2921	виетуккалам-пинская св., 2700 м 2995–3000	питкилам-пинская св. 1200 м 2944	палаламбинская и сунская т. до 850 м	золоторожская серия**	кумбуксинская т. до 1500 м 3054	кочкомская св. 400 м			

Примечание. т. – толщина; св. – свита; с. – серия; 270 м – мощность подразделения в метрах; ~~~~~ перерыв;

Изотопный возраст пород и методы его определения: 2900 U-Pb; 2850 Pb-Pb; 2900 Sm-Nd; 2815* SHRIMP II; ** – подразделения, выделенные на геологической карте.

этого возраста в современной региональной стратиграфической схеме (утверждена НРС в 2004 г.) [202] отвечают хаутоваарскому надгоризонту, разделенному на няльмозерский (нижний) и рокковский (верхний) горизонты, граница между которыми проводится на рубеже 2900 млн лет (табл. 1).

В основу представлений о стратиграфии этой СФЗ положены материалы многолетних исследований геологов ИГ КарНЦ РАН К. О. Кратца, В. И. Робонена, С. И. Рыбакова, А. П. Светова, А. И. Световой, а также специалистов других организаций – М. А. Гиляровой, О. А. Левченкова, С. Б. Лобач-Жученко, Л. Я. Харитоновна. Важные материалы были получены при проведении геологосъемочных работ этой территории В. В. Сиваевым [251, 252].

Породы среднего лопия метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации, иногда эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций. В то же время для пород лопийского возраста характерны почти повсеместно сохранившиеся первичные (дометаморфические) текстуры и структуры пород, что позволяет уверенно определять их генезис и, часто, восстанавливать потоковое строение горизонтов вулканитов, внутреннее строение отдельных потоков или слоев осадочных пород. Таким образом, являются основания для составления нормальных разрезов, где нижние подразделения древнее верхних.

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

На территории листа в соответствии с серийной легендой в няльмозерском горизонте выделены шуйская и золотопорожская серии, которые коррелируются между собой, но относятся к различным структурно-формационным зонам (табл. 1). Основанием для их выделения послужило появление перерывов, выделение в стратотипе горизонта первых терригенных отложений, в том числе полимиктовых конгломератов, и данные изотопного возраста пород. Характерно в среднем лопии наличие первых вулканических построек [34, 155]. В основу представлений о стратиграфии Хаутоваарской и Койкарской структур положены описания их разрезов А. И. Световой [155, 153].

Няльмозерский горизонт

Шуйская серия (LP_2^{1sh}) распространена в Хаутоваарско-Сегозерской СФЗ протяженностью около 180 км между Ведлозеро и Сегозеро. В ней выделяются Хаутоваарская, Койкарская, Семченская, Паласельгинская, Остерская, Маньга-Киндасовская структуры. Наиболее полный разрез сохранился в пределах Хаутоваарской структуры, расположенной на юго-западе СФЗ. Структура вытянута в меридиональном направлении на 65–70 км, имеет максимальную ширину 10–12 км. Супракрустальные породы, отнесенные к шуйской серии, ранее относились к хаутоваарской серии (ныне отвечает хаутоваарскому надгоризонту) и слагали низы ее разреза. Наиболее широко в ее составе представлены сланцы, плагиосланцы кварцсодержащие слюдяные по туфам и лавам среднего и кислого состава; амфиболиты, сланцы амфиболовые, слюдяно-амфиболовые по вулканитам основного и среднего состава; амфибол-хлоритовые, тальк-хлоритовые, серпентин-хлоритовые сланцы по

лавам и туфам коматиитов. В наиболее полном разрезе шуйской серии выделяются виетуккалампинская (нижняя) и лоухиваарская (верхняя) свиты [34, 155].

Виетуккалампинская свита мощностью 2500–2700 м слагает нижнюю часть разреза лопия. Основание ее неизвестно. Выделяются два типа разрезов свиты, один из которых характеризуется значительной долей (до 50 %) лавовых пачек, изменяющихся по составу от андезитов до андезидацитов с текстурами подушечных, миндалекаменных массивных лав и редкими реликтами порфирировых структур. Часто породы представлены порфиробластическими амфиболитами. Грубые туфы аналогичного состава развиты локально. Другой тип разреза отличается преобладанием в составе пирокластов различной размерности, лавы входят в его разрез спорадически, тонкие туфы и туффиты замещают по латерали грубые туфы. Заканчивается разрез свиты пачкой переслаивания графито-кремнистых сланцев, амфиболовых кварцитов (их природа не установлена), кремнистых туффитов, с линзами мономиктовых гравелитов и конгломератов. Изотопный возраст субвулканических андезидацитов центрального Игнойльского некка, прорывающего вулканические образования свиты и определенный изохронным U-Pb методом по циркону, составляет 2995 ± 20 млн лет [155]; субвулканической дайки андезитов, секущей коматииты в Паласельгинской структуре – 3000 ± 10 млн лет [105].

Свита выделена С. А. Световым в ранге андезит-дацитовый толщи. Она сложена лавовыми пачками (до 50 %), изменяющимися по составу от андезитов до андезидацитов с текстурами подушечных, миндалекаменных и массивных лав. Вулканиты среднего состава (андезибазальты и андезиты) относятся к умеренно- и высокоглиноземистым преимущественно натриевой, реже калиево-натриевой сериям. Металавы среднего и кислого состава обладают афанитовыми и порфирировыми структурами. В них потоковое строение устанавливается по закономерной смене тонкозернистых однородных и порфирировых разностей пород. Характерно первое появление вулканических построек [53].

Лоухиваарская свита (600–2000 м) сложена стратифицированными лавами коматиитов (иногда с реликтовой спинифекс структурой), коматиитовых базальтов, толеитовых базальтов (с реликтами бластоофитовых структур) с прослоями и линзами туфов, туффитов основного состава и ассоциирующими с ними осадками: кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами, кремнисто-актинолитовыми, графитсодержащими сланцами, силицитами, содержащими линзы серноколчеданных руд. В центральной части структуры свита расчленяется на четыре пачки. Первая пачка (400 м) образована лавами коматиитов и коматиитовых базальтов с горизонтами туффитов основного состава, кремнистых и графитсодержащих сланцев. Она с резким контактом залегает на породах виетуккалампинской свиты. Вторая пачка (480–500 м) представлена тонкослоистыми пакетами базальтовых лав различной текстуры с редкими горизонтами туфов и графитистых сланцев. Третья пачка (600–700 м) сложена мощными потоками базальтовых порфиритов с горизонтами вулканогенно-осадочных пород и туфов. Завершается разрез лоухиваарской свиты 25-метровой пачкой вулканогенно-осадочных пород. Породы свиты прорва-

ны дайкой дацитов, изотопный возраст которых близок к 2935 млн лет [53], Sm-Nd изохронный возраст вулканитов свиты – 2921 ± 55 млн лет [154].

Разрез свиты обособлен С. А. Световым в коматиит-базальтовую толщу. Как показано выше, она резко сменяет в разрезе предшествующую толщу виетуккалампинской свиты без промежуточных типов пород. Ультраосновные металавы тяготеют к низам разреза толщи, основные – к ее верхам. Толща представлена магнезиальными коматиитами и коматиитовыми базальтами и базальтами. Ультраосновные лавы (коматииты) отвечают по составу перидотитовым и пикроксенитовым коматиитам, основные породы – пикробазальтам, базальтам, оливиновым базальтам. Все они принадлежат к породам нормального ряда, преимущественно низкоглиноземистым натриевой и калиево-натриевой серий; натрия преобладает над калием. Покровы метаэффузивов обладают сложным потоковым строением с хорошо сохранившейся внутренней зональностью. Во многих случаях вулканиты основного и ультраосновного состава имеют шаровую и подушечную отдельность, широко развиты миндалекаменные, вариолитовые, порфириновые и афанитовые разности. Наименее измененные коматииты сложены тонкозернистым агрегатом серпентина, хлорита, тремолита, образующим псевдоморфозы по оливину. Во многих случаях коматииты значительно изменены и превращены в серпентиниты без реликтов первичных минералов, содержащие антигорит-лизардит (до 90 %), рудный (до 15 %), хлорит (1 %). Структура их перекрещенно-волоконистая до гипидиоморфнозернистой. Контуры зерен замещенного оливина подчеркиваются рудным минералом. Генезис и потоковое строение коматиитов устанавливается при наличии структур спинифекс. Макроскопически кристаллы измененного оливина хорошо наблюдаются только на выветрелой поверхности пород. Под микроскопом в основной массе серпентина выделяются «вафлеобразные» сростки пластин оливина, замещенного серпентином длиной до 1 см. В коматиитовых базальтах обнаружены тремолит, плагиоклаз с мельчайшими включениями эпидота, зеленый хлорит, кальцит. Второстепенные минералы – сфен, пирротин, магнетит.

Образования серии изучены также в Койкарской структуре [155], расположенной в 70–80 км к северо-востоку от Хаутоваарской. Основание лопия в ней не известно. Нижняя часть разреза, питкилампинская свита, сложена коматиитовыми базальтами (подушечные, массивные лавы, вариолиты, лавобрекчии) с единичными потоками коматиитов, со спинифекс-структурами. Для этой части разреза (мощностью 500 м) характерны туфы, туффиты коматиитов, составляющие до 15 % мощности толщи. Возраст вулканитов – 2944 ± 170 млн лет (Sm-Nd, эрахрона) [154]. Коматииты выше сменяются монотонными базальтами мощностью до 700 м, соответствующими по химическому составу оливиновым толеитам. Общая мощность разреза коматиитов и базальтов достигает 1200 м.

В районе между р. Семчь и оз. Остер, по данным С. Б. Лобач-Жученко и других геологов [102], разрез няльмозерского горизонта, вероятно, представлен перидотитовыми и базальтовыми коматиитами и базальтами (палаламбинская и сунская толщи). Они перекрыты metabазальтами и метаандезитами с горизонтами осадочных пород. Общая мощность этой части разреза превышает 850 м.

Возраст метаандезитов, определенный Pb-Pb методом по породе, равен 3020 млн лет [103], они сопоставляются с породами вьетуккалампинской свиты Хаутоваарской структуры.

Общая мощность серии меняется от 850 до 4700 м.

Золотопорожская серия (LP_2^1Z) в пределах листа распространена в Сумозерско-Кенозерской СФЗ. Наиболее полный ее разрез известен в Каменноозерской структуре, большая часть которой располагается на смежном листе Р-37. На территории листа обнажаются породы только кумбуксинской толщи. Перекрывается кумбуксинская толща вулканитами вожмозерской толщи рябовской серии, однако характер их контакта изучен очень слабо. Характерными признаками толщи, по которым она отличается от вышележащей серии, является наличие в ее составе высокомагнезиальных метабазальтов и перидотитовых коматиитов, в том числе со структурами спинифекс (амфиболиты, сланцы амфиболовые, амфибол-хлоритовые), а также кварцитов (неясного генезиса) с полосчато-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Выделяются два типа разрезов, представляющих строение кумбуксинской толщи [65], не выделенные на Госгеолкарте из-за малых размеров.

Первый тип разреза сложен преимущественно магнезиальными и толеитовыми метабазальтами, в центральной части которых залегает одна пачка высокомагнезиальных базальтов мощностью до 300 м. В основании пачки высокомагнезиальных базальтов отмечены отдельные маломощные тела коматиитов. Мощность кумбуксинской толщи в этом типе разреза оценивается в 850 м, его отличительной особенностью является отсутствие туфогенных пород.

Второй тип разреза характеризуется переслаиванием толеитовых, магнезиальных метабазальтов и потоков измененных перидотитовых метакматиитов. Метавулканиты иногда переслаиваются с кварцитами, кварц-серпичитовыми, карбонат-кварц-хлоритовыми, углеродсодержащими и другими сланцами. Мощность кумбуксинской толщи здесь составляет 1400–1500 м в центральной части.

Изотопный возраст пород кумбуксинской толщи, полученный изохронным Sm-Nd методом – 3054 ± 84 млн лет [151].

Рокковский горизонт

Образования рокковского горизонта развиты более широко и представлены породами трех разновозрастных серий – парандовской, масельгской, рябовской – и ялонварской свиты (табл. 1), характеризующих разрезы различных СФЗ. Наиболее полный и детально изученный разрез на площади листа принадлежит к масельгской серии.

В разрезе горизонта выделяются два стратиграфических уровня, отличающихся характером вулканизма. Для нижнего уровня характерен вулканизм андезит-риодацитового состава.

Масельгская серия (LP_2^2m) локализуется в Хаутоваарско-Сегозерской СФЗ и наиболее полный ее разрез, описанный в Хаутоваарской структуре [155], сложен плагиосланцами кварцсодержащими слюдянными по лавам и

туфам среднего и кислого составов, амфиболитами, слюдяно-амфиболовыми сланцами по вулканитам основного состава, прослоями углеродистых сланцев, конгломератами.

Разрез начинается *калаярвинской свитой* (900–1200 м), с перерывом перекрывающей лоухиваарскую свиту или непосредственно залегающей на андезитах виетуккалампинской свиты. Свита имеет в основании горизонт полимиктовых конгломератов, сменяющихся кверху граувакками. Мощность конгломератового горизонта составляет 12–15 м, он прослежен по простираению на 1–1,2 км. В гальках конгломератов преобладают базальты, габбродиабазы, андезиты, кварц. Цемент представлен мелкозернистым амфиболовым агрегатом с сульфидами. Горизонт граувакк (15–20 м) прослеживается на 15–20 км. По латерали и вверх по разрезу грубообломочные граувакки сменяются тонкими туфами-туффитами дацитов с прослоями графитистых сланцев (мощностью 2–40 м), туфопесчаников, хемогенных алюмокремнистых пород с линзами серноколчеданных руд.

Вулканиты свиты выделены С. А. Световым в андезит-риодацитовую толщу, образованную терригенно-туфогенными породами (около 23 % от мощности всего разреза среднего лопия), средними и кислыми вулканитами. Эти образования характерны для зеленокаменных поясов Хаутоваарско-Сегозерской СФЗ. Лавы толщи представлены андезитами (30 %), дацитами (50 %) и риолитами (20 %), но в разрезе преобладают туфогенные образования, коэффициент эксплозивности – 60–70 %. Для лав характерны миндалекаменные подушечные и массивные разности пород, наблюдаются глыбовые лавы, спекшиеся туфолавы. Для толщи типичны вулканические постройки центрального типа. Метавулканиты относятся к известково-щелочной серии с гомодромной направленностью дифференциации. По щелочности они принадлежат к калиево-натриевому ряду с высокой глиноземистостью.

Залегающая выше *кульюнская свита* (от 500–600 до 1200 м) сложена базальтами. В основании свиты иногда находится горизонт агломератовых и бомбовых туфов мощностью 10–20 м. Они состоят из обломков базальтов размером 3–12 см, часто с зоной закалки, сцементированных мелкозернистым туфопесчаником. В цементе много сульфидов. Изредка в этих породах встречаются обломки подстилающих графитистых сланцев. Для разреза характерны гиалокластиты, образующие самостоятельные горизонты до 20 м мощностью или заполняющие межподушечное пространство в шаровых лавах. Здесь же широко представлены субвулканические дайки габбродолеритов. Изотопный возраст вулканитов свиты не известен.

Завершает разрез осадочно-вулканогенных образований серии *усмит-санъярвинская свита* (150–250 м), сложенная ритмичнослоистыми лапиллиевыми, псаммитовыми туфами, туффитами дацитового состава и графитистыми сланцами. Мощность серии – 1450–2600 м.

С. А. Световым свита выделена в толеит-базальтовую толщу. По составу лавы отвечают толеитовым низкоглиноземистым и умеренноглиноземистым нормального ряда базальтам калиево-натриевой серии и нормального ряда низкоглиноземистым базальтам и пикробазальтам натриевой серии. Средние вулканиты, развитые менее широко, относятся к умеренноглиноземистым и высокоглиноземистым андезибазальтам и андезитам калиево-натриевой се-

рии, кислые лавы – к андезидацитам и низкощелочным риодацитам нормального ряда. Для всех вулканитов характерно резкое преобладание натрия над калием. Лавовые фации существенно преобладают над туфогенными.

В минеральном составе шаровых базальтов, в тонкозернистой основной массе актинолитовой роговой обманки с эпидотом и биотитом наблюдается реликтовая офитовая структура, обусловленная наличием лейст плагиоклаза (40–70 % An). В вариолитовых разностях вариоли (диаметром 2–4 мм) сложены альбитом, цоизитом, хлоритом. В миндалекаменных породах миндалины (размером до 7 см) выполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом, кварцем с сульфидами; изредка отмечаются альбит-олигоклаз, кварц, биотит, хлорит, сфен, магнетит, сульфиды. Базальтовые порфириды отличаются наличием призматических вкрапленников плагиоклаза (до 20, 50–65 % An). Структура пород толеитовая, бластоофитвая, микродиабазовая. Андезибазальты и андезиты характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками иногда оплавленного плагиоклаза. В андезитах устанавливаются две генерации вкрапленников – ранняя (An_{30–45}) с крупными (до 1 см) кристаллами и более поздняя (An_{15–30}) с мелкими кристаллами. Основная масса андезитов сложена (%) плагиоклазом (15–20), роговой обманкой (10–15), хлоритом (5–15), клиноцоизитом (5–25), кварцем (10–15), биотитом. Миндалины в породе выполнены кварцем и карбонатом. Вулканиты кислого состава в наименее измененных участках имеют порфировую, фельзитовую, микролитовую, иногда реликтовую бластопорфиловую структуру с гранобластовой основной массой. Вкрапленники в породах (до 15–20 %) представлены плагиоклазом (An_{15–30}), реже кварцем. В основной массе присутствуют кварц и альбит с подчиненными биотитом, роговой обманкой, хлоритом, клиноцоизитом. В риолитах иногда наблюдаются вкрапленники (до 7–8 мм) опаловидного или голубого кварца в количестве до 20 % и (или) плагиоклаза (An_{15–25}) в тонкозернистой кварц-альбит-серицит-биотитовой основной массе.

В Койкарской структуре [155] к масельской серии отнесены породы кивилампинской свиты, разделенной на две пачки. Первая пачка (900–1100 м) сложена вулканитами андезит-дацитового состава. В северной части Койкарской структуры установлены лавы андезидацитов, агломератовые и лапиллиевые туфы, которые по латерали сменяются более тонкими пирокластитами.

Изотопный возраст кислых лав нижней пачки кивилампинской свиты, полученный U-Pb методом по цирконам, равен 2860 млн лет [150, 151]. В Эльмусской структуре аналогичные образования имеют возраст $2866 \pm \pm 11$ млн лет [153]. Вторая пачка начинается горизонтом полимиктовых конгломератов мощностью до 70–100 м, которые восточнее оз. Питкилампи залегают на коре выветривания коматиитов питкилампинской свиты. Горизонт начинается мелкогалечными зеленокаменными конгломератами с единичными гальками дацитов. Цемент представлен хлорит-актинолитовым агрегатом. Выше в конгломератах появляются редкие валуны плагиогранитов. В кровельной части пачки конгломераты содержат единичную гальку коматиитов, базальтов (20–30 %), мелкие валуны и гальку дацитов (20–30 %), валуны и гальки плагиогранитов (5–10 %), гальки габбро-диабазов, габброамфиболитов (5–10 %), кварца (5 %). Цемент грауваккового состава, на некоторых участках присутствует пирит, достигая иногда 5 %.

Вверх по разрезу конгломераты сменяются вулканотерригенной пачкой, сложенной силицитами, туфопесчаниками, с редкими прослоями псаммитовых туфов дацитов, граувакками, конгломератами, кварцевыми песчаниками, карбонатными породами и графитистыми сланцами.

Завершается верхняя пачка терригенно-хемогенными алюмокремнистыми породами, превращенными в кварц-серицитовые сланцы, видимой мощностью около 40–50 м.

В районах р. Семчь и оз. Остер [40] на метаандезитах с размывом лежит остерская толща полимиктовых конгломератов (150 м), сменяющихся вверх полимиктовыми метापесчаниками и сланцами (220 м). Эта толща так же отнесена к масельгской серии.

Парандовская серия (LP_2^2pr) распространена в одноименной СФЗ, которая продолжает Хаутоваарско-Сегозерскую СФЗ к северу (между озерами Сегозеро и Выгозеро) и включает относительно мелкие структуры, сложенные только породами этой серии. На территории листа серия обладает наиболее мощным разрезом в районе поселков Парандово и Надвоицы. В строении ее, по представлениям В. И. Робонена и М. А. Елисеева [45], выделяются три толщи. Первая толща (150–200 м) сложена кварц-плагиоклаз-биотитовыми, кварц-биотит-мусковитовыми и порфиробластическими сланцами, последние тяготеют к низам разреза. Порфиробластические сланцы тонкополосчатые за счет чередования меланократовых и лейкократовых прослойков (от 0,1 мм до 1 см). Структура сланцев гранобластовая, состав лейкократовых слоек – кварц, альбит, цоизит, эпидот и, подчиненно, амфибол и биотит. Меланократовые слои насыщены порфиробластами обыкновенной роговой обманки и биотита (20–10 %). Залегающие выше сланцы обладают лепидогранобластовой структурой с размером зерен 0,1–0,3 мм и состоят (%) из кварца (45), плагиоклаза (An_{10-20}) (30), биотита (20), мусковита и эпидота (5). Текстура сланцев тонкополосчатая, плейчатая. Полосчатость вызвана чередованием слоев различного состава. По мнению авторов [45], это существенно туфогенная толща, сложена тонкообломочными туфами и туффитами андезит-дацитового и дацитового состава, чередующимися с кремнистыми туффитами, кремнистыми породами и графитистыми сланцами, к которым приурочены линзовидные тела серноколчеданных руд. Вторая толща (400–500 м) преимущественно сложена зелеными сланцами и амфиболитами с редкими прослоями порфиробластических сланцев и кварцитов. Амфиболиты – мелкозернистая порода, состоящая из обыкновенной зеленой роговой обманки – 60 %, плагиоклаза – 30 %, кварца, эпидота, цоизита, биотита и кальцита – 10. Структура породы нематогранобластовая с реликтовой офитовой, иногда наблюдается шаровая отдельность. Зеленые сланцы отличаются тонкополосчатой текстурой и нематогранобластовой структурой, сложены актинолитом (50 %), альбитом (30 %), эпидотом и цоизитом (20 %). Кварциты, образующие линзовидные тела и прослои до 15 м мощностью, состоят на 70–80 % из кварца, отмечаются мусковит, серицит (15 %), цоизит и карбонат (10 %), они обладают тонкогранобластовой структурой с реликтами псаммитовой. Толща образована метавулканитами основного состава, среди которых преобладают подушечные и массивные метабазалты. Мощность отдельных потоков составляет 10–30 м. Иногда между потоками присутствуют мало-

мощные горизонты туфов и туффитов. Характерны горизонты вулканогенно-осадочных пород мощностью 50–60 м, сложенные кремнистыми породами, кварц-серицитовыми и графитистыми сланцами, туффитами дацитов, мраморизованными известняками. К этим горизонтам приурочены серноколчеданные залежи.

Серия завершается третьей толщей (200–350 м) осадочно-вулканогенных пород, сложенной метатуфами и туффитами дацитов и андезитов, превращенных в гранатовые амфиболиты, кремнистыми и карбонатными породами.

С. Н. Юдин [268] выделяет в основании разреза кочкомскую свиту (400 м), по составу аналогичную описанной первой толще. Выше залегает сумская свита, разделенная на три подсвиты. В нижней распространены андезибазальты – аналог второй толщи В. И. Робонена (мощность до 400 м). Средняя и верхняя подсвиты сложены сланцами, аналогичными третьей толще. Мощность двух последних подсвит достигает 300 м. Разрез наращивается кварц-серицитовыми, кварц-биотитовыми, кварц-амфиболовыми сланцами по туфам риодацитов, дацитов, порфиритами, графитсодержащими гранат-амфиболовыми и филлитовидными сланцами идельской свиты, мощность которой составляет 500 м.

Первые две толщи (или свиты) прослеживаются к югу до Уросозерской структуры [45].

Мощность серии разными авторами оценивается в 1050 или 1600 м.

По неопубликованным данным О. А. Левченкова и Ю. Б. Богданова, изотопный U-Pb дискордантный возраст цирконов из металав дацитов верхней толщи отвечает 2802 и 2820 млн лет.

Аналогичный разрез известен в Бергаульской структуре, в которой он описан в составе бергаульской свиты, выделенной и описанной Л. Я. Харитоновым [170] и также охарактеризованный в работах Г. О. Глебовой-Кульбах, В. И. Робонена, В. Е. Руденко и С. И. Рыбакова. В нижней части разреза находится толща (800–900 м), сложенная метаморфизованными массивными и подушечными метабазальтами. Вулканиды превращены в полосчатые (псевдослоистые) эпидот-амфиболовые сланцы. В средней части разреза залегает вторая толща (~200 м), состоящая из рассланцованных и метаморфизованных кристаллокластических туфов дацитов, превращенных в кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы. Выше по разрезу они сменяются вулканогенно-осадочными породами – кремнистыми туффитами, графитистыми кварц-серицитовыми сланцами, известковистыми песчаниками с прослоями скарнированных карбонатных пород и колчеданных руд. Завершается разрез интенсивно рассланцованными и смятыми в плейчатые складки метабазальтами третьей толщи, видимая мощность которых не превышает 150 м.

Общая мощность – около 1250 м.

Рябовская серия (LP_2^2r). Образования рябовской серии локализованы на листе «Петрозаводск» в Сумозерско-Кенозерской СФЗ и в самостоятельной Южно-Выгозерской зеленокаменной структуре Шилосской СФЗ. В соответствии с легендой Госгеолкарты-1000/3, серия образована породами (снизу вверх) варозерской, вожмозерской (вожминской) и каменноозерской толщ. По данным ГДП-200 (устное сообщение И. А. Житниковой) на площади листа Р-36 выделяются образования только вожмозерской толщи.

В Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе (ЗКП) породы вожмозерской толщи залегают на образованиях кумбуксинской толщи и перекрываются вулканитами не ясного возраста. Метабазальты характеризуются здесь достаточно хорошей сохранностью и на редко обнажающихся участках 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 верхних частях разрезов толщи вскрыты метаандезито-базальты и метаандезиты, образующие постепенные переходы с толеитовыми метабазальтами. Выделить эту часть разреза в самостоятельное подразделение не представляется возможным из-за недостаточности фактического материала.

По сообщению И. А. Житниковой, для одной пробы метабазальтов был получен дискордантный возраст (рассчитан по семи точкам) в 2912 ± 220 млн лет и, вероятно, это – возраст ксеногенных цирконов. Для другой пробы дискордантный возраст (рассчитан по шести точкам) отвечает 2815 ± 20 млн лет. Мощность серии достоверно не установлена, но не менее 1000 м.

Разрез вожмозерской толщи (LP_2^v) несколько отличается от приведенного выше, и по этой причине она выделена на карте как самостоятельное подразделение, но в составе рыбозерской серии. Толща характеризуется как однородная по составу, представленная толеитовыми метабазальтами шаровой и массивной текстуры [65]. В Южно-Выгозерской структуре породы толщи залегают на гранитоидах нерасчлененного ранне-среднелопийского комплекса и имеют моноклинальное залегание с углами падения в западном направлении. Породы толщи представлены в основном амфиболитами, амфиболовыми сланцами по метабазальтам, с редко сохранившимися подушечными лавами, которые, как и вся толща, подверглись тектонической переработке. Метавулканиты слагают потоки различной мощности от первых метров до 40 м однородного минералогического состава. В кровле и подошве породы представлены мелко-тонкозернистыми амфиболовыми сланцами по метабазальтам, редко – с реликтами офитовой структуры, а в центральных частях потоков сменяются средне-крупнозернистыми разностями с габбровой структурой. Подушечные (шаровые) лавы сохраняются редко. 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. Структуры пород чаще тонкозернистые интерсертальные, реже – более кристаллические субофитовые. По всему разрезу вожмозерской толщи метавулканиты пронизаны серийей кварц-плагиоклазовых, плагиоклазовых, кварцевых, редко с эпидотом и карбонатом, разноориентированных жил и прожилков. Видимая мощность вожмозерской толщи здесь составляет от 3 км до 500 м в южной части структуры.

Полученный при проведении ГДП-200 на Северо-Онежской площади [65] возраст цирконов из метагаббродолеритов субвулканической фации возмозерского вулканического комплекса, составляющий 2857 ± 7 млн лет, может свидетельствовать о принадлежности их к рокковскому горизонту.

Ялонваарская свита ($LP_2^2 jal$) обособляется в Ялонваарской СФЗ, являющейся юго-восточным продолжением структуры пояса Хатту в Финляндии. Наиболее мощный разрез свиты изучен в районе Ялонваарского серноколчеданного месторождения. По данным Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой, здесь выделяются три толщи. Первая мощностью 1400 м, а по другим данным 900 м, сложена метавулканиками андезитового и андезит-базальтового состава с горизонтами более кислых метавулканитов. Среди них преимущественно развиты туфы (агломератовые, лапиллиевые и др.), агломератовые потоки, меньше представлены лавы. Вторая толща (500–600 м) образована метаморфизованными туфами вулканитов андезит-дацитового и дацитового состава. Эта часть ее разреза завершается вулканогенно-осадочными породами, состоящими из псаммитовых туфов метадацитов и риодацитов, туффитов, кремнистых туффитов и хемогенных кварцитов, колчеданных руд, графитистых сланцев. Среди кремнистых пород залегают прослои, обогащенные карбонатом – известково-кремнистые туффиты. Иногда встречаются маломощные слои и линзы магнетитовых руд. Породы интенсивно рассланцованы и превращены в кварц-серицитовые, альбит-кварц-серицитовые, кварц-биотит-хлорит-серицитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы, в которых, однако, сохраняются реликты первичных текстур и структур. Разрез осадочно-вулканогенных образований завершается массивными и подушечными метабазальтами третьей толщи (150 м).

Таким образом, мощность свиты оценивается в 1550 или 2150 м.

ВЕРХНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ГИМОЛЬСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

В сводной легенде Балтийской серии листов Госгеолкарты-1000/3 к верхнему лопию в Карелии относятся породы гимольского надгоризонта, включающего образования одноименной серии. Стратотипическим районом ее развития является Костомукшская структура, расположенная на листе Q-(35)-36 [121, 132]. В стратотипе серия в нижней части разреза сложена преимущественно слюдяными сланцами (по метаосадкам и кислым металавам) и железистыми кварцитами (мощность – до 1000 м). Верхняя часть разреза образована ритмичнослоистыми (флишоидными) кварц-биотитовыми, ставролитовыми и гранат-биотитовыми с псевдоморфозами по андалузиту сланцами и выделена в сурлампинскую свиту (мощность – до 1300 м) [42]. Толщи пород, аналогичные сурлампинской свите, в пределах листа P-(35),36 – Петрозаводск известны в Лексозерско-Куолисенском синклинии, где выделены в корпангскую свиту [227]. Аналогичные породы описаны и в районе оз. Карнизозера на южном окончании Хедозерско-Нюкозерской структуры, северная часть которой (большая) расположена на листе Q-(35),36. На геологической карте и в легенде к ней они выделены в собственно гимольскую серию и образуют Косто-

мукшскую СФЗ. В Лексозерско-Куолисменском синклинии на них лежат слюдяно-амфиболовые сланцы, выделенные в суккозерскую свиту [227]. Они известны также в районах озер Гимолы, Суккозеро. Восточнее, в районе озер Маслозеро, Селецкое и Сегозеро, распространены преимущественно слюдяные сланцы. Соотношения этих двух типов сланцев не установлены, и их разделение на карте не представляется возможным. Эти сланцевые толщи объединены нами в паданскую толщу, представленную двумя типами разрезов. Сланцы паданской толщи в районе восточного берега оз. Сегозеро перекрыты толщами основных металов (сондальская свита), относимых ранее к нижнему карелию [53]. Однако полученные результаты изотопного датирования лав этой свиты заставляют отнести их к гимольскому надгоризонту верхнего лопия. Таким образом, в разрезе верхнего лопия на территории листа нами выделены (снизу вверх): гимольская серия, паданская толща, сондальская свита и ее аналоги (кубышкинская серия и пулозерская толща).

На территории листа гимольская серия (LP_{3gm}) образует Костомукшскую СФЗ и наиболее широко представлена в Лексозерско-Куолисменском синклинии [227], в котором слагает его крылья. Серия образована ставролит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми сланцами, отнесенными авторами к корпангской свите. Породы серии залегают на гнейсах и гранитах среднего лопия. Граница серии с подстилающими образованиями отчетливая в том случае, когда контактируют породы резко различного состава, но в ряде случаев она нечеткая, из-за преобразований подстилающих пород. В основании разреза преимущественно развиты биотитовые сланцы. Породы обычно мелкозернистые, реже среднезернистые, буровато-серые, отчетливо гнейсовидные и полосчатые, иногда плейчатые. Они сплошно мигматизированы кварц-полевошпатовым материалом. Сланцы характеризуются лепидогранобластовой структурой, микрополосчатой текстурой и следующим составом (%): плагиоклаз № 25–31 – 35–65, кварц – 20–30, коричневый или почти черный мелкочешуйчатый биотит – 10–40, эпидот – 0–3, гранат – 0–1.

Вверх по разрезу в сланцах появляется рассеянный гранат, а выше и ставролит, образующие прослои в породе. Породы тонкополосчатые, средне- и мелкозернистые, порфиробластические характерного ржаво-бурого цвета. Полосчатость обусловлена значительно варьирующим количеством ставролита и граната в отдельных прослоях, отличающихся также зернистостью. Полосчатость напоминает многопорядковую ритмичную слоистость флишиоидного типа. В Хедозерско-Нюкозерской структуре также отмечается ритмичность флишиоидного типа [53]. Мощность чередующихся прослоев колеблется от 0,1 до 1–20 см, реже – до 50–60 см, при этом полосы выдержаны по мощности на значительные расстояния (до десятков метров). Структура порфиролепидогранобластовая за счет присутствия порфиробластов граната и ставролита размером до 3–4 мм в поперечнике. Главные пороодообразующие минералы представлены (%): плагиоклазом № 20–24 – 20–40, кварцем – 25–30, коричневым биотитом – 15–20, гранатом – 5–10 и ставролитом – 10–25.

Гранат-биотитовые сланцы развиты весьма ограниченно среди поля ставролит-гранат-биотитовых сланцев и отличаются от них только отсутствием ставролита.

Мощность гимольской серии в Лексозерско-Куолисенской структуре достигает 700–800 м [227].

Паданская толща (LP₃pd). В западной части листа Р-(35),36 – Петрозаводск широко распространены биотитовые и амфибол-биотитовые, реже амфиболовые сланцы. На Госгеолкартах-200 они выделены разными авторами в суккозерскую, рувинварскую, межозерскую, кадиозерскую и другие свиты или известны как «паданские сланцы» [42, 48, 53, 227]. По составу и строению эти свиты плохо различаются, и их выделение весьма условно. В Лексозерско-Куолисенской и Хедозерско-Нюкозерской структурах они перекрывают толщи гранат- и ставролитсодержащих сланцев. На Госгеолкарте-1000/3 данного листа они выделены нами в самостоятельную паданскую толщу и входят в состав Паданской и, частично, Костомукшской СФЗ. Толща выделена условно и распространена на северо-западе листа (западнее Сегозера), полные ее разрезы отсутствуют. По особенностям состава намечаются два типа разреза толщи, которые из-за слабой изученности не обозначены на Геологической карте.

Первый тип разреза характерен для Костомукшской СФЗ и западной части Паданской СФЗ. В Лексозерско-Куолисенской синклинали породы, включенные нами в паданскую толщу, непосредственно перекрывают метаосадки гимольской серии и отнесены к суккозерской свите [227]. Они обнажаются в ядерной части синклинали. Аналогичные породы широко распространены в районе озер Суккозеро и Гимолы.

В низах разреза толщи развиты биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы, маломощные прослои амфиболитов и пачки биотит-куммингтонитовых, цоизит-амфибол-пироксеновых сланцев. Выше обнажаются лептиты, сменяющиеся амфиболовыми сланцами, в которых на южном берегу оз. Куслочки (Лексозерско-Куолисенская синклиналь) и в районе Суккозера известны линзы конгломератов регрессивного строения (не показаны на карте) с амфиболово-сланцевым цементом [53, 170].

Все амфиболсодержащие породы характеризуются полосчатостью за счет тонкого переслаивания указанных разновидностей, а также прослоев биотитового сланца (гнейса) и амфиболита. Они характеризуются гранобластовой и лепидогранобластовой структурой. Главные породообразующие минералы в них представлены (%): плагиоклазом № 23–31 – 50–70, обыкновенной роговой обманкой – 15–35, биотитом – 2–5 и кварцем – 15–20. Из второстепенных и акцессорных минералов отмечаются эпидот, сфен, апатит, рудный, циркон. Амфиболиты преимущественно образуют тонкие (от первых сантиметров до первых метров) пласты. Наиболее распространены полевошпатовые амфиболиты, характеризующиеся гранонематобластовой структурой и следующим составом (%): темно-зеленая обыкновенная роговая обманка – 50, плагиоклаз № 38–40 – 40–42, кварц – 3–5, биотит, развивающийся по амфиболу – 5. Биотит-куммингтонитовые сланцы – это буровато-серые мелкозернистые тонкослоистые сильно рассланцованные породы с значительно варьирующим содержанием биотита и куммингтонита в отдельных прослоях. Структура их лепидогранобластовая, текстура линейнопараллельная. Главные породообразующие минералы в них представлены (%): плагиоклазом № 33–36 – 40, кварцем – 30, куммингтонитом – 15, биотитом – 12 и бледной синевато-

зеленой роговой обманкой – 3, замещающей куммингтонит. В отдельных прослоях присутствует небольшое количество граната в виде мелких (0,1–0,2 мм) зерен.

Амфиболовые и цоизит-амфиболовые сланцы – резко рассланцованные мелкозернистые породы с линзами и миндалинами размером до 1×4 мм, реже 1×20 мм. При микроскопическом изучении устанавливается микрослоистая текстура сланцев, обусловленная наличием прослоев мощностью от 1 до 5 мм, содержащих варьирующее количество амфибола (от 2–3 до 90–95 %) и цоизита (от 5 до 70 %). Структура гранонематобластовая и фиброгранобластовая. Состоят они из игольчатых, реже шестоватых зерен синевато-зеленой или бледно-зеленой обыкновенной роговой обманки (50–80 %), кварца (15–45 %), большей частью позднего, плагиоклаза № 24–30 (2–10 %), цоизита (1–30 %) и второстепенных минералов – биотита, карбоната. Наличие в сланцах миндалин, выполненных кварцем, реже шестоватыми крупными зернами амфибола, свидетельствует об образовании их за счет эффузивов.

Конгломераты относятся к полимиктовому типу. В составе галек присутствуют лейкократовые биотитовые плагиограниты, тонко- и мелкозернистые амфиболовые сланцы (сильно рассланцованные метамандельштейны), серые и светло-серые тонкозернистые лептитоподобные биотитовые сланцы. Гальки гранита характеризуются округлой формой, гальки сланцев – линзовидной. Цемент конгломерата представлен сильно рассланцованным, по плоскостям сланцеватости биотитизированным амфиболовым сланцем, аналогичным описанному выше. В конгломерате наблюдается грубая слоистость, обусловленная наличием прослоев, отличающихся по величине и количеству галечного материала. В прослое, залегающем в нижней части конгломератовой линзы, на долю галек приходится 30–35 %, из них гранитные составляют 5–10 % и отличаются небольшими размерами ($0,5 \times 0,7$ см). В верхней части линзы количество галек резко возрастает, составляя около 70 %, при этом содержание гранитной гальки достигает 30 %, а размер ее увеличивается до 4×5 см. Мощность тела конгломератов – 8–15 м [227].

Близкий разрез этого типа толщи известен в районе Суккозера [53, 170]. Здесь низы разреза представлены межозерской и суккозерской свитами. В районе Межезерского месторождения разрез межозерской свиты начинается с неяснослоистых биотитовых, биотит-эпидотовых сланцев, иногда с мелкими вкрапленниками полевого шпата. Выше наблюдаются амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы мощностью 50 м, сменяющиеся 10-метровым горизонтом биотитовых сланцев, местами содержащих вкрапленники плагиоклаза. Контакт с вышележащим горизонтом конгломератов суккозерской свиты постепенный. Около контакта в сланцах появляются отдельные гальки, равномерно рассеянные в породе. Сланцы постепенно переходят в толщу конгломератов, которая по характеру обломочного материала разделяется на три пачки.

Нижняя пачка (140 м) характеризуется переслаиванием конгломератов с безгалечными прослоями сланцев. Мощность прослоев, слагающих пачку, от 0,5 до нескольких метров, контакты между ними ясные и резкие. Средний размер галек – 3 см, редко наблюдаются обломки до 5 см. Безгалечные прослои представлены биотитовыми сланцами, аналогичными описанным выше;

в цементе конгломератов наблюдаются такие же биотитовые, частью порфиробластические сланцы. Прослои конгломератов содержат 30–35 % обломочного материала. Характерен смешанный состав обломков – наряду с гальками гнейсов и гранитогнейсов присутствуют фрагменты полевошпатовых сланцев (лептитов и порфиритов), содержание которых достигает 10–50 % от общего количества обломков.

Средняя пачка (75–90 м) представляет собой переслаивание конгломератов, биотитовых сланцев с отдельными гальками, метаморфизованных основных пород и их туфов. Мощность прослоев внутри пачки – от 0,2–0,3 до 2–3 м. В конгломератах обломочный материал содержится в количестве 35–45 %. Около 40 % от общего количества обломков представлено полевошпатовыми сланцами, остальные – гальками гнейсов, гранитогнейсов, аплитов и кварца. Средний размер обломков не превышает 5 см, цементом является биотитовый сланец.

Верхняя пачка (не менее 100 м) сложена валунными конгломератами. Валунны и гальки в ней представлены гранитоидными гнейсовидными породами: порфиробластическими плагиогнейсами и гранитогнейсами, приближающимися по составу к гнейсодиоритам и гранодиоритам. Наряду с ними встречаются единичные гальки темных биотитовых сланцев, кварца, аплита и пегматита. Содержание обломочного материала колеблется от 60 до 80 %. Галечно-валунный материал имеет плохую сортировку, наряду с обломками 1–3 см наблюдаются валуны, размер которых достигает 50–60 см. Слоистость для пород этой пачки не характерна.

Общая максимальная мощность этого типа разреза толщи близка к 1000 м.

Второй тип разреза толщи распространен в восточной части Паданской СФЗ и наиболее изучен в районе западного берега оз. Сегозеро и нижнего течения р. Лужма [48, 53, 170]. На юге этого района, южнее оз. Селецкое, А. Г. Леонтьевым был вскрыт непосредственный контакт сланцев с базальтами среднего лопия. По данным В. А. Ганина и Ю. Б. Богданова [53], разрез серии в районе пос. Паданы начинается пачкой (до 650 м), согласно лежащей на шаровых базальтах нижнего лопия. Базальный ее горизонт (25–30 м) представлен метапесчаниками, внизу грубозернистыми, вверху среднезернистыми. Он перекрыт кварц-хлоритовыми слоистыми сланцами, иногда с гранатом и графитом и с маломощными прослоями магнетитовых кварцитов и магнетит-амфиболовых сланцев; их суммарная мощность 180–190 м. Они в свою очередь перекрыты кварцевыми порфирами мощностью 450 м. Непосредственно выше расположена толща (до 190 м) переслаивания терригенных сланцев и кварцевых порфиров. Завершается разрез толщиной (400 м) тонкопараллельнослоистых кварц-хлоритовых сланцев, вероятно, туфогенного происхождения. Породы представляют собой серые мелко- реже среднезернистые сланцы двух текстурных типов с преобладанием в составе биотита. Одни сланцы отличаются массивным строением и содержат мелкочешуйчатый биотит, равномерно рассеянный в породе. В ряде случаев в них отмечались порфировые вкрапленники плагиоклаза размером 4–6 мм, составляющие 5–10 % от общего объема породы. Структура пород лепидогранобластовая, иногда бластопорфировая с лепидогранобластовой структурой основной массы. По составу эти породы близки к дацитам и андезидацитам. Более широкое

распространение имеют отчетливо грубо-параллельнослоистые биотититовые, хлорит-биотитовые сланцы. Мощность лейкократовых и меланократовых слоев достигает 1–3 см, в меланократовых слоях наблюдается более тонкая слоистость, напоминающая двучленную ритмичную слоистость. По составу они близки к метаграуваккам. Главные породообразующие минералы в них представлены (%) плагиоклазом № 18–22 – 40, кварцем – 25–30, биотитом – 10–40.

Имеется определение изотопного возраста вулканитов кадиозерской свиты из района оз. Суккозеро (первый тип разреза), полученное для цирконов классическим U-Pb методом и равное 2749 ± 5 млн лет [97]. В рамках данной работы определен изотопный возраст циркона методом SHRIMP II из плагиопорфиров района севернее пос. Паданы (второй тип разреза). Цирконы коричневого цвета, прозрачные и полупрозрачные. Представлены идиоморфными и субидиоморфными призматическими зёрнами и их обломками разной степени сохранности. Длина зёрен циркона составляет от 75 мкм до 400 мкм. Коэффициент удлинения – от 1 до 4. По результатам U-Pb датирования цирконы данной пробы разделены на две возрастные группы. Для первой группы цирконов (возможно, ксеногенных) сосчитан конкордантный возраст 2893 ± 14 млн лет, СКВО – 0,022. Для второй группы цирконов построена дискордия с верхним пересечением 2752 ± 22 млн лет, СКВО – 0,013.

По составу вулканиты толщи отвечают андезит-дацит-риодацитово-ассоциации. Примерно, на долю пород среднего состава приходится до 11 % от мощности разреза, кислого – до 26 %; терригенно-туфогенные осадки занимают около 63 %. Метавулканиты преимущественно представлены порфировидными лептитам, плагиопрофитами и кислыми кластолавами. Чаще всего это серые и темно-серые породы с массивным сложением основной мелкозернистой массы. Профировидные лептиты содержат (%) кварц (25–32), плагиоклаз (олигоклаз, 25–30), биотит (20–27), хлорит (3–5), сульфиды (до 2); вторичные минералы – серицит (до 10), эпидот (1), карбонат (< 1); аксессуарные – апатит, турмалин, сфен. Плагиоклаз образует порфировые выделения (длиной 1–3 мм), в количестве до 20–28 %. Плагиопорфиры являются лейкократовой породой, содержащей в основной мелкозернистой массе (%): олигоклаз (60), кварц (30), биотит (8), хлорит, мусковит, серицит (всего до 2), вкрапленники плагиоклаза (5–25). Кластолавы образованы кварцем (35–40 %), плагиоклазом (5–10 %), хлоритом (15–28 %), биотитом (15–20 %), мусковитом, карбонатом, эпидотом, сульфидами, магнетитом, апатитом, турмалином. Они содержат обломки размером 0,2–10 мм кислых пород, сцементированных мелкозернистой массой того же состава, количество обломков может достигать 60 %. По химизму верхнелопийские метаэффузивы отвечают андезитам, дацитам и риодацитам. Первые из них принадлежат к высокоглиноземистым породам калиево-натриевой и натриевой серий. Дациты разделяются на нормальные и низкощелочные; риодациты относятся к породам нормального ряда и отличаются от кислых лав нижнего лопия повышенной щелочностью с существенным преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,5\text{--}4,3$).

Сондальская свита (LP_3sn). Разрез начинается с металав, представленных андезибазальтовыми лавами, лавобрекчиями, реже туфами, туфо-

брекчиями, агломератами [82, 152]. Свита распространена в районе к западу от оз. Сегозеро и в районах Койкарской, Семченской, Эльмусской структур. Переход в вышележащую канусниемскую свиту происходит путем переслаивания лав и обломочных пород – туфоконгломератов и конгломератов (район о. Сондалы) или резко и с несогласием перекрываются конгломератами [117, 152].

Нижняя граница свиты резкая, неровная, с карманами размыва. В основании иногда наблюдается линзовидный маломощный горизонт седиментогенных брекчий, кварциты отсутствуют. В толще основных вулканогенных пород по ряду почти непрерывных обнажений устанавливается два лавовых потока, каждый из которых имеет мощность 210–220 м. Нижние части их мощностью 70–80 м сложены темно-серыми или зеленовато-серыми афанитовыми, обычно миндалекаменными долеритами, порфиритами и вариолитами, а верхние – автобрекчиями и туфобрекчиями. В нижнем лавовом потоке миндалекаменные долериты характеризуются наличием мелких (размером 1–3 мм) округлых или овальных миндалин, количество которых составляет 20–30%. Сложены они плагиоклазом, эпидотом, хлоритом, биотитом, реже – одним биотитом. Отмечаются миндалины с зональным строением, в которых центральные части сложены плагиоклазом, а краевые – биотитом, но чаще указанные минералы заполняют миндалины без всякой закономерности. Основная масса состоит (%) из тонких лейст альбитизированного плагиоклаза (25–70), актинолита (0–70) или хлорита (0–25), мельчайших зернышек рудного минерала и лейкоксена (обычно 1–3, иногда до 50). В основании вышележащего лавового потока залегают почти черные афанитовые долериты, в которых присутствуют единичные крупные овальные и округлые миндалины размером 0,5–7 см. Количество их вверх по разрезу постепенно увеличивается, достигая 10–15%. По составу преобладают кварцевые миндалины, иногда с кальцитовой оторочкой, реже присутствуют миндалины с биотит-плагиоклазовой оторочкой.

Долеритовые порфириты отличаются от подстилающих их миндалекаменных долеритов наличием в основной апоинтерсертальной массе, состоящей из тонких лейст альбита, связанных хлоритизированным стеклом и лейкоксеном, порфирировых вкрапленников бледно-зеленой роговой обманки. В них также присутствуют миндалины, сложенные эпидотом, хлоритом, биотитом, роговой обманкой и сфеном. Мощность свиты – 500 м.

Изотопный возраст лав, полученный в районе р. Семчь методом SHRIMP II из пробы, предоставленной С. А. Световым, равен 2712 ± 8 млн лет, СКВО – 0,035.

На мысу Канусниemi на западном берегу Сегозера были выделены цирконы из горизонта лавобрекчий. Цирконы розового цвета прозрачные и полупрозрачные. Представлены идиоморфными и субидиоморфными призматическими зернами и их обломками. Длина зерен циркона составляет от 50 до 150 мкм. Коэффициент удлинения – от 1,2 до 4. Содержание радиоактивных элементов: $U = 167\text{--}459$, $Th = 27\text{--}171$, $Th/U = 0,06\text{--}0,66$. Для основной группы цирконов данной пробы двухфазного строения (светлая центральная часть и темная краевая с нарушенной магматической зональностью) был сосчитан конкордантный возраст, равный 2673 ± 11 млн лет, СКВО – 0,38. Для второй

группы цирконов возраст изменяется от 2793 ± 11 до 2850 ± 80 млн лет. Они представлены обломками слабого свечения с нарушенной магматической зональностью и содержанием радиоактивных элементов: $U = 139\text{--}462$, $Th = 86\text{--}204$, $Th/U = 0,35\text{--}0,64$. Предполагается, что это ксеногенный циркон.

Кубышкинская серия (LP₃kb). В сводной легенде Балтийской серии листов образования кубышкинской серии и сондальской свиты относятся к неразделенному сумийско-сариолийскому надгоризонту нижекарельской эратемы. Однако определения изотопного возраста, сделанные в рамках данной работы, показали, что они архейского возраста и не содержат цирконов с сумийским возрастом. На этом основании они отнесены нами к верхнему лопию. В состав этой серии в Кумсинской структуре ранее были включены и породы пальеозерской свиты, сложенной конгломератами и завершающей ее разрез. Они нами отнесены к сариолийскому надгоризонту карелия. Сондальская свита и кубышкинская серия, возможно, представляют самостоятельные типы разрезов.

Образования кубышкинской серии локализованы в Кумсинско-Парандовской СФЗ. В Сумозерско-Кенозерской СФЗ, вероятно, разновозрастные породы выделены в пулозерскую толщу (район Ветреного пояса).

Опорный разрез серии описан в Кумсинской структуре, в которой он разделен (снизу вверх) на глубокоозерскую и кумсинскую свиты [82]. *Глубокоозерская свита* (150 м) залегает на коре химического выветривания архейских пород. Ее разрез начинается аркозовыми кварцито-песчаниками с линзами полимиктовых конгломератов и завершается покровами андезибазальтов. *Кумсинская свита* (1400–1500 м) в основании представлена горизонтальнослоистыми и косослоистыми кварцито-песчаниками мощностью 30 м. Выше них прослеживается многопокровная толща андезибазальтов. Покровы вулканитов сложены афанитовыми разновидностями, вариолитами с розовым и кремевым альбитом, плагиоклазовыми порфиритами, однородными андезибазальтами.

Из плагиопорфиритов средней части разреза кумсинской свиты методом SHRIMP II был определен изотопный возраст цирконов. Одна группа цирконов имеет конкордантные возраста $1902,6 \pm 8,7$ млн лет, СКВО – 0,93 и 1984 ± 12 млн лет, СКВО – 0,34. Этот возраст, вероятно, отражает время сфекофеннской активизации. Для второй группы цирконов получен конкордантный возраст 2712 ± 11 млн лет, СКВО – 0,38. Мы полагаем, что это истинный возраст вулканитов. Возраст одного зерна циркона – 3541 ± 26 млн лет, зерно является ксеногенным.

В районе Парандово-Надвоиц у северной рамки листа были выделены породы, ранее отнесенные к тунгудской свите сумия [268]. Из-за сходства строения разреза они включены нами на карте в кубышкинскую серию. Ее образования согласно перекрывают породы парандовской серии, возможно, с которой выветривания в основании. В нижней части разреза располагается горизонт кварцитов с хорошо сохранившимися псаммитовыми структурами. Они сменяются филлитовидными серицито-кварцевыми, и кварц-карбонатными сланцами с прослоями кварцитов. Эта часть разреза завершается темно-зелеными кварц серицит-альбитовыми сланцами с большим количеством (до 70%) хлорита, биотита, реже актинолита. На них согласно лежат мета-

мандельштейны, метапорфириты, шаровые лавы андезибазальтов и альбитофиры, среди вулканитов отмечаются горизонты зеленых сланцев альбит-эпидот-актинолитового, актинолит-биотит-эпидотового состава. Для вулканитов характерны хорошо сохранившиеся бластоофитовые, бластопорфировые структуры, для сланцев – бластосаммитовые. Мощность свиты – около 500 м.

Пулозерская толща (LP_{3pl}). По устному сообщению И. А. Житниковой, в процессе ГДП-200 на листе Р-36-VI, в пределах СФЗ Ветреного пояса выделена пулозерская толща, отнесенная авторами к сумию. Ее разрез напоминает разрез тунгудской свиты района Парандово-Надвоиц и кубышкинской серии. Толща сложена в низах разреза метапесчаниками, кварцитопесчаниками, кварцитами карбонатсодержащими. Выше по разрезу в карбонатсодержащих кварцевых метапесчаниках картируются маломощные до 10–20 см прослои алевролитов. Видимая мощность этой части разреза составляет 500–600 м. Верхняя подтолща пулозерской толщи образована преимущественно маломощными потоками метаандезибазальтов и метаандезитов, реже – метаандезидацитов (мощность потоков, по данным бурения, составляет от 0,3 до 6 м). Межпокровные метатufы в целом по разрезу имеют подчиненное значение, и зачастую наблюдается налегание потоков друг на друга. Мощность верхней части разреза толщи не установлена. Мощность разреза всей толщи так же неизвестна.

По данным И. А. Житниковой, изотопный возраст цирконов из метаандезибазальтов, полученный методом SHRIMP II, образует три дискордии в 1860, 2024 и 2533 млн лет. Две первые датировки, несомненно, отражают возраст наложенных процессов свекофеннской тектонической эпохи, третья – возраст захваченного циркона либо является реликтовым возрастом самих лав. Характерно, что совершенно отсутствуют возрасты сумийского времени. Все сказанное послужило основанием отнесения толщи к позднему лопию.

Вулканиты этих стратиграфических подразделений отвечают по составу андезибазальтам. В них резко преобладают лавовые фации (> 90 % мощности разреза) над туфогенными. Они не испытывали воздействия пород комплексов мигматит- и анатектит-гранитов и габбро-монцонит-сиенит-гранитового и сиенитового комплексов. Лавовые потоки мощностью 5–45 м, обладают асимметричным строением. В их основании развиты массивные мелкозернистые афанитовые породы, в средней части – среднезернистые, в кровле – миндалекаменные, вспененные металавы или лавобрекчии. В некоторых разрезах в метаэффузивах наблюдаются шаровые или подушечные текстуры. Практически все лавы образованы альбитом и амфиболом, присутствуют биотит, хлорит, эпидот, рудный. Миндалины обычно выполнены кварцем, часто с карбонатом и хлоритом, реже эпидотом; иногда наблюдаются миндалины с параллельной слоистостью. Иногда миндалины в основании потоков выполнены альбитом, а выше – полевым шпатом. В верхах разрезов резко возрастает роль пирокластических пород и горизонтов конгломератов. По составу лавы отвечают андезибазальтам умеренноглиноземистым, калиево-натриевой серии, Na₂O/K₂O – 1,7–3,5.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ) ЭНОТЕМА

НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

В региональной стратиграфической схеме докембрия Карелии и в легенде к Госгеолкартам-1000 (третье поколение) Балтийской серии к нижнекарельской эратеме отнесены породы (снизу вверх): сумийского, сариолийского и ятулийского надгоризонтов [121]. Корреляция местных стратонов в разных СФЗ приведена в табл. 2.

СУМИЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

В соответствии с серийной легендой, на территории листа к сумийскому надгоризонту отнесена только киричская свита.

Киричская свита (KR_1^{kr}) преимущественно развита на территории смежного листа, на нашем листе она выделяется в его северо-восточном краю, где обособляется в СФЗ Ветреного пояса. В разных частях этой СФЗ различными авторами строение и состав разреза свиты понимаются неодинаково, а соотношения между собой разрезов разных районов не установлены. Все это побудило отнести породы киричской свиты к сумийскому надгоризонту условно, как это сделано в Балтийской серийной легенде. В составе киричской свиты выделяются две подсвиты. Разрезы их изучены недостаточно и последовательность пород в них выявлена в самом общем виде. Характеристика свиты дана по материалам, предоставленным И. А. Житниковой. Киричская свита на этой площади отнесена к сариолийскому надгоризонту.

Нижняя подсвита образована преимущественно конгломератами, которые предположительно залегают на метавулканиках пулозерской толщи. Конгломераты по составу полимиктовые, неотсортированные. В их составе присутствуют гравийные зерна, гальки (от мелких до крупных), слабоокатанные и неокатанные валуны размером до 30×40 см. Цемент соприкосновения в количестве не более 10–15%. Обломочная составляющая представлена плагиогранитами, кварцевыми метагаббро, метагаббродиоритами и до 5% метаандезитами пулозерской толщи. Гравий в конгломератах состоит из обломков плагиогранитов, кварца и плагиоклаза. В западной части площади подсвита представлена кварцевыми метапесчаниками, переслаивающимися с кварц-амфибол-эпидот-хлоритовыми и слюдисто-кварцевыми сланцами. Мощность нижней подсвиты, по разным авторам, составляет 200–1000 м.

Верхняя подсвита образована метабазальтами, в том числе миндалекаменными, метаандезибазальтами, в подчиненном количестве – метаандезитами, а также сланцами по этим породам. В низах разреза картируются преимущественно миндалекаменные метабазальты с миндалинами кварц-полевошпатового агрегата. В верхней части разреза наблюдаются маломощные (0,3–0,7 м) горизонты кластолав, венчающие потоки метабазальтов мощностью 1,5–

2,0 м. Класты сложены мелкопузыристыми метабазами, а цементом являются андезитовые порфиры. Мощность подсыты оценивается в 800 или в 1500 м. Максимальная мощность свиты может достигать 2500 м.

На смежном листе Р-37 U-Pb методом по циркону определен изохронный возраст кислых вулканитов из этой свиты, равный 2437 ± 3 млн лет [53]. Это и послужило основанием для отнесения киричской свиты к сумию.

По составу вулканиты относятся к метабазам. В западной части структуры картируются миндалекаменные метабазы зеленовато-серого цвета, породы слабосланцеватые мелкозернистого сложения, миндалины выполнены кварц-полевошпатовым агрегатом.

В центральной части структуры рядом скважин вскрыты метаандезибазы и метабазы интенсивно рассланцованные и преобразованные в сланцы с различным процентным соотношением вторичных минералов и несохранивших первичные магматические структуры – кварц-альбит-эпидот-актинолитовые, кварц-актинолит-эпидот-биотитовые и др. Изредка наблюдаются миндалекаменные метабазы зеленовато-серого цвета, породы слабосланцеватые мелкозернистого сложения, миндалины выполнены кварц-полевошпатовым агрегатом.

Метабазы, часто преобразованные в альбит-эпидот-актинолитовые сланцы, имеют следующий состав (%): актинолит (30–50), эпидот (15–30), плагиоклаз – альбит-олигоклаз тонкозернистый в основной массе и реликты микролитов (15–40), кварц (5–7), биотит (0–5), серицит (0–10). Структура бластоофитовая, гранонематобластовая, текстура сланцеватая.

Альбит-эпидот-биотитовые сланцы по метабазам состоят (%) из биотита – 30–40, альбита – 20–30, эпидота – 25–30, кварца – 0–5, карбоната – 0–5, хлорита – до 5. Структура бластоофитовая, гранолепидобластовая, текстура сланцеватая. Между этими группами сланцев нет резкой границы, в переходных разностях темноцветные минералы представлены актинолитом и биотитом в равных количествах.

В миндалекаменных разностях размеры миндалин колеблются от 1 мм до 1,5 см. Выполнены миндалины эпидотом, биотитом, кварцем.

Сланцы по метаандезибазам и метаандезитовым порфиритам имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз (40–70%), биотит (15–25%), актинолит (5–10%), эпидот (10–20%), кварц (5–10%). Порфиры вкрапленники плагиоклаза (раскисленного до олигоклаза) размером до 1,5 мм, в разной степени эпидотизированы. Структура бластопорфирная, основной массы – бластоофитовая, лепидогранобластовая, текстура преимущественно сланцеватая.

Кластолава содержит обломки массивных мелкозернистых метабазальтов, сцементированных андезитовыми метапорфиритами. В метапорфиритах фенокристаллы размером до 2 мм представлены плагиоклазом и амфиболом.

Геохимические характеристики пород верхней подсыты киричской свиты получены только для трех проб. По классификации метавулканитов породы толщ относятся к базальтам, андезибазальтам и трахиандезибазам известково-щелочной серии, натриевой серии с низкой и умеренной магnezильностью ($mg = 0,47-0,58$), низкой глиноземистостью ($ASI = 0,48-0,75$, для миндалекаменных – 1,12). Обогащены редкоземельными элементами и харак-

Корреляция местных стратиграфических подразделений карелия и рифея на листе Р-(35),36 – Петрозаводск

Общая шкала	Региональная схема	Структурно-формационная зональность СФЗ											
Эратема	Надгоризонт	Выборгская СФЗ		Ладожская СФЗ									
Возраст границ, млн лет													
средний и верхний рифей**				приладожская, яблоневская свиты 245 м									
нижний рифей				приозерская, салминская св.** 450 м 1498									
1650	хогландский	хогландская с.** 254 м 1638, 1640											
верхнекарельская		Сортавальская СФЗ		Суоярвско-Соанлахтинская СФЗ	Прионежская СФЗ	Гимольская СФЗ	Сегозерская СФЗ		Онежская СФЗ	СФЗ Ветреного пояса			
		Западный (Янисьярвинский) район		Восточный (Импиллахтинский) район	Янисьярвинская, Туломозерская, Суоярвская структуры	Прионежская структура	Костомукская, Ваксауская (+ мелкие структуры к западу от Воломской)	Лубосалминская, Воломская, Янгозерская, Маслозерская, Елмозерская структуры	Сегозерская, Южно-Выгозерская структуры	Северо-Онежская (+Кумсинская структура и мелкие структуры районов Койкары		СЗ окончание зоны Ветреного пояса (лист Р-36-VI)	
	вепсийский					шокшинская св.** 1000 м петрозаводская св.** 450 м				ваозерская св.** 190 м			
	калевийский	ладожская с.**	верхняя т.** 2100 м	верхняя т.** более 200 м		?				падоская** (=кондопожская) св. 800 м			
	лодиковый	сортавальская с.** 3300 м	кирьяволахтинская свита 1600 м 1970, 2000* питкярانتская свита 1700 м 2004*(?)	? питкярانتская свита п×100 м	соанлахтинская св.** 330–1000 м	?				суйсарская св.** до 420 м 1975		св. Ветреного пояса** мощн.?	
нижекарельская	ятулийский				онезкая с. туломозерская свита янгозерская свита		янгозерская св.** до 1000 м	сегозерская с.** более 2200 м туломозерская св. северо-сегозерская св. янгозерская св. маймьярвинская св.	сегозерская с.** более 2200 м телекинская св. конжозерская (медвежьегорская) св. янгозерская св.	онезкая с.** до 900 м туломозерская св. медвежьегорская св. янгозерская св.			
	саролийский							селецкая св.** 250 м		селецкая св.** до 500 м	Киричская СФЗ		
	сумийский										киричская св.** 800–1500 м 2437		
2100										заонежская св.** 1330–2760 м		виленгская св. 200 м?	

Примечание. Изотопный возраст пород и методы его определения: 2400 – Изохр U-Pb; 1889* – SHRIMP II; 1931 – Sm-Nd; т. – толща; св. – свита; с. – серия; 270 м – мощность подразделения в метрах;  площадная кора химического выветривания;  перерыв; **подразделения, выделенные на геологической карте.

теризуются умеренно дифференцированными спектрами их распределения с $La_N/Yb_N = 4,24-9,44$, $(La/Sm)_N = 2,29-3,43$.

САРИОЛИЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

В обрамлении ряда ятулийских структур в Карелии на территории нашего листа широко развиты полимиктовые грубообломочные образования, традиционно относимые к сариолию. Термин «сариолий», получивший распространение в отечественной и финской геологической литературе, предложил П. Эскола. Сариолийские конгломераты приобрели роль важного маркирующего горизонта, так как они считались базальными образованиями протерозоя или отдельных протерозойских серий пород. В дальнейшем Л. П. Галдобинной, В. А. Соколовым, К. И. Хейсканенем и другими исследователями было установлено, что сариолийские конгломераты несогласно перекрываются ятулийскими толщами и являются субстратом дютулийских кор выветривания. Как базальные образования конгломераты считались не связанными с вулканизмом, хотя в них постоянно отмечались примесь туфового материала, прослой туфов, вулканических брекчий, участки лавового цемента, вулканические бомбы и т. п. [42]. Определения изотопного возраста для обломочных пород сариолия не существуют. В сводной серийной легенде породы селецкой свиты отнесены к сариолию, конгломераты пальеозерской свиты были включены в состав кубышкинской серии сумийско-сариолийского надгоризонта. В настоящее время мы сопоставляем пальеозерскую и селецкую свиты и обе их относим к сариолию. На ГТК-1000/3 листа Р-(35),36 мы выделили эти образования как селецкую свиту.

Селецкая свита (KR_1^2sl). На геологической карте листа Р-(35),36 сариолий, возможно, образует два типа разреза, не показанные на карте. Эти образования известны в Лубосалминской, Воломской, Янгозерской (Селецкой), Маслозерской, Елмозерской, Сегозерской структурах, где залегают на сланцевых толщах гимольского надгоризонта или архейских гранитоидах. В своем распространении свита тяготеет к Сегозерской, и западной границе Онежской СФЗ.

Наиболее полное описание разреза селецкой свиты вдоль дороги пос. Паданы–дер. Сельга дал В. З. Негруца [117, 119]. Согласно этому автору, на паданских филлитах (верхний лопий) с крупным угловым и структурным несогласием залегают валунно-галечные конгломераты с обломками архейских гранитов, гранитогнейсов и/или кислых вулканитов, филлитов паданской толщи лопия. Конгломераты залегают на подстилающих породах с крупным угловым несогласием. Выше по разрезу они сменяются аркозами с прослоями конгломератов и далее ленточнослоистыми сланцами с «плавающими» гальками типа «дропстоун». Разрез селецкой свиты завершается пачкой темносерых сланцев. Общая мощность свиты составляет 250 м.

Анализ разрезов свиты в районе Энингилампи [119] и пос. Гумарино [171, 172] свидетельствует о принципиальном сходстве их с разрезом на р. Лужма, т. е. устанавливается также грубо-трехчленное деление конгломератовой толщи: валунно-галечные конгломераты, аркозы и песчаники, ленточнослои-

стые сланцы с «плавающими» гальками и текстурами типа «дропстоун». В большинстве описанных разрезов на породах селецкой свиты с явным размывом залегают кварцитопесчаники ятулийского надгоризонта [42].

Несколько иной тип разреза известен в Кумсинской структуре [82], в мелких структурах в районе Койкары, Семчи [153] и на мысу Канусниemi, расположенном на западном берегу Сегозера напротив о. Сондалы [117]. В Кумсинской структуре на коре физического выветривания, развивающейся на гранитоидах архея и на андезибазальтах кубышкинской серии залегают элювиально-делювиальная брекчия. Она сменяется мономиктовыми конгломератами с угловатыми обломками, состав которых соответствует составу подстилающих пород. Они переходят в полимиктовые разности, в которых преобладают обломки непосредственно подстилающих пород. На конгломератах залегают прослой полимиктовых песчаников. Они перекрыты мощной толщей полимиктовых конгломератов, вверх по разрезу которой возрастает окатанность обломков и уменьшается их размер. Они сменяются толщей с ритмичным переслаиванием конгломератов, песчаников и алевролитов. Завершается разрез ленточнослоистыми тонкозернистыми тонкослоистыми хлоритовыми сланцами. Общая мощность свиты достигает 450–500 м. По мнению некоторых геологов [172], нижняя граница свиты представляет собой переслаивание конгломератов с вулканитами кубышкинской серии.

Бликий разрез изучался на мысу Канусниemi [117, 119]. Мандельштейны основного состава с горизонтами шаровых лав сондальской свиты верхнего лопия постепенно замещаются кверху туфолавой основного состава, которая переходит в толщу чередования туфобрекчий и туфов основных эффузивов и затем в горизонт тонкослоистых туфов, содержащий линзы туфоконгломератов. Обломки в них представлены эффузивными породами и реже – плагиомикроклиновыми гранитами и кварцем. Туфы постепенно замещаются вверх по разрезу темно-серыми хорошо отсортированными горизонтальнослоистыми туфопесчаниками. Среди них находится маломощный (до 0,3 м) слой среднегалечного полимиктового конгломерата, состоящего из галек диабазов, мономинеральных кварцитопесчаников с поровым цементом серицитового состава и подчиненных им галек гранита. Туфопесчаники в свою очередь переходят в косослоистые хорошо отсортированные аркозы, отличающиеся, кроме того, наличием редких рассеянных валунов и галек плагиомикроклинового гранита. Вверх по разрезу количество валунно-галечного материала в аркозах постепенно увеличивается, и порода замещается валунными конгломератами, переходящими затем в горизонт чередования мелко- и среднегалечных конгломератов и полимиктовых гравелитистых метапесчаников. Еще выше, после 175-метрового перерыва в обнажениях следует мезоритмично-слоистая толща чередования валунных и разногалечных конгломератов, отличающихся туфогенным характером цементирующей массы и наличием лапиллей и обломков лав размером до 10–15 см. На мысу Канусниemi в юго-восточной части участка конгломераты выпадают из разреза, и ятулийские кварцитопесчаники залегают непосредственно на вулканитах сондальской свиты.

Северо-восточнее, на о. Сондалы обнажается толща слабоизмененных туфобрекчий и мандельштейнов, содержащая линзы зеленокаменных туфокон-

гломератов и заканчивающаяся пачкой ленточнослоистых туфов; на последних с незначительным размывом залегает толща ятулийских кварцитопесчаников.

Не исключено, что конгломераты селецкой свиты и верхи (трансгрессивные) разреза пальеозерской свиты действительно относятся к сариолию, а регрессивная (нижняя) часть разреза пальеозерской свиты – к позднему лопию.

ЯТУЛИЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

Термин «ятулий» был предложен И. Седергольмом в 1897 г. Нижняя граница надгоризонта проводится по коре химического выветривания, которая прослеживается во всех структурах Балтийского щита, а верхняя граница фиксируется контактом розовых доломитов ятулия и перекрывающих их темно-серых алевролитов людиковия. В принятой серийной легенде к ятулийскому надгоризонту отнесены породы янгозерской свиты, сегозерской и онежской серий (табл. 2). К. О. Кратц, К. А. Шуркин, С. Б. Лобач-Жученко, В. А. Масленников, В. А. Перевозчикова, В. А. Соколов считали эти серии одновозрастными, но несколько отличающимися составом и строением разрезов [164]. Посвитная корреляция разрезов серий дискуссионна. Породы ятулия, с возрастом нижней границы около 2,3 млрд лет [194], через площадную кору химического выветривания перекрывают сариолийские и все более древние образования.

Янгозерская свита (KR_1^3jn) приурочена к Гимольской СФЗ, в которой она образует единственное подразделение в составе ятулийского надгоризонта в Воломской, Лубосалминской и нескольких мелких останцовых структурах. В Онежской и Сегозерской СФЗ янгозерская свита входит в состав соответственно онежской и сегозерской серий. Наиболее мощный ее разрез известен в Лубосалминской структуре, в которой мощность свиты превышает 1000 м. Свита сложена светлыми, часто белыми косо- и горизонтальнослоистыми разнотернистыми кварцитопесчаниками, кварцевыми конгломератами и гравелитами, сливными кварцитами, непосредственно перекрывающими гранитоиды архея. В подчиненном количестве присутствуют пестроцветные серицитовые сланцы.

Сегозерская серия (KR_1^3sg) объединяет породы ятулия в Сегозерской СФЗ, в которой она обнажается в Янгозерской, Маслозерской, Елмозерской, Сегозерской, Ундозерской и ряде мелких структур. Наиболее полный разрез серии начинается маймьярвинской свитой (500–550 м), к которой относятся коры выветривания идеального профиля с постепенными переходами от коренных пород, а также карбонатизированные коры (caliche) и выветрелые протерозойские элювиально-делювиальные брекчии. Выше по разрезу появляются разнообразные аркозовые и кварцевые метапесчаники, гравелиты, гранитные и кварцевые конгломераты [42, 53, 117]. Свита завершается пестроцветными карбонатными песчаниками, кварц-серицитовыми сланцами и доломитами. Залегающая выше янгозерская свита по своему строению и составу идентична янгозерской свите Гимольской СФЗ. Выше залегают оса-

дочно-вулканогенные образования, которые в разных структурах выделены в северо-сегозерскую, медвежьегорскую свиты, состоящие из осадочной и вулканогенной толщ. Разрез северо-сегозерской свиты в Сегозерской СФЗ (>450 м) образован кварцевыми конгломератами, гравелитами, косослоистыми неравномернозернистыми метапесчаниками и подчиненными красноцветными алевролитами, мощностью до 110 м. Значительную часть занимают основные вулканы, образующие многопокровные сооружения. В районе Сегозера–Елмозера выделяется от девяти до 15 покровов суммарной мощностью 90–360 м, а в районе оз. Селецкое–Янгозеро–Маслозеро три–шесть покровов мощностью от 70 до 250 м и т. д. В основании покровов наблюдаются шаровые лавы, а в кровле – мандельштейны и пенистые лавы [42]. Верхняя часть серии образована туломозерской свитой (до 300 м), сложенной известняками, доломитами, алевролитами, кварцитопесчаниками, гравелитами и кварцевыми конгломератами. Общая мощность разреза серии – более 2200 м. Характерной особенностью серии является резкое преобладание терригенных осадков над карбонатными.

Онежская серия (KR_1^{3on}) распространена в Онежской СФЗ, в которой образует Янисъярвинскую, Туломозерскую, Суоярвскую, Онежскую структуры. Опорный разрез расположен в Онежской структуре. Разрез серии начинается с терригенных кварцитовых толщ янгозерской свиты, мощность которой не превышает 800 м в Янисъярвинской структуре, до 100 м в Онежской структуре. Выше залегают гравелиты, пестроцветные кварцитопесчаники и перекрывающие их долериты (койкарская свита) максимальной мощностью не более 300 м.

Наиболее характерным подразделением серии является туломозерская свита (>460 м), полные разрезы которой наблюдаются в Туломозерской, Суоярвской и Онежской структурах. В последнее время в качестве опорного предлагается разрез западного крыла Онежской структуры в районе дер. Пялозеро [17], где двумя скважинами получено полное пересечение свиты от кровли до подошвы [123]. В ее разрезе выделяется пять толщ, первая из них (50–140 м) сложена песчаниками, алевролитами, известковистыми доломитами и седиментогенными брекчиями. Вторая толща (60–80 м) образована чистыми доломитами, с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Третья толща (30 м) представлена доломитами с прослоями алевролитов, а четвертая (165 м) – кремнистыми доломитами, седиментогенными брекчиями и подчиненными песчаниками. Разрез завершается диабазами и пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и чистых доломитов, мощностью 50 м. Характерной особенностью разрезов этого возраста является пестроцветность пород и присутствие во многих из них горизонтов карбонатно-гематитовых сланцев. Каждая толща обладает характерными формами строматолитов, соответственно: I – *Gymnosoleneae*, II – *Carelozoon*, III – *Sundosia*, IV – *Omachetia*, V – *Klimetia*, *Butinella*, *Stratifera*. По данным В. В. Макарихина и А. А. Кононовой, породы свиты содержат большое количество разнообразных органических остатков, что обеспечивает расчленение разреза терригенно-карбонатных пород на отдельные слои с фитолитами и корреляцию местных разрезов в пределах Онежской структуры. Полный разрез ятулия вскрыт в Онежской параметрической скважине [123], где его мощность составляет

829 м. Здесь в его разрезе выделяется (снизу вверх): галитовая толща, улитинская толща и туломозерская свита. Нижняя толща с размывом перекрывает гранитоиды архея, ее мощность составляет 194 м. Толща образована каменной солью с обломками различных пород и жилами альбит-ангидрит-карбонатного состава. Вторая толща мощностью около 345 м представлена переслаиванием массивных ангидрит-магнезитовых пород, пелитоморфных магнезитов и пестроцветных кварц-полевошпатовых туфоалевролитов с линзами альбит-ангидрит-магнезитового состава. Туломозерская свита (280 м) образована переслаиванием доломитов, доломитистых пелитов, песчанистых доломитов, полевошпат-кварцевых алевропелитов и кварцевых песчаников. В доломитах отмечаются прослои строматолитовых доломитов, доломит-магнезитовых пород. Как видно, в разрезе отсутствует нижний терригенный уровень.

Вообще для онежской серии характерно преобладание хемогенно-кремнистых осадков над терригенными породами.

Из приведенной характеристики ятулийского надгоризонта следует, что его особенностью является появление в основании первых площадных кор химического выветривания и возникновение красноцветных отложений, что свидетельствует о появлении в атмосфере свободного кислорода. С ятулийским временем связано окончание положительной аномалии $\delta_{13}\text{Скарб}$ [16, 123].

На геологической карте вулканиты и силлы ятулия не разделены из-за масштаба карты. Силлы образуют пологосекущие тела, которые всеми исследователями относятся к ятулию. По своему составу они близки к ятулийским базальтам, считаются их комагматами и отвечают по составу толеит-базальтовому комплексу. Эффузивы и силлы связаны с двумя фазами вулканизма и представлены образованиями медвежьегорской и одновозрастных ей свит (первая фаза) и вулканитами верхней части разреза туломозерской свиты (вторая фаза) сегозерской и онежской серий [17, 34, 42, 117, 123]. Наиболее широко они развиты в сегозерской серии. Лавовые потоки обычно обладают зональностью строения. В их подошве наблюдаются мелкозернистые массивные базальты, средняя часть образована средне-крупнозернистыми пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми базальтами с шпирово-такситовой текстурой в покровах первой фазы. Кровли потоков представлены миндалекаменными или пенистыми разновидностями с массой миндалин кварца, кварц-хлоритового (1-я фаза), а также хлоритового, эпидотового, реже биотитового составов (2-я фаза), иногда зональных. Для вулканитов второй фазы отмечена шаровая отдельность, а потоки лав разделены маломощными горизонтами туфов и хемогенно-вулканогенных осадочных пород [123]. Доля пирокластиков в разрезах крайне мала.

Излияния лав первой фазы относятся к трещинному типу, для второй фазы установлены вулканические центры – Гирвасский и Орчегубский [53]. В целом для базальтов первой фазы характерно мелкозернистое однородное сложение с хорошо различимыми тонкими лейстами розовато-серого альбита и микролитами темноокрашенного пироксена, ориентированными в плоскости трахитоидности.

Базальты второй фазы в значительной степени эпидотизированы и амфиболлизированы, содержат много крупных порфиробласт актинолита, придаю-

щих породе пятнистый облик. В базальтах первой фазы наблюдается до 15 % вкрапленников, они обладают порфировой, овоиднофировой структурой. Для основной массы породы характерна пилотакситовая, микродиабазовая, спилитовая структуры, в шлифах по расположению микролитов видна трахитоидность. Базальты второй фазы отличаются бластопорфировой, реже гломеробластовой структурой, основная масса породы – апоинтерсертальной структурой. Пироксены вкрапленников в базальтах образуют двойники, замещенные актинолитом и хлоритом. В базальтах второй фазы они содержат пойкилитовые включения плагиоклаза (альбит) и зерна титаномагнетита. Фенокристаллы плагиоклаза (в базальтах первой фазы) образуют простые двойники (An_{0-8}), а в основной массе – тонкий лейстовый агрегат совместно с иголочками актинолита, хлорита и магнетита. Фенокристаллы часто имеют округлые (оплавленные) очертания. В базальтах второй фазы плагиоклаз образует довольно крупные беспорядочно ориентированные лейсты (An_{5-18}) в основной массе породы, в которой располагаются тонкочешуйчатый агрегат хлорита (пеннина), иголки актинолита, биотит, эпидот, кальцит, магнетит, пирит, халькопирит. Изредка в этих базальтах отмечается сингенетическая медносульфидная минерализация.

Акцессорными минералами базальтов ятулия являются циркон, турмалин, апатит. Пирокластические породы представлены нацело хлоритизированными тонкозернистыми комковатыми агрегатами первично стекловатых частиц и обломков кристаллов плагиоклаза. В туфах и туффитах базальтов второй фазы присутствует биотит, наблюдаются линзы и пласты яшм, яшмовидных силицитов и травертинов. В целом вулканы ятулия относятся к слабонасыщенным и насыщенным кремнекислотой толеитовым базальтам (SiO_2 – 49–51,5 %), с умеренно низкой до нормальной титанистостью (TiO_2 – 0,7–1,5 %), пониженной и обычной для толеитов магнезиальностью (MgO – 6,5–7,5 %), известковистостью (CaO – 6,7–8 %), глиноземистостью (Al_2O_3 – 13,5–14,5 %) и несколько повышенной щелочностью (Na_2O – 3,3 %; K_2O – 0,8 %). Вулканы второй фазы, в отличие от первой, обладают несколько повышенной титанистостью, магнезиальностью, известковистостью, глиноземистостью и содержанием Na_2O . Степень окисленности железа для эффузивов возрастает для пород, излившихся в субаэральных и аэральных условиях, что характерно для западной части Онежского прогиба. К кровле потоков, как правило, возрастает сумма щелочей и снижается магнезиальность.

Изотопный возраст пород этого комплекса, определенный U-Pb изохронным методом по цирконам из субвулканических даек, равен 2150 ± 60 и 2180 ± 60 млн лет, что свидетельствует об их ятулийском возрасте.

ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

ЛЮДИКОВИЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

Термин «людиковский» был предложен В. А. Соколовым в 1979 г. К людиковийскому стратону были отнесены мощные толщи углеродсодержащих метатерригенных и карбонатных пород в ассоциации с вулканическими и оса-

дочно-вулканогенными образованиями. Они наблюдаются на крыльях и в центральных частях нижнепротерозойских структур, в которых с размывом перекрывают розовые доломиты туломозерской свиты ятулийского надгоризонта. Людиковскийские образования распространены в Сортавальской, Суоярвско-Соанлахтинской, Онежской СФЗ и СФЗ Ветреного пояса. Опорный разрез надгоризонта описан в Северо-Онежской структуре (Онежская СФЗ), где он расчленен на заонежскую и суйсарскую свиты. В СФЗ Ветреного пояса надгоризонт также разделен на две свиты: виленгскую и Ветреного пояса, объединенные на геологической карте. В Суоярвско-Соанлахтинской СФЗ породы этого возраста выделены в соанлахтинскую свиту, а в Сортавальской СФЗ – в сортавальскую серию в объеме надгоризонта (табл. 2). Внутреннее расчленение надгоризонта в Онежской СФЗ вызывает некоторые разногласия, как и трактовка положения границы – между вулканогенными образованиями заонежской и суйсарской свит (В. М. Тимофеев, А. П. Светов, В. В. Наркисова) или к верхам заонежской свиты (В. С. Куликов, Б. С. Лавров и др.). При характеристике надгоризонта для территории Северо-Онежской структуры использована последняя сводка по ее геологии [123].

Заонежская свита ($KR_2^{1}zn$). Стратотип свиты расположен в Северо-Онежском синклинии Онежской СФЗ и представлен осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. Характерной его особенностью является присутствие метаморфизованного органического вещества, пластов, линз, прослоев с необычайно высоким содержанием $C_{орг}$. (более 20 % масс.).

В низах разреза свита сложена в основном аргиллитами, алевролитами (реже мелкозернистыми песчаниками) и карбонатными породами, преимущественно доломитами, характерно преимущественно груборитмичное строение. Выше по разрезу появляются прослои кварц-серицит-хлоритового и кварц-серицит-хлорит-карбонатного состава, большую роль играют слои глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых (мергелистых) пород с характерной микроритмичной слоистостью. Верхняя часть разреза свиты отличается общей обогащенностью осадочных пород шунгитом (более 20 %) и присутствием лав основного состава и силлов габбродолеритов. Породы представлены черными шунгитоносными алевролитами, кварц-серицит-биотитовыми породами, доломитами. В значительном объеме присутствуют хемогенные образования: слои, линзы доломитов и лидитов, переслаивающиеся с шунгитоносными породами.

В связи с фациальной изменчивостью пород этой части свиты выделяются три типа разрезов. Вулканогенный (вулканиты слагают более половины разреза) распространен преимущественно в юго-западной части Северо-Онежского синклиория; осадочно-вулканогенный характерен для центральной части синклиория, а вулканогенно-осадочный – северо-восточной части структуры. В целом эти типы разрезов отличаются лишь объемом вулканогенного материала и степенью его переработки. В вулканогенном и осадочно-вулканогенном типах разрезов выявлены также покровы и отдельные потоки основного состава с миндалекаменной текстурой. Завершается разрез свиты шунгитоносными песчаниками, алевролитами, кварц-биотит-хлоритовыми, биотит-альбит-кварцевыми породами, иногда с прослоями шунгитоносных

доломитов. К этой части свиты приурочено Зажогинское месторождение шунгитов.

Мощность заонежской свиты составляет в сокращенных разрезах 1330 м, в полных – 2760 м.

Ее вулканиты образуют толеит-базальтовую ассоциацию, в которой мощность только лав достигает 400 м. Кроме лавовых образований, представленных потоками массивных и шаровых афировых и микропорфировых базальтов, в составе свиты часто отмечаются горизонты пирокластических пород, а также многочисленные (не менее девяти) силлы габбродолеритов. Лавовая толща может быть расчленена на три части. Нижняя треть толщи сформирована маломощными потоками и покровами массивных шаровых и шарово-подушечных мелкозернистых микропорфировых плагиоклазовых базальтов. Средняя часть лавовой толщи образована потоками и покровами среднезернистых пироксен-плагиоклазовых порфировых массивных и миндалекаменных базальтов. В строении потоков наблюдается зональность. В подошве обычно мелкозернистые, закаленные, интенсивно хлоритизированные базальты; центральные части потоков представлены отчетливо раскристаллизованными среднезернистыми разновидностями с редкими миндалинами хлорита и кальцита. В кровле потоков часто наблюдаются зоны миндалекаменных и пенистых лав с массой хлоритовых и кальцит-хлоритовых миндалин. Верхняя часть лавовой толщи образована потоками и покровами мелкозернистых плагиоклаз-пироксеновых микропорфировых базальтов. Наряду с массивными базальтами здесь широко развиты также шарово-подушечные, миндалекаменные и пенистые лавы. В составе каждой из частей лавовой толщи на разных стратиграфических уровнях отмечаются горизонты пирокластических отложений. Комплекс включает большое число пластовых и пластово-секущих силлов габбродолеритов, являющихся комагматическими аналогами излившихся лав. В большинстве случаев силлы габбродолеритов залегают среди вулканогенно-осадочных пород, непосредственно подстилающих лавовую толщу. По вещественному составу силлы довольно близки. В большинстве случаев степень раскристаллизации основной массы габбродолеритов и количественные соотношения амфиболизированного пироксена и плагиоклаза являются устойчивыми, что позволяет различать силлы в разноудаленных разрезах на большой площади. Габбродолериты силлов являются преимущественно хорошо раскристаллизованными средне-, крупнозернистыми породами с пойкилоофитовой, габбродолеритовой и долеритовой структурами и состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и клинопироксена (диопсид-авгит) с присутствием небольших количеств лейкосенизированного титаномагнетита и магнетита. В шпирово-такситовых разновидностях габбродолеритов количество гранофира возрастает до 20%. Силлы габбродолеритов имеют характерную порфиробластическую структуру, заключающуюся в развитии крупных (до 1,0–1,5 см) порфиробласт актинолита, которые замещают не только пироксен, но захватывают и основную массу. Такой характер наложенной актинолитизации свойственен габбродолеритам, развитым в пределах всех вулканических зон Карелии.

С у и с а р с к а я с в и т а (KR_2^{1ss}) также распространена в Северо-Онежском синклинии и перекрывает породы заонежской свиты. В основании свиты –

переслаивающиеся псаммитовые (до пелитовых), лито-кристаллокластические базальтовые туффиты. Отмечаются прослои с обломками базальтов и долеритов псефитовой и гравелитовой размерности, а также гальками этих пород до 3 см. Слоистость в туффитах параллельная, горизонтальная, на участках развития псефитов косая, однонаправленная. Мощность этой части разреза – 12 м. Верхняя основная часть разреза представляет собой переслаивание потоков вулканитов и туффитов, частично туфов базальтовых, псаммитовых и алевролитовых, лито-кристаллокластических. Мощность прослоев псаммитовых – 1–3 см, алевролитовых – 30–60 см. Слоистость также параллельная, горизонтальная, изредка косая, однонаправленная. Среди вулканитов установлены пикробазальты, базальты, авгитовые мелабазальты, массивные, тонкозернистые, иногда мелкопорфировидные серые. В кровле они часто представлены лавобрекчией, в подошве – афанитового сложения. Мощность потоков – от первых метров до 13 м.

В опорном разрезе общая мощность пород суйсарской свиты составляет 420 м, в т. ч. туфогенных пород около 105 м (25 % разреза). Лавовые потоки общим количеством более 43 при средней мощности 6,66 м имеют общую мощность 315 м (75 % разреза).

Для суйсарских вулканитов Sm-Nd методом получено значение возраста в 1975 ± 24 млн лет, а Pb-Pb возраст в минералах Кончезерского силла составил 1980 ± 57 млн лет [135].

Вулканиты этой свиты образуют пикрит-базальтовую ассоциацию в Онежской вулcano-тектонической депрессии, где вулканизм концентрировался на небольшой площади (около 2 тыс. км²), а вулканические аппараты образуют сопряженную группу вулканов [123]. Вулканические постройки Виданская, Суйсарская и Радкольская сформировали лавово-вулканокластические поля, состоящие главным образом из переслаивающихся лавовых потоков и покровов плагиоклазовых, плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов и их туфов с резко подчиненным количеством эффузивно-пирокластических образований пироксеновых и пикритовых базальтов. Северная группа вулканов – Габозерский, Ангозерский, Ровкозерский и Шидгубский – отличается преобладающим развитием потоков и покровов пироксеновых и пикритовых порфировых базальтов с их туфами при незначительном присутствии излившихся и пирокластических пород плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов. Среди вулканогенных пород суйсарской свиты в Онежской депрессии наиболее распространенными являются разнообразные в текстурно-структурном отношении базальты, слагающие обширные лавовые поля. С базальтами тесно ассоциируют пирокластические образования, среди которых преобладают пепловые, агломератовые туфы, реже их агглютинаты, а также хемогенные кремнистые отложения (яшмы, яшмовидные силициты). Среди базальтов в потоках и покровах наиболее распространенными являются миндалекаменные (до вспененных), брекчированные и массивные текстуры, а также их шарово-подушечные, вариолитовые разновидности. В большинстве случаев базальты имеют порфировую, микропорфировую структуры. Структура основной массы преимущественно апоинтерсертальная, пило-такситовая, реже реликтовая гиалопилитовая. По составу среди них выделя-

ются собственно базальты (<20 % от мощности разрезов) и пикритовые базальты (>40 % от мощности разреза).

Основная масса базальтов состоит из хлоритизированного стекла, включающего микролиты пироксена, плагиоклаза, редкие зерна оливина, замещенного тальк-хлоритовым агрегатом, магнетита и сульфидов. Минералы-вкрапленники в базальтах представлены плагиоклазом и пироксеном. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) образует преимущественно таблитчатые, достаточно крупные (до 1 см) кристаллы часто со скелетными или резко оплавленными формами. В хлоритизированной, первичностекловатой основной массе плагиоклазовые микролиты имеют состав альбит-олигоклаза. Моноклинный пироксен (авгит, титанистый авгит) вкрапленников представлен крупными кристаллами (до 0,4 см) с правильными кристаллографическими ограничениями, нередко встречающимися в виде двойников и имеющих структуру песочных часов.

Пикритовые базальты в качестве минералов-вкрапленников содержат оливин, пироксен и, реже, плагиоклаз. Оливин образует до 50 % всех вкрапленников и подвергается полному псевдоморфному замещению хлорит-пеннин-серпентиновым (иддингсит) агрегатом с присутствием гематита и халцедонового кварца. Пироксены (авгит) нередко встречаются в зональных, свежих кристаллах, иногда с отчетливыми признаками оплавления. Плагиоклаз образует небольшие таблитчатые вкрапленники, нередко с интенсивным замещением хлоритом. По составу плагиоклаз вкрапленников и микролитов соответствует альбит-олигоклазу, реже олигоклаз-андезину. Хемогенно-кремнистые породы (яшмы, силициты) характеризуются присутствием в основной массе карбоната, а также апатита и сульфидов (пирита и халькопирита).

Одновременно с лавово-вулканокластическими полями и вулканическими постройками в зонах магмовыводящих разломов формировались субвулканические пластовые интрузии (силлы) основного (Виданский, Ялгубский, Суйсарский) и ультраосновного (Гомсельгский, Тернавлокский) состава.

Серийно-порфиновые базальты в Онежской вулканотектонической депрессии образуют единичные силлы небольшой мощности (до 40 м), но значительной протяженности (до 20 км), сложенные крупными (до 2 см) таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (альбит-олигоклаз), погруженными в тонкозернистую хлоритизированную основную массу, содержащую микролиты альбита и моноклинного пироксена. Структура породы порфировая, серийно-порфировая, а основной массы – спилитовая. В силлах серийно-порфировых базальтов отмечается значительное окварцевание основной массы и хлоритизация пироксена. Перидотиты и их серпентинизированные разновидности образуют в большинстве изученных районов пластовые тела мощностью от 15–20 до 120–150 м и протяженностью от 0,5 до 2,5 км. Среди них преобладают недифференцированные тела, лишь в некоторых случаях отмечается внутренняя неоднородность, обусловленная накоплением в нижних частях тел оливина, а в верхних – пироксена и плагиоклаза.

Соанлахтинская свита (KR_2^1Sn) (950 м) впервые выделена в Янисьярвинской структуре (Суорвско-Соанлахтинская СФЗ), где она перекрывает породы ятулия. Условно к этой свите отнесены породы людиковия, обнажающиеся в Суоярвской и Туломозерской структурах в этой СФЗ. В основании

свиты выделяется пестрая по составу пачка (10–15 м), которая начинается прослоями кварцитовидных пород, амфиболовых сланцев. Кверху они сменяются крупнозернистыми мраморами, тонкополосчатыми кварцитами и амфиболовыми сланцами. Выше наблюдается переслаивание черных шунгитослюдяных и кремнистых сланцев, биотит-хлорито-кварцевых филлитов, мелкозернистых слюдястых доломитов и кварцитов с карбонатным цементом. Метаосадки окрашены в темно-серые тона. Общая мощность сланцевой толщи достигает 240 м.

Вулканогенные породы составляют большую часть разреза (более 900 м) и представлены амфиболитами по потокам лав с шаровыми и миндалекаменными текстурами. Вулканиды сопровождаются пирокластическими и хемогенными силицитовыми образованиями. Разрез начинается массивными однородными амфиболитами, которые сменяются тонко- и грубополосчатыми разновидностями амфиболитов с маломощными прослоями гранатовых амфиболитов и однородных кварцитов. Завершается толща пестрым по своему составу верхним карбонатным горизонтом, в котором, помимо мраморов, присутствуют графитсодержащие сульфидные биотитовые, амфиболовые сланцы мощностью до 15 м. Верхняя ее часть содержит разнообразные углеродистые (графитовые) сланцы, переслаивающиеся с основными вулканидами. Общая мощность свиты превышает 1000 м, в Туломозерской и Суоярвской структурах аналоги людиковия слагают разрезы мощностью до 330 м.

Сортавальская серия (KR_2^1sr). Характеристика разреза серии дается по результатам ГДП-200 листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX [161] и геологического картирования Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенковой, Г. В. Макаровой. Серия расчленена на две свиты – питкярантскую (базальтовую) и кирьяволахтинскую (трахиандезит-коматиит-базальтовую). В восточном направлении кирьяволахтинская свита выклинивается и людиковийские разрезы представлены только питкярантской свитой. Образования сортавальской серии образуют Сортавальскую СФЗ, по полноте разреза разделенную на западную (Янисъярвинскую) и восточную (Импилахтинскую) части, граница между которыми условна. Людиковийские образования преимущественно тяготеют к обрамлению куполов архейского фундамента, также образующих две группы – Сортавальскую (Западный район) и Питкярантскую (Восточный район).

Питкярантская свита сложена вулканогенно-терригенно-карбонатными и вулканогенными породами базальтового состава, количественное соотношение которых изменяется латерально. Непосредственные соотношения образований питкярантской свиты с нижележащими гранитоидами фундамента затушеваны процессами метаморфизма и гранитизации. Терригенные породы нижней толщи интерпретируются как продукт переотложения ятулийских кор выветривания архейского фундамента.

Нижняя карбонатно-терригенная толща непосредственно примыкает к гранитоидам и мигматитам куполовидных выступов архейского фундамента. Мощность толщи и соотношение терригенных, карбонатных и вулканомиктовых пород меняются по латерали. Максимальная мощность толщи фиксируется в северо-восточном обрамлении Кирьяволахтинской структуры, где она составляет 400 м. В основании толщи отмечаются слои метаморфизованных карбонатных пород, преобразованных в кальцит-диопсидовые, кальцит-

тремолит-диопсидовые скарны и кальцифиры (60 м), которые сменяются горизонтом переслаивания скарнов и мелкозернистых биотитовых сланцев по алевролитам (140 м). Скарны залегают непосредственно на гнейсовидных гранитоидах архейского основания. Венчается разрез нижней толщи слоями тонкопереслаивающихся существенно кварцевых метапесчаников и алевролитов, содержащих рассеянную пирротиновую и графитовую минерализацию и редкие прослои скарноидов диопсид-плагиоклазового и куммингтонит-гранатового состава (200 м).

Средняя толща сложена преимущественно metabазальтами. Низы ее разреза образованы пачками переслаивания полосчатых сланцеватых амфиболитов и массивных амфиболитов. Полосчатые амфиболиты представлены чередованием полос плагиоклаз-амфиболового, существенно плагиоклазового и диопсид-плагиоклазового состава мощностью 1–4 см. Предполагается, что их первичный состав отвечает туфам и туффитам базальтов. Полосчатость выдержана по мощности и, по-видимому, является реликтовой слоистостью. Массивные амфиболиты обнаруживают реликты мелких миндалин. Метабазальты представлены мелко-среднезернистыми амфиболитами афирового сложения, структура их гетерогранонематобластовая. Они состоят из линейно-ориентированных агрегатных скоплений густо окрашенной сине-зеленой роговой обманки (60–75%), интерстиции которых выполнены соссюритизированными зернами основного плагиоклаза.

Верхи разреза толщи в северном крыле Кирьяволахтинской структуры сложены преимущественно мелко-тонкозернистыми массивными metabазальтами с отчетливо сохранившимися признаками подушечной текстуры мощностью около 300 м. Подушки в metabазальтах выделяются за счет цветовой зональности и рельефа поверхности обнажения. Они представляют собой овальные плотно упакованные обособления со светло-зеленовато-серым ядром и темно-серой, черной каймой более тонкозернистого сложения, выделяющейся положительными «гребнями» на поверхности обнажения. Размер подушек, сплюснутых вкост простирания слоев, колеблется от 10–15 см до 1,0–1,5 м, мощность каймы составляет 1,5–2,0 см. Наряду с овальными подушками фиксируются асимметричные каплевидные подушки с одним овальным и одним заостренным ограничением. В основании подушечных базальтов залегают слои розово-серых сливных кварцитов полосчатой текстуры мощностью 2–5 м. Наблюдается также чередование пузырчатых metabазальтов и массивных metabазальтов мощностью более 1,5 м. Пузырчатые metabазальты более чем на 50% состоят из кальцитовых, реже – кварцевых миндалин размером 0,5–1,0 см и содержат изогнутые «каплевидные» включения массивных базальтов размером 20–30 см. Иногда потоки metabазальтов мощностью 0,3–0,5 м чередуются с тонкополосчатыми метатуфами и кварцитами. В кровле потоков массивных базальты приобретают миндалекаменную текстуру. Метабазальты разнообразны по минеральному парагенезису и текстурно-структурным особенностям. Подушечные базальты северного обрамления Кирьяволахтинской структуры преобразованы в мелко-, тонкозернистые актинолитовые, роговообманково-актинолитовые и роговообманковые сланцы с афировой, реже порфировой текстурами. Афировые metabазальты представлены мелко-среднезернистыми актинолитовыми, хлорит-актиноли-

товыми сланцами нематобластовой с элементами офитовой структуры. Порфиновые метабазалты содержат мелкие перекристаллизованные вкрапленники плагиоклаза, заключенные в агрегат линейно-ориентированного тонкопризматического амфибола и плагиоклаза.

Верхняя вулканогенно-терригенно-карбонатная толща характерна для района пос. Латвасюрья. В наиболее полном разрезе выделяется нижняя терригенная (аркозовые метапесчаники и кварциты) пачка мощностью более 70 м и верхняя терригенно-карбонатная (переслаивание биотит-кварцевых, биотит-амфиболовых сланцев по туффитам и кварцитопесчаникам и скарнированных карбонатных пород).

Мощность разреза свиты меняется от первых сотен метров (Восточный район) до 1700 м (Западный район).

По петрохимическим и геохимическим особенностям метабазалты питкьярантской свиты делятся на две группы. Базальты нижней части разреза по составу относятся к высокожелезистым толеитам, верхней – к высокомагнезиальным толеитам. Распределение редких элементов в базальтах верхней части разреза характеризуется плоским спектром с небольшим обеднением легкими лантаноидами ($Ce/Yb = 0,7-1,1$). Базальты нижней подтолщи обогащены лантаноидами, для них характерен спектр редкоземельных элементов слабо наклонный в сторону легких РЗЭ. Базальты обеих толщ обнаруживают медную специализацию. Базальты верхней подтолщи существенно обогащены хромом и никелем и обеднены титаном, марганцем и ванадием.

Кирьяволахтинская свита выделена впервые [161] и только в Западном районе. Характерной особенностью свиты является присутствие субщелочных вулканитов среднего состава (трахиандезитов) и высокомагнезиальных основных и ультраосновных вулканитов (коматиитовых базальтов и коматиитов). Породы свиты развиты в обрамлении западной группы купольно-глыбовых поднятий архейского основания (Кирьяволахтинская, Сортавальская, Вуоринская структуры). С признаками стратиграфического несогласия они перекрывают образования питкьярантской свиты и прослеживаются в субмеридиональном направлении с юга на север на расстояние более 30 км. В северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры свита имеет максимальную мощность и расчленяется на три подсвиты – нижнюю трахиандезитовую, среднюю коматиит-базальтовую и верхнюю карбонатно-терригенную. Во всех случаях образования кирьяволахтинской свиты залегают в верхних частях разреза людиковийских образований и перекрываются терригенными породами калевийского надгоризонта.

Нижняя подсвита образует два типа разреза: первый – с большой долей вулканогенно-осадочных и терригенных пород и второй – преимущественно вулканический, мощность подсвиты не превышает 500 м в районе пос. Харлу. Основанием разреза первого типа является вулканогенно-терригенная базальная толща мощностью 120 м, в составе которой доминируют полосчатые кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы по туфопесчаникам и туффитам. Базальная толща залегают на серых тонкополосчатых кварцитах с линзами, полосами диопсидовых и тремолитовых скарнов (верхняя кварцит-карбонатная пачка питкьярантской свиты). Туффиты характеризуются градационной слоистостью с ритмичным чередованием слоев разной зернисто-

сти мощностью от 1,0 до 1,5 см. В туфопесчаниках и туффитах выделяются линзы гравелитов и туфоконгломератов мощностью 5–7 м. В грубообломочных отложениях содержится до 40 % мелких (0,5–4,0 см) слабоокатанных галек метаморфизованных базальтов или андезибазальтов, обломки слоистых кварцитов и углеродсодержащих метаалевролитов. В средней части разреза метатуффиты содержат маломощные прослои лав мелколейстовых трахиандезитов. В верхней части разреза среди слоистых туффитов выделяются линзы полимиктовых конгломератов мощностью 3–5 м. Гальки конгломератов размером 1–10 см на 25–30 % сложены гранитами и на 65–70 % метавулканитами. Среди галек метавулканитов различимы трахиандезибазальты с мелкими лейстами плагиоклаза. Небольшой объем галек (менее 1 %) представлен слоистыми и массивными кварцитами. Цемент конгломератов – лейкократовый, кварц-полевошпатовый терригенный с незначительной примесью тефрогенного материала. Выше конгломератов фиксируются маломощные (10–12 см) слои серых кварцитов.

Выше обнажаются преимущественно метаморфизованные лавы порфировых трахиандезитов, среди которых по текстурным признакам выделяются массивные лавы и кластолавы. По размеру порфировых вкрапленников выделяются микро- и крупнопорфировые разновидности лав. Микропорфировые лавы мелкозернистые, однородные, массивные, голубовато-зеленого цвета, с большим количеством мелких (2–5 мм) лейст плагиоклаза, образующего офитовые структуры. Часто встречаются участки миндалекаменных текстур с различной степенью насыщенности миндалинами. Крупнопорфировые лавы содержат до 30 % по объему крупных вкрапленников плагиоклаза. Основная масса среднезернистая, как правило, сильно биотитизирована, зеленовато-черного цвета. Встречаются лавовые потоки, где лейсты плагиоклаза (3–4 см) образуют трахитоидную текстуру. Кластолавы андезитов характеризуются грубообломочной текстурой. Пачка трахиандезитов перекрывается горизонтом пирокластических отложений с метаморфизованными бомбовыми, лапиллевыми и кристаллобластическими туфами крупнопорфировых трахиандезитов – трахитов. Для метаморфизованных бомбовых туфов характерны веретенообразные вулканические бомбы размером до 0,5 м по длинной оси, которые сложены крупнопорфировыми трахитами с концентрическими ориентированными лейстами плагиоклаза размером 3–5 см. Встречаются бомбы, где крупные лейсты плагиоклаза располагаются хаотично или субпараллельно. Бомбы сцементированы кристаллокластическим туфом, содержащим большое количество обломков плагиоклаза. Цемент составляет не менее 40–45 % объема породы.

Верхняя часть разреза подсвита сложена метаморфизованными лавами трахиандезитов и трахитов мощностью 20–25 м. Лавы представлены крупнопорфировыми мандельштейнами, содержащими крупные кварц-карбонатные миндалины. Количество миндалин достигает 25–30 %, содержание порфировых вкрапленников лейстового плагиоклаза составляет не менее 15–25 %.

Средняя подсвита кирьяволахтинской свиты образована вулканитами и вулканогенно-осадочными породами основного и ультраосновного состава (базальты, коматииты, коматиитовые базальты, их туфы и туффиты). Внизу разреза выделяются коматиит-базальтовые лавы, непосредственно залегаю-

щие на рассланцованных трахиандезитах. Они представляют собой чередование маломощных лавовых потоков и слоев метаморфизованных туфов базальтового состава с единичными прослоями метаморфизованных коматиитовых базальтов. Они сменяются тальк-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами по коматиитовым базальтам с реликтами вулканических структур. В прикровельных частях потоков отмечены кластолавы с обломками афанитовых и миндалекаменных коматиитов. Наблюдаются спинифекс-структуры пакетного типа, миндалекаменные коматииты. Мощности отдельных потоков коматиитов варьируют в пределах 0,6–1,2 м. Между собой отдельные потоки разделены лавобрекчиями или слоистыми туфами, обогащенными карбонатным веществом. Верхи разреза представлены пачкой переслаивания потоков базальтов и коматиитовых базальтов.

Завершается разрез свиты терригенными породами – мелкозернистыми биотитовыми сланцами по пирротин- и графитсодержащим алевролитам, биотит-кварцевыми сланцами по песчаникам с линзовидными прослоями мраморов и кальцифиров, с прослоями амфиболитов и актинолитовых сланцев по базальтам и коматиитам. Общая мощность разреза свиты достигает 1600 м, общая мощность серии – более 3000 м.

Лавовый разрез начинается с тонколейстовых трахиандезибазальтов, которые сменяются крупнолейстовыми трахиандезитами с кварц-кальцитовыми миндалинами. Потоки крупнолейстовых трахиандезитов мощностью 3–5 м разделяются маломощными прослоями тонкополосчатых туфов. По размеру порфириковых вкрапленников выделяются микро- и крупнопорфириковые разновидности лав. Основная масса среднезернистая, как правило, сильно биотитизирована, зеленовато-черного цвета. Встречаются лавовые потоки, где лейсты плагиоклаза (3–4 см) образуют трахитоидную текстуру. Кластолавы андезитов характеризуются грубообломочной текстурой. Пачка трахиандезитов перекрывается горизонтом пирокластических отложений с метаморфизованными бомбовыми, лапиллевыми и кристаллобластическими туфами крупнопорфириковых трахиандезитов – трахитов. Вулканические бомбы овальной формы размером до 1 м по длинной оси сложены крупнолейстовыми трахитами. Лейсты плагиоклаза размером 1,0–5,0 см образуют флюидальную текстуру, директивные плоскости которой параллельны ограничениям бомб. Узкое (2–5 см) межбомбовое пространство заполнено мелкопорфириковыми кристаллобластическими туфами трахитов, количество которых не превышает 5–7 % объема пород. Верхняя вулканогенная толща сложена вулканитами и вулканогенно-осадочными породами основного и ультраосновного состава (базальты, коматииты, коматиитовые базальты, диорит-тоналитовые туфы и туффиты). Внизу разреза выделяются коматиит-базальтовая лавы, непосредственно залегающие на рассланцованных трахиандезитах. Они представляют собой чередование маломощных лавовых потоков и слоев метаморфизованных туфов базальтового состава с единичными прослоями метаморфизованных коматиитовых базальтов. Они сменяются тальк-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами по коматиитовым базальтам с реликтами вулканических структур. В прикровельных частях потоков отмечены кластолавы с обломками афанитовых и миндалекаменных коматиитов. Наблюдаются спинифекс-структуры пакетного типа, миндалекаменные кома-

тииты. Мощности отдельных потоков коматиитов варьируют в пределах 0,6–1,2 м. Между собой отдельные потоки разделены лавобрекчиями или слоистыми туфами, обогащенными карбонатным веществом. Верхи разреза представлены пачкой переслаивания потоков базальтов и коматиитовых базальтов.

На треугольных классификационных петрохимических диаграммах составы метавулканитов кирьяволахтинской свиты образуют протяженный, практически непрерывный тренд с отчетливо обособленными полями. Составы метавулканитов варьируют от коматиитов через коматиитовые базальты к высокожелезистым толеитовым базальтам, нижней толщи – от высокожелезистых толеитовых базальтов, через андезиты (трахиандезиты) до дацитов (трахитов). На классификационной TAS-диаграмме составы пород попадают в поля трахиандезибазальтов и трахиандезитов (нижняя толща), коматиитовых базальтов, базальтов (верхняя толща). На диаграммах Харкера составы вулканитов свиты образуют отчетливо выраженные тренды, соответствующие трем выделяемым сериям – трахиандезитовой, базальтовой и коматиит-базальтовой. По распределению редких земель трахиандезиты нижней толщи резко отличаются от других вулканитов людиковия с отчетливой тенденцией накопления элементов цериевой группы, породы коматиит-базальтовой ассоциации верхней толщи по содержаниям и характеру распределения редких земель весьма близки к «примитивным» базальтам питкьярантской свиты. Для них характерен плоский спектр распределения редкоземельных элементов с характерной тенденцией к относительному накоплению европия в коматиитовых базальтах и формированию европиевого минимума в коматиитах. Базальты нижней толщи по распределению редких земель занимают промежуточное состояние между коматиитовыми базальтами и трахиандезитами.

Возраст вулканитов питкьярантской свиты предварительно может быть определен по возрасту силла габбродолеритов, залегающих на контакте базальной терригенно-карбонатной пачки и пачки титанистых базальтов. Этот возраст, по данным проведенных изотопно-геохронологических исследований SHRIMP II, соответствует 2004 ± 22 млн лет, СКВО – 9,8.

Изотопный возраст цирконов трахиандезитов нижней подсвиты кирьяволахтинской свиты (SHRIMP II) был также определен в ходе ГДП-200 и составил 2000 ± 25 млн лет, СКВО – 0,88 [161].

Свита Ветреного пояса ($KR_2^{1/np}$). Характеристика разреза людиковия в СФЗ Ветреного пояса дана по материалам И. А. Житниковой и предварительным данным ГДП-200 в северной части Сумозерско-Кенозерской структуры [266]. По данным этих исследований к людиковию отнесены породы виленгской свиты и свиты Ветреного пояса. На Госгеолкарте-1000/3 листа Р-(35),36 виленгская свита не показана из-за ее незначительных размеров и включена в состав свиты Ветреного пояса.

Виленгская свита выделяется в виде узкой полосы шириной 200–500 м субширотного простирания на южных отрогах горы Голец и протягивается до восточной рамки листа. Ее контакты с вмещающими породами являются тектоническими. Для нее характерно ритмичное переслаивание песчаников, темно-серых до черных сланцев – метаалевролитов, метааргиллитов с прослоями метатuffов, метатuffитов и кремнистых сланцев. Темную окраску

отдельным прослоям придают тончайшие частички (0,01 мм) сравнительно равномерно распределенного углеродистого вещества. Мощность прослоев средне- мелкозернистых метапесчаников колеблется от 3–5 до 20 см, мощность прослоев метаалевролитов, метапелитов и метатуффитов – от 5 мм до 60 см. К пачкам тонкого переслаивания метаалевролитов, метааргиллитов и метатуффитов приурочена тонкопрожилковая сульфидная минерализация. У восточной рамки листа в коренном обнажении картируются кварцевые метапесчаники.

Собственно, свита Ветреного пояса протягивается на 30 км от восточной рамки листа полосой северо-западного простирания. Ширина распространения пород свиты меняется от 1–1,5 км в западной части до 3,5 км в районе горы Голец, где сохранился наиболее полный ее разрез. В районе горы Голец картируется достаточно пологое (40–60°) падение пород свиты в северо-восточных румбах. Породы свиты представлены метаандезибазальтами, метабазальтами, магнезиальными метабазальтами и коматиитовыми базальтами со структурами спинифекс и, в подчиненном количестве, туфами основного состава. В строении лавовой толщи выделяется до 20 лавовых покровов мощностью от 5 до 100 м. Преобладают недифференцированные покровы, в которых выделяются нижняя массивная зона и верхняя подушечная с отчетливо проявленной структурой оливинового микроспинифекса. Реже картируются дифференцированные покровы, где наблюдаются снизу вверх: стекловатая зона закалки, оливиновый кумулят, плагиопироксеновый коматиитовый базальт, зона переслаивания оливинового и пироксенового спинифекса, миндалекаменная с вариолями зона и кровельная зона стекловатых коматиитовых базальтов. Первичные минералы коматиитовых метабазальтов представлены оливином, пижонитом, авгитом, плагиоклазом, хромшпинелидами, сульфидами. В низах разреза преимущественно развиты метаандезибазальты, метабазальты. Средняя часть разреза представлена преимущественно магнезиальными метабазальтами, часто со структурами спинифекс пироксенового типа. Верхи разреза обнажаются у вершины горы Голец. Они представлены преимущественно коматиитовыми метабазальтами оливинового и пироксенового типов. Оливиновый тип коматиитовых метабазальтов содержит от 5 до 30 % оливина, замещенного тремолитом, реже хлоритом и кварцем. Пироксеновый тип коматиитовых метабазальтов имеет следующий состав: клинопироксен (10–60 %), замещенный тремолитом, хлоритом, серпентином и оливин (до 5 %). Для коматиитовых метабазальтов характерны спинифекс-структуры, образованные разноориентированными «иголочками» пироксена или тонкими пластинками оливина размером от 2 до 15 мм, частично замещенными тремолитом, серпентином, хлоритом, эпидотом. По химическому составу выделяются низкомагнезиальные метабазальты – менее 10 % MgO, магнезиальные метабазальты – 11–14 % MgO и коматиитовые метабазальты >15 % MgO.

В пределах листа И. С. Пухтелем с соавторами в 2001 г. был определен изохронный возраст Sm-Nd методом по породе и минералам (пироксенам, оливинам и плагиоклазам) коматиитовых метабазальтов горы Голец, равный 2448 ± 12 , 2449 ± 35 и Re-Os – 2432 ± 32 млн лет.

По неопубликованным данным А. М. Ахмедова и Ю. Б. Богданова, был определен изотопный возраст магнезиальных базальтовых порфиритов U-Pb

методом на SHRIMP-II. Пробы были взяты в районе гор Голец и Шапочка. По результатам U-Pb датирования на участке горы Шапочка цирконы разделены на две возрастные группы, образующие два кластера на конкордии. Для первой группы возраст ограничивается значениями 1850–1928 млн лет, субконкордантный возраст близок к 1889 млн лет, $U = 77\text{--}950$, $Th = 71\text{--}277$, $Th/U = 0,20\text{--}1,47$. Второй кластер имеет диапазон возраста 2768–2801 млн лет, $U = 114\text{--}561$, $Th = 45\text{--}106$, $Th/U = 0,20\text{--}0,43$. 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 конкордантный возраст близок к 1931 млн лет, $U = 109\text{--}377$, $Th = 108\text{--}251$, $Th/U = 0,42\text{--}1,28$ и, по геохимическим и текстурным признакам, цирконы соответствуют магматическим породам основного состава. Имеются два значения изотопного возраста цирконов, близкие к 1647 и 1836 млн лет.

В целом вулканы этой свиты представлены лавами пироксеновых и пироксен-оливиновых базальтов [253]. Вверх по разрезу лав устанавливается тенденция увеличения доли магнезиальных и коматиитовых метабазальтов. Все выделенные разновидности по содержанию кремнезема и сумме щелочей отвечают базальтам и андезибазальтам – 49,15–56,35 % SiO_2 , преимущественно известково-щелочной серии, причем содержание SiO_2 обратно пропорционально магнезиальности. Высокомагнезиальные разновидности тяготеют к базальтам, а покровы с меньшим содержанием MgO – к андезибазальтам. Вулканы низкощелочные, низко- и умереннотитанистые ($TiO_2 = 0,57\text{--}0,88\%$), умеренножелезистые ($FeO = 8,76\text{--}11,7\%$), высокомагнезиальные ($MgO = 6,64\text{--}18,89\%$), относятся к известково-щелочной серии. Повышение магнезиальности пород сопровождается повышением концентраций Cr, Ni, Fe и понижением SiO_2 , Al_2O_3 , Y, Zr, Nb.

Спектр распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии, имеет слабонаклонный характер. Для всех выделенных петрографических типов метавулканитов отмечается устойчивая отрицательная аномалия в зоне распределения Nb. Спектр распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, также имеет наклонный характер, что обусловлено умеренно дифференцированными спектрами их распределения. Породы имеют относительно высокие содержания легких РЗЭ. При этом коматиитовые метабазальты характеризуются более низкой суммой РЗЭ = 33,22–41,39, чем метаандезибазальты и магнезиальные метабазальты РЗЭ = 47,26–76,7. Отношение $LaN/YbN = 2,8\text{--}8,38$. Распределение тяжелых РЗЭ характеризуется более пологой кривой.

По сообщению И. А. Житниковой, вулканическая деятельность носила спокойный характер, а роль пирокластики в разрезах незначительна. В разрезе свиты Ветреного пояса наблюдается антидромный характер развития вулканизма – от более кислых разновидностей к основным.

КАЛЕВИЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

Термин «калевий» был предложен В. Рамсеем в 1906 г. для толщи филлитов и других сланцев Олонекского края. На территории листа образования калевию в ранге надгоризонта выделяются в Сортавальской и Онежской СФЗ. В целом для разрезов калевию разных СФЗ характерны толщи терригенных пород с четко выраженной ритмичной слоистостью. Опорный разрез надгоризонта изучен в Сортавальской СФЗ, где он выделен в ладожскую серию; в Онежской СФЗ выделяется падооская (кондопожская) свита.

Ладожская серия (KR_2^2ld) образована метатерригенными сероцветными породами – кварцитами и сланцами. На территории Сортавальской СФЗ выделяются два района: Восточный (Импиллахтинский) и Западный (Янисъярвинский), соотношения между которыми являются дискуссионными. На геологической карте в Сортавальской СФЗ выделены ладожская серия нерасчлененная и верхняя и нижняя части ладожской серии, как это и предлагал К. О. Кратц [86].

В Восточном (Импиллахтинском) районе, по данным Н. А. Артамоновой [198], ладожская серия расчленяется (снизу вверх) на импиллахтинскую, хунукскую и велимякскую свиты. В Западном (Янисъярвинском) районе, по данным ГДП-200 [161], Л. Я. Харитонова [170] и других исследователей, обособляются (снизу вверх) свиты: контиосаари, наатселька и пялкъярви. Нижняя часть ладожской серии по составу разделена на две толщи. Нижняя толща включает породы свит контиосаари, наатселька, импиллахтинской и хунукской.

Нижняя часть ладожской серии ($KR_2^2ld^1$). Разрез нижней части начинается с контиосарской свиты, описанной в северной части СФЗ на оз. Малое Янисъярви Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенковой, Г. В. Макаровой и Л. Я. Харитоновым (Западный район). В этом разрезе контиосаарская свита непосредственно залегает на углеродсодержащих алевролитах людиковийского надгоризонта и представлена кварцитами, конгломератами, кварцитопесчаниками и, в меньшей степени, тонкослоистыми метаморфизованными алевролитами. Нижняя часть разреза сложена мелкозернистыми метаморфизованными кварцитами, кварцитопесчаниками с линзами конгломератов и гравелитов мощностью 150–200 м. Мощность прослоев конгломератов составляет 0,7–4 м. Цемент кварцевый и кварц-полевошпатовый. В составе обломков описаны гальки (2–50 см), мраморов, скарнов, графитистых сланцев, амфиболитов, а также слюдистых кварцитопесчаников. В Восточном районе свита достоверно не установлена.

Выше следуют метапесчаники и кварцитопесчаники с прослоями кварцитов и метаалевролитов. Эта часть разреза выделяется в импиллахтинскую свиту (600–700 м) с неяснослоистыми или грубослоистыми слюдистыми полевошпатовыми кварцитами с прослоями гранат-биотитовых сланцев, биотитовыми углеродистыми сланцами. Преобладают серые кварцитоподобные неяснослоистые разновидности пород. Слои метапесчаников обогащены овальными включениями гранат-амфибол-плаггиоклаз-кварцевого состава, иногда зонального строения (метаморфизованные известково-кремнистые конкреции?) размером от первых см до 50–100 см. Внутри прослоев метапес-

чаников фиксируется тонкая слоистость, в некоторых слоях наблюдаются признаки градационной слоистости, выраженной постепенной сменой крупнозернистых лейкократовых метапесчаников (в подошве слоя) мелкозернистыми слюдистыми метапесчаниками-алевропесчаниками (в его кровле). Выше выделяется хунукская свита (1000 м), которая сложена грубо-ритмично-слоистыми крупно-мелкозернистыми кварцитопесчаниками, среди которых встречены маломощные покровы трахиандезитов.

Импилахтинская и хунукская свиты сопоставляются со свитой наатселька.

Общая мощность нижней части ладожской серии достигает 1700 м и существенно сокращается в мощности (вплоть до выклинивания) в Западном районе.

Верхняя часть ладожской серии ($KR_2^2ld^2$). Эта часть образована породами, выделяемыми разными авторами в велимякскую (Восточный район) или пялкъярвинскую (Западный район) свиты. В восточной части зоны, где она выделена в велимякскую свиту (200 м) она образована турбидитами. Ритмы характеризуются широким диапазоном размера кластического материала – от гравелитов или крупнозернистых кварцитопесчаников до тонкозернистых метаалевролитов и метааргиллитов, превращенных в гранат- и ставролитсодержащие сланцы. Для пород свиты характерна градационная слоистость в сочетании иногда с косой, косоволнистой слоистостью и текстурами оползневых дислокаций. На западе зоны породы выделены в пялкъярвинскую свиту, образованную высокоглиноземистыми терригенными сланцами, с крупными порфиробластами андалузита со ставролитом и кордиеритом. Первичный состав осадков в основном соответствует алевролитам, алевропесчаникам с незначительной долей песчаников и кварцитопесчаников. Пялкъярвинская свита на юго-западе зоны перекрывает образования сортавальской серии. Такое трансгрессивное налегание на разные толщи свидетельствует о несогласном налегании метаосадков верхней толщи. На юго-западе в районе Кирьявалахтинской структуры в основании разреза толщи выделяется горизонт массивных розовых сливных кварцитов мощностью до 180 м, которые сменяются толщей переслаивания мелкозернистых метапесчаников и тонкослойчатых кварц-биотитовых сланцев по алевролитам, иногда содержащих мелкие выделения андалузита. Мощность слоев метапесчаников и метаалевролитов составляет 1–2 м, в метапесчаниках фиксируются овальные, линзовидные амфибол-гранат-кварцевые включения зонального строения (метаморфизованные кремнисто-известковистые конкреции?). Мощность алевролит-песчанистой толщи составляет 200 м. В основании разреза метаосадки этого горизонта по разлому контактируют с базальтами сортавальской серии и согласно, через зону переслаивания, сменяются андалузитовыми сланцами. В Западном районе характерной особенностью более верхней части разреза является ритмичное переслаивание ставролит-кордиерит-андалузитовых сланцев по алевролитам и пелитам с метаморфизованными песчаниками и кварцитами. Ставролит-андалузитовые сланцы содержат различное (от 10 до 30 %) количество порфиробласт андалузита таблитчатой неправильной формы размером от 5–6 мм до 3–4 см. Содержание ставролита составляет первые проценты, он образует призматические выделения размером до 1 см. Основная масса породы представлена мелкозернистым кварцем

и биотитом в различных соотношениях. Мощность слоев в ритмах колеблется от первых сантиметров до 1,5–2,0 м.

В метапесчанистых прослоях изредка сохраняется градационная слоистость. Верхи разреза представлены неравномерно ритмичнослоистыми ставролит-кордиерит-андалузитовыми сланцами. Они отличаются незначительным количеством прослоев кварцитов и кварцитопесчаников, повышенным количеством глиноземистых минералов. Сланцы лейкократовые содержат сравнительно мало слюд, представленных биотитом и мусковитом. Для сланцев характерны крупные (до 3–5 см) выделения андалузита неправильной изометричной формы, часто с фестончатыми очертаниями в ассоциации с овальными выделениями кордиерита диаметром 1–2 см. Содержание глиноземистых минералов в сумме достигает 30–40 % объема пород при визуальном наблюдении. Для пород этой части разреза характерно чередование грубослоистых (мощность слоев 1–3 м) и тонкослоистых (мощность слоев 0,5–10 см) ставролит-кордиерит-андалузитовых сланцев.

Общая мощность верхней части в Западном районе достигает 2100 м.

Ладожская серия нерасчлененная (KR_2^2ld). К нерасчлененным образованиям ладожской серии отнесены толщи ритмичнослоистых терригенных пород, залегающих в Западном районе. Расчленение этих образований на свиты затруднительно из-за неравномерной и слабой обнаженности площади. По набору слагающих пород и характеру слоистости эти образования близки к ритмичнослоистым песчано-алевролитовым толщам наатсельской свиты(?). Нерасчлененные терригенные породы ладожской серии слагают синклиналь между Кирьяволахтинским блок-антиклинорием и основной группой Сортавальских блок-антиклинориев фундамента. В замке синклинали породы верхов разреза кирьяволахтинской свиты сортавальской серии постепенно сменяются существенно песчанистой ритмичнослоистой пачкой, отнесенной к низам разреза ладожской серии. Характерной особенностью пачки является присутствие в ритмах слоев грубообломочных метапесчаников и гравелитов с обломками кварца и полевого шпата размером до 2–5 мм и единичных уплощенных обломков тонкозернистых филлитов. Гравелиты и крупнозернистые песчаники переслаиваются с мелкозернистыми кварцитопесчаниками и метаалевролитами, иногда содержащими вкрапленность граната. В песчанистых слоях обычны овальные включения амфибол-гранат-кварцевых конкреций зонального строения. Мощность слоев в ритмах составляет 0,3–1,5 м. Мощность пачки ритмичнослоистых метапесчаников и гравелитов составляет не менее 800 м. Выше по разрезу, в ядерной части синклинальной структуры, ритмичнослоистые метапесчаники и гравелиты сменяются переслаиванием тонкослоистых метапесчаников и биотитовых сланцев (по метапелитам).

Падосская свита (KR_2^2pd). В соответствии с серийной легендой Балтийской серии листов Госгеолкарты-1000/3, к калевию в Северо-Онежской структуре (Онежская СФЗ) отнесены падосская и синхронная ей кондопожская свиты, последняя на вышеназванной карте листа Р-(35),36 как самостоятельная не выделена. Образования свит залегают на вулканитах людиковия, иногда с корой выветривания в основании и слагают ядерные части или крылья брахисинклиналей северо-западной ориентировки. В образовании разреза

принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Они образуют ритмы различной мощности от нескольких сантиметров до 25 м и более и слагают флишеидную толщу с довольно монотонным переслаиванием терригенных пород. Ниже дается характеристика разреза свиты с использованием материалов по Онежской параметрической скважине [123].

Конгломераты приурочены к основаниям элементарных ритмов и наибольшее распространение имеют в нижней части разреза свиты. Они преимущественно средне- и мелко-галечниковые, обломки в большинстве своем хорошо окатаны, но иногда встречаются угловатые и они переходят в конглобрекчии. По составу крупной фракции выделяются полимиктовые и мономиктовые разновидности. Среди обломков наблюдаются фрагменты пород суйсарской, заонежской, туломозерской свит и гранитоидов. Цемент во всех конгломератах представлен песчаниками серыми, реже слегка зеленовато-серыми, от средне- до крупнозернистых, в низах свиты преимущественно граувакковыми, в верхах – полимиктовыми.

Песчаники по составу подразделяются на граувакковые и полимиктовые. Первые из них тяготеют к нижней части разреза, вторые – к верхней. Те и другие имеют серый, до темно-серого, зеленовато-серого, буровато-зеленовато-серого, почти черного цвет. В низах разреза свиты песчаники грубозернистые. Обломочный материал в граувакках представлен различными породами основного состава, преимущественно эффузивными и пирокластическими (базальтами, андезибазальтами, пикробазальтами), туфами и туффитами. Вверх по разрезу их количество падает, в полимиктовых песчаниках преобладают зерна полевых шпатов и кварца. Цемент преимущественно базальтовый, по составу серицит-хлоритовый, кварц-хлоритовый, хлоритовый.

Алевролиты и аргиллиты имеют серый, темно-серый до черного цвет. В низах разреза свиты они сложены преимущественно хлоритом или серицит-хлоритовыми агрегатами, а в верхней части серицит-хлоритовым и кварц-серицит-хлоритовыми агрегатами. Иногда в аргиллитах встречаются небольшие стяжения, зерна и тонкие прожилки карбонатов. Аргиллиты с алевролитами постоянно переслаиваются. Как и алевролиты, они характеризуются хорошо проявленной горизонтальной и параллельной слоистостью, иногда в них отмечены диастемы, воднооползневые складки и внутрислоевые микросбросы. Мощность свиты достигает 800 м.

ВЕПСИЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

Термин «вепсий» был предложен К. О. Кратцем [87]. Образования вепсия с размывом залегают на породах людиковийского и калевийского надгоризонтов. Образования вепсия, в отличие от калевийских отложений, представлены преимущественно песчаными осадками. Они распространены в Северо-Онежской структуре (Онежская СФЗ), где выделены в вашозерскую свиту. Кроме того, к вепсию относятся осадки петрозаводской и перекрывающей ее шокшинской свит в Прионежской мульдообразной складке (Прионежская СФЗ). Породы вепсия обнажаются в ядрах пологих синклиналей, соотноше-

ния вашозерской и петрозаводской свит не установлены, но скорее всего они являются разновозрастными.

Вашозерская свита (KR_2^3vo) слагает ядра синклинальных складок в центральной части Северо-Онежского синклинория. В составе нижней части разреза преобладают серые псаммитовые песчаники, преимущественно грауваккового состава, включающие прослои щебенчато-аргиллитовых конгломератов. Эти песчаники переслаиваются с алевролитами, пелитами, кремнистыми аргиллитами и редкими прослоями известняков. В нижней части пачки присутствуют пластинчатые обломки аргиллитов. Выше по разрезу выходят полимиктовые гравийные песчаники зеленовато-серого цвета с линзами мелкогалечных конгломератов. Они сменяются горизонтом тонкопереслаивающихся полимиктовых и плагиоклазовых песчаников, алевролитов и онколитовых доломитов. Кроме онколитов, в них наблюдаются микростроматолиты, образующие слойки мощностью до 1 мм. Завершается видимый разрез свиты горизонтом переслаивания тонкослоистых силицитов, силицитовых конглобрекчий и песчаников. В средней части его разреза отмечены тонкие прослои (1–3 см) кремнистых аргиллитов с концентрически-зональными микрофитолитами. Общая мощность вашозерской свиты составляет более 170–190 м.

Петрозаводская свита (KR_2^3pt) выделена Л. П. Галдобиной и Е. М. Михайлюк в 1966 г. в районе г. Петрозаводск. Она развита по западному берегу Онежского озера (Прионежская СФЗ). В основании разреза залегают породы груборитмичного строения с мощностью слоев-ритмов до 5–7 м. Их низы слагают крупно- и среднезернистые полевошпат-кварцевые песчаники с косой слоистостью (в крупных сериях), а кровлю – мелкозернистые косослоистые или горизонтальнослоистые песчаники. Кровля ритмов нередко размыта, и в основании следующего слоя наблюдается сингенетичная брекчия. Здесь же встречены линзы косослоистых полимиктовых конгломератобрекчий с крупными обломками базальтов, плагиобазальтов, миндалекаменных базальтов, шунгитоносных туфоалевролитов и туфосланцев, халцедона и преобладающие в массе обломки лидита. Они сменяются серыми и темно-серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими крупными угловатыми обломками халцедона и лидита. В кровле ритмов, мощность которых составляет 2–5 м, залегают тонкие слои средне- и мелкозернистых слюдистых песчаников. В породах отмечается косая слоистость. Вверх по разрезу они сменяются серыми, розовато-серыми, местами бурыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, средне- и мелкозернистыми, кварц-полевошпатовыми алевролитами и кварц-слюдистыми сланцами. В песчаниках встречены тонкие слойки из обломков тяжелых минералов (естественный шлик) и линзы мелкогалечных конгломератов с галькой халцедона и кварца. Они переходят вверх по разрезу в разноезернистые полевошпат-кварцевые песчаники груборитмичного строения с мощностью ритмов 2–4 м. В основании ритмов располагаются крупнозернистые песчаники с косой слоистостью и обломками пород кровли предыдущего слоя. Ритмичность нечеткая. Завершается разрез кварцевыми песчаниками розовато-серого цвета и бурыми слюдистыми алевролитами и сланцами. На плоскостях напластования алевролитов и сланцев наблюдаются знаки ряби. Мощность петрозаводской свиты – около 400–

450 м. По некоторым авторам, в верхней части разреза наблюдаются потоки базальтов с повышенным содержанием калия.

Шокшинская свита ($KR_2^3\delta$) выделена в районе дер. Шокша (Южная Карелия) [167]. Образования свиты распространены на западном побережье Онежского озера. Кварциты и кварцитопесчаники свиты налегают с размывом на песчаники петрозаводской свиты. Характерными чертами пород свиты являются чисто кварцевый состав обломочного материала, ярко-красная окраска и широкая фациальная изменчивость. В основании разреза на песчаниках петрозаводской свиты лежат бледно-сиреневые кварцитопесчаники с прослоем мелкогалечного конгломерата в основании и обилием знаков ряби на плоскостях напластования. Выше обнажаются красноцветные и зеленоватые алевролиты, переслаивающиеся с глинисто-сланцевыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками, они сменяются красными кварцитопесчаниками с косою слоистостью, знаками ряби, течения и волнения. В свою очередь они перекрыты серовато-розовыми косослоистыми кварцевыми песчаниками с гравелитом в основании. В средней и верхней частях разреза свиты наблюдаются розовые, красные, малиновые и сиреневые кварциты и кварцитопесчаники, красноцветные алевролиты и конгломераты. В середине разреза имеются линзы валунных олигомиктовых конгломератов. В нижней части разреза наблюдаются слоисторитмы мощностью 1,5–2 м, выше по разрезу мощность их убывает и увеличивается доля мелкозернистых разностей. Завершается разрез свиты средне- и крупнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. Полная мощность шокшинской свиты в западном Прионежье составляет более 1000 м. В нижней части разреза шокшинской свиты в обнажениях выявлен маломощный (около 10 м) покров мелкозернистых гематитизированных базальтов [238], ранее считавшийся апофизой мощного (около 170 м) Ропручейского силла габбродолеритов.

Породы свиты интродуцированы силлами ропручейского комплекса. Сиенитовые сегрегации габбродолеритов датированы уран-свинцовым методом по циркону, возраст 1770 ± 12 млн лет.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

РИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В рассматриваемом регионе на картируемую поверхность выходят образования нижнего, среднего и верхнего рифея. Нерасчлененные средне-верхне-рифейские отложения погребены под чехлом более молодых осадков.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА (БУРЗЯНИЙ)

Хогландский надгоризонт

К нижнему рифею относится хогландский надгоризонт (табл. 2), представленный одноименной серией и развитый в Выборгском СФЗ. Основанием для его отнесения к нижнему рифею послужили определения изотопного воз-

раста вулканитов и их петрогеохимическое сходство с раннерифейскими гранитами рапакиви Выборгского массива [203]. Опорный разрез этого стратона на территории листа расположен на о. Гогланд (Суурсаари) в Финском заливе и описан под названием «хогландская свита» или «серия» [184, 191, 199, 240] или хогландий [131]. По данным А. В. Амантова, подобные образования обнажаются на островах Сомерс и Малый Сомерс в Финском заливе [182].

Хогландская серия (RF_{hg}) несогласно залегает на метаморфических гнейсах, лептитях и амфиболитах, сопоставляемых с ладожской серией или свекофеннидами Финляндии и на гранитогнейсах и гранитоидах верхнего карелия. Образования серии полого погружаются к востоку под углами 5–20°. В ее разрезе выделяются четыре толщи [203]. Первые три толщи выполняют палеодолины [191, 195] и не образуют сплошного покрова, четвертая толща представляет собой сплошной покров, трансгрессивно лежащий на всех более древних породах.

Первая (нижняя) толща конгломератов образует прерывистый горизонт мощностью до 21 м, в составе которого выделяется три осадочных ритма. Каждый ритм начинается конгломератами, переходящими вверх по разрезу в гравелиты и крупнозернистые песчаники. Завершается разрез первых двух ритмов маломощными слоями красноцветных метаалевролитов. Третий ритм обнажен не полностью и представлен только конгломератами. Каждый ритм налегает на подстилающие породы со следами размыва. Гальки преимущественно хорошо окатаны. Подавляющее количество их представлено кварцитами (85–90%). Наиболее крупные гальки характерны для низов ритмов. В конгломератах нижнего ритма широко распространены гальки и обломки красноцветных, иногда лилового цвета кварцитов, весьма напоминающие породы шокшинской свиты верхнего карелия; изредка видны единичные обломки древних кварцитовых конгломератов (гальки в гальках). В верхних ритмах распространены гальки преимущественно сероцветных кварцитов. Цемент конгломератов песчаный базальный, состоящий из существенно кварцевых метапесчаников с параллельной слоистостью. Пачка кварцитов образует линзовидные тела протяженностью до 2 км.

Вторая толща (порфировая) выделена только в одном разрезе, и ее соотношения с подстилающими породами не установлены. Она образована серыми кварц-полевошпатовыми порфирами. Ее видимая мощность – более 3 м. В нижней части разреза пачки обнажаются кварц-полевошпатовые порфиры, представляющие собой темно-серую породу с зеленоватым оттенком, в которой видны крупные округлые выделения темного кварца (диаметром до 0,5 см), лейсты светлого полевого шпата размером до 1 × 2–3 см, количество которых достигает 30 % объема породы. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом 10–20 % (от нескольких миллиметров до 1–1,5 см в поперечнике) и кварцем 10–15 % (0,1–0,5 мм в поперечнике) и погружены в скрытокристаллическую основную массу. Выше по разрезу количество вкрапленников калиевого полевого шпата резко уменьшается, они исчезают. Остаются только редкие (менее 5 %) вкрапленники кварца, погруженные в темно-серую фельзитовую основную массу. В породе преобладает порфировая структура, а основная масса имеет микрогранофиловую и микрофельзитовую структуры. Реже встречается микропойкилитовая и микросферолито-

вая структуры основной массы. В единичных случаях отмечается амигдалоидная структура, обусловленная присутствием миндалевидных выделений и агрегатов, сложенных мелкозернистым кварцем, хлоритом и эпидотом. Иногда миндалины имеют зональное строение. Обычно кварц-полевошпатовые порфиры имеют массивную текстуру, а флюидальная текстура наблюдается, как правило, в породах и микрофельзитовой основной массе. Основная масса породы микрокристаллическая и часто представляет собой микрогранофировые срастания кварца и калиевого полевого шпата. В основной массе наблюдаются участки неправильной формы, а иногда и угловатые обломки прозрачного нераскristализованного стекла. Вкрапленники кварца (до 5 мм в поперечнике), как правило, округлые с характерными заливами (cavities), выполненными микрокристаллической основной массой. Калиевый полевой шпат вкрапленников представлен ортоклаз-пертитом или микроклином, в котором также наблюдаются заливы (cavities), выполненные микрокристаллической основной массой. Постоянно встречаются скопления и агрегаты идиоморфных кристаллов эпидота, что дало основание Ваалю [195] рассматривать эпидот как первично магматический минерал. По нашим данным, калиевый полевой шпат из вкрапленников кварц-полевошпатовых порфиров близок по составу (по содержаниям Ba, Sr и Rb) к калиевому полевошпату оводов гранитов рапакиви Выборгского массива.

Третья (базальтовая) толща разделяется на три пачки. В основании первой (нижней) пачки этой толщи непосредственно на порфирах вскрыта порода (мощностью 2,5–3 м), в которой видны крупные часто округлые обособления порфиров диаметром до 0,7–0,8 м, сцементированные базальтами. Базальты представляют собой мелкозернистую плотную массивную породу темно-зеленого цвета, в которой отмечаются миндалевидные округлые выделения мелкозернистой белой массы диаметром до 3 мм, количество которых достигает 3–5 % объема породы. Иногда видны мелкие (1 × 10 мм) таблитчатые выделения светлого плагиоклаза (не более 5 % объема породы). Мощность этого слоя не превышает 3–4 м. Выше по разрезу выходят плагиопорфириты мощностью около 10 м, перекрытые мелкозернистыми базальтами (их мощность около 3–4 м). Непосредственно на базальтах с резким неровным контактом лежат лавобрекчии, в которых на выветрелой поверхности видны угловатые, чаще веретенообразные обособления тех же базальтов (размером до 3–4 × 2–3 см), сцементированные базальтами. Они сменяются породой, в которой выделяются участки базальтов в тонко- и слабослоистой породе. Слоистость вызвана чередованием линзочек (мощностью до 2 мм), обогащенных хлоритом, со слоями с примесью кварца и реликтовой псаммитовой структурой. В этой породе, кроме базальтов, видны многочисленные обломки пород доорифейского фундамента – лептитов, гранитогнейсов, плагиогранитов, плагиомикроклиновых гранитов, парасланцев и кварцитов (в том числе красноватых). Количество обломков достигает 40–60 % от объема породы, размеры обломков гранитов достигают 0,6 м, а большинства обломков – первых сантиметров. По форме они представлены как угловатыми, так и округлыми фрагментами. Мощность этого прослоя с обломками – около 7 м. Характерно, что эти образования приурочены к южному борту палеодолины. Они с резким контактом перекрыты мелкозернистыми базальтами, аналогичными ра-

нее описанным, их мощность 1–1,5 м. Завершается разрез плотными темно-зелеными базальтами с хорошо проявленной шаровой отдельностью (диаметр шаров достигает 1 м) и столбчатыми миндалинами, выполненными красным кремнем. Иногда в миндалинах (диаметром до 1 см) наружная оторочка образована эпидотом. Общая максимальная мощность пачки достигает 42 м.

Вторая пачка слоистых кремнистых осадков с резким контактом залегает на описанных породах, видимая мощность достигает 2,5 м. Слоистые кремни характеризуются чередованием слоев светло-серого, серого, почти черного цветов, их мощность – 1–5 см. Иногда в грубых слоях намечается слабо проявленная более тонкая (1–3 мм) слоистость. Видимая мощность выхода кремней – около 2 м.

Третья пачка сложена плагиопорфиридами с фенокристаллами светлого плагиоклаза размером до 2×10 мм. Контакт порфиритов и кремней неровный; отчетливо видно, что слоистость в кремнистых осадках прогибается (иногда с уменьшением мощности слоев) непосредственно под шаром. Непосредственно на кремнях лежат порфириды с прекрасно выраженной шаровой отдельностью, с диаметром шаров не более 50 см. Основная масса в этой породе обладает черным или темно-серым цветом, является полнокристаллической и образована мелкими выделениями плагиоклаза, чешуйками биотита, выделениями магнетита. В основной массе в виде удлиненных призматических или таблитчатых фенокристаллов выделяется плагиоклаз. Текстура пород массивная. Размеры фенокристаллов достигают $1 \times 3-4$ см, количество их – около 50 % объема породы. В конце их интервала (на последних 25–30 см) порфириды обладают отчетливой трахитоидностью, лейсты плагиоклаза расположены параллельно их верхнему контакту с залегающими выше кварц-полевошпатовыми порфирами верхней толщи. Видимая мощность выхода порфиритов – около 25 м.

Четвертая толща образована порфирами. Обычно нижний контакт толщи порфиридов и порфиритов резкий. Однако около южного борта палеодолины порфиры в основании разреза содержат округлые и остроугольные обломки порфиритов. Макроскопически порфиры – породы с афанитовой основной массой, плотные, массивные, серого, розовато-серого, красно-коричневого, зеленовато-серого цветов. Основными минералами являются кварц и калиевый полевой шпат, по данным финских исследователей, представленный ортоклазом и нерешетчатым микроклином. Фенокристаллы образованы кварцем и калиевым полевым шпатом. Выделяются породы, в которых фенокристаллы представлены кварцем диаметром до 3 мм и в количестве 20 % объема породы, полевого шпата – до 5 %. Выделяются порфиры, в которых преобладают крупные выделения ортоклаза (до 10 см), количество которых достигает 50 %, а по литературным источникам – и 70 % объема породы при резко пониженном количестве выделений кварца (не более 5 %). Для пород толщи порфиридов характерны массивные текстуры и отсутствие полосчатости. В толще порфиридов наблюдается чередование пород серого и розового цветов мощностью до 10 м. Иногда к их границе приурочены горизонты лавобрекчий. Обломки в них сложены как серыми порфирами, так и кислыми эффузивами с розовыми полевыми шпатами (ортоклазом). Граница между подстилающими порфирами и брекчиями не выражена, и смена пород вызвана появле-

нием в эффузивах обломков. Количество обломков достигает 40–50 % от объема породы, размеры их варьируют от первых сантиметров до 30–35 см. Фрагменты преимущественно имеют угловатую форму, реже они изометричные. Какой-либо слоистости, полосчатости в породе не наблюдается. Мощность слоя брекчий – около 2,5–3 м. Вверх по разрезу они столь же резко, но без выраженного контакта, сменяются кварц-полевошпатовыми порфирами с серым калиевым полевым шпатом, видимая мощность которых – не менее 5–6 м. Мощность порфировой толщи – не менее 130 м.

По данным изотопного датирования, возраст кислых лав второй толщи, полученный изохронным U-Pb методом по цирконам, равен 1640 ± 11 млн лет, четвертой толщи – $1638,4 \pm 3,8$ млн лет [184, 189, 203].

Плагиоклазовые базальтовые порфириты – темно-серые породы, трахитоидность которых выражена в субгоризонтальной ориентации лейст плагиоклаза. Основная масса породы тонкозернистая, нередко флюидальная и сложена микролитами плагиоклаза, чешуйками серицита, зернами эпидота и рудного минерала. Структура ее микроофитовая, микролитовая, реже микропорфировая, спилитовая и микропойкилоофитовая. Вкрапленники лабрадора достигают размеров до $1-2 \times 2-3$ см. Текстура породы массивная, часто шаровая (диаметр шаров – 0,2–1,0 м). По своему химизму породы отвечают щелочным и трахибазальтам с содержанием K_2O до 4,7 %, Na_2O – 0,15–1,5 %.

По особенностям химического состава подушечные лавы базальтовых порфиритов относятся к щелочным базальтам и трахибазальтам и имеют повышенное содержание щелочей по сравнению с габброидами и диабазами Выборгского массива.

По петрохимическим данным, базальтовые порфириты отчетливо различаются по содержаниям ряда порообразующих окислов и их отношениям. Так, базальты низов разреза существенно обогащены калием, соотношения калия к натрию в них колеблется от 3 до 20, в верхах разреза оно в пределах 0,55–1,6. В породах низов разреза содержания алюминия изменяются: 13–17 %, в верхах – 17–21 %.

Спектры распределения РЗЭ в базальтовых порфиритах верхней и нижней частей разреза аналогичны спектрам в габброанортозитах Выборгского массива, что может указывать на единство магматического очага для всех основных пород комплекса рапакиви Выборгского массива.

Комплекс трахириолитов сложен кварц-полевошпатовыми порфирами, содержащими вкрапленники калиевого полевого шпата (0–30 %) кварца (до 10–15 %), структура породы преимущественно порфировая. Формирование этого комплекса происходило в два этапа, разделенных излияниями лав основного состава, охарактеризованных выше.

Химический состав кварц-полевошпатовых порфиров раннего этапа весьма необычен, в первую очередь, из-за пониженных концентраций Na_2O – 0,57–0,79 на фоне обычных для гранитов рапакиви содержаний $K_2O = 5,5$ % или несколько повышенных содержаниях $K_2O = 7,7$ %, что и объясняет аномальное отношение $K_2O/Na_2O = 9,6-9,7$.

В пределах всей толщи кварц-полевошпатовых порфиров второго этапа устанавливаются так же аномально низкие концентрации Na_2O – от 0,15 до 0,57 на фоне значительных, но чаще очень высоких содержаний $K_2O = 4-$

9,3%. Это и определяет аномально высокое отношение K_2O/Na_2O от 10 до 46. Аномальный химический состав кварц-полевошпатовых порфиров о. Гогланд отмечался и ранее [195].

Кварц-полевошпатовые порфиры нижней и верхней толщ сходны в петрохимическом и геохимическом составе, как по содержанию основных породообразующих окислов, так и по содержаниям и спектрам распределения РЗЭ. Кроме того, кварц-полевошпатовые порфиры Гогланда близки по химическому составу и спектрам распределения РЗЭ к овоидным амфибол-биотитовым гранитам Выборгского массива. На дискриминационных тектономагматических диаграммах Пирса фигуративные точки составов кварц-полевошпатовых порфиров расположены в поле внутриплитных гранитов и находятся внутри пунктирного контура, ограничивающего распространение анорогенных гранитов рапакиви Выборгского массива, что может указывать на генетическое родство гранитов рапакиви и кварц-полевошпатовых порфиров. Таким образом, кварц-полевошпатовые порфиры о. Гогланд могли быть комагматичны гранитам рапакиви Выборгского массива и скорее всего представляли собой излияние на поверхность в подводных условиях рапакивигранитной магмы.

Приозерская, салминская свиты объединенные (RF_{pr+sl}). Более молодые нижнерифейские вулканогенно-осадочные образования в рассматриваемом регионе распространены в глубоком Ладожском прогибе, его структурном элементе – Пашском грабене и на западном и северо-восточном берегах Ладожского озера. Они представлены объединенными приозерской, салминской свитами общей мощностью более 900 м и образуют Пашско-Ладожскую СФЗ. На карте эти образования не могут быть разделены.

Приозерская свита распространена в Ладожском прогибе повсеместно с запада на восток и на юго-восток и вскрыта целым рядом скважин в районе г. Приозерск на западе, в районе пос. Салми на востоке. Свита резко несогласно через кору выветривания залегает на архей-нижнепротерозойском фундаменте и на Салминском массиве гранитов рапакиви раннего рифея. Она сложена серыми и красноцветными аркозовыми песчаниками, в основании с прослоями конгломератов и гравелитов, с гальками гранитоидных пород фундамента, розовых кварцитов типа шокшинских. В верхах их разреза наблюдаются прослой алевролитов, коричневых аргиллитов. Мощность свиты в районе г. Приозерск меняется от 60 до 354 м. В разрезе рифея в районе пос. Салми по буровым скважинам выделяется в основании осадочная пачка, сложенная полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми, реже аркозовыми песчаниками с глинистым, реже карбонатным цементом. Прослеживаются прослой полимиктовых конгломератов и гравелитов, изредка слои алевролитов и глин. Толща залегает непосредственно на коре выветривания карельского фундамента и на гранитах рапакиви. Мощность на большей части площади – 80–55 м. Эта часть разреза сопоставляется с приозерской свитой западного берега Ладожского озера.

Салминская свита. В районе пос. Салми [53] выше приозерской свиты залегает пачка лавовых покровов, представленная преимущественно афировыми, реже микропорфировыми базальтами мощностью от 5,4 до 126 м (в основном 70–100 м). В свите насчитывается от одного до девяти лавовых пото-

ков, мощность которых варьирует от 2,4 до 50 м. Наиболее выдержаны по простиранию первый и второй потоки, мощность которых в среднем соответственно 40 и 17 м. Кровельные части потоков – миндалекаменные, интенсивно выветрелые, ожелезненные, часто превращенные в землистую массу. В некоторых потоках кровля представлена лавобрекчией, в которой обломки базальтов сцементированы пористым базальтом или кальцитом. Среди лав встречены отдельные прослои туфов. В нижнем течении р. Тулемайоки на Колхозных порогах известны единственные в Приладожье естественные выходы эффузивных пород салминской свиты. Два маломощных потока базальтов с сильно вспененной верхней частью интенсивно окислены, имеют темно-бурую окраску, краснокаменный облик. В зоне вспененных, шлаковидных базальтов наблюдается обилие кварц-кальцитовых и хлоритовых миндалин, образующих участками четко выраженную слоистость течения. Наибольшая степень окисленности базальтов устанавливается в кровле и подошве лавовых покровов, в то время как в средней части обычно отмечаются свежие породы, содержащие редкую сеть тонких кварц-кальцитовых аметистсодержащих жил. Мощность салминской свиты на восточном побережье Ладоги в районе пос. Салми достигает 460 м.

На западном берегу Ладоги, по буровым данным, свита не установлена, но она распространяется широко в пределах акватории озера [182].

В салминской свите покровы эффузивов имеют Sm-Nd возраст 1498 млн лет (изохрона по породам и минералам) [145], а породы Валаамского силла – 1457 млн лет (браннерит) [190]. Таким образом, возраст лав отвечает раннерифейской (бурзянской) эратеме ОСШ докембрия России.

Основная масса вулканической породы свиты сложена микролитами лабрадора (№ 50–60), погруженными в фактически непрозрачное, железистое вулканическое стекло. Структура центральных массивных частей потоков варьирует от микролитовой до толеитовой с элементами пойкилоофитовой. Состав – оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, рудные минералы, апатиты и стекло. Оливин и ортопироксен (феррогиперстен) содержатся в незначительных количествах (15–17%), образуя чаще всего скопления. Размер зерен этих минералов не превышает 0,2 мм. Плагиоклаз является доминирующим минералом (35–50%). Его удлиненные лейсты, как правило, сдвойникованы. Минерал не зонален и имеет выдержанный состав, соответствующий лабрадору № 55. Вулканическое стекло: главным нормативным минералом его является калиевый полевой шпат, который составляет до 70%. Стекло выполняет интерстиции и содержится в количестве 1–15%. Важнейшим акцессорным минералом базальтов является апатит. Его игольчатые кристаллы не уступают по размеру лейстам плагиоклаза. Апатит встречается только в центральных частях потоков. Клинопироксен пойкилитически включает все вышеописанные минералы, а также рудные и апатит. Представлен он авгитом с несколько повышенным содержанием Na и Ti. Клинопироксен базальтов салминской свиты представлен авгитом–ферроавгитом. Базальты салминской свиты по химизму близки к трахибазальтам. По химическому составу базальты салминской свиты соответствуют континентальным толеитовым базальтам с высоким содержанием FeO и низким MgO, натрий преобладает над калием в пределах 2,7–4,0.

СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЕ ЭРАТЕМЫ НЕРАЗДЕЛЕННЫЕ (RF₂₋₃)

В составе этих образований на Карельском перешейке и, предположительно, в акватории Ладожского озера (Пашско-Ладожская СФЗ) [182] выделяются приладожская и яблоновская свиты объединенные. Наиболее полно они изучены в последнее десятилетие [199].

Приладожская свита представлена мелко- и разнозернистыми сероцветными песчаниками, темно-серыми до черных аргиллитами с флюидными доломитами. Мощность свиты достигает в западном Приладожье 245 м.

Яблоновская свита, залегающая на приладожской, сложена разнозернистыми красно- и сероцветными песчаниками с редкими обломками (гальками) гранитоидных пород фундамента, а также кварцитов и песчаников типа приозерских и доломитов приладожской свиты.

Впервые песчаники яблоновской свиты были описаны Е. П. Брунс как тиллитоподобные образования. Позднее их относили к лапландскому горизонту нижнего венда. Однако было показано, что отсутствуют четкие данные о том, что разрозненные участки встречаемых на Русской плите тиллитоподобных пород вписываются в эпоху глобальных оледенений в интервале возраста 850–635 млн лет, так же как не существует явных свидетельств ледникового происхождения немых толщ редкогалечных песчаников и гравелитов [178, 179]. Сходство состава терригенных пород приладожской и яблоновской свит, общее пространственное расположение в Ладожском прогибе позволяет предположить их последовательное накопление в доплитный рифейский период образования осадочного чехла в регионе [180].

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Из сказанного выше следует, что образования нижнего отдела вендской системы на листе не установлены, разрез начинается с отложений верхнего отдела.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхневендские отложения залегают несогласно на кристаллических породах фундамента и рифейских образованиях Ладожского прогиба и слагают вендскую часть плитного чехла платформы. На дочетвертичной поверхности они распространены в широкой (до 70 км) полосе, простирающейся в северо-восточном направлении от Финского залива, и занимают южную часть Карельского перешейка, юго-восточное Приладожье, включая южную акваторию озера, левобережье р. Свирь в районе поселков Видлица, Коткозеро, Ладва-Ветка и Ладва. На Карельском перешейке известны естественные выходы (обнажения) вендских пород на современную поверхность. Полные разрезы вендских отложений получены по данным бурения. К югу от полосы выхода на дочетвертичную поверхность они скрываются под кембрийскими и более молодыми палеозойскими отложениями. К востоку от г. Лодейное По-

ле до Ивенского водохранилища на р. Свирь и пос. Вознесение перекрываются с размывом девонскими осадками.

Верхневендские отложения в регионе отвечают редкинскому и котлинскому горизонтам в составе старорусской и василеостровской свит в Ладожской СфЗ, а на северо-востоке, в Прионежье, в Онежской СфЗ распространены усть-пинежская и мезенская свиты, иногда объединенные. На склонах кряжа Ветреный Пояс в Онежско-Беломорской СфЗ на дочетвертичную поверхность выходят останцы усть-пинежской свиты. В основании разреза верхнего венда – отложения старорусской и усть-пинежской свит.

Старорусская свита (V_{2sr}) залегает несогласно на породах фундамента и рифейских образованиях, выполняющих Ладожский прогиб и локализуется в пределах Ладожской структурно-фациальной зоны (СфЗ). Свита сложена в основании гравелитами и конгломератами, вверх по разрезу сменяемыми песчаниками разнозернистыми и мелкозернистыми, вверху – уплотненными глинами и аргиллитами пестроцветными, иногда с прослойками пирокластических туфов. В кровле глины и аргиллиты имеют выветрелый облик с охристо-желтой окраской. Мощность свиты колеблется в пределах 40–70 м и возрастает к юго-востоку.

Усть-пинежская свита (V_{2up}). В Онежско-Беломорской СфЗ в основании свита представлена пачкой (до 20 м) конгломератов с галькой диабазов, метапорфиритов, гнейсогранитов. Выше она сложена глинами и алевролитами. Мощность свиты на кряже Ветреный Пояс составляет 25–30 м. В Онежской моноклинали (Онежская СфЗ) свита представлена в основном глинами зеленовато-серыми, коричневыми, пестроцветными, содержащими целестин, органические и железистые пленки. Мощность свиты достигает порядка 70–80 м.

Василеостровская свита (V_{2vo}) залегает с внутриформационным размывом на глинах старорусской свиты и также распространена в пределах Ладожской СфЗ. Внизу представлена песчаниками, алевролитами серыми и светло-серыми с прослоями зеленовато-серых глин. Выше по разрезу свита сложена тонко-ритмичнослоистыми зеленовато-серыми глинами с тончайшими присыпками алеврита на плоскостях напластования. В них наблюдаются органические ламинаритовые пленки и линзовидные бурые прослойки сидерита. Мощность свиты колеблется в пределах 180–240 м.

Мезенская свита (V_{2mz}). В Онежской моноклинали (Онежская СфЗ) свита представлена преимущественно глинами с прослоями алевролитов, в основании с пачкой чередующихся песчаников и алевролитов. Окраска пород преимущественно красноцветная и бурая. Мощность мезенской свиты достигает 138 м. В приближении к Балтийскому щиту она сокращается до 41 м, где перекрыта девонскими отложениями.

Описание разрезов свит позволяет высказать предположение о необходимости их объединения в две серии, отличающиеся составом и, главным образом, условиями накопления. Одна серия – отложениями старорусской и василеостровской свит – может быть отнесена к валдайской серии, которая по распространению соответствует Ладожской СфЗ. Другая серия должна включать осадки усть-пинежской и мезенской свит, она обособляется в Онежской и Онежско-Беломорской СфЗ.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В составе палеозойской эратемы в регионе выделяются кембрийская, ордовикская, девонская и каменноугольная системы.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

В составе кембрийской системы присутствуют отложения нижнего отдела и нерасчлененные среднего и верхнего отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В составе нижнего отдела в региональной схеме выделен лонтоваский горизонт, относящийся к томмотскому ярусу. Он представлен ломоносовской и сиверской свитами, распространенными на дочетвертичной поверхности в юго-восточном Приладожье в полосе северо-восточного простирания от бух. Петрокрепость на западе до низовьев рек Паша и Оять на северо-востоке.

На крайнем юге в низовьях рек Волхов и Сясь нижнекембрийские отложения перекрываются с размывом нерасчлененными среднекембрийскими.

Ломоносовская свита (C_1lm) выходит на дочетвертичную поверхность узкой прибрежной полосой (менее 10 км) по южному берегу Ладожского озера. Свита залегает на глинах котлинского горизонта с четко выраженной границей, сложена песчаниками и алевролитами светло-серыми и зеленоватыми, переслаивающимися с голубыми глинами, которые содержат вкрапления зерен глауконита. Верхняя граница свиты условная – по мере выклинивания песчано-алевролитовых прослоев. В породах встречаются остатки *Sabellidites cambriensis*, *Platysolemites antigussimus*, обедненный смешанный комплекс акритарх ровинско-лонтоваского облика. Мощность свиты колеблется от 12 до 24 м.

Сиверская свита (C_1sv) выходит на дочетвертичную поверхность полосой северо-восточного простирания от пос. Кобона на западе через Новую Ладугу в поселки Паша, Сясьстрой до правобережья р. Оять к северу от дер. Шангиничи. Свита обладает выдержанным литологическим составом, сложена так называемыми «синими» глинами зеленовато-серыми и голубовато-зелеными неравномернослоистыми, с тонкими прослоями кварцевых песчаников и алевролитов, внизу – с вкрапленностью зерен глауконита, по всему разрезу – с пиритизированными ходами илоедов. В кровле глины носят следы выветривания, обладают белесой до белой окраской, мощность – до 0,5 м. В глинах встречаются остатки червеобразных *Serpulites petropolitanus* Yan., *Sabellidites cambriensis* Yan., лонтоваский комплекс акритарх. Мощность сиверской свиты находится в пределах 100–120 м. На крайнем юге перекрывается с размывом объединенными отложениями среднего и верхнего отделов.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Они представлены на геологической карте нерасчлененными породами саблинской и ладожской свит ($\mathbb{C}_{2+3}Sb+ld$).

На территории Южного Приладожья, в низовьях рек Волхов и Сясь, распространены отложения саблинской свиты, относящиеся к майскому ярусу и ладожской свиты батырбайского яруса. Они выходят на дочетвертичную поверхность у подножия ордовикского глинта и, в силу малых мощностей (10–12 и 3–5 м соответственно), на карте не разделены.

Саблинская свита с размывом и перерывом залегает на выветрелых глинах сиверской свиты, представлена внизу песками светло-серыми косослоистыми с включениями переотложенных каолинизированных синих глин, выше – светло-серыми мелко- и среднезернистыми песками с линзами сахаровидных песчаников с редкими прослойками (до 1 см) алевритовых зеленовато-серых глин. Мощность свиты – 10–12 м, с возрастом у г. Волхов до 20–24 м.

Среднекембрийский возраст свиты определяется присутствием беззамковых брахиопод *Obolus transversus* (Pand.), *O. koltchanoci* Khaz. et Popov, *Oepikites koltchanori* Khaz. et Popov и хиолительминтами *Torellevella* sp.

Ладожская свита залегает с размывом на саблинских песках. Сложена в основании песками разнозернистыми с гравийными зернами кварца с ракушечным детритом, выше – с чередованием слоев песков и песчаников светлых, фиолетово-серых мелкозернистых кварцевых, алевритов и глин зеленовато-серых мощностью по 0,3–0,7 м. Мощность свиты составляет 3–5 м. В породах встречаются характерные для свиты брахиоподы *Oepikites fragilis* Popov et Khaz., *Rebrovia chernetskae* Popov et Khaz., *Schmidtites celatus* (Volb.) и др., конодонты зоны *Cordylodus andresi*.

На берегах рек Волхов и Сясь встречаются естественные выходы пород обеих свит на поверхность и они вскрываются на полную мощность буровыми скважинами.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикская система представлена нижним и средним отделами.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тремадокский и флоский ярусы

В пределах листа ярусы представлены отложениями объединенных пакепортского, варангуского и латорпского горизонтов, сложенных породами неразделенных тосненской, копорской и леэтеской свит ($O_1t \div lt$).

Тосненская свита характеризуется сравнительно широким распространением близ южной границы площади листа. Свита (мощность 20 м) детально изучена по обнажениям и разрезам скважин в Южном Приладожье, где она с

размытом залегают на ладожской свите и характеризуется выдержанным литологическим составом. Это мелко- и среднезернистые светло- и коричнево-серые кварцевые косослоистые пески с неравномерным содержанием переотложенного и автохтонного детрита фосфорноносных беззамковых брахиопод. Местами содержание P_2O_5 в породе достигает промышленного значения (более 3%). Нижняя граница свиты повсеместно хорошо выражена присутствием неглубоких «карманов», к которым приурочены фосфатизированные гальки песчаников и линзы ракушечника. Раннетремадокский возраст свиты подтверждается присутствием брахиопод *Obolus apollinis* Eichw. и конодонтов *Cordylodus proavus* Müll., *C. lindstromi* Druce et Jones и др.

Копорская свита распространена только в приустьевой части рек Волхов и Сясь. Свита (до 2,5 м) залегают согласно с тосненской и представлена в нижней части (до 1 м) переслаиванием буровато-серых сланцеватых глин и мелкозернистых красно-бурых песчаников, выше которых располагается пачка мелкоплитчатых сланцеватых битуминозных аргиллитов (диктионемовых сланцев), в которых содержание керогена составляет около 20%. В аргиллитах нередки конкреции антраконита диаметром до 10 см. Кроме органического вещества, для свиты характерно повышенное содержание ряда малых элементов, в том числе радиоактивных. Из органических остатков для копорской свиты характерны граптолиты *Rhabdinopora multithecata* (Bulman), *R. rossica* (Obut), *Dictyonema flabelliforme graptolithinum* Kjerulf и конодонты зоны *Cordylodus angulatus*.

Лезтсеская свита обнажается в ряде мест вдоль нижней части глинта. Разрез сложен комковатыми кварцево-глауконитовыми слабосцементированными песчаниками с редким фосфатным детритом брахиопод и прослоями темно-зеленых глауконитовых глин. В верхней части свиты отмечаются многочисленные лимонитизированные поверхности перерыва. Свита залегают на слабоэрозивной поверхности копорской свиты, а к востоку от р. Сясь – преимущественно на тосненских песчаниках. В отложениях лезтсеской свиты найдены многочисленные брахиоподы *Panderina abscissa* (Pand.), *Paurorthis parvula* (Lam.) и др., а также конодонты зоны *Prioniodis elegans*, типичные для нижней части флоского яруса.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Дапинский и дарривильский ярусы

Ярусы представлены на листе объединенными волховским и кундаским горизонтами, сложенными неразделенными волховской и обуховской свитами (*O₂vl+ob*).

Волховская свита имеет стратотипический разрез, который обнажен в долине р. Волхов близ южной границы листа. Общая мощность свиты – от 2,9 до 8 м. По литологическим особенностям в составе свиты выделяются три подсвиты, границы которых приблизительно совпадают с границами подгоризонтов, выделяемых по палеонтологическим данным. Подсветам (снизу) присвоены местные названия «дикари», «желтяки» и «фризы». «Дикари» (1,4–2,9 м) сложены пестроокрашенными крепкими слегка доломитизирован-

ными известняками, пригодными в качестве строительного камня. «Желтяки» (до 2 м) в отличие от «дикарей» характеризуются значительной глинистостью, присутствием прослоев мергелей и глин и общей пестрой желтоватой окраской. Вышележащие «фризы» (2,0–3,5 м) сложены зеленовато-серыми глауконитистыми неравномерно глинистыми известняками.

По всему разрезу волховской свиты встречается значительное количество органических остатков, в основном брахиопод и трилобитов. Характерными видами являются брахиоподы *Productorthis obtusa* Pand., *Paurorthis parva* Pand. и др., трилобиты *Megistaspis estonica* (Tjern.), *M. limbata* (Boeck), *M. hyorhina* (Leucht.) и др. По конодонтам отложения относятся к зонам *B. triangularis*–*L. antivariabilis*, соответствующим дапинскому–низам дарривильского ярусов.

Обуховская свита. Свита обнажается по ордовикскому глинту и в долине р. Волхов у южной границы территории листа, где она достигает мощности 12,5 м. Свита слагается неравномерно глинистыми светло- и зеленовато-серыми известняками, в нижней части разреза с прослоями мергелей и глин. По составу органических остатков горизонт делится на три подгоризонта, из которых нижний (до 2,5 м) имеет ограниченное распространение. В основании среднего подгоризонта залегает слой глинистого темно-серого мергеля, мощностью обычно менее 1 м, с многочисленными железисто-фосфатными оолитами (так называемый нижний «чечевичный» слой).

К востоку от р. Сясь обуховская свита перекрывается верхнедевонскими образованиями и постепенно вследствие длительной допозднедевонской денудации выклинивается. На этой площади ее мощность не превышает 8–9 м.

Характерны брахиоподы *Orthis calligramma* Dalm., наутилоидеи *Cyclenodoceras cancellatum* (Eichw.) и трилобиты, относящиеся к био зонам *Asaphus expansus*, *A. raniceps* и *Megistaspis gigas*. Многочисленны также остракоды *Pinnatulites procera* Kumm. Комплекс конодонтов обуховской свиты относится к зонам *L. variabilis*–*E. pseudoplanis*.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонской системы распространены на обширной территории в юго-восточной части листа и представлены верхним отделом. Они залегают на разновозрастных образованиях докембрийского фундамента, венда, кембрия или ордовика. Большой частью девонские отложения погребены под более молодыми образованиями палеозоя. На картируемую поверхность они выходят в виде полосы шириной до 60–70 км, протягивающейся от Южного Приладжья в северо-восточном направлении. Отложения верхнего отдела системы представлены терригенно-карбонатными и терригенными формациями морского, прибрежно-морского и лагунного генезиса. В структурном отношении область распространения девонских толщ относится к Ладожской и Онежской моноклиналям. Согласно Легенде Балтийской серии листов ГГК-1000/3, на территории листа принято деление на две структурно-фациальные зоны (СфЗ), различающиеся полнотой разреза, а также составом отложений на определенных стратиграфических уровнях. Выделяются

Ладожская СфЗ, отвечающая северной и центральной частям Ладожской моноклинали и Онежская СфЗ, соответствующая северной части Онежской моноклинали. Ладожская СфЗ является северным продолжением выделенной на смежном листе О-(35),36 Прибалтийско-Ладожской СфЗ. Согласно районированию, предложенному Н. У. Карпузовой в 2014 г., в новой версии Легенды Центрально-Европейской серии листов она названа Псковско-Кубенской СфЗ. Граница между СфЗ на территории листа проведена достаточно условно в связи с недостатком данных.

Территория листа входит в состав Северо-Западного субрегиона Русской платформы, для которого принята самостоятельная последовательность субрегиональных горизонтов [138]. 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 [131, 132, 133, 138]. В соответствии со схемой, граница среднего и верхнего отделов системы оставлена в основании пашийского унифицированного регионального горизонта. Возможное соответствие этого уровня основанию тиманского горизонта, верхнетиманского подгоризонта или саргаевского горизонта требует дополнительного обоснования, а также официального рассмотрения и утверждения МСК.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний отдел девона представлен отложениями пашийского, тиманского, саргаевского, семилукского, ливенского, евлановского, воронежского, речицкого унифицированных горизонтов франского яруса и отложениями фаменского яруса.

Франский ярус

Пашийский и тиманский горизонты. Отложения, образующие нижнюю часть франского яруса, на картируемую поверхность выходят в Юго-Западном и Восточном Прионежье, далее к юго-востоку они погружаются под более молодые отложения девона. Залегают на разновозрастных образованиях докембрийского фундамента, венда, кембрия или ордовика. Нижняя граница яруса отчетливая, проводится по базальной пачке разномасштабного песчаника. В Онежской СфЗ отложения данного стратиграфического интервала представлены белоручейской свитой, в Ладожской СфЗ они отнесены к важинской свите.

Важинская свита (D_{3vž}). Свита распространена на юго-востоке территории листа в северной части Ладожской СфЗ (бассейн р. Свирь), где она распространена почти повсеместно. На юге СфЗ (южнее Подпорожья) выходы свиты фрагментарны и имеют небольшую мощность, поэтому в масштабе карты они не показаны. Нижняя и верхняя границы свиты выражены отчетливо. В основании разреза залегает базальный разномасштабный песчаник мощностью 0,3–0,5 м, содержащий обломки подстилающих пород, рыбную

брекчию и гальку кварца. Верхняя граница проводится по подошве песчано-глинистой толщи сясинской свиты, содержащей фауну псковско-чудовских слоев. Важинская свита сложена песками, песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями пестрых глин, содержащих обломки ихтиофауны. Последние имеют подчиненное значение и приурочены главным образом к верхней части разреза, а ниже встречаются лишь в виде линзовидных прослоев (5–10 см). Песчаные разности пород послойно, реже пятнисто окрашены в розовые, желтовато-розовые и оранжевые цвета, на фоне которых резко выделяются прослой и линзы голубых и лиловых глин. Пески и песчаники тонкозернистые кварц-полевошпатовые, с заметной примесью слюд, а в северных разрезах – кварцево-слюдястые с примесью полевых шпатов. Алевролиты переходят в песчаники постепенно и имеют аналогичный минеральный состав. Песчаники и алевролиты сцементированы кальцитовым или доломитовым цементом базального типа. Глины песчано-алевритовые, несортированные, обильнослюдястые, слабоизвестковистые тонкослоистые. Глинистое вещество представлено минералами гидрослюдястой группы.

Аматский возраст свиты подтверждается редкими остатками характерной ихтиофауны: *Asterolepis radiata* Rohon, *Bothriolepis prima* Gross, *B. obrutschewi* Gross.

Мощность важинской свиты – до 20 м.

Белоручейская свита (D₃b^б). Отложения представлены алевролитовыми слоистыми глинами и смешанными тонкослоистыми песчано-алевритоглинистыми разностями типа «слоеный пирог» [54], коричневыми, зеленовато-серыми, часто пестроцветными. Глины каолининово-гидрослюдястые. В подошве свиты залегают песчаники тонко- и мелкозернистые мощностью 0,1 м.

На севере СфЗ свита трансгрессивно залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на вендских отложениях [206], на юге – на размытой поверхности кембрийских отложений [54]. Свита согласно перекрывается палеонтологически охарактеризованной каровской свитой саргаевского горизонта.

Определенный в отложениях спорово-пыльцевой комплекс включает виды *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens, *G. rugosa* (Naum.) Obukh., *Gravispores basilaris* (Naum.) Pashk. Также отмечались находки ихтиофауны *Bothriolepis obrutschewi* Gross, характерной для аматских отложений [206] и *Asterolepis ornata* Eichw. [206]. Присутствие последнего вида позволяет сопоставлять часть свиты с гауйским горизонтом.

Мощность белоручейской свиты – до 53 м [206].

Саргаевский горизонт. Отложения горизонта выходят на поверхность в Юго-Восточном Приладожье, а также в Прионежье. Кроме того, естественные обнажения описывались по рекам Сянега, Паша и Оять. На дочетвертичную поверхность отложения горизонта выходят полосой северо-восточного простирания от р. Сясь через Луганчи, Гуново к р. Салми и Подпорожью, от р. Паша к верховьям р. Шамокша.

Залегают отложения саргаевского горизонта согласно или с местными размывами на тиманских или более древних отложениях. Граница с вышеле-

жащими отложениями отчетливая, проводится по подошве толщи песков, залегающих на известковистых песчаниках с фауной чудовских слоев.

Отложения горизонта представлены сясинской (Ладожская СфЗ) и каровской (Онежская СфЗ) свитами.

Сясинская свита (D_{3ss}) представлена переслаиванием песчаников, песков, алевролитов и глин с маломощными (от 0,1–0,5 до 1 м) прослоями известняков доломитизированных [29]. Песчаные разности окрашены в желтый, розовый, реже красный, цвета, глинистые – в красный, фиолетовый, голубой, иногда зеленый. Окраска пород послойная, равномерная, но наблюдаются и мелкопятнисто-окрашенные участки. В основании разреза нередко встречаются грубозернистые песчаники мощностью до 0,3 м с обломками подстилающих пород, гальками кварца и окатанными фрагментами скелетов и панцирей рыб. В других разрезах, сложенных в основании глинами, близ нижней границы встречаются известковые стяжения, окатанные фрагменты скелетов и панцирей рыб, зерна кварца. Нижняя часть свиты сложена песками и песчаниками с подчиненными тонкими прослоями глин и сильнопесчаных, часто доломитизированных известняков. В составе пачки переслаивания имеются два-три горизонта «рыбной брекчии», представляющие собой прослои мощностью 3–10 см слабо сцементированных желто-охристых песчаников со скоплениями остатков ихтиофауны и редкими отпечатками створок брахиопод. Песчано-алевритовые породы средней части свиты характеризуются глинистостью, слюдястостью и известковистостью. Соответственно и цемент в песчаниках и алевролитах глинисто-железистый или глинисто-карбонатный. Мощность прослоев и линз – от 0,3 до 10 м. Глины гидрослюдистого типа, алевроитовые и известковистые образуют сравнительно маломощные прослои.

Верхи разреза представлены преимущественно карбонатно-глинистым комплексом пород. Известняки развиты в средней части этого комплекса. Они тонко переслаиваются с глинами и мергелями и представлены органогенно-обломочными разностями, часто доломитизированными, глинистыми, песчанистыми, алевролитистыми, содержат остатки брахиопод и следы жизнедеятельности роющих организмов. Реже встречаются прослои глинистых доломитов. Песчаники и алевролиты приурочены обычно к нижней, реже к верхней части комплекса и образуют прослои среди глин и известняков. Пески и песчаники мелкозернистые, глины алевроитовые, глинистые, малослюдистые, с заметным содержанием в тяжелой фракции циркона, граната, иногда лейкоксена и ставролита; наблюдаются горизонтальная и косая слоистость.

Здесь встречаются ихтиофауна – *Bothriolepis cellulosa* Pand., *B. panderi* Lah., брахиоподы *Camarotoechia livonica* Buch, *Ladogia meyendorffii* Nal., *Ripidiorhynchus aldogus* (Nal.), *Eleutherokomma muralis* (Nal.), *Cyrtospirifer* cf. *pskovensis* Nal., *C. tschudovi* Nal., *Pseudoatrypa* cf. *velikaja* (Nal.), остракоды – *Limbatula benevoensis* Zasp., *Cavellina batalinae* Zasp., *C. reticulata* Zasp., *Uchtovia polenovae* Eg., *Acratia schelonica* Eg., конодонты – *Polygnathus breviformis* Ovn., *Pandorinellina insita* (Stauf.), *Polygnathus reimersi* Kuzmin и др. Свита отвечает снетогорско-чудовскому интервалу саргаевского горизонта.

Мощность сясинской свиты – до 60 м.

Каровская свита (D₃kv). Выходит на поверхность полосой 2–6 км от оз. Юковское до устья р. Свирь. В пределах акватории Онежского озера обнажается, по-видимому, в дочетвертичных врезях [206]. Отложения согласно залегают на белоручейской свите и перекрываются с разрывом курозерской свитой.

Свита представлена переслаивающимися пестроцветными карбонатными глинами, песками, алевролитами и известковистыми песчаниками с линзами известняков и мергелей. Глины окрашены в красные, фиолетовые, голубые, реже зеленые цвета, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, в верхней части каолинитовые, слюдястые, алевроитовые (песчаные только в нижней части свиты).

В разрезе каровской свиты выделяется от одного до двух полных трансгрессивных ритмов. В подошве ритмов залегают песчаники тонкозернистые кварцевые, пестро окрашенные в розовые, желтые цвета, образующие прослойки мощностью от 2–5 см до 0,6 м.

На юго-западе Онежской СфЗ в каровской свите мощностью 24 м преобладают глины, в меньшем количестве распространены песчаники, глинистые и органогенно-обломочные известняки и алевролиты. Глины алевроитовые зеленовато-серые, коричневые, фиолетовые карбонатные с известковистыми стяжениями. В отдельных прослоях глины горизонтальнослоистые, реже с линзовидноволнистой слоистостью, часто содержат песчано-алевроитовые прослойки. Отмечается параллельно-пятнистая текстура. По минеральному составу глины каолинит-гидрослюдистые с включениями хлорита (до 12%). Песчаники и алевролиты слагают, как правило, трансгрессивные части ритмов. Они присутствуют в виде самостоятельных слоев или в переслаивании с глинистыми прослоями. Их мощность изменяется от 3–5 см до 0,4–0,6 м. Песчаники часто с примесью гравийного материала, с косою слоистостью. По составу песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые. Прослойки известняков мощностью 0,25–0,5 м приурочены к нижней части свиты. В верхней части они также присутствуют, но в виде тонких (1–3, реже 5 мм) пропластков, линз и желваковых стяжений. Известняки серые и зеленовато-серые, неравномернозернистые, в различной степени глинистые, реже доломитистые, иногда загипсованные. Преобладают известняки органогенно-обломочные, содержащие детрит брахиопод, криноидей, водорослей, иглокожих и рыб.

В рассматриваемых отложениях определен характерный для саргаевского горизонта комплекс беспозвоночных и ихтиофауны, среди которых присутствуют: ихтиофауна *Bothriolepis panderi* Lah., брахиоподы *Ladogia meyen-dorfii* Nal., *Camarotoechia livonica* Buch, *Cyrtospirifer pskovensis* Nal., *C. cf. tschudovi* Nal., *Pseudoatrypa cf. velikaja* (Nal.), остракоды *Cavellina chvorostanensis* Pol., *Uchtovia polenovae* Eg., *Acratia schelonica* Eg. и др.

Мощность каровской свиты – до 63,5 м.

Саргаевский–семилукский горизонты. Отложения данного стратиграфического интервала известны в естественных обнажениях по берегам рек Оять, Паша, Ноздриша, Водлица, Ошта, Тукша и по керну многочисленных скважин. Нижняя граница проводится по контакту песчаной толщи с известково-глинистой пачкой, охарактеризованной фауной чудовских слоев. Во многих разрезах на этой границе отмечается разрыв. Верхняя граница фикси-

руется в кровле пачки глин или песчаников. В Ладожской СфЗ отложения представлены маловишерской свитой, в Онежской – курозерской.

Маловишерская свита (D_3mv) сложена глинами пестроцветными и красно-бурыми, чередующимися с пачками алевролитов, песков и песчаников косослоистых, с прослоями известняков песчаных или песчаников известковистых. Отложения отличаются достаточной выдержанностью литологического состава и имеют трехчленное строение. Нижняя часть свиты представлена песками (до 80 %) с прослоями алевролитов и песчаных глин. Породы окрашены в светло-желтый, розовый, сиреневый и фиолетовый цвета. Пески тонко- и мелкозернистые, иногда глинистые, полевошпатово-кварцевые, сильно слюдистые, косо- и горизонтальнослоистые; в основании разреза наблюдается мелкий гравий темноцветных пород. От нижележащих песков сясинской свиты эти породы отличаются отчетливой слоистостью. В средней части маловишерской свиты развиты пески в основном тонкозернистые, среди них появляются прослои (мощностью 0,20–1,10 м) известковистых песчаников или песчаных известняков с остатками панцирных рыб и фауны беспозвоночных (обнажения по р. Паша). В некоторых районах пески в средней части уступают место песчаным глинам. Выше по разрезу обломочный материал становится более крупнозернистым – пески тонкозернистые сменяются мелкозернистыми, а в глинах появляются прослои песчаников и алевролитов. Верхняя, примерно третья часть разреза сложена неравномерно переслаивающимися глинами, песками, песчаниками и алевритами. Мощности прослоев непостоянны и колеблются от 0,20 до 1–4 м. Окраска пород пестрая – чередуются пятна и полосы коричневого, фиолетового, розового, сиреневого, серовато- и голубовато-зеленого цвета. Местами здесь встречаются маломощные (0,05–0,10 м) прослои известковистых песчаников. Глины в различной степени песчаные и алевритистые, преимущественно гидрослюдистые, тонкослоистые, окрашены в более яркие цвета. Редко встречающиеся известняки органогенно-обломочные, доломитизированные. Мелкий раковинный детрит сцементирован пелитоморфным кальцитом и известковым органогенным шламом.

Фаунистическими остатками описываемые отложения крайне бедны. Обломки панцирей рыб приурочены обычно к редким прослоям известковистых песчаников и известняков. Здесь определены *Bothriolepis panderi* Lah., *Holoptychius* sp., *Psammosteus megalopteryx* Trautsch., что позволяет сопоставить отложения с дубниковско-ильменским интервалом. Также встречаются характерные для семилукского горизонта брахиоподы *Theodossia svinordensis* Nal. и остракоды *Paraparchites buregiensis* Gleb et Zasp., *Aparchites calculus* Gleb. et Zasp., *Nodella svinordensis* Zasp., *Cavellina tolstichinae* Pol. [53].

Мощность маловишерской свиты – до 68 м.

Курозерская свита (D_3kz). Глины пестроокрашенные карбонатные с прослоями песков, алевритов и песчаников. В разрезе свиты прослеживаются два трансгрессивных ритма, из которых нижний – более песчаный. Нижняя часть свиты сложена песками (около 70 % разреза) и глинами с единичными и маломощными прослоями песчаников. Пески слюдистые, розовато-коричневые тонкозернистые глинисто-алевритовые. Глины алевритистые, слабослюдистые, плотные. Песчаники плотно сцементированы железисто-

известковистым и железисто-кремнистым цементом, тонко-, волнисто- и горизонтальнослоистые. Породы пятнисто окрашены в серые, красные, розовые, желтые, бурые, белые и голубые цвета. Верхняя часть свиты сложена глинами с маломощными прослоями песчаников, песков и алевролитов. Глины пестроцветные алевроитовые или песчанистые, плотные, сильно известковистые, каолинит-гидрослюдистые. Пески, песчаники и алевролиты представлены тонкозернистыми разностями, окрашенными более монотонно в различные оттенки красного и бурого цветов. По всему разрезу отмечается известковистость и тонкая слоистость. В разрезе ряда скважин [206] в кровле свиты отмечается прослой мощностью 2–5 м песчаников тонкозернистых сильно известковистых, слюдястых, с включениями кристаллического карбоната кальция, что придает породам характерную «гороховидную» текстуру.

Органические остатки в курозерской свите встречаются часто, но в виде мелких, плохо определимых фрагментов. В рассматриваемых отложениях определен дубниковско-ильменский комплекс ихтиофауны: *Bothriolepis panderi* Lah., *Psammosteus megalopteryx* Trautsch., *Grossopterigii* gen. indet.

Мощность свиты – до 75 м [206].

В некоторых районах Онежской СфЗ выделены объединенные каровская и курозерская свиты (D_3kz+kv).

Речицкий горизонт. Отложения горизонта распространены повсеместно в пределах Ладужской СфЗ. Они представлены снежской свитой. В юго-западной части листа снежская свита выходит на дочетвертичную поверхность полосой северо-восточного простирания, а к востоку и юго-востоку погружается под отложения приловатской свиты воронежского (памушского) горизонта. В Онежской СфЗ одновозрастные отложения слагают нижнюю часть нозрекской толщи.

Снежская свита ($D_3s\check{z}$). Пески и песчаники косослоистые, в верхней части разреза с прослоями глин и мергелей. Свита трансгрессивно залегает на маловишерской свите и уверенно выделяется в разрезе по комплексу литолого-минералогических и геохимических признаков. Для отложений характерно снижение доли гидрослюды в составе глинистых минералов с 60 до 12,5 % и преимущественно кварцевый состав песчаных пород. Свита представлена двучленным ритмично построенным комплексом красноцветных, пестроцветных и сероцветных песчано-глинистых отложений с маломощными и редкими карбонатными прослоями. В основании ритмов залегают пески, песчаники или охристые конгломератовидные глины, которые выше сменяются глинами, алевролитами и реже известняками. Нижняя часть свиты представлена алевролитами и песками. Алевролиты комковатые, реже тонкослоистые, сильно слюдястые, пятнисто и послойно окрашены в красный, бурый, лиловый и голубой цвета. Глины алевроитовые, тонкослоистые мелко-пятнисто окрашены в коричневато-бурый, фиолетовый, голубой и белый цвета, вверх по разрезу примесь кластического материала в них уменьшается. Пески коричневато-бурые тонкозернистые кварц-полевошпатовые, характеризуются большой примесью глинистого материала. Цементированные разности – песчаники – играют в разрезе подчиненную роль. Цемент их в основном кремнисто-железистый или карбонатный. Снизу вверх по разрезу происходит нарастание известковистости пород, и в верхней части

горизонта присутствует комплекс известковистых песчаников, глин и песков с известковистыми включениями.

Верхняя часть свиты представлена переслаиванием глин и песчаников с маломощными прослойками доломитов. Глины красно-коричневые с фиолетовыми пятнами, слабоалевролитовые, известковистые, участками интенсивно ожелезненные, как правило, комковатые с отпечатками лингул плохой сохранности. Песчаники розовато-желтые тонкозернистые кварц-полевошпатовые, с известковым цементом, с примазками красных и голубых глин, обладают прерывисто-волнисто-горизонтальной слоистостью, маркируемой ожелезнением. Доломиты, залегающие в виде тонких прослоев среди песчаников, железистые, с большим количеством неравномерно распределенных, слабоокатанных обломков кварца, фосфатов, полевых шпатов и слюд. Снизу вверх по разрезу происходит нарастание известковистости пород.

Мощность свиты – до 84 м.

Из органических остатков найдены обломки панцирных рыб, из которых определены *Bothriolepis maxima* Gross., *Devononchus laevis* Gross., *Psammosteus falcatus* Obr., характерные для отложений снежского и памушского возраста.

Воронежский, евлановский и ливенский горизонты объединенные.

Отложения нижневоронежского подгоризонта распространены повсеместно в пределах Ладожской СфЗ и представлены приловатской свитой. Выходы более молодых верхнефранских отложений – пярдомльской и воложбинской толщ – отмечаются в виде узкой полосы вдоль «карбонового уступа» в Южном Приладожье (Ладожская СфЗ) и в масштабе карты не показаны. Они с размывом залегают на приловатской свите и со стратиграфическим перерывом перекрываются отложениями фаменского яруса, а в местах отсутствия последних – каменноугольными образованиями. Вследствие своего ограниченного распространения и небольшой мощности пярдомльская и воложбинская толщи показаны объединенными с подстилавшей приловатской свитой ($D_3pr \div vl$).

Приловатская свита представлена песками и песчаниками косослоистыми, в верхней части разреза с прослоями глин и мергелей. В сводном разрезе свиты отчетливо выделяются две части: нижняя – преимущественно песчаная и верхняя – преимущественно глинистая. Свита сложена ритмически построенным комплексом пестроцветных и красноцветных пород: глин, алевролитов, песков, песчаников и алевритов. Большинство разрезов начинается песками и песчаниками преимущественно мелко- и тонкозернистого состава. Так, на р. Оять в основании разреза залегают 20-метровая толща косослоистых песчаников, с резким размывом залегающая на верхнем известковистом комплексе снежской свиты. Пески нижней части свиты окрашены в розовато-буровато-коричневые тона, равномерно зернистые, с хорошей окатанностью зерна. Отмечаются мелкие стужки стяжений окислов железа, оолитов бурого железняка. В песках развита слоистость потокового и прибрежно-дельтового типов в виде косых, перистых и серповидных, взаимно срезающих друг друга серий. В подошве песчаных слоев часто встречаются глинистые гальки и обломки панцирных рыб.

Верхняя часть нижнего ритма сложена тонко переслаивающимися глинами, алевролитами, песками и песчаниками. Глины тонкодисперсные или алевроитовые, тонкослоистые с гнездами и линзами алевроитов. Окраска глин преимущественно послойная, преобладают красные, фиолетовые и коричневые тона, на фоне которых выделяются голубые пятна алевроитов. Алевролиты песчанистые красно-бурые, слюдистые, слабо сцементированные железисто-глинистым цементом, отличаются волнистой слоистостью слабых течений, маркируемой ожелезнением и нитевидными прослойками глин охристого цвета. Песчаники серовато-белые, реже розовато-желтые разномзернистые, сильнослюдистые, встречаются в виде маломощных (до 0,3 м) прослоев, переполненных мелкими обломками остатков панцирных рыб – «рыбная брекчия». Цемент глинисто-кремнистый и карбонатный. Обломочный материал высокой степени сортировки (диаметр обломков 0,08–0,1 мм) и угловато-окатанной формы распределяется в породе равномерно, представлен кварцем, реже полевыми шпатами и слюдой. Верхний ритм сложен в основании песками и песчаниками, выше – пачкой переслаивания глин, песчаников и алевроитов. В глинах отмечаются две разновидности: 1) тонкодисперсные, жирные, слабослюдистые, красно-коричневые, красящие и 2) сильноалевроитистые, реже песчанистые, сильнослюдистые, слабоизвестковистые, пятнисто окрашенные в красные, бурые, голубые, фиолетовые, желтые цвета. Глины содержат мелкие известковые стяжения, иногда отмечается прослой пестроцветного мергеля (скв. Куневичи) [277].

Органические остатки в приловатской свите довольно многочисленны, но однообразны и, как правило, плохой сохранности (брекчия). Отсюда определены следующие виды ихтиофауны: *Bothriolepis* sp., *Psammosteus falcatus* Obr., *Devononchus* sp., *Grossopterygii incertae sedis* и др.

Мощность свиты – до 90 м.

Пярдомльская толща представлена красноцветными и пестроокрашенными глинами, преимущественно карбонатными, полевошпатово-кварцевыми песками с прослоями алевролитов, песчаников и алевроитов. Глины представлены массивными и тонко-горизонтальнослоистыми алевроитовыми разностями, окрашенными в коричневый, бурый, сиреневый, малиновый, голубой, палевый цвета различных оттенков. Для глин характерны повышенная карбонатность и меньшая песчанность. Пески, песчаники и алевролиты зеленовато-серые и сиренево-серые, горизонтальнослоистые, по составу полевошпатово-кварцевые, слюдистые.

Мощность пярдомльской толщи – до 13 м.

Воложбинская толща представлена пестроокрашенными глинами, преимущественно известковистыми, с прослоями песков, песчаников, алевролитов. На юго-востоке листа Р-36-XXXVI отмечаются прослой известняков и мергелей. Толща в основании сложена мелкозернистыми розовато-светло-коричневыми и желтовато-зеленовато-серыми песками. Выше залегают глины зеленовато-серые, красновато-коричневые, бледно-лиловые, серовато-сиреневые алевроитовые, нередко сильно уплотненные, тонкоплитчатые, слюдистые, известковисто-доломитовые. Воложбинская толща от нижележащей пярдомльской толщи отличается большей глинистостью и карбонатностью пород.

Из органических остатков определены рыбы *Holoptychius nobilissimus* Ag., *H. gigantea* Ag., харовые водоросли *Sygidium paucisulcatum* Pryn.

Мощность воложинской толщи – до 26 м.

Речицкий, воронежский, евлановский и ливенский горизонты объединенные. Отложения рассматриваемого стратиграфического интервала выделены в Онежской СфЗ как нозрекская и андреевская толщи неразделенные (D_3nZ+an), что вызвано близостью их состава и принадлежностью к единому трансгрессивному ритму.

Нозрекская толща слагает с поверхности значительные площади территории листа Р-36-XXX, по древней долине р. Тукша и по долинам рек Водлица и Мегра глубоко проникает в Карбоновое плато. Толща с размывом залегает на курозерской свите, согласно перекрывается породами андреевской толщи. Сложена терригенными осадками, различные типы которых быстро сменяют друг друга как в вертикальном направлении, так и по латерали. Нозрекская толща представлена глинами пестроцветными, местами известковистыми, чередующимися с алевролитами и алевролитами, с прослоями известковистых песчаников. Глины тонкодисперсные или алевроитовые тонкослоистые. Преобладают красные, фиолетовые и коричневые тона, на фоне которых выделяются голубые пятна. Пески, слагающие основания ритмов (до 15 м), тонкозернистые, сильно слюдистые беловато-серые, реже голубовато-серые. Песчаники мелко- и тонкозернистые, сцементированные железисто-карбонатным цементом. Для песчаных пород характерна горизонтальная слоистость, в обнажениях по р. Мегра наблюдается косая разнонаправленная слоистость [206].

Разрез толщи завершается слоем известковистых глин и песчаников. Аналогичный слой отмечается и в средней части толщи.

Из органических остатков определены рыбы *Psammosteus falcatus* Obr., *Bothriolepis maxima* Gross, *Devononchus laevis* (Gross) и др.

Мощность – до 116,5 м [206].

Андреевская толща обнажается в юго-западной части территории листа Р-36-XXX. Выходит на поверхность также в переуглубленных долинах рек Тукша и Ошта. Толща согласно залегает на отложениях нозрекской толщи и перекрывается с размывом породами сарручейской толщи фаменского яруса или отложениями нижнего карбона.

Толща сложена глинами пестроцветными (красновато-коричневыми, фиолетово-серыми, голубовато-зелеными), часто пятнисто окрашенными, известковистыми, с прослоями алевроитов и известковистых песчаников. По сравнению с нижележащей нозрекской толщей наблюдается значительное уменьшение песчаности разреза и увеличение его карбонатности.

По минеральному составу глины полиминеральные, в равных количествах содержащие гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. Песчаники зеленовато-серые мелко-, среднезернистые, слюдистые, на карбонатно-глинисто-железистом цементе. Залегают в виде прослоев и линз.

В известковистых песчаниках отмечается большое количество остатков ихтиофауны, среди которых определены *Bothriolepis* sp., *Megapomus* sp., *Holoptychius nobilissimus* Agas. и др.

Мощность отложений – до 19,2 м.

Речицкий, воронежский, евлановский, ливенский горизонты франского яруса и фаменский ярус нерасчлененные. Под четвертичную поверхность отложения фаменского яруса выходят в склонах древней долины р. Оять (Онежская СфЗ). Здесь выделяются сарручейская толща и макарьевская свита. На остальной части территории фаменские отложения отсутствуют. Из-за незначительной площади распространения сарручейская толща и макарьевская свита на геологической карте показаны объединенными с ранее описанными нозрековской и андреевской толщами и имеют индекс $D_{3nz} \div mk$.

Сарручейская толща. Глины красновато-коричневые и пестроцветные известковистые, с карбонатными стяжениями, с прослоями мергелей, песчаников и песков. Содержит остатки ихтиофауны фаменского возраста *Bothriolepis* cf. *ornata* Eichw. и др.

Мощность – до 22 м.

Макарьевская свита. Глины голубовато-серые и пестроцветные слюдитые, участками известковистые, с линзами и желваками известняков, с прослоями песков, алевролитов и песчаников. Из органических остатков определены ихтиофауна *Homacanthus sveteensis* Gross., *Bothriolepis ornata* Eichw. и миоспоры группы *Lophozonotriletes lebedianensis* Naum. К верхней части свиты приурочены находки растительных остатков.

Мощность – до 23 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система на территории листа представлена в неполном объеме. Отмечается два региональных перерыва. Один соответствует турнейскому ярусу, второй охватывает пограничный интервал нижнего и среднего карбона в объеме запалтубинского горизонта и башкирского яруса. В западной части Карбонового плато диапазон перерыва расширяется и включает иногда и верейский горизонт московского яруса. Отложения каменноугольного возраста развиты в юго-восточной части листа (в пределах карбонового уступа, Мегорской гряды, юго-западного Прионежья). Они налегают на разные горизонты верхнего девона и покрываются четвертичными образованиями. На западе и севере площади листа под четвертичным покровом залегают отложения нижнего карбона, в юго-восточной части листа – среднего и верхнего отделов каменноугольной системы.

Каменноугольные отложения формируют три структурно-фациальные зоны (СфЗ): Тихвинско-Белозерскую, Андома-Вытегорскую и Пестово-Белозерскую. Структурно-фациальное деление соответствует Легенде Балтийской серии ГГК-1000, в которой выделялась Тихвинско-Белозерская СфЗ. Она является северным окончанием Боровичско-Белозерской СфЗ, принятой сейчас в Центрально-Европейской легенде. В пограничном листе О-35–36 южная часть зоны названа Пикалево-Осташковской. Тихвинско-Белозерская прослеживается на север до Андомо-Вытегорской СфЗ, выделенной на севере Карбонового плато. Пестово-Белозерская СфЗ, выделенная на юго-востоке листа, является продолжением одноименной зоны, установленной в Онеж-

ской серийной легенде ГГК-200 на площади листов Р-36 и Р-37. Граница с прилегающей с юга Центральной СФЗ проводится условно в связи с недостатком данных.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел представлен на карте в виде полосы юго-западного–северо-восточного простирания, слагающей бровку и склоны карбонового уступа. Значительно реже выходы карбона вдаются узкими полосами в борта долин в поле развития среднекаменноугольных отложений. Нижний отдел представлен визейским и серпуховским ярусами.

Визейский ярус

Осадки радаевского, бобриковского, тульского, алексинского и михайловского горизонтов визейского яруса, последовательно перекрывая друг друга, выклиниваются на склонах Кильозерского вала. Граница выделенных Тихвинско-Белозерской и Андомо-Вытегорской СфЗ в западной части листа соответствует Кильозерскому валу. Отложения выходят на поверхность в юго-восточной части листа и вскрыты многочисленными буровыми скважинами.

Радаевский, бобриковский и тульский горизонты. На карте горизонты представлены кремницкой и тихвинской свитами объединенными (*C₁kr+th*).

Кремницкая свита. Свита выделена в основании визейского яруса и соответствует радаевскому–бобриковскому горизонтам. Из-за малой мощности отложения не показаны на карте. В легенде и на карте они объединены с тихвинской свитой. На изучаемой территории кремницкая свита сложена элювиально-делювиальными образованиями довизейской коры выветривания. Она выходит на дочетвертичную поверхность не повсеместно в пределах Тихвинско-Белозерской СфЗ и западной части Андомо-Вытегорской СфЗ. На изученной территории кремницкая свита вскрыта в 12 скважинах. В западной части площади листа отложения выходят из-под четвертичных отложений в древних долинах Ояти и Сарручья. Формирование коры выветривания произошло в течение континентального перерыва, который имел место в послефаменское время. Кайручейская свита залегает на размытой поверхности верхнедевонских пород, что позволяет проводить границу свиты. Породы коры выветривания представлены пестроцветными, ожелезненными каолинитовыми глинами. Пятнистость и наличие прожилков песчаной глины придают породе брекчиевидный облик. Для элювиальных глин характерна слабовыраженная слоистость. Глины песчаные, алевроитовые с включениями многочисленных ожелезненных бобовин до 1–2 мм в диаметре. По минеральному составу глины каолинитовые с переходами в сиаллит, что предполагает наличие коры латеритного типа. В Андомо-Вытегорской СфЗ свита по условиям масштаба объединена с патровской свитой. Мощность – от 0,4 до 4,8 м.

Тихвинская свита в Тихвинско-Белозерской СфЗ, соответствует тульскому горизонту. Свита названа по р. Тихвинка – притоку р. Сясь в Ленинградской

области [30]. Стратотип свиты был установлен в 6 км к юго-востоку от г. Бокситогорск на северо-западной окраине Подмосковного бассейна. Залегает она трансгрессивно на кремнической свите и перекрывается с размывом мстинской свитой алексинского горизонта. Представлена свита полифациальным комплексом образований, разделяется на три подсвиты.

Нижняя и средняя подсвиты сложены породами песчано-глинистого и сахарно-бокситового комплекса, верхняя – углисто-песчано-глинистым комплексом. Нижняя из них – переслаивание песков, алевролитов, песчаных (болотных) глин, обогащенных соединениями углерода, и углистых глин с тонкими прослоями бурого угля и лигнита, тонкие прослои известняков. Средняя часть разреза свиты сложена сахарно-бокситовым комплексом. Он вскрыт скважинами на склонах и долинообразных понижениях крупных структур осадочного чехла и достигает мощности от 0,7 до 11,7 м. Породы комплекса представлены в основном каолиновыми глинами сахарного ряда, иллито-подобными и глиноподобными сиаллитами, аллитами и бокситами. Сиаллиты и аллиты включают иногда прослои каолиновых глин. Залегают отложения сахарно-бокситового комплекса в основном на породах песчано-глинистого комплекса или на коре выветривания. Бокситы вскрыты на северо-западе листа Р-36-XXXVI – на глубинах от 74,3 до 125 м. Они представляют собой конгломератовидную породу с бобово-обломочной, гравийно-песчаной структурой красно-бурого цвета. Угловатые и угловато-окатанные обломки окрашены в розовато-серый, белый и табачный цвета. Встречаются включения железистых бобовин диаметром от 1 мм до 1 см. Обломки и цемент имеют мелкопизолитовую текстуру.

Мощность бокситов – до 3,1 м.

Верхняя подсвита, песчано-глинистый комплекс, приурочена к участкам долинообразных депрессий и подножий склонов довизейских палеовозвышенностей. Мощность комплекса – от 2,15 до 27,3 м. Представлен комплекс пестроцветными песчаными глинами с редкими прослоями углистых глин, с тончайшими прожилками и примазками бурого угля и лигнита, песками, песчаниками и алевролитами. В наиболее погруженных частях довизейской поверхности разрез начинается с песков. Пески мелкозернистые серые, желтовато-серые кварцевые, иногда ожелезненные, с прослойками и неправильной формы включениями каолиновых и углистых глин, придающими породе конгломератовидный облик. Максимальная мощность песков – 16 м. Выше песков в депрессиях, а на склонах палеовозвышенностей на верхнедевонских отложениях или на отложениях кремнической свиты залегают песчаные глины, частично углистые, с прослойками алевролитов, алевролитов, песчаников и песков, мощностью 0,2–1,3 м. Глины пестроцветные, часто тонкослоистые, прослоями известковистые (скв. бб5), иногда с железистыми бобовинами. В глинах встречаются обрывки обугленных растительных тканей и остатков растений, тонкие углистые включения мощностью до 1 см. Встречаются подчиненные прослои и линзы кварцевых песков и песчано-алевролитовых глин. Выше лежащие углистые глины серые, темно-серые до черных, слюдястые, песчаные, алевролитовые, иногда тонкодисперсные. Мощность их – от 0,1 до 4,9 м.

В Пестово-Белозерской СфЗ свита представлена серыми пластичными огнеупорными, обычно каолиновыми, реже гидрослюдисто-бейделлитовыми

и углисто-сажистыми глинами. Углистый материал нередко концентрируется в прослой бурого угля. В глинах содержится до 23 % Al_2O_3 . По составу глины каолиновые (до 75 %) с примесью гидрослюда и монтмориллонита (до 25 %). Мощность пестроцветных глин, залегающих в основании комплекса – 0,8–9,9 м.

Для свиты характерны фораминиферы: *Parastaffella struvei* (Moell.), плохой сохранности *Eostaffella*, *Endothyra*, редкие *Archaediscus*, *Hyperammina*; споры: *Schulzospora campyloptera* (Waltz.), *Punctatisporites platirugosus* (Waltz.), *Simozonatriletes intortus* (Waltz.) Pot at Kir., *Euryzonotriletes marcodiscus* (Waltz.) и др. В отложениях тихвинской свиты определен спорово-пыльцевой комплекс *Leiotriletes subintortus* Naum., *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Naum., характерный для нижневизейских отложений.

Алексинский и михайловский горизонты. На геологической карте горизонты включают объединенные мстинскую и путлинскую свиты (С_{ms+pl}). Свиты объединены, так как залегают согласно, имеют определенную близость состава и отражают единый трансгрессивный ритм.

Мстинская свита алексинского горизонта (названа по р. Мста, Новгородская область) [36]. В Тихвино-Белозерской СфЗ свита представлена ритмичным переслаиванием глинисто-песчаных пестроцветных пород и органогенно-обломочных известняков. На остальной территории число слоев уменьшается до двух или одного с увеличением их мощности. Залегает согласно на тихвинской свите тульского горизонта нижнего карбона. Перекрывается со следами размыва путлинской свитой михайловского горизонта визейского яруса. Мощность – от 30 м в Тихвинско-Белозерской СфЗ увеличивается в северо-восточном направлении до 46 м. На повышенных участках мощность свиты сокращается до 2,3 м, а разрез представлен песчано-глинистой пачкой с прослоями известняков. Граница мстинской свиты с подстилающей ее тихвинской свитой проводится по подошве слоя кварцевых песков. Для свиты характерна трансгрессивно-регрессивная цикличность. Представлена свита песчано-глинистыми породами, переслаивающимися с маломощными прослоями известняков. В северо-западной и западной частях на присклоновых участках палеовозвышенностей развиты песчано-глинистые разрезы с одним слоем известняка мощностью 0,2–1,6 м. Известняк органогенный, органогенно-обломочный пестроцветный, часто доломитизированный, ожелезненный, глинистый. Характерны переходы известняка в известковистый песчаник или глинистый мергель.

Известняк содержит фораминиферы – *Archaediscus moelleri gigas* Viss., *Climacammina simplex* Raus., *Eostaffella mosquensis* Viss., *Endothyranopsis crasus* Brady, *Earlandia elegans* (Rausser et Reitlinger), *Omphalotis samarica* (Rausser), *Mediocris mediocris* (Vissarionova); кораллы *Rugosa* – *Palaeoasmilia murchisoni* (Milne Edwards et Haime), *Siphonodendron junceum* (Fleming); остракоды – *Amphissites umbonatus* (Eichw.), *Am. urei* (Jones), *Janischewskia digitata* Batalina, *J. longiscula* Zanina, *J. levigata* Posner, *Bairdia hisingeriformis* (Posner), *Kirkbya lessnikovae* Posner; брахиоподы – *Chonetes parvus Janischewsky*, *Avonia yungiana* (Davidson), *Buxtonia scabricula* (Martin), *Semiplanus semiplanus* (Schwetzov), *Gigantoproductus inflatus* (Sarycheva), *G. striatosulcatus* (Schwetzov).

Путлинская свита михайловского горизонта названа по дер. Путлино, (среднее течение р. Мста, Новгородская область) [36]. Залегаёт свита согласно на мстинской свите, перекрывается с размывом егольской свитой веневского горизонта нижнего карбона. В Тихвинско-Белозерской СфЗ свита представлена чередованием известняков и прослоев глин, алевролитов и песков. В известняках преобладают органогенно-обломочные, фораминиферовые и водорослевые разности с раковинами крупных гигантопродуктид. Многочисленны горизонтальные, вертикальные или косо ориентированные остатки ризофор стигмариий, присутствуют ходы червей. Кровли слоев локально размывы в виде глубоких промоин, заполненных аллювиальными глинисто-песчано-углистыми осадками.

В известняках встречены фораминиферы: *Parastaffella sagittaria* Schlykova, *Tetrataxis media* Vissarionova, *Bradyina rotula* (Eichwald), *Janischewskina calceus* Ganelina, *J. typica* Mikhailov, *Palaeotextularia longiseptata magna* Lipina; кораллы: *Actinocyathus floriformis* (Martin), *Siphonodendron intermedium* (Milne Edwards et Haime), остракоды: *Paraparchites galbus* Posner, *Cavellina forschii* Posner, *Bairdia korzenewskajae* Posner, *B. mandelstami* Posner, *B. brevis* Jones et Kirkby, *Glyptopleura concentrica* Posner, *Bairdiacypris fabulina okensis* (Posner), *B. jonesi* Posner, брахиоподы: *Datangia moderata* (Schw.), *G. striatatosulcatus* (Schw.), *G. giganteus* (Sow.), *Linoproductus wischnjakovi* (Jan.).

Мощность свиты – до 23 м.

Веневский горизонт. Егольская свита (С_{2ег}). Названа по дер. Егла (среднее течение р. Мста, Новгородская область) [36]. В Тихвинско-Белозерской СфЗ свита представлена ритмичным переслаиванием глинисто-песчаных пород и органогенно-обломочных, нередко доломитизированных и окремненных известняков. Подразделяется на две подсвиты: нижнюю – зеленовато-серые ризоидные известняки и подстилающие их глины, верхнюю – ожелезненные кавернозные фораминиферово-водорослевые известняки и подстилающие их песчано-глинистые породы. Залегаёт со следами размыва на путлинской свите михайловского горизонта нижнего карбона. Перекрывается со следами размыва ровненской свитой тарусского горизонта серпучовского яруса.

В известняках определены водоросли – *Calcifolium okense* (Schw. et Bir.); фораминиферы – *Endothyranopsis crassus* (Brady), *E. sphaerica* (Rauser et Reitlinger), *Forschiella prisca* Mikhailov; остракоды: *Jonesina bivesiculosa* Posner, *Bairdiacypris distracta* (Eichwald), *Janischewskya levigata* Posner, *Cavellina recta* (Jones, Kirkby et Brady), *Jonesina janischewskyi* Posner, *Glyptopleura spinosa* (Jones et Kirkby), *G. plicatula* Posner, *Monoceratina yungiana* (Jones et Kirkby), *Posneratina jonesi* (Posner); брахиоподы – *Gigantoproductus janischewskii* (Sarytcheva), *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schwetzow), *Gigantoproductus moderatoconvexus* (Janischewsky), *Gigantoproductus okensis* (Sarytcheva).

Мощность свиты – до 15 м.

Радаевский–веневский горизонты. Визейский ярус представлен отложениями кремницкой и патровской свит объединенными (С_{2kr+pt}). Кремницкая свита описана ранее.

Патровская свита распространена в Андомо-Вытегорской СфЗ. Стратотип находится на территории листа по руч. Патров, приток р. Тагажма в бас-

сейне Онежского озера [21]. Залегают она трансгрессивно на отложениях франского яруса или кремнической коре выветривания и перекрывается без резкой границы тагажемской свитой. В нижней части ее разреза установлены огнеупорные и красные глины, в средней – кварцевые пески, в верхней – переслаивание глин, песчаников и песков, пропластки известняков. Выделяется пять пачек. Первая пачка сопоставляется с тульским горизонтом, вторая с алексинским горизонтом, третья и четвертая – с михайловским и веневским горизонтами и пятая – с веневским горизонтом. Для свиты характерны фораминиферы: *Archaeodiscus moelleri gigas* Raus., *A. glomus* Gan. (характерны для второй пачки), *Endothyranopsis compressa* (Raus.), *Eostaffella ovesa* Gan., *E. accepta* Gan. (третья–четвертая пачки), *Parastaffella laminosa* Gan., *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., *E. oblonga* Gan., *Endothyranopsis grassa* Brady, *Forstchiella prisca* Mikh. (пятая пачка) (А. Л. Буслович, 2003); брахиоподы: *Buxtonia* ex gr. *scabriculus* Mart.; флора. *Stigmaria fucoides* Fisch. Мощность – до 55 м.

Серпуховский ярус

Тарусский и стешевский горизонты. На геологической карте эти горизонты представлены объединенными ровненской и понеретской свитами (С_{рп+rv}) в Тихвинско-Белозерской СфЗ и тагажемской свитой (С_{tg}) в Андома-Вытегорской СфЗ. Объединение ровненской и понеретской свит вызвано необходимостью их сопоставления на карте с неразделенной тагажемской свитой. Кроме того, две первые свиты и тагажемская свита отражают один трансгрессивный ритм развития.

Ровненская свита. Названа по дер. Ровное (среднее течение р. Мста, Новгородская область) [181]. В Тихвинско-Белозерской СфЗ свита характеризуется двучленным строением. Нижняя часть сложена песчано-глинистыми образованиями, преимущественно алевролитовыми глинами и глинистыми песками с тонкими линзами бурого угля. Верхняя часть состоит из микритовых и органогенно-обломочных, местами доломитизированных известняков, содержащих кремневые конкреции. Свита залегают со следами размыва на егольской свите веневского горизонта и перекрывается со следами размыва понеретской свитой стешевского горизонта серпуховского яруса.

В глинах и известняках свиты встречены многочисленные органические остатки: фораминиферы *Eostaffella tenebrosa* Viss., *E. infulaeformis* (Gan.), *Palaetextularis longiseptata crassa* Lip., *Asteroarchaeodiscus rugosus* (Jones et Kikby), *Microchelinella inflata* (Jones et Kikby); губки *Chaetetes radians* Sok., *Ch. tenuiradiatus* Sok.; кораллы *Actinocyathus pillilata* (E. et H.), *A. borealis* (Dobr.), *A. crassiconus subcrassiconus* (Dobr.); брахиоподы *Pulsia janisheschewskii* Sok., *Meekella thomasi* Jan., *Schuchertella rovnensis* Jan., *Chonetes dalmaniannus* Kon., *Eomarginifera angulisinuata* Jan., *Pugilis pugiliformis* (Jan.).

Мощность – до 12 м.

Понеретская свита (стешевский горизонт). Названа по р. Понеретка в Новгородской области [36]. Свита сложена доломитизированными окремненными известняками и доломитами с прослоями пестроцветных песчано-гли-

нистых пород. Залегают на ровненской свите тарусского горизонта нижнего карбона, перекрывается угловской свитой протвинского горизонта серпуховского яруса.

В известняках определены фораминиферы стешевского горизонта: *Parastaffella struvei supressa* Schluk., *Eostaffella ikensis* Viss., *Endostaffella paraparva* (Gan.) и др. Макрофауна представлена губками: *Chaetetes radians* Sok., *Ch. tenuiradiatus* Sok., кораллами Rugosa: *Actinocyathus pillilata* (E. et H.), *Actinocyathus borealis* (Dobr.), *A. crassiconus subcrassiconus* (Dobr.); брахиоподами: *Striatifera striata* (Fisch.), *S. lata* (Jan.), *Gigantoproductus superior* Jan., *Antiquatonia khimenkovi* (Jan.), *Latiproductus latissimus* (Sow.), *Spirifer multicostatus* Schwetsov.

Мощность – до 15–20 м.

Тагажемская свита (нерасчлененные отложения тарусского и стешевского горизонтов) в Андомо-Вытегорской СФЗ выходит под четвертичными отложениями в виде узкой извилистой полосы вдоль Карбонового уступа. Свита названа по р. Тагажма, бассейн р. Вытегра [22]. Стратотип находится на р. Тагажма. На юго-востоке листа свита с размывом залегают на породах патровской свиты. Тагажемская свита образует единую толщу переслаивания песчано-глинистых и известняково-доломитовых пород. Разрез состоит из двух ритмов, связанных между собой постепенным переходом. Песчано-глинистые части ритмов представлены главным образом глинами пестроокрашенными с мелкими железисто-карбонатными стяжениями, алевритовыми, монтмориллонит-слюдистыми, алевритами кварцевыми, пестроокрашенными и песками тонко-, мелкозернистыми кварцевыми. Прослой карбонатных пород мощностью до 2,1 м представлены глинистыми известняками, часто доломитизированными. Верхние части ритмов представлены доломитами и доломитизированными известняками массивными, иногда с желваками кремней.

В отложениях встречен комплекс фораминифер тарусско-стешевского возраста: *Janishevskina* aff. *rovnensis* (Gan), *Eostaffella pseudostruvei chromatifera*, *Pseudoendothyra* aff. *globosa* Ros.; брахиоподы: *Gigantoproductus striatisulcatus* Schwetz., *G. latissimus prisca* Sar.; кораллы: *Actinocyathus floriformis floriformis* Flem., *Syringopora lata* Phill. Характерны губки *Chaetetes rossicus* Stuck.

Мощность – до 28 м.

Протвинский горизонт. Породы этого горизонта завершают разрез нижнего карбона.

В Тихвинско-Белозерской СФЗ протвинский горизонт представлен угловской свитой (С₁₁г), названной по ст. Угловка Октябрьской железной дороги в Новгородской области [181]. Свита залегают с размывом на понеретской свите стешевского горизонта и перекрывается с размывом на большей части территории верейской или каширской сериями московского яруса среднего карбона. Свита сложена известняками и доломитами перекристаллизованными и сильно окремненными, часто с прослоями и гнездовидными включениями пестроцветных песчаных глин и песков.

В известняках определены фораминиферы – *Parastaffella propinqua* Viss., *Eostaffellina subsphaerica* (Gan.), *E. protvae* (Raus.), *Climacammina gracilis*

(Moell.), брахиоподы – *Striatifera striata* (Fisch.), *S. magna* (Jan.), *Latiproductus latissima* (Sow.), *Schizodus axiniformis* Phill.

Мощность свиты – до 45 м.

Девятинская свита (C_{1dv}) – аналог угловской свиты на территории Андома-Вытегорской СфЗ. Под четвертичные отложения свита выходит в долине рек Ошта, Вытегра. Свита названа по селу Девятины, р. Вытегра [22] и слагает большую часть Карбонового плато. Выходы пород свиты на дочетвертичную поверхность прослеживаются вдоль уступа. Девятинская свита имеет двучленное строение. Нижняя – песчано-глинистая часть – залегает с размывом на подстилающих отложениях тагажемской свиты. Перекрывается кайручейской свитой среднего карбона. В нижней части разреза присутствуют глины (60 %) с прослоями алевритов и песков. Глины пестроцветные, алевритовые, тонкослоистые, известковистые. По минеральному составу глины полиминеральные, реже монтмориллонит-гидрослюдистые, часто с включением каолинита. Алевриты и пески глинистые красно-коричневые и розовые кварцевые, мощностью от 1,3 до 3 м. Верхняя часть свиты сложены доломитами и доломитизированными известняками, массивными и окремненными, имеющими своеобразный желтый оттенок. Верхняя часть свиты представлена доломитами средне-кристаллическими кремевыми толстоплитчатыми и известняками доломитизированными с многочисленными ядрами и отпечатками брахиопод *Gigantoproductus* sp. Видимая мощность в стратотипе – 15 м (здесь отсутствует верхняя кораллово-хететидовая часть свиты).

В карбонатных породах определен следующий комплекс фауны, характерный для протвинского горизонта: фораминиферы *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. exilis* Grozd, *Eostaffellina protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *Pseudoendothyra kremenskensis* Ros.; брахиоподы: *Gigantoproductus latissimus prisca* Sar., *G. edelburgensis* Phill., *Spirifer bisulcatus magna* Schwet., губки: *Chaetetes gracilis* Sow., кораллы: *Dubinophyllum turbinatum* M' Coy.

Мощность свиты – 19,1–23,0 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего отдела на территории листа представлены верейским, каширским, подольским и мячковским горизонтами московского яруса.

Московский ярус

Верейский горизонт. Верейская серия (C_{2vr}) вскрыта скважинами в районе Корбозеро-Курваши в Пестово-Белозерской СфЗ. Здесь песчано-глинистые породы, отнесенные к верейской серии, залегают на размытой поверхности угловских известняков. В Тихвинско-Белозерской СфЗ в нижней части разреза расположены глины голубовато-зеленые, голубые с прослоями кирпично-красно-коричневых алевритовых уплотненных, часто известковистых, с карбонатным цементом. Глины, как правило, палыгорскитовые, монтмориллонит-палыгорскитовые. В целом серия сложена алевритовыми, известковистыми пестро окрашенными глинами в красновато-коричневый и

желто-охристый цвета. В верхней части возрастает известковистость и появляются прослои известняков и доломитов.

Каширский горизонт. Каширская серия (C_2ks) в Тихвинско-Белозерской и Пестово-Белозерской СфЗ представлена доломитами, доломитизированными известняками желтовато-белыми, органогенно-обломочными, перекристаллизованными с пятнами вторичного окремнения. В подошве известняки имеют глыбовую структуру. В верхней половине – белые известняки с оолитовой структурой.

В известняках содержится характерный для каширского горизонта комплекс фораминифер: *Schubertella acuta collosa* Raus., *Sch. observer* Lee et Chen, *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *Pseudostaffella* ex gr. *topilini* Putz, *Ozawainella embonata* Brazh. et Pot., *Profusulinella ovata* Raus., *Fusulinella paraschubertellinoides* (Put. et Leont.), *Fusulinella bocki* Moell., *Fusulina* ex gr. *samarica* Raus et Bel.

Мощность отложений верейской и каширской серий – от 5,3 до 65,6 м.

Верейский и каширский горизонты. Кайручейская свита ($C_2kr\check{c}$) на территории Андома-Вытегорской СфЗ соответствует интервалу верейско-каширского горизонтов. Названа по руч. Кайручей, бассейна р. Андома близ Онежского озера. Обнажается у села Девятины, по р. Тагажма у дер. Карово, по р. Андома у дер. Мальян и на р. Поржинка. Подошва кайручейской свиты перекрывает со стратиграфическим несогласием размытую поверхность девятинской свиты. В состав свиты (ее нижней подсвиты) включены глинистые отложения, ранее выделявшиеся В. П. Бархатовой в белоручейской свите, занимавшей положение между карбонатными породами нижнего карбона и каширской серией. Мощность нижней подсвиты, вскрытой скважиной у пос. Белый Ручей, – до 1,5 м. Верхняя карбонатная подсвита кайручейской свиты представлена известняками серыми и светло-серыми, органогенными, псевдооолитовыми, с прослоями доломитов и подчиненными прослоями глин. Известняки кавернозные, сильно закарстованные, с прослоями сильно дезинтегрированных, наличие оолитоподобных разностей (до 2 м мощностью) – характерная особенность подсвиты. Глины алевритовые, известковистые имеют темно-коричневую, розовую, реже зеленовато-серую окраску. По минеральному составу глины монтмориллонитовые, реже монтмориллонит-пальгорскитовые, с карбонатными стяжениями. Вскрытая мощность отложений верхней подсвиты – 6,4–18,0 м.

Характерны фораминиферы – *Schubertella acuta collosa* Raus., *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *Ps. ozawai* Lee et Chen, брахиоподы – *Choristites* ex gr. *priscus* Eichw., *Ozawainella embonata* Brazh. et Pot., *Profusulinella ovata* Raus., *Fusulinella paraschubertellinoides* (Put. et Leont.).

Максимальная мощность свиты – 39 м.

Подольский горизонт. Подольская серия (C_2pd) в пределах листа отсутствует только на площади Тихвинско-Белозерской СфЗ. В Пестово-Белозерской СфЗ отложения подольской серии вскрыты многочисленными скважинами и обнажаются в долинах Онеги, Иксы, Моши. Граница серии проводится по подошве доломитизированных, иногда окремненных известняков и конгломератов. Представлена серия переслаивающимися органогенными, часто доломитизированными, окремненными или загипсованными,

известняками и доломитами с прослоями глин и конгломератов. Доломиты серые и темно-серые мелкозернистые, крепкие, глинистые, ожезженные, мелкопористые, иногда окремненные и загипсованные, с органическими остатками плохой сохранности. Мощность их прослоев – от 0,5 до 8 м. Глины и мергели мощностью 0,1–1,3 м присутствуют в единичных разрезах скважин. Конгломераты мощностью 0,6 м отмечены в подошве свиты, представлены светло-серым тонкозернистым глинистым известняком с включением угловато-окатанных обломков пелитоморфного известняка размером от 2 мм до 3 см. В некоторых разрезах встречен прослой известняка мощностью до 7–8 м, разрушенного до состояния муки.

Характерны брахиоподы *Choristiles sowerhyi* Fisch., *Neochonetes carboniferus* Keys.; гастроподы *Pernopecten ultenuatum* Swall.; фораминиферы *Pseudostaffella ozawai compacta* Man., *Ps. sphaeroidea* Ehrchbn., *Schubertella obscura compressa* Raus., *Sch. obscura* Lee et Chen, *Fusulina samarica* Raus. et Bell., *Ozawainella angulata* Colani.

Мощность – до 23 м.

Карельская и сондальская свиты (C_{2kl+sn}), соответствующие по объему подольскому горизонту, выделяются в Андомо-Вытегорской СфЗ. По условиям масштаба, на карте карельская и сондальская свиты объединены.

Карельская свита [22]. Стратотип свиты находился в выемке Ново-Мариинского канала. Нижняя граница карельской свиты совпадает с верхней границей конгломератовидных известняков кайручейской свиты. Карельская свита обнажена в Ново-Мариинском канале, по рекам Малая Сондола и Важенец. Свита представлена толщей светлых, белых или слегка желтоватых известняков, редко доломитизированных и окремненных. Выделяются три основных типа известняков: известняки органогенно-обломочные, кристаллически-зернистые с фауной брахиопод и мшанок, известняки доломитизированные и известняки афанитовые с редкой фауной.

Характерны скопления фораминифер: *Schubertella* cf. *obscura* Lee et Chen, *Pseudostaffella sphaeroidea cuboides* Raus., *Fusiella typica* Lee et Chen. Брахиоподы представлены продуктидами и спириферидами: *Enteletes* cf. *lamarcki* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Avonia echidniformis* Chao., *Choristites globulus* Ivan., *Ch. densicostatus* Ivan., *Ch. mosquensis* Fisch., *Ch. myachkovensis* Frecks. и др.

Мощность свиты – 20–25 м.

Сондальская свита. Свита представлена доломитами и доломитизированными желтыми известняками. Стратотип свиты находится на р. Онега между деревнями Присленика и Быковская. На поверхность свита выходит по р. Онега от дер. Мухина Горка до дер. Быковская и на р. Чурьега выше дер. Щелье.

Свита содержит фораминиферы – *Fusulina samarica* Raus., брахиоподы – *Dictioclostus inflatiformis* Iv., *Choristites onegianus* V. Barchat., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Brachythirina stragwausi* Vern.

Мощность – около 15 м.

Мячковский горизонт. Мячковская серия ($C_{2m\check{c}}$) на территории Пестово-Белозерской СфЗ вскрыта шестью скважинами, из них тремя на пол-

ную мощность – от 19,8 до 23,7 м. Нижняя граница проводится по подошве переслаивания глинистых известняков с глинами и фиксируется на каротажных диаграммах. Сложена серия чередующимися известняками, доломитами с прослоями глин, мергелей, алевролитов и гравелитов. Известняки, составляющие основную часть разреза, органогенные, органогенно-обломочные, реже мелкозернистые, зеленовато- и светло-серого цвета, глинистые, тонкоплитчатые. Органогенные известняки состоят из обломков раковин фораминифер, брахиопод и колоний кораллов, сцементированных мелкозернистым кальцитом; трещины в породе заполнены глинистым гидрослюдистым желтовато-бурым материалом. Мощность прослоев – 0,2–1,2 м. Все разновидности известняков доломитизированные, трещиноватые, кавернозные. Доломиты глинистые зеленовато-серые алевролитистые, скрыто- и тонкокристаллические, крепкие. Мергели доломитовые, пестроокрашенные, светлые, зеленоватые, сиреневые, коричневые, с тонко- и линзовиднослоистой текстурой. Глины встречаются в виде прослоев по 0,5–3,3 м либо в виде примазок и линз, либо заполняют каверны. Глины пестроцветные, в основном зеленовато-темно-серые алевролитовые, известковистые, тонкослоистые, гидрослюдистые с примесью хлорита.

Определены брахиоподы – *Choristites densicostatus* Iv., *Brachythyryna rectangulara* Kut., *Reticulatia inflatiformis* Iv., *R. ivanovi* Lap., *Meekella uralica* Tschern., фораминиферы – *Hemifusulina bocki* Moell., *Fusiella typica* Lee et Chen, *Profusulinella librouichi* Dutk.

Мощность – до 24 м.

Зиновская свита (C_{22n}) является аналогом мячковской серии в Андомо-Вытегорской СфЗ. Названа по дер. Зина, р. Моша. Свита представлена известняками сильно доломитизированными мелкокристаллическими с прослоями цветных кремней, известняками доломитизированными с ядрами и отпечатками макрофауны и фораминиферовыми известняками. Верхняя граница маркируется слоем брекчий.

Характерны *Fusulinella pulchra* Raus., *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. jigulensis* Stuck.

Мощность – 15–20 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего карбона ложатся на осадки мячковского горизонта со следами местных размывов. Нижняя граница определяется палеонтологически по появлению среди фораминифер протрицититов в сочетании с позднекаменноугольными брахиоподами. В отличие от отложений среднего карбона, которые выходят на картируемую поверхность узкими полосами, верхнекаменноугольные отложения образуют на этой поверхности широкие поля. Породы верхнего отдела распространены в Андома-Вытегорской и Пестово-Белозерской СфЗ.

Касимовский ярус

Юринская свита (*C₃jur*) прослеживается в восточной части площади листа Р-36-XXXVI под четвертичными отложениями. Вскрывается она на повышенных участках рельефа поверхности дочетвертичных отложений. Нижняя граница свиты на смежных территориях проводится по слою конгломератов. На данной территории конгломераты отсутствуют, граница проводится условно. Представлена юринская свита частым переслаиванием известняков, доломитов, глин и мергелей. Все породы свиты местами кремне-ны. Недостаток фактического материала не позволяет установить закономерности в распределении пород по площади и по разрезу. Известняки юринской свиты органогенные и органогенно-обломочные, пелитоморфные, оолитоподобные, иногда сахаровидные. По структуре они тонкозернистые, по составу доломитизированные, ожелезненные, часто слоистые, глинистые. Отмечается их пористость, кавернозность, загипсованность. Доломиты присутствуют в меньшем количестве, чем известняки. Развита они в верхней части свиты. Окраска пятнистая розовато-серая, белая. Доломиты тонкозернистые, пористые, ожелезненные, загипсованные, известковистые. Гипс присутствует в известняках и доломитах. Глинистый материал пластинчатый, микрочешуйчатый, редко волокнистый, заполняет пустоты, трещины. Согласно объяснительной записке к листу Р-36-XXXVI, возраст свиты в пределах площади листа соответствует кривякинскому горизонту.

Определены фораминиферы *Texlularia* sp., *Globivalvulina mosquensis* Reitl., *Glomospira elegans* Lip.

Мощность свиты – от 3,8 до 4,2 м.

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, то есть либо там, где долго сохранялись остаточные глыбы мертвого льда, отделенные от активного ледника возвышенностями доледникового рельефа (район Сямозера), либо там, где таяние льда сопровождалось подвижками осциляторного характера (Онежско-Ладожский водороздел). Мощность четвертичного покрова местами достигает 140 м, чаще не превышая 20 м. Максимальные мощности четвертичных отложений отмечены на Олонецкой равнине (западный берег Важозера – 126,61 м) и в районе Лемболовской возвышенности (140 м).

По условиям формирования, стратиграфическому объему и времени формирования отложений, согласно Балтийской серийной легенде, выделяются три основные области осадконакопления – восточная часть Балтийского щита

(Карелия), южное Прионежье и акваториальная (Финский залив, Онежское и Ладожское 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. и обновленной в 1999 г., а также с последующими решениями РМСК и МСК до 2014 г.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Нижнеоплейстоценовые отложения включают прионежский, пайский, урьинский, свирский и окский горизонты. Они наименее изучены и известны по небольшому количеству разрезов на севере Ленинградской области и в южной Карелии.

Прионежский горизонт представлен ледниковыми и гляциофлювиальными образованиями, пайский – озерно-аллювиальными и озерными отложениями, урьинский – ледниковыми, гляциофлювиальными и ледниково-озерными образованиями, свирский – озерно-аллювиальными отложениями, окский – ледниковыми образованиями.

Прионежский горизонт. Ледниковые образования (glpr) мощностью до 13 м выделены в разрезах скважин в южном Прионежье (станции Пай, Заозерье и Тумазы; Вигдорчик, 1968) и представлены плотными валунными суглинками, глинами, песками коричнево-серыми, буровато-красными. Валуны полуокатанные. Морена залегает на коренных породах котлинского горизонта венда или верхнего девона, перекрыта пайскими межледниковыми озерными или озерно-аллювиальными отложениями либо однозростным гляциофлювиалом. Возраст определен по положению в разрезе под палинологически охарактеризованными отложениями пайского горизонта.

Гляциофлювиальные образования (flpr) вскрыты только одной скв. 19 [209] на глубине 61,2 м и абс. отм. кровли 48,8 м. Представлены отложения скоплением гравийно-галечно-валунного материала мощностью 3,3 м. Залегает гляциофлювиал на ледниковых образованиях прионежского горизонта и перекрыт пайскими озерными отложениями. Возраст определен по

положению в разрезе под палинологически охарактеризованными отложениями пайского горизонта.

Пайский горизонт. Озерно-аллювиальные образования (lals). В разрезе у ст. Пай (стратотип) озерно-аллювиальные пески, глины, суглинки залегают на прионежской морене. Отложения перекрыты мореной урьинского горизонта. Для озерно-аллювиальных песков характерно присутствие в них пыльцы экзотов неогеновой флоры (*Tsuga*, *Yuglans*, *Ilex*, *Salvinia natans* (L.) All., *Trapa natans* (L.), *Pterocarya* и др.), среди остатков пресноводной умеренно холодолюбивой флоры диатомовых водорослей – *Tetraciclus ellipticus* (Ehr.) Grun. [2]. Озерные серые алевриты и глины алевритистые с единичной галькой и участками с неясно выраженной ленточной слоистостью того же возраста вскрыты бурением на глубине 158,6–177,8 м в бассейне р. Паша.

В составе спорово-пыльцевых спектров озерных отложений лесного типа присутствует пыльца реликтов неогеновой флоры – *Carya Ynglandaceae*, *Yuglans*, *Ilex*, *Fagus*, *Tsuga*; разнообразен состав пыльцы хвойных пород – *Abies*, *Larix*, виды *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *P. cembra*, *P. sect. Strobus* L., *Picea sect. Omorica* Willk., среди споровых – *Osmunda* cf. *Claytoniana* L., *Salvinia natans* (L.) All., *Lycopodium clavatum* L., *L. annotinum* L., *L. complanatum* L. Содержание пыльцы широколиственных пород – 2–14% (*Carpinus*, *Ulmus*, реже *Quercus*). В бедном видовом составе диатомовой флоры преобладают формы бентоса и обрастаний.

Мощность – до 24 м.

Озерные образования (lps) вскрыты тремя скважинами – 3, 19 (Вигдорчик, 1968); и 89 (Соколова, 1961) на глубине от 54,9 до 60,9 м с абс. отм. кровли от 74 м на севере до 2 м на левобережье р. Свирь. Лимний залегают на морене или на гляциофлювиальных отложениях прионежского горизонта, перекрыт мореной или ледниково-озерными отложениями урьинского горизонта. Представлены отложения суглинками, супесями, песками, глинами и алевритами, в которых выявлен спектр пыльцы растительности лесного типа с господством попеременно (30–50%) пыльцы сосны и березы, ели (20%). Присутствует по всему разрезу пыльца *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Pinus sibirica* (2–16%), *Abies*, *Larix*, *Tsuga*; отмечена пыльца *Ilex*, *Fagus*, *Juglans*, *Ligustrina amurensis*. Пыльца широколиственных пород встречается в небольшом количестве (от 1,5 до 6%): преобладает пыльца граба двух видов: *Carpinus betulus*, *C. orientalis*; меньше – пыльца вяза (1–3%); единично присутствует пыльца дуба, липы. Из травянистых растений установлена пыльца *Ephedra distachia*, *Helianthemum*, *Fagopirum*; богатый состав папоротников (термофильные экзоты *Osmunda cinnamomea*, *O. Claytoniana*, *Coniogramma fragariaea*, *Salvinia natans*, *Azolla filiculoides*). В песчаных осадках содержится богатый комплекс диатомей, среди которых преобладают планктонные формы: *Cyclotella Kuuetringiana* var. *planetophora* и донные *Epithemia turgida*, *E. zebra* var. *porcellus*, *Fragilaria pinnata*, *Melosira scabrosa*. Присутствуют виды, характерные для неогена: *Cyclotella baicalensis* f. *minuta*, *Tetracyclus ellipticus* f. *lancea* (палинологи Агранова, 1968, 1973; Ауслендер и Плещивцева, 1995, 2002).

Мощность озерных отложений – до 36,5 м.

Урьинский горизонт. Ледниковые образования (glur) выделены условно Н. А. Александровой и др. в 1986 г. по керну скважин в бассейне Паши (глубина 106,0–158,6 м) на основании залегания их под палинологически охарактеризованными свирскими межледниковыми отложениями. Урьинская морена представлена супесями с прослоями суглинков, серого или коричневатого-серого цвета, содержащими до 5–7 % обломочного материала на 90 % эрратического происхождения (сланцы, граниты, гранитогнейсы, кварцитопесчаники).

Мощность – до 53 м.

Гляциофлювиальные образования (flur). В интервале глубин 145–150 м в морене наблюдаются прослой разнозернистых гляциофлювиальных песков с гравием и редкой галькой пород преимущественно скандинавского происхождения.

Мощность отложений – до 1,7 м.

Ледниково-озерные образования (lglur). В интервале глубин 122–150 м в морене наблюдаются прослой алевритовых глин. Спорово-пыльцевые спектры ледниково-озерных отложений, согласно исследованиям Э. С. Плешивцевой, характеризуются господством пыльцы *Betula* sect. *Albae* Rgl. – 40–60 %, *Pinus* – 5–10 %, *Picea* – 1–5 %, присутствуют *Betula nana*, *Alnaster*, *Lycopodium appressum* (Desu) Petr. Пыльца трав принадлежит к осоковым (50 %), разнотравью (15–40 %), лебедовым (10–25 %), споры – сфагновым мхам, папоротникам, зеленым мхам. Пыльца реликтов неогеновой флоры представлена родами *Carya Yuglans*, *Fagus* из сибирских видов – *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr. Единичные пресноводные диатомеи относятся к роду *Pinnularia*, видам *Navicula mutica*, *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., отмечены осколки панцирей третичных форм.

Мощность отложений достигает 12,7 м.

Свирский горизонт. Озерно-аллювиальные образования (lalsv). Межледниковые слои свирского горизонта залегают на урьинской морене или со стратиграфическим несогласием на отложениях пайского горизонта. Представлены отложения песками, супесями, суглинками, глинами, реже алевритами с остатками пресноводной диатомовой флоры, пыльцы и спор. Осадки свирского горизонта впервые установлены на р. Тукша в бассейне р. Свирь (разрез Игнатовские Бараки – стратотип) и в районе г. Подпорожье [2]. Позже они были вскрыты бурением в бассейне р. Паша в переуглубленных долинах на абс. выс. 9,7–44,6 м (подошва слоя). По палинологическим данным, растительность в период формирования свирских слоев была лесного типа [53]. Характерно присутствие реликтов неогеновой флоры – *Carya*, *Yunglandaceae*, *Yuglans*, *Fagus*, *Tsuga* и др., а также балкано-колхидской флоры – *Pinus* sect. *Strobus* L. и сибирских восточноазиатских видов – *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *Osmunda claytoniana* L., *Lycopodium inundatum* L., из термофильных экзотов – *Trapa natans* (L.), *Brasenia*. В составе диатомей – *Aulacosira ambigua* (Grun.) Simonsen, *A. granulata* (Ehr.) Simonsen, *Cocconeis pediculus* Ehr. и др.

Мощность образований – до 57 м.

Окский горизонт. Ледниковые образования (glok) мощностью 1,5–1,8 м в Карелии залегают под лихвинскими слоями на Онежско-Ладож-

ском перешейке, где вскрыты скважинами в пос. Матросы, на ст. Орзega, юго-западнее Петрозаводска и в других пунктах на глубине 74–122 м. Море-на сложена валунными суглинками и глинами, иногда супесями красно-бурого и коричневого цвета или галечно-валунными отложениями [101].

На севере Ленинградской области окские ледниковые и водно-ледниковые отложения залегают в глубоких эрозионных врезх дочетвертичной поверхности под лихвинскими слоями (разрезы Игнатовские Бараки на р. Тукша, у ст. Пай и др.). Здесь морена мощностью до 18,1 м лежит на водно-ледниковых отложениях окского времени, отложениях более древних горизонтов нижнего неоплейстоцена или дочетвертичных породах. В ее составе преобладают коричневые или серые валунные суглинки, реже встречаются глины и супеси, неравномерно насыщенные (до 20–25 %) крупнообломочным материалом (карбонатные осадочные, реже метаморфические породы). По минеральному составу мелкозема морена отличается низким выходом тяжелой фракции – 0,1–0,9 %, высоким содержанием рудных минералов – 50–75 %, граната – 4–8 %, низким содержанием амфиболов – 0,1–6 % [158].

Мощность – до 18,1 м.

Среднее звено

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

Лихвинский горизонт представлен морскими и озерными образованиями, вологодский – ледниковыми, гляциофлювиальными и ледниково-озерными образованиями, горкинский – озерными образованиями, московский – ледниковыми, гляциофлювиальными и ледниково-озерными образованиями, микулинский – морскими и озерно-аллювиальными образованиями.

Лихвинский горизонт. Гипостратотипические разрезы лихвинского межледниковья находятся на смежной территории в Вологодской области – сёла Трубайка, Янгосарь, Парфеново (А. В. Жакович, 1990). На рассматриваемой площади лихвинские отложения изучены по разрезам скважин на Онежско-Ладожском перешейке в Южной Карелии (сёла Матросы, Орзega, юго-западнее г. Петрозаводск и у г. Подпорожье в Ленинградской области). Они залегают на окской морене и представлены морскими и озерными отложениями. Мощность отложений – до 29 м.

Морские образования (mllh) наиболее достоверно выделены и полно представлены в разрезе у с. Матросы, где на глубине 81–85 м и абс. выс. 36–40 м над окской мореной обнаружены темно-серые слюдястые алевроиты и глины мощностью до 29 м [177]. В составе их спорово-пыльцевых спектров выявлены три палинозоны, которые могут быть сопоставлены с зонами L₁, L₂ и L₃ первой половины лихвинского межледниковья [58]. Присутствует пыльца представителей среднееоплейстоценовой флоры – *Abies* cf. *firma* Sieb. et Zuss., *A. cf. alba* Mill., *Picea* sect. *Omorica* Willk., *Pinus sibirica* (Rupr.) Maur. В других разрезах обнаружены, кроме того, пыльца сосны подродов *Diploxylon* (*Pinus silvestris* L.) и *Haploxylon* (*Pinus* sect. *Strobus* L.), а также *Picea* sect. *Eupicea*.

Морское происхождение отложений на Онежско-Ладожском перешейке устанавливается предположительно по остаткам фораминифер (*Elphidium* ex gr. *clavatum* Cushman) и морских диатомей (*Raralia sulcata* var. *biseriata* (Grun.) Cl., *Thalassiosira gravida* Cl., *Coscinodiscus* sp.).

Мощность отложений – до 29 м.

Озерные образования (IIIh) вскрыты многочисленными скважинами (лист Р-36-XXIX): 37 (северо-восточнее ст. Свирь); 98–101 (северный берег оз. Погра) при геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000 (Л. Ф. Соколова, 1961) на глубинах 51,7–58,8 м (в древней эрозионной ложбине) и 85–95 м, скважинами 120–125 (Вигдорчик, 1968) в интервале 68,25–77,0 м, также изучены по разрезам на р. Тукша (Игнатовские Бараки) и в районе г. Подпорожье [53]. Лихвинский лимний залегает на коренных породах верхнего девона, и на морских(?) отложениях лихвинского горизонта, перекрыт мореной или гляциофлювиалом вологодского горизонта. Представлен суглинками, глинами, песками, алевритами, супесями. Суглинки красновато-коричневого цвета, очень плотные, с включениями редкого гравия и мелких валунов. Глины красновато-коричневые, алевритовые, с обугленными растительными остатками. Пески буровато-коричневые, светло-серые, тонкозернистые, разнотоннозернистые, кварц-полевошпатового состава, слабо слюдястые, участками глинистые, иногда с гравием и галькой диабаз, гранита, кварцитопесчаника различной степени окатанности. Алевриты голубовато-зеленые с прослойками песка кирпично-красного цвета. Супеси, слабоуплотненные, обильнослюдистые, участками сильнопесчаные, с растительными остатками и прослоями желто-бурых тонкозернистых песков.

Палинологические исследования отложений проводились Е. А. Спиридовой (Брисюк, 2014), отметившей в составе спорово-пыльцевых спектров лесного типа *Pinus sibirica* Du Taur, *P. sect. Cembra* Shaw, *P. sect. Sfrobus* L., *Picea* sect. *Omorica* Willkm. до 2% широколиственных пород – *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, до 7% *Corylus*, среди споровых – *Osmunda cinnamomea* L. и *O. claytoniana* L. Остатки бедной диатомовой флоры представлены преимущественно пресноводными видами.

Мощность отложений – до 10 м.

Среднерусский надгоризонт. В составе среднерусского надгоризонта выделены ледниковые, ледниково-озерные и гляциофлювиальные образования вологодского горизонта; озерные образования горкинского горизонта; ледниковые, ледниково-озерные и гляциофлювиальные образования московского горизонта.

Вологодский горизонт. Ледниковые образования (gllv) вскрыты бурением на Онежско-Ладожском перешейке (села Васильевский Бор, Верхний Олонец, Христины) (Апухтин, 1967). В разрезах перешейка они залегают на лихвинских отложениях, на остальной части описываемой территории нередко залегают плащеобразно на размытой поверхности пород котлинского горизонта венда, верхнего девона или отложениях нижнего неоплейстоцена. Перекрыты моренные образования одновозрастными озерными, ледниково-озерными и гляциофлювиальными образованиями, иногда горкинскими.

Представлены образования валунными суглинками с включениями гравия и гальки, красновато-бурыми, буровато-коричневыми, серыми и темно-серыми

ми плотными, неравномерно песчанистыми, слюдистыми, с линзами и прослоями безвалунных суглинков и глин, иногда гнездами и линзами песков, песчаников, глин девонского возраста; гравелистыми песками, а также галечниками в основании и кровле морены. Гравийно-валунный материал (20–30 %) представлен гранитами, кварцитопесчаниками и темноцветными основными породами слабой или средней степени окатанности.

Иногда в вологодскую морену включены отторженцы котлинских глин (Афанасов и др., 2000). В мощных толщах, как правило, в древних долинах морена изредка содержит линзы и прослои водно-ледниковых отложений (пески, гравийно-галечные пески, суглинки, глины ленточные) мощностью до 8 м. Последние разделяют морену на 2–3 слоя. Не исключено, что нижние из них имеют более древний, чем вологодский возраст, т. е. оставлены предшествующим раннеоплейстоценовым окским оледенением.

Морена обогащена пылью и спорами плохой сохранности. Спектры содержат экзотические элементы. Доминирует пыльца хвойных пород *Picea*, *Pinus*, участвует пыльца лиственных *Betula*, *Alnus*; пыльца широколиственных либо отсутствует, либо присутствует в незначительном количестве, трав – в единичных экземплярах. Споры представлены *Sphagnum*, *Bryales* (господствуют), *Polypodiaceae* и единично *Lycoperidium*.

Мощность – до 68 м.

Гляциофлювиальные образования (flvl) вскрыты скважинами на глубинах от 52,0 до 126,4 м с абс. отм. от 29,6 до 71 м. Залегают между московской и вологодской моренами или на отложениях лихвинского горизонта. Представлены песками разнозернистыми с галькой и валунами, гравелистыми, реже в виде скоплений неокатанных крупных валунов долеритов, гнейсов.

Мощность – до 11 м.

Ледниково-озерные образования (lglvl) приурочены к пониженным частям дочетвертичной поверхности и вскрыты скважинами на глубинах от 40 до 133 м. Распространены на абс. отм. от –30,5 до –65,0 м и слагают линзы в морене и гляциофлювиальных отложениях. Представлены глинами серыми, темно-серыми, коричневыми тонко-горизонтальнослоистыми или неяснослоистыми, суглинками голубовато-серыми, коричневыми, с единичными включениями гравия, гальки и линзами (0,1 м) песка мелкозернистого, песками темно-серыми, пылеватыми.

Характерными являются спорово-пыльцевые спектры мощной толщи глин, вскрытых скважиной на юкковской возвышенности (глубина 48–61,5 м) (Афанасов и др., 2000). Основная роль по всей толще глин принадлежит пыльце древесных пород (45–60 %), в составе которых некоторые изменения доминантов позволили Е. С. Малясовой выделить три палинокомплекса. Если в 1-м и 3-м комплексах в группе пыльцы деревьев преобладает *Pinus Silvestris*, то во втором пыльца сосны доминирует совместно с *Betula sect. Albae*. Помимо последних по всему разрезу присутствует пыльца ели. Помимо того, обнаружены находки экзотических элементов флоры *Pinus sect. Strobus*, *Picea sect. Omorica* и *Pinus sect. Cembra*, которые могут свидетельствовать в пользу среднеоплейстоценового времени накопления глин. Диатомовая

флора отмечена в единичных экземплярах в средней части разреза глин, в интервале глубин 51–58 м, диатомеи представлены холодноводными бентическими формами *Pinnularia lata*, *P. Borealis*, *P. Streptoraphe*.

Мощность – до 45,5 м.

Горкинский горизонт. По данным Соколовой (1961 г.), к горкинскому межледниковью отнесены вскрытые скважинами водные осадки по условиям их залегания: под микулинскими отложениями между двумя моренами (нижней – вологодской и верхней – московской). Эти осадки не содержат пыльцы экзотов, типичных для горкинского и более древних межледниковий, хотя спектр пыльцы свидетельствует о климатических условиях периода межледниковья. При подготовке к изданию ГГК-200 (первое поколение) листа Р-36-XXIX Вигдорчик (1983 г.) выделил их в качестве внутриледниковых образований вологодского возраста. Стратотипом горкинского горизонта являются установленные бурением в Вологодской области межледниковые отложения у дер. Горка на водоразделе рек Вологда и Тошник. При анализе спорово-пыльцевого комплекса (палинолог А. А. Гайгерова, 1971) выделено 10 палинозон, диатомистом С. С. Горшковой отмечена богатая пресноводная флора, а также микроостатки плодов и семян. На территории Ленинградской области до сих пор не выявлено разрезов этого межледниковья, достаточно четко палеонтологически обоснованных. Наиболее представительный разрез горкинского горизонта находится в 4 км юго-восточнее площади листа в дер. Игнатовское, вскрытый скважиной на глубине 65,5–81,0 м в древней долине р. Тукша (Вигдорчик, 1965; Плешивцева, 2002).

Озерные образования (llgr) вскрыты 10 скважинами на глубинах от 19,75 м (скв. 85, 86) до 72,8 м (скв. 98–101) (Брисюк, 2014) и обнажаются в долине р. Свирь между деревнями Хевроньино и Кукеряги почти у самого уреза воды. Абсолютная отметка подошвы – от –15,27 м до 53,3 м, а кровли от –2,67 до 54,45 м. Представлены супесями, глинами, суглинками, реже песками. Супеси серого, темно-серого, иногда с буроватым и зеленоватым оттенком, буровато-коричневого, буровато-красного цветов, тонкие, плотные, слюдястые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, обусловленной прослоями песков. Глины серые, темно-серые, коричневые плотные, песчаные, слюдястые, тонкослоистые, иногда ленточнослоистые за счет тонких (1–2 мм) прослоев песка и супеси, с обугленными растительными остатками. Суглинки буровато-серые, серые, песчаные, слюдястые, слоистые с тонкими прослоями супесей, гнездами и линзами песков, иногда с включениями виванита. Пески серые тонкозернистые, реже мелкозернистые, глинистые, слабослюдястые, с редкими гравийными зернами и гальками гранита, диабазы.

Образцы из скважин 98–101, 50, 89, 90 охарактеризованы палинологически (палинологи Е. А. Спиридонова, Е. С. Малясова). Господствует пыльца древесных пород: *Betula* (18–80%), но постоянно присутствует пыльца *Pinus* и *Picea*. В верхней части разреза несколько увеличивается содержание *Alnus*, *Pinus* (пыльца последней становится господствующей) встречены единичные знаки пыльцы *Corylus*, *Ulmus*. Из пыльцы трав преобладает пыльца *Artemisia*, которая в верхней части разреза становится господствующей. Среди споровых доминируют споры *Bryales* – до 10%, *Sphagnum* – до 42%, *Polypodiaceae* – до 25%, единичные споры *Lycopodium* таежных видов. То есть в мо-

мент накопления осадков произрастали березово-сосновые леса с участием ели и ольхи. Наличие спор *Sphagnum* указывает на заболачивание. Спектр пыльцы отражает растительность, близкую по составу современной, или несколько более теплых климатических условий их произрастания (скв. 89), соответствующих межледниковью.

Мощность – до 11,5 м.

Московский горизонт. Представлен ледниковыми, ледниково-озерными и гляциофлювиальными отложениями, которые вскрыты многочисленными скважинами. Отложения распространены главным образом в южной части листа, в бассейне р. Важинка и вблизи г. Подпорожье. Залегают на дочетвертичных породах, нижненеоплейстоценовых, лихвинских, вологодских отложениях. Перекрыты осадками микулинского межледниковья и валдайского оледенения (осташковского горизонта). В большинстве разрезов московского горизонта преобладают ледниково-озерные осадки, которые связаны с подстилающей мореной постепенным переходом или переслаиваются с ней.

Ледниковые образования (gllms). Морена вскрыта большим количеством скважин в ходе ГДП-200 (листы Р-36-XXVIII, XXIX, XXXI; Р-35-XXXV). Глубина залегания – от 14,5 до 93,5 м от поверхности. Абсолютные отметки кровли морены меняются в зависимости от рельефа подстилающей поверхности: от –45,8 до 109,0 м. Залегает на лимниевых отложениях горкинского горизонта, ледниково-озерных отложениях вологодского горизонта, на коренных породах карелия (шокшинская свита) или верхнего девона, реже на одновозрастном гляциофлювиале. Морена перекрыта водными осадками микулинского и ленинградского межледниковий, гляциофлювиалом или гляциолимнием московского оледенения, осадками балтийского ледникового озера, мореной подпорожского и осташковского ледниковий.

Представлена валунными суглинками, глинами, супесями, реже песками. Суглинки и глины плотные, участками песчанистые, с линзами песков и гравийно-галечных отложений. Цвет меняется от серого, голубовато-серого до темно-серого, буровато-серого, темно-коричневого и красновато-бурого. Содержание обломочного материала (>3 мм) не превышает 10–15%. Гравий, галька, валуны распределены неравномерно. В составе валунов преобладают гранитоиды, гнейсы, кварцитопесчаники, граниты, реже базальты. Степень окатанности валунов варьируется от плохой до хорошей.

Минералогический состав легкой фракции морены (%): кварц – 61,4–72,4; полевые шпаты – 11,4–19,6; мусковит – 3,0–16,4; биотит – 2,4–7,6; карбонаты – 0,2–2,0. Тяжелая фракция (%): рудные минералы – 21,2–45,4; гранат – 3,2–8,2; роговая обманка – 8,2–20,0; тремолит – 0,2–0,6; пироксен – 0,2–0,6; ставролит – 0,2–0,6; дистен – 0,2–0,4; эпидот – 21,0–26,4; турмалин – 0,2–0,4; апатит – 0,2–1,0; циркон – 5,0–11,0; анатаз – 0,2–0,4; рутил – 0,8–2,6; сфен – 0,2–3,0; лейкоксен – 3,6–5,2; актинолит – 0,2; цоизит – 5,4–11,0; гиперстен – 0,2–1,4.

Мощность – до 55 м.

Гляциофлювиальные образования (flms) вскрыты большим количеством скважин в ходе ГДП-200 (листы Р-36-XXVIII, XXIX, XXXI; Р-35-XXXV) на глубинах от –43 до 94,6 м и абс. отм. от –35,7 до 124,9 м. Они залегают на вологодской и московской морене, на породах верхнего девона

(наиболее высоких участках дочетвертичной поверхности). Перекрыты московской мореной, межледниковыми микулинскими осадками, образованиями осташковского ледникового комплекса. Гляциофлювиальные отложения представлены песками от тонкозернистых до крупнозернистых с гравием и галькой, иногда гравелистыми; нередко с валунно-галечным материалом в основании. Например, отложения выработанного карьера Старцев Бор представляют собой косослоистую, грубослоистую толщу переслаивающихся гравийно-песчаных, галечниковых слоев и гравийных песков, нередко в виде линз. В петрографическом отношении валуны и галька (70–80 % от их общего состава) представлены гранитами, кварцитами, гнейсами, гранитогнейсами, метабазальтами, амфиболитами. Обломочный материал угловато-окатанный, окатанный. Пески полевошпатово-кварцевого состава с большим содержанием темноцветных минералов.

Мощность – до 27,4 м.

Ледниково-озерные образования (lgllms) распространены довольно широко в юго-восточной части изученной территории. Отложения вскрыты большим количеством скважин (листы Р-36-XXVIII, XXVIII, XXIX, XXXI; Р-35-XXXV) на глубинах от 8,5 до 59 м с абс. отм. от – 20 до 124,9 м. Залегают они преимущественно на московской морене, московских гляциофлювиальных образованиях, реже на коренных образованиях (север Онежского озера). Перекрыты отложения микулинскими водными осадками или подпорожской и осташковской моренами.

Литологический состав отложений разнообразен. Примерно равное сочетание между песками от тонко- до среднезернистых, в различной степени глинистыми, суглинками и глинами, массивными и со слабо выраженной слоистостью. В южных районах широко распространены типичные ленточные глины коричневого цвета; подчиненное значение имеют супеси и разнозернистые пески с гравием и галькой.

Пески серые и серовато-желтые разнозернистые кварц-полевошпатовые, плохосортированные, с включениями гравия, гальки и валунов, иногда – с линзами валунно-галечного материала, несортированного, полуокатанного. Суглинки обычно темно-серые, песчанистые, слабоизвестковистые, слюдистые, ленточного типа; иногда с прослоями светло-серой супеси. Слоистость преимущественно горизонтальная, участками она нарушена. Глины темно-коричневые, пластичные тонкослоистые, слоистость преимущественно горизонтальная, в отдельных пачках слоистость нарушена, вплоть до поставленной «на голову». Подобная нарушенная слоистость повсеместно отмечается и в более молодых микулинских и подпорожских отложениях и обычно рассматривается как проявления гляциотектоники.

Спорово-пыльцевые спектры и характеристика диатомовых водорослей получены в ряде разрезов листа Р-36-XXXI по скважинам: 69 (Южки), 70 (оз. Тохолодское), 42 (западнее Кавголовского озера, в садоводстве Бабино северо-восточнее г. Всеволожск), 17 (дер. Денисово), 18 (побережье Ладожского озера и др.) (Афанасов и др., 2000). В наиболее представительных разрезах ледниково-озерные ленточные глины без следов перерыва подстилают микулинскую морскую толщу. В их спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца трав (*Chenopodiaceae*, *Artemisia*), кустарников (*Ephedra*) и тундро-

вые виды спор, из древесных пород господствуют березы, из которых *Betula nana* достигает 30 %. Климат позднеледникового времени был холодным, растительность – перигляциального типа (тундра, лесотундра).

В низах толщи ленточных глин, контактирующих с московской мореной, диатомовая флора практически отсутствует. Выше она представлена в основном пресноводными холодолюбивыми видами (до 41), среди которых преобладают литоральные, преимущественно бентосные и эпифитные формы (*Fragilaria* var. *inflata*, *Diploneis domblittensis*, *Cocconeis disculus* + *C. var. diminuta*, *Navicula scutellojides*, *Eunotia praerupta*, *Pinnularia lata*). Верхняя часть горизонта ленточных глин содержит своеобразный смешанный комплекс диатомовых (до 39 видов и разновидностей), состоящий из морских и солоноводных (до 26 видов), а также пресноводных форм (до 35 видов) в разных сочетаниях и насыщенности в конкретных разрезах. Состав диатомовых водорослей свидетельствует о том, что в приледниковый бассейн, при улучшении климата, поступали морские воды. Настоящий горизонт отвечает самой ранней мариногляциальной фазе мгинского моря.

По палинологическому заключению Л. А. Савельевой, на востоке листа (P-36-XVIII) в общем составе спорово-пыльцевого комплекса гляциолимния преобладают недревесные компоненты – пыльца травянистых растений (70–80 %). Она представлена главным образом пылью полыни (*Artemisia*) – от 30 до 60 %, затем маревых (*Chenopodiaceae*) – 10–25 %, злаковых (*Poaceae*) – 2–15 % и осоковых (*Cyperaceae*) – 1–10 %. В древесно-кустарниковой группе преобладает пыльца сосны (*Pinus*) и карликовой березы (*Betula nana*), количество которых варьирует от 5 до 15 %, а пыльца ели (*Picea*) составляет от 1 до 10 %. Среди споровых растений преобладают споры сфагновых мхов (*Sphagnum*) – 3–8 % и папоротников (*Polypodiaceae*) – 5–10 %. Кроме того, отмечается относительно высокое содержание дочетвертичных микрофоссилий (до 10 %). Общая концентрация пыльцы низкая, сохранность большинства микрофоссилий плохая.

Вверх по разрезу в спорово-пыльцевых спектрах сокращается количество пыльцы травянистых растений до 30 % и увеличивается древесных – сосны до 25 % и берез (*Betula* sect. *Albae*) до 15 %. Появляется пыльца лещины (*Corylus*) и ольхи (*Alnus*), зафиксированы единичные зерна пыльцы дуба (*Quercus*), а также лиственницы (*Larix*). В группе споровых возрастает роль сфагновых мхов – до 15 % и папоротников – до 20 %, отмечено максимальное присутствие спор *Botrychium* sp. Постепенно возрастает общая концентрация микрофоссилий. Состав спорово-пыльцевых спектров данных осадков указывает на широкое развитие тундрового типа растительности с преобладанием кустарниковых и травянистых ассоциаций, представленных карликовой березкой, ольховником, полынями, маревыми, осоковыми и злаковыми. Это свидетельствует о достаточно суровом (холодном и засушливом) климате времени московского оледенения.

Выше по разрезу в спорово-пыльцевых спектрах зафиксировано некоторое улучшение климатических условий для развития древесной растительности. По-видимому, ограниченное распространение получили березовые и сосновые редколесья. Открытые пространства по-прежнему были заняты карликовыми формами берез, ольховником, полынями и злаками. Такая раститель-

ность могла развиваться в условиях достаточно холодного и все еще сухого климата конца московского оледенения. Обилие пресноводных зеленых водорослей в интервале глубин от 23 до 29 м свидетельствует о существовании относительно мелководного пресноводного бассейна, в котором и формировались осадки, представленные глиной и суглинком.

Мощность – до 35 м.

Верхнее звено

В составе верхнего звена неоплейстоцена выделяются отложения микулинского, 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 отложениями.

Морские образования (mlllmk) распространены сравнительно широко. Они вскрыты бурением в Южной Карелии на Онежско-Ладожском перешейке (район г. Петрозаводск и оз. Белое, юго-западнее оз. Светозеро и др.) на р. Свирь, в Восточном Приладожье (у г. Олонец, деревень Погранкондуши, Васильевский Бор, Видлица и др.); в Центральной Карелии на р. Онда и в Заонежье (установлены впервые).

Подстилаются отложения московской мореной, московскими ледниково-озерными осадками, перекрываются осташковскими ледниковыми отложениями или ледниково-озерными отложениями подпорожского горизонта. В нескольких скважинах микулинские образования встречены также в виде оторженцев в толще осташковской морены.

В составе микулинских образований присутствуют в основном осадки относительно глубоководной застойной части морского бассейна, представленные характерными темными (зеленовато-черными и темно-серыми) глинами с сероводородным запахом и суглинками, местами слоистыми, обычно гумусированными, с включениями вивианита и детрита, и целых раковин моллюсков. Иногда встречаются включения гравия, гальки и валунов кристаллических пород различной окатанности. В верхних, а иногда и в других слоях морской толщи слоистость часто нарушена до крутонаклонного залегания.

При определении возраста микулинских отложений решающую роль сыграл спорово-пыльцевой анализ. Полученные данные свидетельствуют о том, что осадки содержат флору межледникового типа. По четкому порядку кульминаций широколиственных пород (дуб–вяз–орешник–липа–граб), по очень высокому содержанию пыльцы орешника и ольхи, а также присутствию спор *Osmunda cinnamomea* L., вскрытые в скважинах отложения имеют, безусловно, микулинский возраст. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов Тохколовское и Юкки (палинологи Г. С. Абакуменко, Е. С. Малясова) характеризуются полнотой и отражают историю формирования растительного покрова в течение всего (зоны М₁–М₈, по В. П. Гричуку) либо большей части микулинского межледниковья (М₃–М₈), включая и его климатический оптимум.

Остатки морской малакофауны, обнаруженные в керне скважин у г. Петрозаводск, принадлежат к *Mytilus edulis* L., *Tellina baltica* (L.), *T. calcarea* (Chemn.), *Leda pernula* (Mull.) [57].

В спорово-пыльцевых диаграммах образцов (лист Р-36-XXIX), инт. 71,5–45,2 м (Соколова, 1961; палинологи Спиридонова, Малясова) отражаются пять фаз изменения лесной растительности: береза–ель–сосна–широколиственные леса (смешанно-хвойно-широколиственные) – ель–сосна–береза. Наличие климатического оптимума (15 % пыльцы широколиственных ряда *Ulmus–Quercus–Corylus–Carpinus*) подтверждает межледниковые условия осадконакопления. В травянистой части (15 % от общего состава) господствует пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, отмечены экзоты – споры *Osmunda*, *Onoclea*.

В Заонежье, где микулинские отложения выделены впервые (лист Р-36-XVIII), по палинологическим заключениям Л. А. Савельевой, осадки отличаются высокой (для всего разреза), концентрацией пыльцевых зерен. В составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных пород (до 95 %). Основными доминантами спектров становятся пыльца ольхи (20–37 %) и лещины (10–22 %), затем березы (10–18 %) и сосны (5–20 %). Кроме того, зафиксировано максимальное для всего разреза присутствие широколиственных пород, представленных пыльцой дуба (1–5 %), вяза (1–3 %), липы (единичные зерна), граба (1–4 %). Здесь же обнаружено несколько пыльцевых зерен падуба (*Ilex*), возможно, переотложенных, и пихты (*Abies*). Среди споровых доминируют папоротники с максимумом 25 %, количество сфагновых мхов не превышает 15 %, отмечены споры плауна годичного (*Lycopodium clavatum*), встречено одно зерно плохой сохранности *Osmunda* sp.

Остатки фауны фораминифер изучались в петрозаводских разрезах Р. Е. Абукиной и Г. Н. Красильниковой [268]. В составе руководящего комплекса, характерного для микулинского межледниковья, ими отмечены *Buccella* ex gr. *frigida* (Cushman), *Elphidium subclavatum* Gudina, *E. ex gr. subarcticum* (Cushman), *Cibicides* ex gr. *rotundatus* Stchadrina, *Protelphidium orbiculare* (Brady).

Морской генезис толщи однозначно определяется характером диатомовой флоры и составом фауны моллюсков. Во всех разрезах [268] установлена общая выдержанность состава диатомовых водорослей, обогащенных морскими и солоноводными видами (до 98 %), что свидетельствует о формировании осадков в условиях выдержанного гидрологического режима boreального (мгинского) моря (анализы Е. М. Вишневской, Е. А. Черемисиновой, М. А. Травиной). В разрезе скважины Юкки М. А. Лавровой [268] определена морская фауна, представленная арктическими (*Portlandia arctica*), аркто-borealными (*Macoma calcarea*) и boreальными (*Mytilus edulis*) формами. Здесь же встречены отпечатки морской травы *Zostera marina*.

В самые последние годы методом электронного параметрического резонанса осуществлено определение абсолютного возраста морской (мгинской) толщи в ближайших сопредельных участках юго-восточнее территории листа в разрезах на р. Мга (стратотип) и карьера Келколово [268]. Материалом для данных исследований послужили раковины моллюска *Portlandia arctica*. Полученные датировки приходятся на оптимум микулинского межледниковья (палинологическая зона М₆) и его конец (зоны М_{7,8}) и составляют $135,3 \pm 12,5$

и $137,6 \pm 12,7$ тыс. лет (р. Мга) и $137,2 \pm 15,6$ тыс. лет (карьер Келколово), что согласуется с обозначенным выше диапазоном времени кислородно-изотопной стадии 5-е, сопоставляемой с микулинским термомером и соответствующей ему бореальной (мгинской) трансгрессией.

Таким образом, результаты палеонтологических и геохронологических исследований позволили однозначно отнести породы к морским осадкам микулинского межледниковья.

Мощность – до 36 м.

Озерно-аллювиальные образования (IaIIImk). Пески, галечные пески, супеси, алевроиты и глины озерно-аллювиального происхождения с остатками пресноводной флоры известны в бассейне среднего течения р. Вазжинка, а также у с. Деревянное под Петрозаводском, где они перекрывают морские слои микулинского возраста.

По заключению Е. С. Короткевич, в составе спорово-пыльцевых спектров лесного типа пыльца широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*) составляет 3,8%, *Corylus* – 15%. В составе изученных И. А. Купцовой остатков диатомей присутствуют только пресноводные виды – *Aulacosira islandica* (O. Mull.) Simonsen, *Stephanodiscus astreal* var. *minutulus* (Kutz.) Gr., *Ophephora mantyi* Herib. и др. (Апухтин, 1967).

Мощность – до 12 м.

Озерные образования (IIIIImk). Морские отложения микулинского возраста сменяются вверх по разрезу озерными глинисто-алевритовыми фациями в целом ряде пунктов Онежско-Ладожского перешейка (г. Петрозаводск, пос. Деревянное, бассейн рек Водла и Свирь). Алевроиты, переслаивающиеся с глинами и суглинками, пески разнозернистые.

По данным спорово-пыльцевого анализа, преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (60–80%), споры – единичные экземпляры. Среди древесной пыльцы доминирует пыльца *Betula* – 50–71%, *Alnus* – 15–20%; *Pinus* – 10–20%; *Picea* – 3–5%. Пыльца широколиственных представлена *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corilus*. Встречены единичные зерна пыльцы сосны подрода *Haploxyylon* и ели *Picea* sect. *Omorica*. Из травянистых преобладают ксерофиты полыни и маревых, отмечаются единичные зерна эфедры. Среди споровых доминируют сфагновые мхи, присутствует незначительное количество зеленых мхов и папоротников. Спорово-пыльцевые спектры озерных отложений соответствуют палинозомам микулинского межледниковья М6 и М7 [237]. Такой комплекс растительности свидетельствует не об оптимуме межледниковья, а об окончании межледниковья, то есть о довалдайском возрасте этих образований.

Мощность – до 13,5 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. Проблеме палеогеографических условий развития валдайского оледенения нельзя

считать решенной. Можно лишь предполагать, что граница ледникового покрова в подпорожское время имела сложные очертания. Этим, по-видимому, объясняются представления о безледном похолодании на территории крайнего северо-запада Русской плиты и широкое развитие отложений подпорожского ледниковья на севере плиты в Архангельской области [9].

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

Ледниковые образования (glllpd) выделяются в разрезе скв. 10 у г. Подпорожье (стратотип) [53]. Четко выделяется подпорожская морена по разрезам скважин в районе г. Петрозаводск. Ледниковые отложения также вскрыты 11 скважинами в восточной части территории листа Р-36-XXIX (Брисюк, 2014) и могут быть выявлены лишь на пониженных участках дочетвертичного рельефа, тяготеющих к древней долине р. Свирь. Глубина залегания – от 4,2 до 75 м, абс. отм. от 57 до 134 м. Моренные образования были установлены и на территории Заонежского полуострова в скв. 71 (Подкопаев, 1970) – севернее Великой Губы, в интервале 21,0–26,5 м, где они приурочены к глубокой депрессии в коренном ложе и залегают непосредственно на дочетвертичных образованиях.

Залегают на московских и микулинских образованиях и перекрываются отложениями ленинградского межледниковья, реже осташковской мореной. Представлены ледниковые образования валунными суглинками коричневатобурыми, коричневатосерыми, реже песками гравелистыми. Петрографический состав валунов: шокшинские кварцитопесчаники, граниты, гранодиориты, диабазы, туфосланцы, реже девонские слабосцементированные песчаники. По сравнению с более древними горизонтами ледниковых отложений, в тяжелой фракции подпорожской морены наблюдается более высокое содержание амфибола (до 28%), минералов группы эпидота–цоизита (до 41%) и относительно пониженное – бурых окислов и гидроокислов железа, а также магнетита и ильменита (до 14%) [177].

Спорово-пыльцевой анализ, проведенный Л. А. Савельевой (из отложений Заонежского полуострова), показал, что в спектрах данных отложений доминирует пыльца древесно-кустарниковой группы (75–80%), среди которой преобладает пыльца сосны (30–40%), затем ольхи (10–20%), карликовых (5–20%) и древовидных (5–7%) форм берез и ели (5–7%). Относительно велико участие пыльцы широколиственных пород (до 3%), представленный вязом и дубом, а также лещины (до 5%). Среди пыльцевых таксонов группы трав доминируют полыни (до 10%), злаковые (до 5%), маревые (до 3%) и представители разнотравья. Значительно присутствие вересковых (3%). Количество споровых растений составляет 10–20% и они представлены спорами сфагновых мхов, папоротников и различными видами плаунов. Состав спорово-пыльцевых спектров данной палинозоны указывает на широкое развитие тундрового типа растительности с преобладанием древесных (сосна, ольха), кустарниковых, представленных карликовой березкой, ольховником, и травянистых ассоциаций – полынями, маревыми и злаковыми. Это свидетельствует о достаточно суровом (холодном и засушливом) климате времени (предположительно) подпорожской стадии валдайского оледенения.

Мощность – до 24 м.

Гляциофлювиальные образования (flllpd) представлены чаще всего галечными песками различной зернистости. Широко распространены в западной части Вологодской области (подпорожский возраст водно-ледниковых отложений принят условно в связи с недостатком данных), где слагают линзы и прослои в морене. Залегают под осадками осташковского горизонта либо голоцена на отложениях ленинградского горизонта, реже на московской морене и коренных породах. В их составе преобладают пески разнородные с гравием и галькой (в отдельных разрезах свыше 50%), реже средне- и мелкозернистые, полимиктовые серые, темно-серые, буровато-серые и коричневые. Слоистость горизонтальная, косая, волнистая, линзовидная [213].

Мощность отложений – до 6 м.

Ледниково-озерные образования (lglllpd) – темно-серые и шоколадно-коричневые ленточные глины, суглинки, реже супеси с редким гравием и мелкой галькой. Подпорожские ледниково-озерные осадки залегают на ледниковых образованиях того же возраста и перекрыты пресноводными отложениями ленинградского горизонта.

В разрезах у г. Петрозаводск спорово-пыльцевые спектры отложений изучены Э. И. Девятовой [58], содержат высокий процент элементов тундровой и перигляциальной флоры.

Палинологические комплексы подпорожских отложений позволяют большую часть этих разрезов отнести к начальным этапам эпохи валдайского оледенения, об этом свидетельствуют как общий характер спектров, так и значительное участие пыльцы и спор арктических и гипоарктических видов растений – *Betula nana*, *Alnaster*, *Lycopodium alpinum*, а также ксерофитов *p. Artemisia* и семейства *Chenopodiaceae*.

По данным диатомового анализа, в этих отложениях доминирует пресноводный комплекс. Встречающиеся морские виды, так же, как и присутствующая в малых количествах экологически несовместимая с вышеприведенной характеристикой пыльца широколиственных пород, скорее всего являются вторичными, переотложенными из подстилающих микулинских осадков. Диатомовая флора отражает существование пресноводного бассейна с холодным и умеренным температурным режимом, пришедшем на смену регрессировавшему мгинскому морю.

Мощность отложений – до 29 м.

Ленинградский горизонт. Озерные и палиостринные образования (l,pllllln) известны по разрезам скважин в низовьях р. Уксуны́еки на окраинах г. Петрозаводск, у сел Верхний Олонец, Верхние Важины, Вилга, у оз. Белое и в других пунктах Южной Карелии. Они залегают между подпорожской и осташковской моренами и представлены пресноводными осадками как крупных глубоководных бассейнов, так и небольших озерных водоемов, среди которых распространены глины, суглинки серого и темно-серого цвета с вивианитом и мелким растительным детритом.

Наиболее детально эти отложения изучены по керну скважин в окрестностях г. Петрозаводск с применением палинологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования осадков. Изучение спорово-пыльцевых спектров позволило Э. И. Девятовой [58] выделить пять палинозон, констатировать изменение термического режима межледниковья и определить

средневалдайский возраст отложений. В основании толщи залегают суглинки, алевроиты, глины с прослоями автохтонного торфа. Мощность их – 2–14 м. Абсолютный возраст осадков по C^{14} – $46\,000 \pm 1100$ лет (ТА-927). Выше лежат слои, сформировавшиеся во время похолодания – пески и торфа мощностью до 3 м. Возраст их по C^{14} составляет $32\,520 \pm 600$ лет (ТА-1015). Они перекрыты суглинками, сапропелями, автохтонными торфами времени потепления, возраст которых $31\,750 \pm 500$ лет (ТА-1016).

Мощность их – до 15 м.

Озерно-аллювиальные образования (IaIIIIn) встречаются в юго-восточной части территории. Представлены супесями, песками, суглинками, глинами, часто переслаивающимися. Залегают на морене подпорожского возраста, на правобережье р. Свирь – на нижнеэоплейстоценовых отложениях, перекрыты ошашковской мореной. Максимальная глубина их залегания – 29,35 м, минимальная – 5 м, соответственно абсолютные отметки залегания кровли на юге – 134,6 м, на севере – 95,0 м; минимальная – 86,2 м. Наиболее полная спорово-пыльцевая характеристика средней и верхней частей ленинградского межледникового была получена по образцам из скв. 98 (Брисюк, 2014). В разрезе скв. 13 (Брисюк, 2014) установлен лесной палинологический спектр: на фоне преобладания пыльцы *Betula* отмечается обилие пыльцы *Alnus*, довольно много *Corylus*. Пыльца сосны и ели немногочисленна, но в отдельных интервалах разреза их роль возрастает. Среди спектра травянистой пыльцы господствуют ксерофиты, он почти не содержит экзотических элементов, обогащен пылью ольхи и орешника. На этом основании выделяется вторая межледниковая верхнеэоплейстоценовая толща.

Мощность – до 32,6 м.

Озерные образования (IIIIIIn) формировались в пределах листа в крупных и локальных пресноводных бассейнах средневалдайского интервала, хронологическое время которого относится к 3-й кислородно-изотопной стадии.

На рассматриваемой территории их широкое распространение известно к югу от Юкковской возвышенности, откуда через северную окраину г. Петербург они прослеживаются в Приневскую низину. Непосредственно в г. Санкт-Петербург расположен стратотипический разрез озерных отложений ленинградского горизонта (Гражданский проспект), детально изученный, получивший радиоуглеродные датировки. Он характеризуется палинозонами S_1 – S_6 и абсолютным возрастом по торфу [4] – $40\,380 \pm 800$ лет (ЛУ-22) и $39\,000 \pm 810$ лет (ЛУ-63) [13].

Озерные отложения в пределах листа залегают на ледниково-озерных и ледниковых отложениях московского возраста, перекрываются ошашковскими ледниковыми, а изредка и водно-ледниковыми отложениями.

Озерные отложения чаще всего сложены песками разномеристыми, супесями и алевроитами, обычно слоистыми, гумусированными и обогащенными растительными остатками, с маломощными (до 0,5 м) прослоями погребенных торфяников. Реже встречаются суглинки и глины.

Палеогеографические условия ленинградского (средневалдайского) интервала были неоднородными и ритмичными – фазы похолоданий сменялись фазами потеплений. Озерный генезис образований однозначно определяется

содержащейся в них богатой диатомовой флорой (до 150–210 видов и разновидностей), характеризующей пресноводные бассейны с холодным или умеренным температурным режимом.

Мощность – до 74 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. На отдельных участках отчетливо выражены границы стадий отступления скандинавского ледника – Вепсовская, Крестецкая, Лужская, Невская и Сальпаусселькя I, II.

Ледниковые образования. Основная морена (*g_{bn}llos*). Распространены особенно широко и залегают на породах дочетвертичного возраста или ленинградских, подпорожских и других отложениях.

Литологический состав морены континентальной части территории неоднороден. В юго-восточном направлении, по ходу продвижения ледника, гранулометрический спектр меняется от супесей до суглинков. Представлена морена пылеватыми разнозернистыми и мелкозернистыми песками, супесями, суглинками разнообразных оттенков. Суглинки часто песчанистые, встречаются прослой и линзы (иногда гнезда) песков, супесей, гравия, глин. Морена характеризуется плохой или незначительной сортировкой обломочного материала, изменчивостью гранулометрического состава по площади и в разрезе. Содержание крупнообломочного материала неравномерное, меняется от 20 до 40 %, редко достигает 80 %. Максимальное содержание крупнообломочного материала часто приурочено к верхней части разреза. Валун, галька, гравий плохой и средней окатанности. Средний размер валунов составляет 0,3–0,8 м, максимально до 2 м. В местах, где морена подвергалась интенсивному размыву, наблюдаются сплошные валунные поля и скопления глыб. Дресва, гравий, галька, щебень и валуны, как правило, плохо окатаны, представлены магматическими и метаморфическими породами, считающимися местными, так и эрратическими, вовлеченными в морену по пути следования ледника. Минералогический состав морены характеризуется высоким содержанием кварца в легкой фракции, присутствует полевой шпат, слюда. Выход тяжелой фракции – до 10 %. В ее составе минералы эпидот-амфиболовой группы, магнетит, гранат, пироксен. Споры и пыльца в отложениях ледникового ряда обычно отсутствуют. Местами в верхней части основной морены наблюдается сортированность и слабо выраженная слоистость, связанная с перемывом морены при таянии льда. Иногда в толще морены наблюдаются отторженцы микулинских глин.

Ледниковые отложения осташковского оледенения полностью покрывают дно котловин, занятых в настоящее время Балтийским и Белым морями, а также Онежским и Ладожским озерами. Моренные образования выделяются как по данным сейсмоакустического профилирования, так и по результатам геологического пробоотбора. Повсеместно они представлены аномально плотными валунодержащими глинистыми песками или песчаными глинами серого или коричневатого-серого цвета. В северной части Финского залива в составе обломков преобладают граниты рапакиви, характерным является наличие валунов уплощенной формы с ледниковой штриховкой.

В легкой фракции песчано-алевритовой составляющей морены преобладает кварц, присутствуют полевые шпаты, мусковит, биотит; глинистая фракция представлена смесью иллита, каолинита и хлорита.

Валовое содержание тяжелой фракции сравнительно высокое (1,3–1,6 %). В тяжелой фракции преобладают рудные минералы (37,0–39,3 %), амфиболы (обыкновенная роговая обманка, 30,4–37,4 %), эпидот (11–12 %). Также встречаются гранаты пироп-альмандинового ряда (9,5–9,6 %) и циркон (4,2–8,8 %). Отмечаются сфен, рутил, лейкоксен, апатит; из аутигенных – карбонатные конкреции.

В Ладожском озере морена имеет коричневатый оттенок, а среди щебнистых обломков существенную роль играют красноцветные песчаники. Отложения плохо сортированы, гранулометрический состав неоднороден. Содержание грубообломочной составляющей может достигать 30 % и более. Обломки представлены в основном гранитами, иногда присутствуют песчаники. Граниты серые, разной зернистости, а также граниты рапакиви. Песчаники красноцветные и пятнистые. Песчаная составляющая морены представлена полевошпато-кварцевыми песками, содержание полевого шпата – менее 20 %; алеврит в основном кварцевый, глинистая фракция имеет хлорит-гидролюдистый состав.

В спорово-пыльцевых спектрах [224] преобладает переотложенная пыльца древесных пород (60–80 %) плохой сохранности: *Betula* – 30–55 %, *Alnus* – до 40 %, ольхи, орешника – до 20 %; пыльца широколиственных – не более 5 % (граб, вяз, липа, дуб в единичных экземплярах). Среди трав доминируют злаковые (до 78 %), полынь – 10–39 %, маревые – до 18 %. Из споровых господствуют зеленые мхи, встречаются папоротники, но чаще сфагновые мхи и папоротники в равных небольших количествах. Присутствуют в большом количестве переотложенные споры дочетвертичного возраста.

Мощность морены – до 88 м.

Ледниковые образования. Краевая морена (g_кlllos). Находится 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 пылеватými песками и супесями, реже суглинками с высоким содержанием гальки и валунов. Участками морена сложена мелкозернистыми пылеватými 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.

Своеобразны конечные морены на побережье Ладожского озера. Гипсометрически они расположены очень низко на абс. отм. до 20 м, поэтому перекрывались водами ошашковского ледниково-озерного бассейна и голоценового ладожского озерного во время трансгрессии. В результате весь мелкозем оказался вымыт и остался практически только валунный материал. Однако в горных выработках четко прослеживается уменьшение его количества с глубиной и постепенный переход валунника в нормальную морену.

Мощность – до 40 м.

Гляциофлювиальные образования (fillos) слагают различные формы рельефа (высокие террасы в долинах рек, дельты, зандровые поля, озы, флювиокамы, днища погребенных долин, ложбин стока) и подстилаются чаще всего осташковской мореной. 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. Мощность их – до 10 м. Озы особенно широко распространены в Карелии, где представлены маргинальными и радиальными грядами длиной до 60 км и относительной высотой до 50 м. Сложены они косослоистыми средне- и крупнозернистыми песками с прослоями и линзами галечников, с включениями гравия и валунов того же состава, что в морене. Мощность озовых отложений – до 50–60 м, чаще – 3–25 м.

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

В прилегающей к Карельскому перешейку северной части Финского залива были установлены затопленные или частично затопленные озы. Ко вторым относятся радиальные озы, пересекающие Выборгский залив. Значительная часть островов в заливе, имеющих вытянутую форму и высоту 5–15 м, представлена гляциофлювиальными отложениями. Затопленным озом является комплекс Стирсудденских банок, располагающихся к северо-западу от одноименного мыса в Финском заливе. Он сложен крупнозернистыми песками, гравием с галькой и валунами. Длина оза – около 18 км, а вершина находится на глубине 7–8 м.

Залегают гляциофлювиальные отложения на осташковской или подпорожской морене. Мощность их – до 39,5 м, в отдельных случаях – до 104 м.

Ледниково-озерные образования (lgillos) на территории Карелии связаны с приледниковыми бассейнами или локальными водоемами и камами. Залегают они на морене или коренных породах. Мощность их – до 1,5–20 м. В составе отложений распространены серые и коричневато-серые глины, суглинки тонкослоистые (часто ленточные), алевролиты, хорошо сортированные пески горизонтально-, облекающе- (камы) или неяснослоистые, иногда с прослоями и линзами гравия, гравийно-галечных отложений, супесей, суглинков и глин мощностью до 0,3–0,5 м.

В Финском заливе ледниково-озерные отложения представлены ленточно-слоистыми осадками (алевритами, песчанистыми глинами), непосредственно перекрывающими моренные отложения, выполняющими впадины ледникового рельефа.

Литологический состав переменчив в зависимости от фациальной принадлежности.

Отложения приледниковых озер представлены песками, супесями, суглинками, глинами. Пески нередко вмещают прослой супесей и суглинков, глин. На отдельных участках они сложены только суглинками с прослоями песков и супесей; супесями или супесями с прослоями песков; часто пески, супеси, суглинки и глины переслаиваются между собой. Пески обычно среднезернистые или мелкозернистые, пылеватые, серые, желтые, желтовато-серые, серовато-желтые, серовато-бурые, полевошпато-кварцевого состава с

небольшим содержанием гравия и гальки (от единичных до 25 %) различной окатанности. Супеси и суглинки серого, темно-серого, светло-серого, иногда с оттенками желтоватого и зеленоватого цвета, коричневые, участками с гравием, галькой и валунами кристаллических пород. Строение типичных ленточных глин характеризуется резким нижним контактом грубозернистого слоя, с размывом перекрывающего подстилающий глинистый слой, и относительно постепенным верхним контактом; грубые слои обычно представлены плохо сортированными алевритистыми разностями с медианным (Md) размером 0,005–0,008 мм; верхняя часть ритма сложена алевроглинами (Md от 0,0008 до 0,004 мм), содержание глинистой фракции составляет в среднем около 50 %, алевритовой – от 10 до 30 %, песчаной не превышает 20 %. Для этих отложений также характерны нарушения сплошности слоев, пластические деформации, текстуры обвала или блоковые текстуры.

Состав (%) глинистых минералов следующий: иллит (60–80), хлорит (9–15), каолинит (10–20). Породообразующие минералы легкой фракции представлены кварцем (75–89), полевым шпатом (10–20), обломками пород (до 3). Содержание тяжелой фракции в этих отложениях невелико (1–2 %). В составе тяжелой фракции преобладают аутигенные микроконкреции барита, которые составляют от 30 до 100 % тяжелой фракции. Аллотигенные минералы тяжелой фракции представлены обыкновенной роговой обманкой (30–70 % аллотигенной составляющей фракции 0,1–0,25 мм; 25–50 % – фракции 0,01–0,1 мм), гранатами пироп-альмандинового ряда (5–30 %), биотитом (0–60 %), эпидотом (10–20 %), цирконом (до 10 %), ильменитом (до 4 %). Из аксессуарных присутствуют сфен, апатит, турмалин, пироксен.

Отложения, слагающие камы в виде отдельных холмов или холмистых массивов, представлены хорошо сортированными горизонтальнослоистыми, и косослоистыми песками с линзами гравия, гальки, прослоями супесей, реже неслоистыми песками различной зернистости, супесями. Иногда поверхность камов покрыта чехлом абляционной морены, обогащенной валунным и галечно-валунным материалом.

Ледниково-озерные террасы сложены главным образом желтовато-коричневыми и светло-желтыми песками кварц-полевошпатового состава, часто с включениями гравия и гальки изверженных и метаморфических пород. Слоистость песков горизонтальная, наклонная, ячеистая. В нижних частях разрезов встречается переслаивание ленточных коричневато-серых суглинков, коричневой глины и светло-серого тонкозернистого песка.

Генезис отложений, слагающих равнины, подтверждается результатами спорово-пыльцевого (Н. Б. Лаврова) и диатомового (Т. С. Шелехова) анализов. Присутствие колоний водорослей *Pediastrum* cf. *boryanum* характерно для обитателя пресноводных континентальных водоемов. Кроме того, осадки содержат ископаемую флору, которая может свидетельствовать о формировании диатомового комплекса в пресноводном неглубоком водоеме, в котором доминировали планктонные формы рода *Aulacoseira* (*distans*, *italica*, *pfaffiana*, *italica* var. *valida*, *lyrata* f. *lacustris*) – представители неглубоких водоемов с кислой реакцией среды, о чем свидетельствует значительное присутствие типично болотных форм из рода *Eunotia* (*veneris*, *robusta*, *praerupta*),

а также обрастателей *Tetracyclus lacustris*, *T. emarginatus*, *Tabellaria flocculosa* + *T. fenestrata*.

По данным палинологического анализа, для описываемых отложений в целом характерна слабая насыщенность пыльцой и спорами с преобладанием перигляциальной флоры – *Betula nana*, *Ephedra*, *Selaginella selaginoides*, также отмечается высокий процент полыней и маревых. Кроме того, отмечается довольно большое количество пыльцы ольхи, лещины и широколиственных пород, переотложенных, по-видимому, из микулинских отложений. По этим данным, интервал формирования осташковских ледниково-озерных отложений определяется как нижний дриас–аллеред.

Мощность ледниково-озерных отложений зависит от форм рельефа и составляет от 1–2 до 80 м.

Ледниково-озерные образования Балтийского ледникового озера (БЛО) (зоны Поста X–XI) (lglllbl) занимают значительные площади, примыкающие к Финскому заливу и Ладожскому озеру, сложены осадками, относящимися по времени формирования к дриасу (данные К. В. Желубовской и Г. И. Клейменовой). Они повсеместно представлены ленточными глинами, песками, реже суглинками и супесями. Мощность их от 1–3 до 15 м, изредка до 30–35 м. Абсолютная высота кровли отложений Балтийского ледникового озера не превышает 36–38 м.

Отложения Балтийского ледникового озера приурочены к долине р. Свирь, протягиваясь узкой полосой от пос. Важины до пос. Пидьма, несколько расширяясь от устьевой части р. Важинка до широты поселков Граждановка, Еконда. Рассматриваемые отложения накапливались в приледниковых бассейнах, образованных во время отступления последнего ледника. Слагают две надпойменные террасы в долинах вышеупомянутых рек на абс. выс. 34–44 м. Залегают на осташковской морене, редко на московской и коренных породах верхнего девона.

На побережье Финского залива они слагают равнинные пологонаклонные участки местности в диапазоне абс. выс. 25–40 м. Залегают с размывом на карельских ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Ниже абразионного уступа с абсолютными отметками бровки 25–27 м перекрываются голоценовыми образованиями. Мощность балтийских ледниково-озерных отложений колеблется от 1 до 22 м.

Ледниково-озерные отложения БЛО широко распространены и в акватории Финского залива. Они также залегают на осташковских ледниково-озерных и ледниковых отложениях. Абсолютные отметки кровли изменяются от 0 до 40–45 м, а мощность колеблется в пределах от 3–5 до 8–10 м. Отложения БЛО образуют единый цикл осадконакопления, состоящий из несложных пачек, закономерно сменяющихся в разрезе (снизу вверх): ленточноподобные глины с четким двучленным строением и мощностью ритма 3–8 мм; слоистые глины, слоистость которых обусловлена нитевидными прослоями более грубого состава; глины с неясной горизонтальной слоистостью; полосчатые глины с чередованием тонких бежевых и серых полос, неравномернослоистые глины с линзами песчано-алевритового состава толщиной 1–3 мм, которые постепенно замещаются монотонными песчанистыми глинами. Осадки окрашены в буроватые, коричневые, бежевые, се-

рые тона; от нижележащих ленточных глин карельского возраста отличаются резким падением плотности.

По гранулометрическому составу эти отложения представлены глинами и алевроглинами ($Md = 0,0005-0,005$ мм), характерно увеличение вверх по разрезу содержания глинистой фракции, сопровождаемое уменьшением количества песчаных частиц и медианного размера. В осадках верхней пачки, венчающей разрез ледниково-озерных отложений, медиана обычно вновь возрастает, а сортированность уменьшается.

Глинистые минералы представлены иллитом (70–85 %), каолинитом (5–20 %), хлоритом (7–15 %). Тяжелая фракция в среднем составляет 0,8–1,2 %, достигая в отдельных пробах 3–20 %. Увеличение содержания тяжелой фракции связано с ростом количества аутигенных минералов, главным из которых остается барит, в единичных знаках в верхней части разреза встречаются агрегаты микроглобулы пирита. Среди аллотигенных минералов тяжелой фракции преобладают обыкновенная роговая обманка (25–45 %), эпидот (0–20 %), гранаты альмандин-пиропового ряда (6–20 %). Из аксессуарных встречаются циркон, сфен, пироксены, апатит.

Легкая фракция состоит из кварца (70–85 %), полевых шпатов (15–30 %) и обломков пород (до 6 %).

На дне Ладожского озера отложения Балтийского ледникового озера распространены широко, занимая в основном понижения подстилающего моренного рельефа. Абсолютные отметки кровли изменяются от –11–12 до –25–40 м, мощность достигает 15–16 м. Они довольно четко идентифицируются на сейсмограммах, и в них выделяются несколько пачек, которые в свою очередь сопоставляются с ледниково-озерными осадками Финского залива. Снизу вверх выделяются пачки: 1) ленточноподобные серые глины, слабоалевритистые с прослоями алевритов и тонкозернистых песков, мощность глинистых прослоев – от 1 до 1,5 см, алевритов и песков – от 0,5 мм до 1 см, мощность ритма – до 2,5 см; 2) глины алевритистые с прослоями и линзами тонкозернистого алевритистого песка, цвет серый с бежевыми полосами, мощность прослоев глин – до 3 см, песков – до 8 мм; 3) глины алевритистые серые с бежевым оттенком и со светло-серыми полосами, с прослоями и линзами песка. Наблюдается падение плотности от нижних ленточноподобных серых глин, вверх по разрезу.

Гранулометрический состав отложений глинистый и алевро-глинистый с прослоями алевритистого тонкозернистого песка, в целом отложения хорошо сортированные и только в верхней части разреза сортировка ухудшается, так как в осадке увеличивается количество разнозернистого песка.

По минеральному составу глины представлены гидрослюдой (иллитом) и хлоритом. Количественные их соотношения варьируют, но в среднем составляют: гидрослюда ~ 70 %, хлорит ~ 30 %. Минеральный состав песчано-алевритовой составляющей: кварц – 70–80 %, полевые шпаты – 20–30 %, обломки пород – до 5 %. Выход тяжелой фракции в среднем – около 1 %; основные минералы: роговая обманка, гранат (пироп-альмандинового ряда), эпидот, апатит, ильменит и биотит. В виде примеси присутствуют циркон, сфен, рутил, турмалин.

Ледниково-озерные отложения содержат пыльцу и споры различной сохранности, спектры которых относятся к лесотундровому типу. В конкретных разрезах в зависимости от их полноты и условий залегания в разных сочетаниях выделяются слои, сформировавшиеся во время раннего дриаса, бёллинга, среднего дриаса, аллерёда и позднего дриаса. Помимо палинологических данных, показательными являются находки макроостатков арктической флоры. На территории г. Санкт-Петербург в непосредственной близости от южной границы рассматриваемого листа С. А. Яковлевым в 1914 г. в парке Лесотехнической академии, а в 1926 г. совместно с К. К. Марковым у ст. Кушелевка в ленточных глинах, песках и супесях Балтийского ледникового озера были обнаружены следующие остатки растений: *Betula nana*, *Salix polaris*, *S. reticulata*, *S. herbacea*, *Dryas octopetala*, *Ranunculus aquatilis*, *R. repens*, *Polytrichum arcticum*, *Menyanthes trifoliata*.

Диатомовая флора позднеледниковых отложений в целом характеризуется бедностью (за исключением аллерёдских слоев) как в количественном, так и видовом отношении. Во всех изученных разрезах диатомисты отмечают, что наряду с пресноводными формами присутствуют морские и солоноватоводные диатомовые, которые, как они считают, переотложены из миккулинских морских отложений. Общими доминантами балтийской толщи Лахтинской котловины (скв. 78), южной оконечности Суходольского озера и других разрезов все же являются типичные пресноводные виды, свойственные крупным олиготрофным озерам с низким температурным режимом: *Melosiza islandica sub sp. helvetica*, *M. scabrosa*, *Stephanodiscus astraea*, *Diploneis domblittensis var. sub constricta*, *Eunotia praerupta*, *Pinnularia borealis* и др.

Мощность – до 35 м.

Морские образования (mllos) имеют локальное распространение и встречены в единичных разрезах [53] в районе озер Сундозеро и Сямозеро. Они представлены песками различной зернистости, супесями, глинами, суглинками (изредка с галькой) с остатками морских и пресноводных диатомей. Существование позднеледникового беломорско-балтийского морского пролива через котловины Онежского и Ладожского озер в настоящее время находится под вопросом.

Мощность – до 9 м.

Озерные образования (lllos). Южнее г. Петрозаводск (Экман, 1987) впервые были описаны позднеледниковые озерные отложения времени аллерёда и позднего дриаса в основании разреза торфяника Хийлисуо. Того же возраста озерные илы, иловатые глины, суглинки и пески вскрыты бурением на левом берегу р. Лососинка в 1,2 км севернее устья р. Машозерка. Они залегают на ошашковской морене под современным торфом.

Мощность – до 2 м.

ГОЛОЦЕН

Отложения голоцена встречаются на всей территории листа. Они объединяют морские, эоловые, аллювиально-морские, озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные и биогенные осадки, залегающие на различных генетиче-

ских типах четвертичных отложений осташковского, подпорожского, московского горизонтов или коренных породах.

Нижняя часть

Озерные образования (U^1) VII–IX зоны Поста представлены слоистыми и неслоистыми разнозернистыми светло-серыми песками с прослоями гравия и гальки пребореального и бореального возраста, залегающие на абс. отм. 47–62 м, слагающие пятую и четвертую террасы Онежского озера. Мощность осадков – 3,5 м. Основанием для определения возраста пятой террасы (10,2–9,3 тыс. л. н.) послужила пыльца хорошей сохранности, представляющая в основном перегляциальный комплекс с комплексом пыльцы растений-пионеров. Возраст – 9,3–7,7 тыс. л. н. был установлен при археологических раскопках поселений, найденных на четвертой террасе.

Мощность – до 3,5 м.

Анциловые озерные образования (U^1an) встречаются в акватории Финского залива и характеризуются ограниченным распространением; обычно они перекрывают ледниково-озерные отложения (осташковские и БЛЮ). Мощность их невелика, в пределах 1–5 м. Абсолютные отметки кровли в пределах акватории изменяются от –10 до –30 м, а на Березовых островах достигают значений более 20 м.

Отложения Анцилового озера представлены серыми и буровато-серыми глинами и алевроглинами текучепластичной консистенции. Отличительной особенностью отложений является присутствие в них микроконкреций (стяжений) аутигенных сульфидов (гидротроилит), группирующихся в цепочки мощностью 0,1–1,5 см. Характерно обогащение приконтактных зон этими стяжениями (верхний и нижний гидротроилитовые горизонты). В ряде разрезов комплекс анциловых отложений венчается маломощной (20–30 см) пачкой монотонных голубых глин, обогащенных аутигенными сульфидами (микроконкреции пирита). Другой отличительной особенностью анциловых отложений является неоднородная текстура, обусловленная большим количеством мелких (доли миллиметра) ксеноморфных скоплений алевритового состава. В пределах островов среди анциловых образований преобладают хорошо сортированные пески с прослоями гиттии.

Анциловые глины и алевроглины отличаются повышенным содержанием алевритовых частиц (до 25 %), что приводит в целом к увеличению медианного размера и ухудшению сортировки ($Md\text{ ср.} = 0,002$, $Scp. = 2,66$).

По минеральному составу анциловые отложения мало отличаются от подстилающих ледниково-озерных глин (М. Н. Афанасов и др., 2000). Глинистые минералы представлены иллитом (75–80 %), каолинитом (5–18 %) и хлоритом (5–10 %), терригенные минералы легкой фракции – кварцем (75–80 %), полевыми шпатами (10–20 %) и обломками пород (до 8 %). Характерно повышенное содержание тяжелой фракции (20–25 % во фракции 0,10–0,25 мм и 10–12 % во фракции 0,01–0,1 мм) вследствие активно проявленных процессов аутигенного минералообразования. Комплекс аутигенных минералов, являющийся диагностическим признаком данных отложений, состоит в основном

из сульфидов, среди которых доминирует коллоидный моносульфид Fe (гидротроилит); в слоях, относящихся к гидротроилитовым горизонтам, его содержание приближается к 100 % веса тяжелой фракции. Кроме того, встречаются микроконкреции пирита (или смеси минеральных фаз пирита и мельниковита) размером 2,5–5,0 мм. Горизонт «голубых» глин характеризуется резким обогащением микроконкрециями пирита (до 100 % состава тяжелой фракции).

Аллоитогенные минералы представлены обыкновенной роговой обманкой (30–50 % во фракции 0,10–0,25 мм и 40–60 % во фракции 0,01–0,10 мм), гранатами альмандин-пиропового ряда (10–20 %), эпидотом (15–30 %), встречающимся в основном в тонких фракциях; биотитом (до 10 %) и ильменитом (10–25 %), присутствующими преимущественно в более крупных фракциях.

В спорово-пыльцевых спектрах (М. Н. Афанасов и др., 2000) анциловых отложений преобладает пыльца древесных пород и спор. Среди древесных в нижней части доминирует пыльца березы, а в верхней части пыльца сосны. Присутствуют единичные зерна широколиственных пород. Среди травянистых растений наибольшую роль играют *Superaceae*, *Artemisia* и разнотравье, что свидетельствует о существовании на берегах сосново-березовых редколесий с неоднородным травянистым покровом. Такие условия характерны для раннего голоцена Северо-Запада России, а именно, для конца верхнего дриаса–бореала. Содержание диатомей в анциловых отложениях довольно невелико, что обусловлено, по-видимому, относительной глубоководностью бассейна.

Средняя часть

Озёрные образования (lH^2) IV–VI зоны Поста представлены хорошо отмытыми, горизонтально-слоистыми, мелкозернистыми песками атлантического возраста, мощностью до 5 м. Залегают на озерных осадках бореального, пребореального возраста и, редко, на ледниковых и водноледниковых образованиях осташковского горизонта и перекрываются суббореальными озерными отложениями. Располагаются на абс. отм. 41–47 м, слагают третью террасу Онежского озера. Возраст осадков (7,7–4,7 тыс. л. н.) определяется на основании археологических раскопок и особенностями спорово-пыльцевых спектров, свойственных атлантическому времени: обилие пыльцы и постоянная примесь пыльцы древесных пород – дуба, вяза, липы, лещины, хмеля, разнотравья.

Морские нефелоидные образования литориновой пачки (mnH^2lt) развиты на значительной площади в северо-западной части акватории Финского залива. Мощность их не превышает 4 м. Отложения представлены главным образом темно-серыми пелитами и алевропелитами, с высоким содержанием органического вещества. Часто в этих отложениях отмечаются линзы, прослой и скопления серого алеврита и включения растительного детрита.

Морские волновые образования литориновой пачки (mvH^2lt) в пределах акватории относятся к волновому генетическому типу.

Они развиты на прибрежном мелководье и на отдельных мелких возвышенностях, на глубинах на более 10–15 м. Мощность этих отложений колеблется в пределах 8–12 м. Образование этих отложений, по всей вероятности, связано с понижением уровня моря при регрессии Анцилового озера и начальными этапами литориновой трансгрессии.

Осадки представлены песками мелкозернистыми алевритистыми и гравелистыми; обычно с поверхности залегает тонкий слой крупно-грубозернистых вплоть до гравелистых песков, ниже они переходят в средне-крупнозернистые, которые сменяются мелкозернистыми.

Минеральный состав песчаных отложений достаточно однообразен – это субаркозы со значительным содержанием слабоокатанных обломков полевых шпатов. Содержание тяжелой фракции в отдельных зонах достигает 3 %.

Средняя–верхняя части

Морские образования литориновой и лимниевой пачек, нерасчлененные ($mH^{2+3}lt+lm$) относятся к осадочным образованиям, формирование которых в условиях спокойного гидродинамического режима, вне зоны активного воздействия волнения и придонных течений (нефелоидный генетический тип). Они весьма широко распространены в акватории Финского залива, в пределах наиболее глубоководных участков морского дна, включая локальные замкнутые понижения. Залегают преимущественно на отложениях БЛО и анцилового озера. Они располагаются на глубинах от 10 до 40–50 м. Мощность описываемых морских отложений изменяется от 1 до 6–8 м.

Нерасчлененные литориновые и лимниевые отложения представлены главным образом темно-зеленовато-серыми пелитами и алевропелитами текучей консистенции, с большим содержанием органического вещества, создающего в зависимости от различного скопления последнего пятнистую и полосчатую текстуры. Повышенное содержание в осадках органического вещества (>5 %) характерно для сапропелевидных илов с сильным запахом сероводорода. Часто в этих отложениях отмечаются линзы, прослои и скопления серого алеврита и включения растительного детрита.

В составе этих осадков доминируют пелиты, алевропелиты и глинистые алевриты, широко распространены трехкомпонентные осадки – песчано-алевроитовые глины, алевро-глинистые пески и алевро-песчаные глины (Md – от 0,05 до 0,0008 мм, содержания частиц менее 0,01 мм – от 30 до 80 %, менее 0,001 мм – от 7 до 40 %).

Глинистые минералы представлены иллитом (65–82 %), каолинитом (10–20 %) и хлоритом (5–10 %), легкая фракция – кварцем (75–90 %), полевыми шпатами (10–20 %), обломками пород (до 10 %). Содержание тяжелой фракции составляет в среднем 0,7 % во фракции 0,10–0,25 мм и 0,3 % во фракции 0,01–0,10 мм отдельные зерна мусковита, рутила, эгирина, лейкоксена, гиперстена. Среди аутигенных минералов преобладает пирит (20–70 % тяжелой фракции), образующий микроглобули, ксеноморфные агрегаты, микроконкреции цилиндрической формы, а также многочисленные биоморфозы по диатомеям и фораминиферам. Аллотигенные минералы представлены обыч-

новенной роговой обманкой (50–75 % во фракции 0,10–0,25 мм и 40–55 % во фракции 0,01–0,10 мм), гранатами альмандин-пиропового ряда (10–20 %), эпидотом (5–15 % во фракции 0,10–0,25 мм и 15–20 % во фракции 0,01–0,10 мм), биотита (10–20 %) и ильменита (до 15 %). В подчиненном количестве присутствуют циркон, апатит, сфен, встречаются отдельные зерна мусковита, рутила, эгирина, лейкоксена, гиперстена.

В толще морских отложений выделяется два спорово-пыльцевых комплекса. В нижней части разреза спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием пыльцы древесных растений, среди которых возрастает роль ели при уменьшении количества зерен сосны и березы. Фиксируется увеличение пыльцы ольхи и широколиственных пород, в составе которых в основном присутствуют *Tilia* и *Ulmus*. Это свидетельствует о существовании теплых условий с широким развитием на суше елово-сосновых лесов, в составе которых существенную роль играли широколиственные породы, что характерно для атлантического периода. Диатомовый комплекс характеризуется преобладанием морских солоноватоводных видов. Наиболее часто встречаются планктонные *Chaetoceras holsaticus*, *Actinocyclus ehrenbergii* et var. *Tenella*. Среди пресноводных преобладает *Melosira islandica* sub sp. *Helvetica*. В верхней части разреза спорово-пыльцевые спектры отличаются господством пыльцы ели и сосны. В верхних слоях появляются единичные зерна пихты и лиственницы. Все это указывает на развитие елово-сосновых лесов, характерных для суббореального времени. Данные диатомового анализа свидетельствуют о резком сокращении морских видов. Преобладающими становятся пресноводные диатомовые водоросли, что говорит о существенном опреснении бассейна.

Верхняя часть

Озёрные образования (lH^3) I–III зоны Поста суббореального и субатлантического возраста представлены хорошо отмытыми, разнозернистыми песками, чередующимися с гравием и галькой. Общая мощность осадков – до 1,5 м. Залегают на озёрных отложениях атлантического возраста или на отложениях позднего бореала. Располагаются на абс. отм. 33–40 м, слагая вторую и первую террасы Онежского озера. Возраст осадков, слагающих вторую террасу (4,7–2,5 тыс. л. н.), определен при археологических раскопках и на основании спорово-пыльцевых комплексов, свойственных суббореальному времени. Возраст первой террасы (от 2,5 тыс. л. н. до II века н. э.) определен на основании геоморфологического положения и характера спорово-пыльцевых спектров.

Морские нефелоидные образования лимниевой пачки (mnH^3lm) I–III зоны Поста развиты в восточной части Финского залива. Залегают на ледниково-озёрных отложениях осташковского горизонта. Представлены они песками различной степени крупности, местами наблюдается редкий ракушечный детрит.

Мощность – до 2 м.

Морские флювиальные образования лимниевой пачки (mfH^3lm) I–III зоны Поста развиты на северо-западе Финского залива. Залегают они преимущественно на ледниково-озерных отложениях осташковского горизонта. Степень сортированности осадков значительно изменяется по латерали. В разрезах при преобладании песков могут наблюдаться прослой супесей. Цвет осадков – серый, зеленовато-серый.

Мощность – до 2 м.

Морские волновые образования лимниевой пачки (mvH^3lm) I–III зоны Поста закартированы на глубинах моря до 15–20 м в пределах современного волнового поля, что, собственно, и является доказательством их голоценового возраста. Подстилаются эти осадки ледниково-озерными отложениями осташковского горизонта. Осадки характеризуются значительной изменчивостью по латерали и представлены различными по гранулометрическому составу песками от тонкозернистых до среднезернистых, иногда с примесью гравия, что зависит от конкретных литодинамических условий.

Мощность песков – до 3,6 м.

Техногенные образования (tH^3) занимают ограниченные площади в районах промышленных центров и крупных объектов горнодобывающей промышленности, а также крупных карьеров, рудников, объектов мелиоративных и сельскохозяйственных работ. Представлены техногенные отложения перемещенными при строительстве грунтами, намывными отложениями и искусственными образованиями (асфальт, бетон и др.). К ним относятся также культурный слой в пределах городов и крупных сел, отходы предприятий и населения – свалки бытового и промышленного мусора, различного рода отвалы добывающих и перерабатывающих производств, отходы сельскохозяйственной и агропромышленной деятельности – содержимое жижеборников и навозохранилищ, искусственные скопления валунов. Мощности техногенных отложений на суше самая разная – от первых десятков сантиметров до 40 м в пределах крупных мусорных свалок.

Палюстринные образования (plH) широко распространены и представлены торфами, слагающими верховые, переходные (сфагново-пушициевые и сфагново-осоковые олиготрофные) и низинные (осоково-топяные, крупноосоковые и травяно-гипновые эвтрофные) болота. Наиболее крупные болотные массивы наблюдаются на низменных равнинах Русской плиты. Торф залегают с поверхности на аллювии или лимнии голоцена, ледниково-озерных и ледниковых отложениях осташковского горизонта. Многочисленные мелкие болота встречаются в межхолмных понижениях холмисто-грядового моренного и камового рельефа, а также вокруг озер. Мощности торфяных залежей – 0,5–10 м (иногда более).

Начало торфообразования тесно связано со временем дегляциации и колеблется от пребореального до субатлантического времени. Изучение спорово-пыльцевых спектров и определения абсолютного возраста биогенных отложений рассматриваемой территории и смежных районов (от 505 ± 140 до 10 400 л. н.) позволили достаточно аргументированно расчленить их с выделением слоев, соответствующих всем климатическим периодам Блитта–Сернандера, соответствующих палинологическим зонам I Поста Нильсона.

Согласно исследованиям Г. А. Елиной и А. А. Лийва в южной Карелии, наиболее интенсивный рост торфов, особенно низинных болот наблюдался в атлантическое время. Нижние слои торфа и сапропеля датируются ими в 5780 ± 7 лет (ТА-447).

Эоловые образования (vH) на площади листа имеют локальное распространение. Они слагают дюны и переветренные береговые валы в пределах узкой полосы побережья Финского залива на террасах, сложенных анциловыми, литориновыми и современными морскими отложениями. На некоторых участках (например, у мыса Пологий) цепь дюн прослеживается на протяжении 1,5 км, по берегам бухт Жёлтая и Окунева цепи дюн наблюдаются на протяжении 6 км. Дюны, лежащие на анциловых отложениях, являются наиболее древними. В большинстве случаев дюны не имеют ни древесного, ни травянистого покрова и процессы их переветывания продолжают в настоящее время. Отметки подошвы эоловых отложений изменяются от 3–5 до 20–25 м в зависимости от того, на какой террасе они находятся. Мощность эоловых отложений определяется высотой дюн и колеблется от 2 до 15–18 м. Дюны сложены мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песками, хорошо отсортированными рыхлыми сыпучими. Слоистость песков пологонаклонная, иногда наблюдаются прослои погребенной почвы и углистые включения. Последние можно рассматривать как следы лесных пожаров.

Озерные и морские нерасчлененные образования (I,mH) объединяют осадки, формировавшиеся в течение всех (или какой-то их части) послеледниковых стадий развития Балтики – пребореальных иольдиевого моря(?) и бореального Анцилового озера, атлантического Литоринового моря и постатлантической лимниевой стадии. Они выделяются по побережьям Финского залива, Сестрорецкого разлива и в Лахтинской котловине и ограничиваются абразионными уступами. Образования озерно-морского комплекса представлены песками, супесями, суглинками, алевритами, прослоями погребенных торфяников и гиттий. Залегают они на осадках балтийского ледникового озера либо на осташковской морене, на значительных площадях перекрываются более молодыми палюстринными образованиями.

Мощность – до 25 м.

Морские образования нерасчлененные (mH) представлены осадками атлантического Литоринового моря и постатлантической лимниевой стадии. Они картируются в прибрежной полосе Финского залива до уровня в 15–16 м абсолютной высоты, четко геоморфологически ограниченной абразионными уступами и береговыми валами. В составе отложений преобладают пески, супеси, суглинки, глины с прослоями и линзами сапропеля и торфа.

Мощность морских отложений достигает 15 м.

Озерно-аллювиальные образования (IaH) связаны с озеровидными расширениями речных долин или дельтами крупных рек (Шуя, Водла, Олонка и др.) и представлены в Карелии чаще всего мелкозернистыми песками и алевритами с прослоями и линзами суглинков, глин, илов и торфа. По данным И. М. Экмана, возраст их в Восточном Приладожье – 2700–5400 лет. Мощность осадков – до 12 м.

Озерные образования (лН) приурочены к акватории и побережьям крупных (Онежское, Ладожское, Сегозеро, Выгозеро, 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. Наиболее крупной голоценовой озерной трансгрессией явилась ладожская трансгрессия двух уровней. Ее осадки прослеживаются на побережье Ладожского озера, где слагают террасу абс. выс. 17–20 м. Представлены они чаще всего песками различной зернистости с прослоями мощностью 0,5–1,1 м слюдястых супесей и суглинков с редкими органическими включениями.

Залегающие в основании разреза озерных осадков гиттии и погребенный торф позволили по радиоуглеродным датировкам определить начало ладожской трансгрессии – 5025 ± 100 лет (ТА-515), 2280 ± 70 л. н. (ТА-363) (Г. Ц. Лак, И. М. Экман, 1975).

По данным палинолога Т. М. Вострухиной, формирование озерных отложений происходило в течение атлантического, суббореального и субатлантического времени, то есть во время ладожской трансгрессии (Шитов, 2005), начавшейся в конце атлантического – начале суббореального климатического периода, достигшей максимума ($>11,5$ – $14,0$ м абсолютной высоты) в конце суббореала (датировки по C^{14} от 3 до 2,58 тыс. л. н.). Об этом свидетельствуют полученные датировки растительного детрита в песках озерных отложений и торфа по C^{14} в разрезах долины р. Олонка у дер. Верховье – 7070 ± 20 и 6870 л. н.; у дер. Имилицы – 6130 ± 70 до 5120 ± 70 л. н.; на р. Мегрега у дер. Ругоя – 6060 л. н.; на р. Свирь в урочищах Харевщина и Пиркиничи-Семеновщина – 4860 ± 25 , 4800 ± 30 и $473,5 \pm 25$ л. н. В конце суббореала началась регрессивная фаза с двумя рубежами снижения уровня воды до 10 м, а далее ниже 7–8 м абсолютной высоты.

В акватории Ладожского озера в раннем голоцене накапливались глинистые илы, которые к югу фациально замещались песчанистыми осадками, мощность которых постепенно уменьшалась до 5–10 см, с широты устья р. Бурная они практически выклинивались. В среднем и позднем голоцене в северной и центральной частях озера накапливалась однообразная толща коричневато-серых илов с полосами и незакономерными скоплениями гидротроилита. В южной части озера в результате новолadoжской трансгрессии были затоплены обширные площади приневской ледниково-озерной равнины, осадконакопление в это время практически отсутствовало, за исключением береговой зоны, где происходило формирование песков волнового генезиса. На остальной части озерного дна размывались моренные и ледниково-озерные отложения, с формированием остаточного валунно-галечного и песчаного покрова.

Террасы и пляжи небольших озер сложены песками преимущественно мелко- и тонкозернистыми сортированными серых и коричневых тонов, а также супесями с включениями гравия и гальки, глинами местами тонкогоризонтальнослоистыми, нередко с прослоями торфа (3–30 мм, через 0,3–10 см глины). Современный возраст отложений устанавливается на основании

палинологических исследований. Начало формирования их относится к раннему голоцену. Происхождение отложений определено благодаря присутствию в них пресноводных диатомей и тонкостенных раковин пресноводных моллюсков: *Valvata piscinalis* var. *borealis* Milachevitsh, *Limnaea auriculata* Mull., *Planorbis* L.

Мощность озерных отложений – до 5 м.

Аллювиальные образования (α H) объединяют русловые фации рек, осадки, слагающие пойму, первую и вторую надпойменную террасы 1,5–5,0 м и береговые валы. Залегают на более древних отложениях разного генезиса.

Состав осадков русла рек изменяется от грубообломочного валунно-гравийно-галечного материала до песков различной зернистости, супесей и суглинков желтовато-серой, серой и коричневатого-серой окраски. В аллювии поймы и первой надпойменной террасы – перемежающиеся в разрезе и по простиранию тонко-, мелко- и среднезернистые пески, косослоистые с включениями гальки и гравия, супеси, алевролиты и суглинки, иногда с прослоями и линзами торфа.

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

Первая и вторая надпойменные террасы развиты в долинах рек Олонка, Мегрега, Свирь, Сясь, Паша и др. Залегают аллювий на морене или гляциолимнии осташковского горизонта с поверхности. Представлен песками от среднезернистых до крупнозернистых желтого, светло-коричневого, буровато-серого цвета, полевошпат-кварцевого состава. В песках содержится гравий до 8 % и галька до 5 % интрузивных пород, хорошо окатанная. Результаты спорово-пыльцевого анализа образцов из скв. 121а (Скобина, 1984) (лист Р-36-XXVIII) показали голоценовый возраст, хотя южнее установлен более точный возраст – пребореальный, бореальный и атлантический (ранний и средний голоцен).

Аллювий низкой и высокой пойм развит по всем рекам территории. Залегают на морене, гляциолимнии осташковского горизонта, чаще с поверхности, реже на озерных осадках голоцена или непосредственно на коренных породах. Представлен песками с прослоями супесей, суглинков, иногда линзами погребенного торфа. Пески обычно мелкозернистые, реже пылеватые и средней крупности, иногда крупнозернистые, с редкими включениями гравия кристаллических пород средней и хорошей окатанности. Пески серого, коричневого и желтого цвета с сероватым оттенком, полевошпатово-кварцевые, кварцевые, часто горизонтальнослоистые, реже косослоистые, хорошо сортированные. О позднеголоценовом возрасте аллювиальных отложений, слагающих пойму р. Свирь, свидетельствуют данные спорово-пыльцевого анализа образцов скв. 121а (Скобина, 1984) (лист Р-36-XXVIII), отнесенные к субатлантическому времени.

Мощность аллювия – до 20 м.

Неоплейстоцен, верхнее звено, осташковский горизонт–голоцен

К нерасчлененным отложениям верхнего звена неоплейстоцена и голоцена относятся ледниковые, гляциофлювиальные, ледниково-озерные, морские, озерные, озерно-аллювиальные отложения осташковского оледенения и его позднеледниковья, продолжавшие свое формирование в голоцене. Условно сюда отнесены элювиальные и делювиальные отложения, образование которых могло начаться значительно раньше.

Нерасчлененные по возрасту ледниковые, гляциофлювиальные и ледниково-озерные отложения неоплейстоцена (осташковский горизонт) и голоцена (калевальские слои) распространены в Западной Карелии и по составу и морфологии не отличаются от описанных выше аналогичных генетических типов (ледниковые, гляциофлювиальные, ледниково-озерные) отложений осташковского горизонта [257, 262]. Залегают они чаще всего с поверхности на породах дочетвертичного возраста и характеризуются мощностью до 60 м.

Выделение калевальских слоев основано на геоморфологических и хронологических критериях. Четко выраженные краевые образования калевальской стадии находят свое продолжение на территории Финляндии. По данным Н. Rainio [188], они коррелируются с Сальпаусселькя I-II, имеющей голоценовый возраст. В настоящее время по территории Карелии нет необходимых данных, которые позволили бы расчленить отложения осташковского горизонта и калевальских слоев.

Ледниковые образования (glllos-Hkv) сложены супесями со значительным содержанием гравийно-валунного материала (в среднем 25–35 %). Литологический состав и цвет морены в значительной степени определяется характером подстилающих кристаллических пород. В поле развития вулканогенно-осадочных образований протерозоя морена представлена супесчаной разновидностью, на гранитоидах она постепенно переходит в песчаную. Петрографический состав валунного материала в основном соответствует составу местных кристаллических пород. Мощность не превышает 20 м.

Гляциофлювиальные образования (flllos-Hkv) слагают озы. Крупные озы сложены песками различного гранулометрического состава, галечниками, валунниками, гравийно-галечными образованиями. Для озоев характерно быстрое изменение литологического состава по вертикали и по простиранию. Однако чаще верхнюю часть разрезов слагают более грубые осадки, нижнюю – более тонкие. Слоистость в них косая, различного типа, реже горизонтальная, а на присклоновых участках озоев облегающая. Галечно-валунные образования, залегающие в верхней части разрезов, отличаются неясной или грубой слоистостью. Мощность – до 30 м.

Ледниково-озерные образования (lglllos-Hkv) формируют камы и волнистые равнины. В разрезе камов отмечена более слабая, по отношению к гляциофлювиальным, сортировка материала. Преобладают крупнозернистые слабопылеватые пески с большим количеством гравия и гальки. На севере Карелии камы сложены разномелкозернистыми песками, преобладают мелко- и среднезернистые. Пески включают небольшое количество гравийно-валунного материала. Слоистость – наклонно облегающая и горизонтальная. Мощность – до 40 м.

Неоплейстоцен, верхнее звено–голоцен

Озерные образования (lIII–H) поздне- и послеледниковья залегают на морене, нередко перекрыты торфами и слагают небольшие площади, чаще всего тяготеющие к современным озерам и речным долинам. В их составе (в Карелии) распространены пески различной зернистости, гравелистые горизонтально-, реже косослоистые, дельтового типа. Слоистость намечена прослоями и линзами суглинка (до 0,1 м), галечников глин (0,3–2,5 м), супеси (до 0,02 м) и цементированного песка (до 0,06 м).

В ряде случаев по периферии отложений располагаются береговые валы высотой 2–4 м, сложенные песками и супесями с включениями мелкой хорошоокатанной гальки и перекрытые иногда валунником из местных пород.

Мощность отложений – до 6 м.

Элювиальные и делювиальные образования (e,dIII–H) приурочены к возвышенностям Карелии и Ветреному поясу. Начало их формирования может быть связано и с дочетвертичным временем. Частично они включают коллювиальные и пролювиальные осадки, которые не могут быть выделены в масштабе карты. Залегают они на поверхности, реже перекрыты ледниковыми, водно-ледниковыми, озерными и биогенными осадками. В составе отложений преобладают крупноглыбовые россыпи местных пород из неокатанных обломков размером до 5 м либо щебнисто-глыбово-песчаные или щебнисто-дресвяно-супесчаные. На Ветреном поясе встречаются глыбы размером до 10–15 м (данные В. Н. Копыловой). Форма обломков часто зависит от состава и структурно-текстурных особенностей пород: плитчатая отдельность свойственна гнейсам; неправильная форма обломков характерна для диоритов, габбро, пегматитов, гранитов и т. д.

Мощность – до 5 м.

Ледниковые образования. Наледниковая абляционно-сплывная морена ($g_{ns}IIIOS-H$) распространена в северо-восточной части листа. Наледниковый абляционно-сплывной тилл (флоу-тилл) отличается характерными формами гряд – полукольцевыми или изогнутыми (в случае близости к склону горы или возвышенности). Гряды асимметричны: внутренний склон более крутой (до 35°) и меньший по высоте, ширина гряды у вершины – от 2 до 5 м, у основания – до 12 м, вершина выпуклая. Понижение, опоясываемое грядой, часто заболочено. Наледниковая абляционно-сплывная морена близка по литологическому, петрографическому составу основной. Представлена валунными супесями с галькой, гравием.

Мощность – до 20 м, возможно – более.

МАГМАТИЗМ

В настоящей главе дается характеристика плутонических комплексов, иногда образующих вулкано-плутонические ассоциации (ВПА). Среди них по возрасту выделяются породы архея и протерозоя, привязанные к региональной шкале. Комплексы выделялись по возможности с учетом требований Петрографического кодекса [125] и сводной Легенды Балтийской серии листов Госгеолкарты-1000/3 [202]. Зачастую они не имеют собственных географических названий, что связано с недостаточной изученностью магматизма территории и малым числом валидных петротипов.

АРХЕЙСКИЙ АКРОН

Магматические комплексы архея на территории листа разделяются на саамско-среднелопийские и лопийские.

Саамско-среднелопийские плутоно-метаморфические комплексы

К ним относятся группы мигматит-диоритовых и мигматит-плагиогранитовых пород, преобладающих на площади листа среди архейских образований. В составе комплексов 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 отдельного комплекса. Общими особенностями образований обеих групп являются повсеместная мигматизация, интенсивное расланцевание 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) [102, 104, 121].

Мигматит-диоритовый комплекс (mδSM–LP₂). Наиболее уверенно образования мигматит-диоритовых комплексов выделяются в пределах Водлозерского домена (восточнее Хаутоваарско-Сегозерской СФЗ) и в Западной Каре-

лии. Их современное распространение отражает, вероятно, не только площади их возникновения, но связано и с интенсивностью позднейшей переработки. Породы комплекса образуют фрагменты различных размеров, иногда более 200 км². Комплекс образован гнейсовидными породами от мелко- до крупнозернистых серого, буровато-серого цвета. 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 габбродиоритам, 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. На нашем листе гнейсы района р. Водла имеют возраст 3151 ± 18 млн лет [65]. 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 [53]. Возраст пород из района оз. Тулос был определен по цирконам методом термоионной эмиссии и оказался равным 3,37 млрд лет. Для большинства площадей, отнесенных к этому комплексу, характерно развитие наложенных процессов и изотопные возрасты среднего лопия. Все сказанное скорее свидетельствует о том, что древний возраст является реликтовым.

Группа мигматит-плагиогранитовых комплексов (mγSM-LP₂). По особенностям геологического строения, тектонического положения и возраста формирования мигматит-плагиогранитные комплексы можно территориально разделить на три разобобщенные области развития.

Между Хаутоваарско-Сегозерской и Сумозерско-Кенозерской СФЗ доминируют образования мигматит-плагиогранитных комплексов или тоналит-трондьемитовых серий, которые образовались в течение разных этапов в интервале времени 3,24–2,85 млрд лет. Самостоятельные, обособленные массивы плагиогранитоидов оконтурить практически очень сложно. Наиболее древние породы, преимущественно тоналиты, с возрастом 3240 ± 11 млн лет (Zr, SHRIMP II), установлены на смежном листе Р-37 в центральных частях Водлозерской области 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 домена уже на листе Р-36 в среднем течении р. Выг и в районе Палой Ламбы. На р. Выг интрузии тоналитов-трондьемитов прорывают гнейсы и амфиболиты неясного генезиса. Отличительной особенностью плагиогранитоидов является выдержанная порфиroidная структура и тесная связь с амфиболит-гнейсовой ассоциацией. Изотопный возраст цирконов из кварцевого диорита и трондьемитов

мита, определенный методом SHRIMP II равен, соответственно, 3140 ± 12 млн лет и $3144 \pm 9,7$ млн лет [65]. Изотопный возраст цирконов из тоналитов массива Палая Ламба, определенный методом SHRIMP II, равен 3141 ± 10 млн лет [102, 104]. Возраст гнейсов и амфиболитов, прорванных аналогичными тоналитами в среднем течении р. Водла, равен 3151 ± 18 и 3128 ± 86 млн лет [53]. Реликтовые изотопные возрасты (кеногенный циркон?) установлены в районах среднего течения р. Семчь и оз. Маслозеро. Плагиогранитоиды прорваны дайками метабазальтов, аналогичных по составу вулканитам зеленокаменных структур среднего лопия.

Плагиогранитоиды состоят (%) из олигоклаза – 50–70, кварца – 20–40, биотита – 6–10, роговой обманки – 0–3, эпидота – 5–8, вторичных микроклина 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. Широко распространены мигматит-плагиограниты в Центральной и Восточной Карелии. Они образуют вытянутые в северо-западном направлении гнейсогранитные ареалы площадью до первых тысяч км², 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 трондjemиты, 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 практически отсутствуют. При изучении метасоматитов и их изотопного возраста методом SHRIMP II в районе оз. Маслозеро среди площади развития мигматит-плагиогранитов были получены значения для единичных зерен циркона (кеногенный?), близкие к 3100–3500 млн лет. Возможно, именно они отражают время образования этих комплексов. В Западной Карелии мигматит-плагиограниты не занимают доминирующее положение. Комплекс мигматит-плагиогранитов сложен породами ряда тоналит–трондjemит 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–трондjemиты. Из особенностей химического состава плагиогранитоидов отмечается относительно высокая магнезиальность и повышенные содержания стронция.

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

ЛОПИЙСКИЙ ЭОН

Магматические породы лопия представлены плутоническими комплексами, среди которых выделяются средне- и позднелопийские.

Хаутоваарский надгоризонт (время)

Рокковский горизонт (время)

Плутоногенные комплексы

Крупные интрузивные породы этого времени образуют два гранитоидных магматических комплекса – габбро-диорит-плагиогранитовый и диорит-плагиогранитовый и базит-гипербазитовый. Территориально массивы этого комплекса образуют Сайозерскую плутоническую зону (ПЗ), с которой сопряжены ранние и поздние зеленокаменные пояса (ЗКП).

Нерасчлененные габбро-диорит-плагиограниты ($v-r\gamma P_2^2$). Это трещинные интрузии, образующие Сайозерскую ПЗ, тяготеющую к Хаутоваарско-Сегозерской, Шилосской и Сумозерско-Кенозерской СФЗ. Наиболее изученными среди них являются Сайозерский, Семченский и Шилосский массивы, прорывающие осадочно-вулканогенные образования среднего лопия; соотношения массивов с образованиями парандовской и ялонваарской серий не установлены. Кроме названных выше массивов, породы этого комплекса выявлены, но не закартированы. Внутри СФЗ интрузии комплекса развиты как в вулканогенных структурах зеленокаменных поясов, так и во внутренних частях разделяющих их гнейсо-гранитоидных областей, блоков. Интрузии в пределах зеленокаменных поясов прорывают породы няльмозерского и рокковского горизонтов и по составу могут быть разделены на две группы.

К первой относятся массивы, сложенные преимущественно породами ряда габбро-диорит–кварцевый диорит. Тоналиты и плагиограниты поздней фазы развиты ограничено и представлены малыми трещинными телами и дайками. Типовыми для этой группы являются Сайозерский (15 км²) и Семченский (45 км²) массивы в Хаутоваарско-Сегозерской СФЗ. Для габбро и диоритов главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз и роговая обманка, развитые примерно в равных количествах. Реликтовые минералы – диопсид и гиперстен, иногда в заметных количествах присутствует биотит. Плагиоклаз (An_{45-65}) образует идиоморфные выделения, количество его достигает 65%. Наиболее типичны порфириовидная, офитовая и пойкилоофитовая структуры, текстура часто трахитоидная. В некоторых случаях в габброидах отмечается первичная расслоенность. Кварцевые диориты сложены роговой обманкой (20%), в переменном количестве присутствует биотит, иногда являющийся единственным темноцветным минералом. Плагиоклаз может быть представлен двумя генерациями – ранней, образующей идиоморфные эпидотизированные выделения (An_{10-40}) с реликтовой зональностью, и поздней (An_{25-30}), образующий мелкие зерна. Кварц распределен неравномерно, образуя иногда скопления.

Вторая группа представлена фациально изменчивыми интрузиями тоналит-плагиогранитного состава, часто с ксенолитами габброидов. Типовыми массивами этой группы являются Чёбинский (>100 км²) и Шилосский (~120 км²) в Хаутоваарско-Сегозерской СФЗ и Южно-Выгозерском ЗКП. Преобладающими минералами пород является альбитизированный плагиоклаз и

кварц, составляющие в сумме 85–90 % объема породы, при содержании кварца от 20 до 40–45 %. Темноцветный минерал – биотит (1–12 %). На диаграмме TAS породы комплекса образуют тренд в полях габбро-диорит–низкощелочной гранит. Они относятся к известково-щелочной серии натриевого ряда, пересыщенной глиноземом.

По результатам изотопного U-Pb цирконового датирования выделяются две возрастные группы массивов. К ранней относятся массивы древнее 2,9 млрд лет, развитые по периферии ранних ЗКП – Палаламбинский (плагιοгранит, их изохронный возраст 2920 ± 50 млн лет); Чёбинский (трондьемит, их изохронный возраст 2992 ± 10 млн лет). Вторая группа представлена интрузиями, локализованными преимущественно внутри зеленокаменных структур и, возможно, сопряженных с поздними ЗКП, имеющими абсолютный возраст моложе 2,9 млрд лет. Это Семченский массив габбродиоритов с цирконовым изохронным возрастом 2849 ± 8 млн лет и Шилосский массив плагιοгранитоидов с абсолютным возрастом 2853 ± 11 млн лет (циркон, SHRIMP, конкордантный возраст).

Диорит-плагιοгранитовый комплекс (δ - γ LP₂²). Этот комплекс пород образует массивы различной размерности, преимущественно также тяготеющих к Сайозерской ПЗ. Отдельные массивы комплекса установлены и на остальной территории листа, но в относительной близости к ЗКП. Комплекс образован почти исключительно породами кислого состава, прорывающими иногда вулканиты среднего лопия. По всей вероятности, его возникновение связано с формированием третьей фазы габбро-диорит-плагιοгранитового комплекса. В целом массивы плагιοгранитового комплекса отличаются большой однородностью. Слагающие его плагιοграниты представлены мелкозернистыми, среднезернистыми, иногда до крупнозернистых, породами. Они содержат (%) кварц (29), плагιοклаз (53), биотит (до 9), второстепенные минералы – мусковит, хлорит, эпидот (до 6), встречаются единичные зерна микроклина. Плагιοклаз (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 плагιοгранитов, гранитов. Они относятся к группе лейкократовых, высокоглиноземистых пород с высоким содержанием Na₂O (до 5 %) и высоким отношением Na₂O/K₂O = 1,6–2,5. Породы отличаются весьма низким содержанием U, отношение Th/U = 15–18. Изотопный U-Pb возраст цирконов в гранодиоритах Хаутоваарского массива – 2850 ± 50 млн лет [53].

Нерасчлененные базит-гипербазиты Южной Карелии (ν - σ LP₂). Интрузии комплекса широко развиты во всех зеленокаменных структурах Хаутоваарско-Сегозерской, Шилосской, Сумозерско-Кенозерской СФЗ и Сайозерско-Шилосской ПЗ. Среди них выделяются разные группы массивов, раздельное изображение которых на карте затруднено. Это обуславливает и неопределенность возраста комплекса, отдельные представители которого могут быть синхронны породам ЗКП, другие их секут. К наиболее многочисленной группе отнесены однородные, недифференцированные пластовые и линзовидные тела длиной до 2–3 км и мощностью до 300 м в коматиит-базальтовых комплексах, сложенные аподунитовыми и апоперидотитовыми

серпентинитами. К другой группе отнесены многофазные дифференцированные интрузии, наиболее полно представленные в Каменнозерской и Хаутоваарской (Хюрьсюля) зеленокаменных структурах. Массивы контролируются зонами региональных разломов и прорывают складчатые и метаморфизованные породы рамы с возрастом 2875 млн лет (каменоозерская толща) и 2854 млн лет (калаярвинская свита). Первая интрузивная фаза характеризуется дифференциацией прямого ряда: (оливинит)–перидотит–пироксенит–габбро. Ультрамафиты претерпели интенсивные вторичные преобразования и превращены в хризотилитовые, лизардитовые, антигоритовые серпентиниты. Образования второй фазы развиты в меньшем объеме и представлены сложнотифференцированными 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 (Кивач, Петусьярви), титаномагнетитовых долеритов, титаномагнетитовых роговообманковых габбро, амфибол-кварц-альбитовых гранофиров. Эти массивы тесно ассоциируют с дифференцированными массивами габбро-перидотитов второй группы.

U-Pb методом SHRIMP определены ряд цирконовых возрастов габброидов из малых тел последней группы. Возраст меланогабброноритов массива Кивач в Хаутоваарской структуре равен 2827 ± 44 млн лет. Возраст метагаббропироксенитов и метагабброанортозитов из даек Южно-Выгозерского пояса равен соответственно 2818 ± 14 и 2840 ± 5 млн лет [65]. U-Pb изохронный возраст цирконов габброидов из Остерской структуры равен 2840 ± 30 млн лет. С телами недифференцированных гипербазитов связаны проявления хромовых руд, хризотил-асбестовая и убогая никелевая минерализация. К многофазным массивам приурочены мелкие месторождения Co-Cu-Ni руд с повышенными содержаниями ЭПГ. С некоторыми самостоятельными телами габбро связана титаномагнетитовая минерализация.

ПОЗДНИЙ ЛОПИЙ

Гимольский надгоризонт (время)

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

Синкладчатые плутоногенные комплексы

Анатектит- и мигматит-граниты Карелии (m₄LP₃). Этот комплекс гранитоидов развит широко, мигматизирует осадочно-вулканогенные толщи как нижнего, так и верхнего лопия (гимольской серии) и часто содержит их реликты [40]. Состав гранитоидов комплекса достаточно пестрый и контролируется составом мигматизируемых пород. Отмечаются все переходы от полосчатых и тонкополосчатых мигматитов до массивных гранитов; в ряде случаев наблюдается совместное развитие полосчатых гранитных мигматитов и

теневого гранитов. Для пород комплекса весьма 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 (Al_{4-24}) на границе с микроклином возникает альбитовая кайма и мирмекитовые вроски кварца. Микроклин решетчатый, с каплевидными обособлениями кварца и плагиоклаза, пертиты редки. По всей вероятности, к этому комплексу относятся мигматиты района г. Суоярви, изотопный возраст которых (U-Pb, по циркону), по данным А. Ф. Макеева, равен 2773 ± 13 млн лет.

Позднескладчатые плутоногенные комплексы

Хаутоваарский плутонический монцогаббро-монцонит-сиенит-гранитовый комплекс ($\mu\nu-\epsilon\gamma LP_3h$). Интрузии комплекса развиты незначительно, и в настоящее время выявлены два массива – Панозерский и Хаутоваарский, расположенные в Панозерской ПЗ. Позднескладчатые многофазные массивы Панозерский и Хаутоваарский имеют штокообразную форму размером 20–30 км² с элементами концентрически-зонального строения. Панозерский массив значительно эродирован, а в Хаутоваарском массиве вскрыта только апикальная часть. Первая фаза представлена породами ряда пироксенит-габбро и установлена только в Панозерской интрузии. Габбро образованы плагиоклазом (50–56 %), псевдоморфозами амфибола (куммингтонит-жедрит) по пироксену (28–42 %), биотитом (3–9 %), кварцем (до 2 %), вторичный минерал глаукофан (до 0,5 %), акцессорного апатита содержится до 3 %, есть титанит. Породы второй фазы развиты в обоих массивах и представлены рядом монцодиорит-монцонит-кварцевый монцонит с постепенными переходами между собой. Породы состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. Содержание кварца составляет 0–15 %. Третья фаза представлена амфибол-биотитовыми гранитоидами ряда кварцевый монцонит–кварцевый сиенит–гранодиорит-монцогранит. Набор акцессорных минералов однотипен и представлен титанитом, апатитом, магнетитом, цирконом и ортитом. По особенностям химизма габброиды первой фазы принадлежат к субщелочным образованиям калиево-натриевой серии, низкоглиноземистым, железо-магниевым, низкотитанистым. Породы второй и третьей фаз высокомагнезиальные (mg 05-06,) низкоглиноземистые и весьма низкотитанистые. Они относятся к высококалиевой известково-щелочной серии. В породах всех фаз отмечаются высокие содержания бария, стронция, PЗЭ.

Возраст гранодиоритов Панозерского массива и возраст граносиенитов Хаутоваарского массива определены U-Pb методом по цирконам и равны, соответственно, 2737 ± 10 млн лет и 2743 ± 8 млн лет. Возраст граносиенитов Хаутоваарского массива, определенный методом SHRIMP II, равен 2749 ± 18 млн лет.

Чураниярвинский плутонический сиенитовый комплекс ($\xi LP_3\zeta$) представлен трещинными интрузиями площадью до 20 км², развитыми в краевых частях зеленокаменных структур в центральной и западной Карелии. Породы

комплекса образуют Чураниярвинскую ПЗ в западной Карелии, в северной части Панозерской ПЗ (совместно с массивами габбро-монцонит-сиенит-гранитового комплекса) и входят в Сайозерско-Шилосскую ПЗ (Эльмусский и Конжозерский массивы). Массивы контролируются зонами глубинных разломов, имеют автономную внутреннюю структуру, дискордантны к структурам вмещающих пород, что указывает на их поздне- или постскладчатый характер. Как правило, массивы дифференцированы от порфиридных мезократовых сиенитов в краевой зоне до равнотермических лейкократовых и кварцевых сиенитов в центре. В мезократовых сиенитах отмечаются шпильки пироксенитов. Главная составная часть сиенитов – вкрапленники щелочного полевого шпата с преобладанием натриевой альбитовой фазы, занимающие 70–85 % объема породы. Основная масса сложена амфиболом, пироксеном ряда диопсид–эгирин, а также альбитом, микроклином, кварцем. Характерно высокое содержание апатита, титанита и магнетита, отмечаются ортит и циркон. Массивы сопровождаются дайками альбитовых кварцевых сиенитов. По химическому составу сиениты относятся к ряду умереннощелочных (субщелочных) пород калиево-натриевой серии. На диаграмме TAS составы пород располагаются в поле сиенитов. Сиениты характеризуются высокими содержаниями Sr и относительно низкими содержаниями Rb. При высоких концентрациях легких РЗЭ, содержания тяжелых РЗЭ очень низкие, что обусловило резко дифференцированное распределение лантаноидов.

Конжозерский массив имеет площадь не менее 22 км² и перекрыт ятулийскими образованиями с корой выветривания в основании. Он сложен породами одной фазы внедрения, варьирующими по составу от биотитовых граносиенитов до монцогранитов. Породообразующие минералы представлены кварцем (20–35 %), плагиоклазом и калиевым полевым шпатом примерно в равных количествах, биотитом (8–3 %), цоизитом – 5–1 %. Характерно высокое содержание акцессорных минералов (до 1 %) – титанита, ортита, циркона.

Цирконовый абсолютный возраст определен для сиенитов Эльмусского массива в центральной Карелии изохронным U-Pb методом и методом SHRIMP и равен соответственно 2738 ± 6 млн лет и 2747 ± 9 млн лет. Возраст граносиенитов Конжозерского массива – $2762,1 \pm 9$ млн лет.

Поздне-постскладчатые интрузивные комплексы

Граниты плутонические нерасчлененные Южной Карелии (γLP₃). Эти комплексы моложе андезибазальтовых вулканитов кубышкинской серии и сондальской свиты, о чем свидетельствуют данные изотопного датирования и прорывание сондальской свиты гранит-порфирами на о. Сондалы (оз. Сегозеро). Комплекс выделен 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. Наиболее крупные массивы на геологической карте показаны только в центральной и северной частях Сайозерско-Шилосской ПЗ (в районах северо-западнее и севернее Онежского озера) и в западной Карелии (в районе озер Мотко и Лубоярви).

Диорит-гранодиоритовый комплекс. Интрузии диорит-гранодиоритового комплекса развиты в западной Карелии, где тяготеют к вулканогенным структурам зеленокаменного пояса Иломанси–Ялонваара. Типовым для комплекса является крупный многофазный Ялонваарский массив, который прорывает дацит-андезиты ялонварской свиты среднего лопия. Достаточно подробно закартирована только южная часть плутона; его северная часть не оконтурена. Первая фаза представлена амфибол-биотитовыми монцодиоритами–биотитовыми кварцевыми монцодиоритами; вторая, преобладающая – биотитовыми порфиroidными гранодиоритами–монцогранитами; третья – трещинными телами и дайками лейкогранит-порфиров, аплит-порфиров и плагиопорфиритов. Кварцевые монцодиориты характеризуются ярко выраженными геохимическими особенностями – высокой магнезиальностью (mg 0,7), повышенными концентрациями Ba, Sr, Cr, Co, Ni, и пониженными Rb, U, Nb, Y. Граниты относятся к высококальциевой известково-щелочной серии. Цирконовый возраст лейкогранитов Ялонваарского массива, определенный методом SHRIMP, равен 2732 ± 11 млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ, рабочие материалы). С образованиями комплекса связаны мелкие месторождения золота и молибдена.

Плагиогранитовый комплекс. Интрузии плагиогранитового комплекса развиты в западном обрамлении Водлозерского «блока», образуя линейный пояс в бортах зеленокаменных структур – Хаутоваарской, Бергаульской, Совдозерской. Массивы (Чалкинский, Усть-Воломский, Лебедевогорский не показаны на карте) имеют линзовидную форму площадью в десятки км². Они сложены порфиroidными кварцевыми диоритами, тоналитами, микроклин-плагиоклазовыми гранитами и плагиогранитами. Породообразующие минералы всех типов пород одинаковы – плагиоклаз, биотит, кварц, микроклин. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, цирконом, рудным минералом, ортитом. По химическому составу гранитоиды относятся к нормальнощелочным породам калиево-натриевого ряда, слабопересыщенным глиноземом. В гранитоидах установлены надкларковые содержания Sr, Ba, Sc, Ti, Ni при пониженных содержаниях Rb, U, Th, Y, Nb.

По данным изотопного датирования U-Pb изохронным методом по цирконам, возраст плагиогранитов Чалкинского массива равен 2745 ± 5 млн лет, Бергаульского массива – 2689 ± 23 млн лет.

Собственно гранитовый комплекс. Интрузии комплекса развиты в пределах всех СФЗ верхнего лопия, но наиболее широко и разнообразно они представлены в пределах Водлозерского «блока» (Сайозерско-Шилосская ПЗ и Западно-Карельская ПЗ). К западу и северу от него в западной и центральной Карелии образования комплекса, в силу недостаточной изученности, картографически неотделимы от массивов мигматит- и анатектит-гранитов. Морфологически выделяются трещинные интрузии в зонах разломов в краевых частях зеленокаменных структур (Карташовский, Хожозерский, Моторинский) и куполовидные массивы в центральных частях более древних гранитоидных «куполов» (Волозерский, Кубовской, Охтомозерский). Все интрузии обладают автономной внутренней структурой, являются постскладчатые и дискордантными с признаками кристаллизации в спокойных тектониче-

ских 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 циркону, возраст гранитов Карташовского массива равен 2703 ± 10 млн лет, Охтомозерского массива – 2700 ± 30 млн лет и Восточно-Хижъярвинского массива – 2700 ± 9 млн лет. Цирконовый возраст лейкогранитов Валозерского массива, определенный методом SHRIMP, равен 2704 ± 9 млн лет.

Эндербиты Тулосозерские плутонические (eLP_{3f}). Породы комплекса развиты ограниченно только в районе оз. Тулос (Чураньярвинская ПЗ). Они образуют небольшие по площади массивы среди пород саамского возраста и часто содержат реликты последних. Для пород эндербитового комплекса характерно большое количество послонных жил и прожилков кварц-микроклинового гранитного материала. Границы массивов резкие, иногда постепенные. В районе оз. Тулос они сложены натриевыми гиперстеновыми диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами [53]. 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 диоритов, развитых ограниченно, 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 катакла-

за 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, железо-магниевыми, низкотитанистыми породами калиево-натриевой серии. Чарнокиты относятся к гранитам нормального ряда, умеренно богатым щелочами и пере-сыщенными SiO_2 . Всеми исследователями отмечается приуроченность пород комплекса к районам развития гранулитовой фации метаморфизма. Возраст этого метаморфизма, определенный по цирконам U-Pb методом, равен 2645 ± 45 млн лет (район оз. Тулос).

РАННЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРА

Сумийское время

Плутоногенные комплексы

Бураковский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс ($\nu\sigma$ - $\nu\text{KR}_1^1/b$). Наиболее ярким представителем этого комплекса является Бураковский массив, расположенный к востоку от Онежского озера в Бураковской ПЗ. Массив приурочен к глубинному разлому северо-восточного простирания, обладает длиной около 50 км при ширине до 13–17 км, площадь массива – 630 км². Форма массива лополитообразная, контакты его падают к центру под углами 5–30°. Судя по трахитоидности, в центральных частях массива залегание контактов выполаживается. Разломами северо-западного простирания массив разделен на три блока, на листе Р-36 расположено его юго-западное окончание. По мнению всех исследователей, Бураковский массив представляет собой расслоенную интрузию. По данным различных авторов [53, 265], в вертикальном разрезе массива выделяются пять зон (снизу вверх): ультраосновная, пироксенитовая, габброноритовая, пижонитовых габброноритов и феррогаббро-норитов. Зоны выделены на основе парагенезиса кумулятивной фазы. Для первой зоны это 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. Габбронориты (3–5-я зоны) – среднезернистая трахитоидная мезократовая порода габбровой и субгабброофитовой структуры. Ортопироксен (железистый гиперстен) представлен неправильными удлиненными или изометричными зернами, авгит образует ксеноморфные зерна, а плагиоклаз (An_{40-55}) – таблитчатые кристаллы. Наиболее поздними породами являются габбронорит-диориты (5-я зона). От габброноритов они отличаются меньшим количеством пироксенов, менее основным плагиоклазом (An_{31-40}), большей железистостью гиперстена и присутствием титаномагнетита (до 3–6%). Породы массива относятся к высокомагниевым, низко-высокоглиноземистым, крайне и весьма низкотитанистым образованиям. Породы массива прорывают гранитоиды и гнейсы архея. В свою очередь они прорваны жилами гранитов Рагнозерского комплекса этого же геологического возраста и дайками габброидов Пудожгорского мас-

сива людиковийского возраста. Изотопный возраст цирконов, полученный U-Pb методом, близок к 2449 млн лет [53].

Рагнозерский плутонический диорит-гранитовый комплекс (δ - γ KR₁^r). Породы этого комплекса выделены 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 (1-я фаза), гранодиориты, плагиограниты (2-я фаза) и лейкократовые плагиомикроклиновые граниты третьей фазы [53]. Для этой зоны наиболее характерны породы 2-й и 3-й фаз. Комплекс сложен массивными полнокристаллическими, преимущественно среднезернистыми породами. Изредка отмечаются директивные текстуры, выраженные в ориентировке темноцветных минералов. Наиболее характерна призматическзернистая структура с элементами бластокатакластической. Состав пород определяется сочетаниями кварца, плагиоклаза, биотита (амфибола) и микроклина. Плагиоклаз (30–50 %) переполнен мелкими зернами эпидота, цоизита, серицита, хлорита и раскислен до альбита. Амфибол (20–30 %) представлен псевдоморфозами актинолита по первичной роговой обманке. Микроклин (0–30 %) присутствует только в породах 3-й фазы и образует зерна разной размерности. Количество кварца колеблется в пределах 5–20 %, биотита – 6–8 %. Второстепенные и акцессорные минералы представлены длиннопризматическим апатитом (до 1 %), лейкоксенизированным сфеном (1–2 %), магнетитом, цирконом, рутилом, халькопиритом, пиритом.

Изотопный возраст плагиомикроклиновых гранитов, полученный U-Pb методом по цирконам, равен 2324 ± 45 млн лет и 2274 ± 19 млн лет [102, 104].

Ятулийское время

Плутоногенные комплексы

Габбродолериты гипабиссальные Центральной Карелии (ν BK₁³). Породы этого комплекса образуют дайки, которые широко распространены среди ятулийских пород, изредка они отмечаются и среди образований сумийско-сариолийского возраста, часть из них показана на геологической карте. Они приурочены к Сегозерской и Онежской СФЗ. При близости состава их сложно разделить по возрасту. Дайковые тела преимущественно сложены в различной степени раскристаллизованными породами, состоящими из плагиоклаза (An₃₋₁₅), амфиболизованного пироксена, магнетита и гранофира. Вторичным минералом является альбит (An₀₋₈), нацело замещающий плагиоклаз и совместно с гранофиром образующий альбититы. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом (2–4 %), пиритом, халькопиритом, иногда борнитом и халькозином. Некоторые дайки содержат более основной плагиоклаз (An₅₋₂₃) и кварц. По составу все эти породы относятся к габбродолеритам.

Люди́ковийское время

Плутонические гиабиссальные комплексы малых тел

Интрузивные породы люди́ковия образуют по составу два комплекса даек и малых массивов – габбродолеритовый и гипербазитовый, выделенные на карте. Их возрастные соотношения дискуссионны; предполагается, что они внедрились на завершающих стадиях люди́ковийского вулканизма или позже и относятся к поздне- и постскладчатым интрузиям.

Койкарский габбродолеритовый гиабиссальный комплекс ($v\beta KR_2^1k$). Наиболее крупные интрузии комплекса – Пудожгорская и Койкарская – представляют собой пластообразные, пологозалегающие тела мощностью 150 м и протяженностью 10–13 км в восточном и западном бортах Онежской структуры. Интрузии прорывают доломиты верхнего ятулия. Интрузии дифференцированы от габбро до диоритов–монцодиоритов, которые характеризуются высокой железистостью, титанистостью, щелочностью, повышенными, относительно кларка, содержаниями Р, У, Zr, Nb, Ва, Li, Rb. В массивах габбродолеритов локализованы месторождения титаномагнетитовых руд с попутной медной и благороднометалльной минерализацией. U-Pb цирконо-вый возраст долеритов Пудожгорского и Койкарского силлов определен методом SHRIMP и составляет 1984 ± 8 и 1983 ± 6 млн лет соответственно.

Среди даек этого комплекса (не выделенных на карте) наиболее многочисленна группа пироксеновых базальтов, реже пикритовых базальтов, которые обычно (Онежская СФЗ) образуют локальные поля в околочерловых зонах вулканических построек, контролирующих размещение эруптивных центров. Дайки пироксеновых базальтов имеют первичностекловатую, нацело хлоритизированную основную массу и содержат до 25–30 % вкрапленников преимущественно оплавленного пироксена (авгита), до 5 % плагиоклаза и редкие зерна псевдоморфнозамещенного оливина. В дайках пикритовых базальтов развиты псевдоморфозы по оливину (хлорит-иддингситовый агрегат с гематитом), в подчиненном количестве пироксен (титанистый авгит) и плагиоклаз. Вторичные изменения основной массы даек заключаются в ее полной хлоритизации.

Гипербазиты Ветреного пояса ($v\sigma KR_2^1vp$) выделены в СФЗ Ветреного пояса [18]. Среди интрузивных образований наиболее широко развиты тела гипербазитов-перидотитов и их метаморфических аналогов – серпентинитов. Гипербазиты относятся к плагиоперидотитам (верлит-лерцолитовая ассоциация), реже отмечаются интрузии оливиновых пироксенитов [157]. Главными пороодообразующими минералами в них являются оливин, ромбический и моноклинный пироксены и плагиоклаз (лабрадор-битовнит) при постоянном присутствии магнетита, реже хромита и сульфидов железа, никеля и меди. Преобладающая часть интрузий гипербазитов подвергнута автометасоматическим изменениям и региональному метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации низких ступеней. В ряде случаев с телами гипербазитов связано сингенетическое и эпигенетическое сульфидное оруденение. Автометасома-

тические изменения связываются с лизардитовой, хризолитовой и антигоритовой серпентинизацией оливина, а наложенные процессы регионального метаморфизма заключаются в актинолитизации, тремолитизации, отальковании и карбонатизации пород. В структуре Ветреного пояса тела гипербазитов секут как породы протерозоя, так и архея и по составу отвечают дунитам, верлитам, гарцбургитам, троктолитам.

Изотопный возраст пород определен Sm-Nd изохронным методом по породам и минералам Кончезерской интрузии – 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 [123].

Лампроитовые брекчии Повенца (ΔKR_2^1). Восточнее пос. Повенец в прибрежной полосе Повенецкого залива Онежского озера, в поле развития туломозерской свиты ятулия, тремя скважинами вскрыта щелочно-ультраосновная трубка взрыва – Повенецкая диатрема.

Диатрема сложена двумя типами пород. В наиболее полно изученной скв. 801 в интервале 135–138 м вскрыта брекчия, сложенная обломками пород различного состава: дунитами, щелочно-ультраосновными лавами, базальтовыми порфиритами, туфами, карбонатными породами. Цемент брекчии в основном представлен цоизит-хлорит-карбонатным веществом, которое при перекристаллизации переходит в доломит. Встречаются участки цемента, представленные окисленным стеклом. В цементе отмечены вкрапленники клинопироксенов, рудных минералов, хромшпинелидов, оливина, нередко замещенного серпентином, хлоритом, тальком и гидроокислами железа. По составу брекчия близка к лампроитам.

Исследование пород, образующих верхнюю часть диатремы, показало, что они сложены измененными наложенными процессами лавами, лавобрекчиями и туфами щелочно-ультраосновного состава. Основная масса исходных пород, судя по реликтам субстрата, была представлена лейцитовыми, оливин-лейцитовыми, лейцит-флогопитовыми, оливин-пироксеновыми разновидностями. Породы диатремы рассматриваются как перспективно алмазоносные. Она предположительно отнесена к людиковию.

Кимозерский кимберлито-брекчиевый комплекс ($\tau KR_2^1 km$) (Онежская СФЗ). По результатам картирования Кимозерского участка [123] было установлено, что коренные выходы кимберлитов распространены на площади, имеющей форму овала размерами по длинной оси, ориентированной в северо-западном направлении, – 2 км, по короткой – 0,8 км. Расположены они непосредственно у юго-восточного окончания оз. Кимозеро. Выделяются кимберлиты трех фаз эксплозивного внедрения, не показанные на карте. Наиболее ранние – кимберлиты-1 не выявлены пока в качестве самостоятельных геологических тел. Они выделяются только как ксенолиты в последующих эксплозивных образованиях. Кимберлиты-2 являются наиболее распространенными и участвуют, вместе с вмещающими породами, в строении брахиантиклинали третьего порядка. Она образована в результате их внедрения в осевую часть крупной Хмельозерской синклинали, сложенной долеритами с маломощными прослоями шунгитоносных алевролитов и силлами габбродолеритов заонежского комплекса. И, наконец, поздние диатремы, дайки и туфы кимберлитов-3 секут все породы, образующие складку. Некоторые разно-

видности кимберлитов-2 и -3 интенсивно карбонатизированы. Время становления кимозерских кимберлитов-2 и -3 составляет порядка 1814 ± 20 млн лет, а время глубинной кристаллизации различных разновидностей вещества кимберлитов-1 – 2050–1895 млн лет. Комплекс рассматривается как перспективный на алмазы.

Калевийское время

На территории листа магматические породы этого возраста представлены только плутоническими комплексами, расположенными в Свекофеннской СФО и прилегающих районах Карельской СФО. Их возникновение близко по времени к процессам складчатости и метаморфизма. Как правило, их геологические соотношения друг с другом не установлены и последовательность их формирования опирается преимущественно на данные изотопного датирования.

Плутонические комплексы

Раннеорогенные интрузии

Интрузии этого времени испытали воздействие складчатости и ранний гранулитовый метаморфизм.

Калаамский плутонический габбро-диорит-тоналитовый комплекс ($v\text{-}\delta\text{KR}_2^2kl$) представлен группой интрузивных массивов, которые преимущественно расположены в Сортавальской СФЗ и, значительно реже, в Лахденпохкской плуто-метаморфической зоне (ПМЗ). В северном Приладожье породы этого комплекса образуют ряд мелких массивов, прорывающих породы ладожской серии. Массив имеет форму неправильного овала, вытянутого в северо-восточном направлении, площадью около 60 км^2 . Западный и восточный контакты массива интрузивные, как секущие, так и субсогласные. Северный контакт закрыт четвертичными отложениями. Южный контакт тектонизирован на всем протяжении и падает на юг под углами $20\text{--}30^\circ$. Западная часть массива представляет собой изометричное штокообразное тело габбро-норитов. В составе массива Кааламо установлено три типа пород, отвечающие трем фазам [161]. Первая из них включает амфиболизированные оливновые клинопироксениты и меланогаббро, образующие ксенолиты в лейкократовых габброноритах. В пределах Кааламского массива пироксениты и меланогаббро слагают участки (мегаksenолиты?) среди габброноритов. На участке Кархуланмяки породы первой фазы представлены пластовыми телами плагиопироксенитов, однородных по составу и текстуре. Породы, как правило, интенсивно амфиболизированы с образованием пойкилобластических агрегатов роговой обманки, в которой сохраняются реликты плагиоклаза, клинопироксена и оливина (Fa_{36}), а также редкого ортопироксена. Наиболее магнезиальные породы комплекса содержат до 21,5% MgO. Клинопироксен относится к ряду диопсид-геденбергит и в случае сравнительно слабой амфиболизации придает породам серовато-зеленый цвет. Особенностью плагиопироксенитов и меланократовых габбро является наличие в них очень

основного плагиоклаза битовнит-анортита. В плагиопироксенитах иногда видна первичная интеркумулусная структура.

Габбронориты второй фазы широко развиты в западной части Кааламского массива, где слагают штокообразное тело диаметром около 4 км². В значительно меньшей степени они представлены в других массивах комплекса. Структура пород габбро-офитовая и габбровая. Главные минералы – плагиоклаз, иногда ритмически зональный с составом ядерных частей An₆₀ и периферических An₄₀₋₄₅. Однородные кристаллы сложены андезин-лабрадором № 42–54. Темноцветные минералы представлены диопсидом-геденберgitом и железистым ортопироксеном Fs₅₂₋₅₈ в переменных количествах. Суммарные содержания темноцветных минералов составляют обычно 30–40 %.

Диориты, кварцевые диориты и тоналиты третьей фазы закартированы в восточной части Кааламского массива, а также в виде небольших тел отмечаются в его юго-западной эндоконтактовой части. Диориты – серые среднезернистые породы, гнейсовидные, иногда полосчатые, с сохранившейся в наименее измененных разновидностях первичной гипидиоморфной структурой. Они состоят из среднего плагиоклаза (An₄₀₋₄₅) и амфибола в равных количествах. Иногда амфибол содержит реликты клинопироксена, в свою очередь замещаясь актинолитом и биотитом. Количество биотита в некоторых разновидностях диоритов достигает 10 % и, большей частью, он является первичным минералом. Кварцевые диориты-тоналиты отличаются от диоритов более светлой окраской из-за значительно более низкого содержания амфибола и биотита, занимающих в сумме не более 20 % объема пород. Содержание кварца может достигать 20 % и более. Структуры пород широко варьируют от крупно- до мелкозернистых.

Возраст пород массива Кааламо (U-Pb, изохронный, по цирконам) равен 1888,3 ± 5,2 млн лет. [161].

К этому же комплексу отнесен массив Велимяки, расположенный в прибрежной зоне Ладожского озера и не показанный на карте. Возраст Велимякского массива (U-Pb, изохронный, циркон) равен 1891,7 ± 4,9 млн лет [161].

Яккимский плутонический комплекс диорит-тоналитовый (δKR_2^j) [161] представлен интрузиями, развитыми в пределах Лахденпохской ПМЗ и в южной части Сортавальской СФЗ. Массивы прорывают гнейсы лахденпохского метаморфического комплекса, вулканогенно-терригенные породы исоярвинской и кархуланмякской толщ, но имеют догранулитовый возраст, на что указывает наложение минеральных парагенезисов гранулитовой фации метаморфизма на породы краевых частей, установленное для многих массивов. Массивы площадью от 100 до 10 км² (Яккимский, Западно-Исоярвинский, Ихальский, Аурийокский) однофазны и сложены породами ряда биотит-амфиболовые диориты-кварцевые диориты-амфибол-биотитовые тоналиты, имеющие между собой фациальные соотношения. Все они обладают порфирировидной структурой и сложены переменными количествами плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца. Породы яккимского комплекса относятся к известково-щелочной серии и на диаграмме TAS их составы образуют непрерывный ряд от диоритов до тоналитов. По содержанию K₂O породы относятся к умереннокалиевой серии. Распределение редкоземельных элементов во всех породах комплекса однотипно, сильно фракционировано, с

величинами La/Yb и La/Sm отношений 30–24 и 9–6 соответственно, при содержаниях La 33–65 г/т.

Цирконовый возраст кварцевых диоритов Якимского массива, не затронутых гранулитовым метаморфизмом, составляет 1893 ± 12 млн лет (SHRIMP, 7 точек, СКВО – 0,0012).

Куркиёкский норит-эндербитовый комплекс ($v\text{-}\delta\text{KR}_2^2k$). Массивы норит-эндербитового комплекса сосредоточены в районе г. Лахденпохья и в окрестностях пос. Куркиёки, где они образуют несколько выходов, ограниченных территорией распространения гнейсов и кристаллосланцев лахденпохского метаморфического комплекса (Сортавальская и Лахденпохская СФЗ). Массивы этого комплекса представлены норитами и габброноритами первой фазы, норито-диоритами и кварцевыми диоритами (эндербитами) 2-й фазы и гиперстен-биотитовыми плагиоچارнокитами и плагиогранитами 3-й фазы. Основой для объединения указанных пород в один комплекс служат: а) их разновозрастность; б) наличие постепенных переходов; в) общие черты минерального состава – присутствие во всех членах комплекса железистого гиперстена; г) однотипность ассоциации акцессорных минералов.

Гранитоиды обоих описанных комплексов принадлежат к низкокальциевым высококальциевым образованиям известково-щелочной серии.

Возраст циркона (SHRIMP) из гиперстенового меланодиорита массива Хухтерву составляет 1890 ± 19 млн лет [161]. Изохронный цирконовый возраст эндербита из массива Куркиёки равен $1881 \pm 6,4$ млн [176], возможно, это возраст метаморфизма.

Синорогенные интрузии

Все они являются более молодыми по отношению к гранулитовому метаморфизму с возрастом 1881 млн лет. Значительное число синорогенных комплексов сформировано в условиях синхронного с ними метаморфизма амфиболитовой фации и основного этапа складчато-разрывных деформаций. Абсолютные возрасты определены для пород всех комплексов и укладываются в интервал 1869–1879 млн лет.

Импиниемский (Приозерский) плутонический диорит-тоналитовый комплекс ($\delta\text{-}\gamma\text{KR}_2^2im$) представлен интрузивными массивами, которые относятся к приозерскому и импиниемскому комплексам, раздельное изображение которых на геологической карте затруднено. На геологической карте комплекс назван импиниемским, так как широко развит на всей территории северо-западного Приладожья, от г. Выборг на юге до г. Сортавала на севере в Выборгской и Лахденпохской ПМЗ. Размеры массивов колеблются в широких пределах – от мелких тел площадью в доли км² до крупных массивов площадью 50–70 км² (Лауватсарский, Приозерский, Правдинский). В плане они имеют изометричную или овальную форму, конформную структурным элементам вмещающих пород. Интрузии комплекса прорывают массивы гиперстеновых плагиогранитоидов и сами подвергаются мигматизации, их рвут дайки калиевых гранитов и лейкогранитов. Массивы Приозерского комплекса обычно однофазны и сложены порфировидными кварцевыми диоритами и тоналитами, с постепенными переходами между собой. Породы состоят из

плагиоклаза (40–70%), кварца (15–30%), биотита, обыкновенной роговой обманки, клинопироксена, калиевого полевого шпата. Содержание калиевого полевого шпата не превышает 10%, чаще 0–3%. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон. Диориты и меланодиориты развиты незначительно. На диаграмме TAS породы комплекса образуют непрерывный тренд составов в полях кварцевый диорит-тоналит, при постоянном содержании суммы щелочей. Все породы относятся к известково-щелочной серии с индексом Пикока около 58, а по содержанию K_2O – к умеренно-калиевой серии. Распределение редкоземельных элементов умеренно дифференцированное, с плавными кривыми и величиной отношений La/Yb – 22–36 (La 25–43 г/т), La/Sm – 5–7.

Изотопный возраст определен U-Pb изохронным методом по цирконам для тоналитов Лауватсарского массива и составляет $1878,5 \pm 3,3$ млн лет [18], а цирконовый возраст Лумиварского массива определен методом SHRIMP и равен $1879,6 \pm 8$ млн лет [161].

Импиниемский комплекс представлен интрузиями, образующими вытянутый в субширотном–северо-восточном направлении ареал: от г. Сортавала на западе до г. Питкяранта на востоке. Форма интрузий пластовая, редко штокообразная, размеры тел составляют до 3–4 км². В строении интрузий выделяются две фазы внедрения. Ранняя представлена порфиоровидными амфибол-биотитовыми диоритами и кварцевыми диоритами. Характерной чертой являются высокие содержания апатита (3–4%) и титанита (2–3%). Постоянно отмечаются магнетит и титаномагнетит в количестве до 1–2%. Вторая фаза представлена порфиоровидными амфибол-биотитовыми и биотитовыми микроклинсодержащими тоналитами, биотитовыми гранодиоритами, реже микроклин-плагиоклазовыми гранитами. Ведущие акцессорные минералы – апатит, титанит, магнетит-титаномагнетит, циркон. На диаграмме TAS точки составов образуют тренд в полях монцогаббро–монцодиорит–монцонит-кварцевый диорит. Точки составов кислых пород образуют обособленную группу в области сочленения полей кварцевых монцонитов–гранитов–гранодиоритов, тяготея к последним. Породы относятся к калиево-натриевой известково-щелочной серии нормальной щелочности. Основные породы характеризуются слабым или умеренным фракционированием РЗЭ, а для пород среднего состава характерно значительно более высокое фракционирование РЗЭ. Породы характеризуется повышенными содержаниями рубидия, бария, легких РЗЭ, гафния, циркония и относительно низкими содержаниями иттрия и тяжелых РЗЭ.

Абсолютный цирконовый возраст определен U-Pb изохронным методом для гранодиоритов массива Импиниеми и составляет 1871 ± 12 млн лет.

Комплекс мигматит-, анатектит-гранитов Приладожья ($ma\gamma K R_2^2$). Массивы этого комплекса и связанные с ними зоны инъекционных мигматитов наибольшим развитием пользуются на юге, в Выборгской ПМЗ. В пределах Лахденпохской ПМЗ массивы комплекса развиты незначительно и представлены мелкими массивами в зонах разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Массивы в рассматриваемых зонах конформны со складчатыми структурами вмещающих пород; автономная внутренняя структура в них отсутствует. Наряду с интрузивными контактами нередко наблюдаются экзоконтактовые зоны инъекционных и тневых мигматитов. Слага-

ющие их породы отличаются разнообразием текстурно-структурных признаков и широкими вариациями в содержаниях породообразующих минералов – кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита; характерен гранат.

В Выборгской ПМЗ породами комплекса сложены многочисленные мелкие и крупные массивы площадью до первых сотен км². В региональном плане они согласны с главными структурами вмещающих гнейсов и приурочены к разломам северо-западного направления. Крупные массивы (Кузнеченский, Лазурный, Гавриловский) сложены породами одной фазы внедрения, различающимися только соотношениями главных минералов. В эндоконтактных зонах отмечаются биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты и гранодиориты, реже плагиограниты, а центральные части сложены порфириовидными биотитовыми гранитами и пегматоидными лейкогранитами с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Типичными акцессорными минералами являются гранат, ильменит, апатит, монацит.

U-Pb изохронным методом по циркону определены возрасты гранитов Кузнеченского массива и массивов гранатовых лейкогранитов, равные $1873,6 \pm 4,1$ и $1866,9 \pm 4,4$ млн лет соответственно [18] и возраст Лазурненского массива, равный 1877 ± 12 млн лет. В Лахденпохской ПЗ U-Pb изохронный возраст монацитов из лейкосомы мигматитов, которая представлена плагио-микроклиновым гранитом, укладываются в интервал их формирования 1870–1874 млн лет [18].

К этому же комплексу на карте отнесены крупные массивы, распространенные в пределах Выборгской ПМЗ и тесно связанные с комплексом мигматит-гранитов и рассматриваемые нами как анатектит-граниты. Массивы этой группы прорывают вмещающие породы, имеют многофазное строение, жильную и эндоконтактную фации. Они образованы плагио-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами. К северо-востоку размер массивов постепенно уменьшается. Минеральный состав биотит-амфиболовых гранитов Лазурненского массива (%): микроклин – 35–40, кварц – 20, плагиоклаз (35 An) – 40, амфибол (роговая обманка) – 2–5, биотит – 5–15. Минеральный состав биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов массивов Карельского перешейка (%): микроклин – 30–50, кварц – 25–30, плагиоклаз (20–30 An) – 15–30, амфибол (роговая обманка) – 0–1, биотит – 5–10. Аплитовидные граниты, как жильная фация биотитовых гранитов, встречаются во всех массивах. Они представлены мелкозернистыми аляскитами, сложенными микроклином (50–60%), кварцем (30–35%), плагиоклазом (5–10%) и на 1–5% биотитом. Во всех массивах Выборгской ПМЗ встречаются мелкие тела жильных и внутрикамерных микроклиновых пегматитов.

Нерасчлененные плутонические граниты Приладожья, объединены в **Тервусский комплекс** (ЖР_2^t). Они распространены в Лахденпохской ПМЗ и образуют мелкие тела и дайки, сложенные диоритами и гранитами. Наиболее крупный Тервусский массив (24 км²) представляет собой пластинообразное тело мощностью в первые сотни метров, которое подстилается мощной зоной эруптивных брекчий и даек. Ранняя фаза этих гранитов образована дайками диоритового состава, секущими метаморфические гнейсы и, в свою очередь, смятыми в складки и метаморфизованными. Породы этой фазы секут тоналиты лауватсарского комплекса. Поздняя фаза Тервусского массива образована

преимущественно двуполевошпатовыми гранитами, реже трондьемитами, часто интенсивно мусковитизированными. Для гранитов характерна сильная деформация пород и широкое развитие бластомилонитовых структур. Граниты этой фазы прорывают все породы, включая ранние дайки первой фазы. Возраст гранитов определен U-Pb методом по цирконам и составляет 1856 ± 6 млн лет [161].

Позднескладчатые–постскладчатые интрузии

Маткасельский плутонический комплекс малых тел гранитов и пегматитов (γKR_2m) – наиболее поздний комплекс, распространенный в Сортавальской СФЗ, образует самостоятельную Маткасельскую ПЗ между озерами Янисъярви и Ладожское. Они являются постскладчатыми и представлены фациями недифференцированных и керамических пегматитов и пегматоидных гранитов, редкометалльных альбитовых гранитов и связанных с ними метасоматитов, которые прорывают породы ладожской серии. Наиболее широко развиты пегматиты и пегматоидные граниты, которые образуют тела площадью в сотни квадратных метров и многочисленные поля и рои мелких тел. Преимущественное простирание пегматитовых тел северо-западное, реже субширотное и субмеридиональное.

Элисенваарско-вуоксинский плутонический комплекс монцогаббро-монцонит-сиенитовый ($\mu v-\gamma KR_2ev$) представлен крупными (110–100 км²) Вуоксинским и Оярвинским плутонами на Карельском перешейке и несколькими небольшими интрузиями и лампрофировыми дайками в Западном Приладожье, в окрестностях пос. Элисенваара и г. Сортавала и образуют дугообразную плутоническую зону. Размеры массивов сокращаются в северо-восточном направлении, и около пос. Элисенваара комплекс образован только дайками. Массивы дискордантны по отношению к структурам рамы и имеют многофазное зональное строение.

Состав пород первой фазы широко варьирует от ультрамафитов–монцогаббро до мезократовых монцодиоритов–монцонитов?, имеющих между собой постепенные переходы. Их состав определяется переменными количествами клинопироксена, обыкновенной роговой обманки, флогопита, биотита, калиево-натриевого полевого шпата, плагиоклаза и апатита. Вторая интрузивная фаза представлена порфировидными биотит-амфиболовыми и кварцевыми сиенитами и монцонитами, граносиенитами. Состав второстепенных и аксессуарных минералов первой и второй фазы совпадает: титаномагнетит, титанит, циркон, алланит. На диаграмме TAS точки составов этих интрузий целиком попадают в поле щелочных пород. Однако они не содержат модальных фельдшпатоидов, оливина и щелочных темноцветных минералов. На диаграмме AFM тренд составов находится в поле известково-щелочных пород. На диаграмме K_2O-SiO_2 породы попадают в поле шошонитовой серии. Главными геохимическими особенностями всех разновидностей являются высокие содержания K_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, F и пониженные Rb, Ta, Nb, Sr, Cr. Содержания РЗЭ во всех породах очень высоки и чрезвычайно сильно фракционированы без отрицательных аномалий Eu.

Дайки расположены в 8 км к юго–юго-западу от пос. Лахденпохья и протягиваются к северо-востоку в направлении Карельского массива почти до г. Сортавала, всего их около 10. Контакты с вмещающими породами строго секущие, с зонами закалки, дайки содержат большое количество разнообразных ксенолитов глубинного происхождения, среди которых не встречено вмещающих пород, известных в регионе на уровне современного эрозионного среза. Геохимически эти породы являются лампрофирами, на дискриминационных диаграммах занимают промежуточное положение между полями лампрофиров, лампроитов и кимберлитов. Геохимически они коррелируются с интрузивами Элисенваары, массивами Ояярви и Вуокса.

Возраст сиенитов массива Райвамяки определен U-Pb изохронным методом по циркону и равен $1806 \pm 6,4$ млн лет, а U-Pb изохронный цирконовый возраст пород второй фазы Вуоксинского массива равен 1803 ± 10 млн лет [186].

Вепсийское время

На территории листа магматизм этого времени проявлен очень ограниченно и достоверно представлен одним плутоническим комплексом.

Ропручейский плутонический гипабиссальный габбродолеритовый комплекс (vKR_2^3r). Единственным представителем этого комплекса является Ропручейский силл мощностью 200 м, залегающий среди осадочных пород шокшинской свиты в Прионежской структуре (Прионежская СФЗ). Он сложен кварцевыми габбродолеритами, главными породообразующими минералами которых являются плагиоклаз (An_{50-70}), иногда зональный и обрастающий каймой ортоклаза, моноклинный (авгит, диопсид-авгит), реже ромбический (гиперстен) пироксен. В породе постоянно присутствует титаномагнетит (3–4%), количество которого в рудных габбродолеритах достигает 18–20%. В лейкократовых пегматоидных разновидностях пород присутствуют кварц, роговая обманка, биотит и микроклин. Последний чаще всего отмечается в аплит-гранофировых жилах и микропегматите. Вторичные минералы представлены сине-зеленой роговой обманкой, замещающей пироксен, а также хлоритом и карбонатом. Иногда отмечаются хлорит-серпентиновые псевдоморфозы по оливину. Изохронный U-Pb возраст цирконов из габбропегматитов Ропручейского силла равен 1770 ± 12 млн лет [53].

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (РИФЕЙСКИЙ) ЭОН

РАННЕРИФЕЙСКАЯ ЭРА

Хогландское время

На южной части Балтийского щита и прилегающей территории Русской плиты магматические породы этого возраста образуют массивы анорогенных гранитов рапакиви, формирование которых происходило в интервале времени 1650–1500 млн лет. В некоторых из массивов (Рижский, Аландский, Выборгский) в ассоциации с интрузивными породами установлены их вулканические аналоги. На территории листа расположены часть Выборгского, Сал-

минский и Улялегский массивы. Выборгский массив гранитов образован породами вулканоплутонической ассоциации, Салминский и Улялегский массивы – только плутонического комплекса.

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

Эта ассоциация представлена породами вулканического комплекса субщелочных базальтов и риолитов (см. гл. «Стратиграфия») и плутоническим комплексом анортозитов-гранитов рапакиви Выборгского массива.

Плутонические комплексы

Несмотря на то, что Выборгский плутон древнее Салминского и Улялегского массивов на 100 млн лет, все они образованы близкой ассоциацией пород комплекса анортозитов-рапакиви гранитов и описываются совместно. На территории России находится около 1/4 части Выборгского плутона. Рамой массива служат амфибол-биотитовые гнейсы и гранат-биотитовые сланцы. Кроме того, граниты рапакиви прорывают позднеорогенные биотит-амфиболовые граниты Лазурненского и Гавриловского массивов.

Салминский и небольшой Улялегский массивы расположены в Северном Приладожье, их площадь – около 4500 км². Интерпретация геофизических данных позволяет рассматривать Салминский массив как субгоризонтальную пластину, мощность которой в ее северо-западной части не превышает 1–2 км. На севере и северо-востоке массивы прорывают гранитоиды и породы зеленокаменных поясов лопийского возраста, на западе – сланцы питкьярантской свиты и ладожской серии карелид. Юго-западная часть Салминского массива через кору выветривания перекрыта осадочно-вулканогенными толщами салминской свиты среднего рифея. Этот комплекс образован двумя ассоциациями пород: габбро-анортозитов-кварцевых сиенитов и рапакиви гранитов.

Салминский плутоногенный комплекс анортозитов-рапакиви гранитов. Ранняя фаза габбро-анортозитов-кварцевых сиенитов (vRF_{1s}). Породы этой фазы распространены в южной части Салминского массива под чехлом четвертичных отложений. Они приурочены к зонам высоких градиентов гравитационного поля. Габбро-анортозиты сопровождаются лабрадоритами, габбро и габброноритами, которые сменяют друг друга на глубину в указанной последовательности. Постепенно и закономерно изменяется минеральный состав пород комплекса от габброноритов до лабрадоритов. Минеральный состав габброанортозитов (%): гиперстен (0–29), авгит (9–30), фаялит (0–5), амфибол (0–1), плагиоклаз An_{54–42} (48–88). Акцессорные минералы – титаномагнетит, апатит, циркон. При увеличении содержания полевого шпата (до 17–20 %) габбронориты переходят в габбро-монциты.

Возраст габброанортозитов Салминского массива, определенный U-Pb изохронным методом (по апатиту), – 1566 ± 4 млн лет; определенный изохронным Sm-Nd методом, – 1552 ± 69 млн лет [183].

Монцониты и кварцевые сиениты находятся в тесной ассоциации с габброанортозитами. Они часто прослеживаются по границе между гранитами рапакиви и габброноритами, или сменяют последние на глубину. В монцонитах и кварцевых сиенитах присутствуют гортонолит (0,5–0,8%), гиперстен (0,5–8%), плагиоклаз $Ап_{50-32}$ (31–49%), ортоклаз-микропертит (3–31%), кварц (5–20%). Акцессорные минералы – титаномагнетит, апатит, циркон. В целом габбронориты и монцониты имеют близкий минеральный состав и последние отличаются лишь постоянным присутствием ортоклаза и кварца. Данные бурения не дают четкой картины соотношения пород габброанортозитовой, монцонит-сиенитовой и рапакивигранитной ассоциаций.

Породы ранней фазы Выборгского массива известны на территории Финляндии [182].

Поздняя фаза рапакиви гранитов Выборгского ($р\gamma RF_1V$) и Салминского ($р\gamma RF_1S$) плутоногенных комплексов. К этому комплексу относятся породы Выборгского массива, содержащего на территории листа только кислые гранитоидные породы и Салминского и Улялегского массивов. В составе ассоциации на территории листа принимают участие несколько разновидностей пород, возможно, представляющих собой три последовательные фазы внедрения(?): 1) пироксен-амфиболовые адамелиты (лапее граниты); 2) амфибол-биотитовые овоидные граниты – выборгиты; 3) трахитоидные биотитовые граниты. В Салминском и Улялегском массивах установлены такие экзотические породы как орбикулярные или шаровые граниты.

Биотит-амфиболовые лапее граниты распространены только на севере и западе российской части Выборгского массива, где слагают небольшие тела. Это средне-крупнозернистые граниты, сложенные амфиболом – 7,2%, биотитом – 1,3%, ортоклазом – 43,3%, олигоклазом – 22,1%, кварцем – 23,4%. Часто встречаются моноклинный пироксен и железистый оливин – фаялит.

Амфибол-биотитовые овоидные граниты – выборгиты слагают большую часть массивов. Среди них встречаются разновидности с мелкозернистой основной массой и аплиты жильной фации. Средний минералогический состав амфибол-биотитовых овоидных гранитов (%): амфибол – 3,8, биотит – 5,4, ортоклаз – 42,7, олигоклаз – 18,4, кварц – 28,2, спорадически встречаются моноклинный пироксен и железистый оливин – фаялит. Амфибол-биотитовые граниты в Салминском и Улялегском массивах занимают две трети их территории и представлены тремя фациальными разновидностями. Крупнозернистые амфибол-биотитовые граниты слагают более 90% площади развития амфибол-биотитовых гранитов. К ним относятся граниты, в которых есть олигоклазовые оболочки вокруг овоидов калиевого полевого шпата (выборгиты) и граниты, в которых овоиды калишпата не имеют олигоклазовых оболочек (питерлиты). Порфириовидные амфибол-биотитовые граниты с мелкозернистой основной массой распространены преимущественно в зоне западного эндоконтакта массива или слагают линейные тела (мощностью до 1 км) в гранитах первой разновидности. Мелкозернистые аплитовидные граниты слагают жилы и дайки, приуроченные к ортогональным трещинам в гранитах первых двух разновидностей. Контакты амфибол-биотитовых гранитов с вмещающими породами обычно резкие, с небольшой (10–15 см) зоной закал-

ки, представлены мелкозернистым гранитом, который по составу сходен с жильными гранитами.

Трахитоидные биотитовые граниты Выборгского плутона образуют Губановскую интрузию (20 км²), прорывающую выборгиты. Средний минералогический состав трахитоидных биотитовых гранитов (%): амфибол – 0–0,5, биотит – 6,6, ортоклаз – 35,9, олигоклаз – 24, кварц – 32,7. Биотитовые безовоидные граниты Салминского массива слагают его северную и северо-западную части. В них выделяются три структурные разновидности: равномернозернистые граниты, порфириовидные граниты с мелкозернистой основной массой и мелкозернистые жильные граниты. Порфириовидные граниты с мелкозернистой основной массой образуют в равномернозернистых гранитах как линейные тела с четкими контактами, так и обширные площади, имеющие постепенные переходы в граниты первой разновидности. Мелкозернистые жильные граниты выполняют трещины в гранитах предыдущих разновидностей. Биотитовые граниты имеют секущие контакты с более ранними амфибол-биотитовыми гранитами. Минеральный состав биотитовых гранитов закономерно изменяется от крупнозернистых до мелкозернистых жильных (%): ортоклаз-пертит (52,5–52,0–51,0), плагиоклаз An_{5–20} (10,5–10,5–8,5), кварц (34,5–34,5–38,0), биотит (2,8–2,9–2,2). Акцессорные минералы – магнетит, гематит, ильменит, анатаз, ортит, циркон, апатит, флюорит. Относящиеся к этой же серии альбит-протолитидионитовые граниты образуют в северо-западной части массива ряд мелких даек, штоков, небольших куполообразных интрузий. В большей части граниты этой группы имеют мелкозернистое аплитовидное сложение, по краям и в апикальных частях жильных и куполообразных тел часто присутствуют своеобразные краевые пегматоидные зоны – штокшайдеры. В целом альбит-протолитидионитовые граниты сложены микроклином (15%), плагиоклазом (An_{3–10}), среди которого встречается несколько разновидностей альбита (45,3%), кварцем (35%), литидионитом (15%). Акцессорные минералы – магнетит, гематит, ильменит, анатаз, ортит, циркон, апатит, флюорит, молибденит, танталит-колумбит.

Возраст габброанортозитов и гранитов рапакиви Выборгского массива, полученный U-Pb изохронным методом по цирконам, составляет 1640 млн лет и 1646 ± 4 млн лет. Для Салминского массива возраст амфибол-биотитовых гранитов, определенный U-Pb методом по циркону – 1543 ± 8 млн лет; определенный изохронным Sm-Nd методом – 1560 ± 45 млн лет. Возраст биотитовых гранитов из этого массива, определенный U-Pb методом по циркону, – 1517 ± 47 млн лет [183].

Постхогландское время

Магматические породы этого возраста на территории листа представлены в Приладожье вулканогенными и плутоническими породами. Они подчеркивают крупную структуру, вытянутую к северо-западу, занимающую почти всю акваторию Ладожского озера. Магматические породы представлены вулканитами салминской свиты (см. гл. «Стратиграфия») и двумя силлами, крупнейшим из которых является Валаамский силл.

Плутоногенный гипабиссальный комплекс

Валаамский трахидолеритовый комплекс (μRF_{IV}). Гипабиссальные долериты слагают Валаамский силл (о. Валаам) и шток авгитовых порфиритов в районе городов Хопунваара и Питкяранта [156]. Валаамский силл представляет собой пластовую дифференцированную интрузию общей площадью около 2000 км², сложенную феррогаббро, габбродолеритами, и монцонитоидами (валаамитами). Основные породы рассечены сетью жил гранофир-аплитов. Дайки долеритов (сортавалитов) известны в районе г. Сортавала, на о. Сур-Хапасаари. Габбродолериты слагают основную видимую часть интрузии и содержат линзовидные тела феррогаббро. Монцонитоиды образуют непрерывный ряд от монцогаббро и монцодиоритов до кварцевых монцонитов, залегают в верхней части силла и постепенно переходят в гранофировые конгадиабазы и далее в габбродолериты.

Феррогаббро слагают нижнюю часть разреза Валаамского силла. Это порода темно-серого цвета среднезернистой, местами крупнозернистой структуры, с повышенным содержанием магнетита, местами достигающим 10 %. Главными породообразующими минералами здесь являются плагиоклаз и клинопироксен, присутствующие примерно в равных количествах. Изредка, и только в феррогаббро, встречается оливин. Структура габбровая. Главный акцессорный минерал – апатит. Моноклинный пироксен представлен авгитом и имеет весьма устойчивый состав. Плагиоклаз, как правило, зональный, соответствует андезину.

Ярко выраженной специфической особенностью габбродолеритов является постоянная, независимая от химического состава, присутствие межгранулярного кварца и кварц-калишпатового гранофира. Во всех разновидностях габбродолеритов наблюдается межгранулярный кварц-калишпатовый микропегматит. Кварц в небольшом количестве присутствует повсеместно. Клинопироксен интенсивно замещается местами амфиболом. Структура их преимущественно габброофитовая и офитовая. Офитовые, трахитоидные, так же, как и лейстовые габбродолериты, различаются лишь макроскопически. В отличие от феррогаббро, они не имеют четкого положения в разрезе силла.

Трахитоидные габбродолериты в отличие от офитовых содержат пластовые тела монцонитов и кварцевых монцонитов. В них наблюдается трахитоидность по плагиоклазу.

Содержание TiO₂ в феррогаббро колеблется в интервале 3,28–2,37 %, в офитовом габбро – 3,42–2,61 %, трахитоидном габбро – 3,37–2,27 % и в лейстовом – 3,80–2,90 %. Им также свойственно высокое содержание P₂O₅, обусловленное постоянным присутствием акцессорного апатита. Неравномерное распределение K₂O и его повышенная концентрация вызваны межгранулярным развитием кварц-калишпатового гранофира.

Субщелочные породы промежуточного состава – от монцонитов до кварцевых сиенитов – в работах, посвященных Валаамскому силлу, охарактеризованы недостаточно, но все исследователи единодушны во мнении о комагматичности их с габбродолеритами и о формировании в результате магматической дифференциации единой магмы. Структура монцонитов Валаамского

силла весьма разнообразна. Плаггиоклаз (широкотаблитчатый либо призматический) погружен в кварц-калишпатовый гранофир. В монцонитах сохраняются в том или ином количестве первичные минералы габбродолеритов (авгит, плаггиоклаз, титаномагнетит). Граниты в составе Валаамского силла отличаются чрезвычайным разнообразием микроструктур и состава. Главными пороодообразующими минералами здесь являются кварц и калиевый полевой шпат. Кварц образует разнообразные по размеру идиоморфные зерна либо пегматоидные срастания с калишпатовым. Нередко он выполняет миароловые пустоты. Ортоклаз на фоне кварц-альбит-калишпатовой основной массы наблюдается в виде таблитчатых вкрапленников, иногда с гранофировыми каймами, а также в виде длиннопризматических кристаллов либо радиально-лучистых агрегатов. Преобладают субщелочные высококалиевые граниты. Нельзя не отметить непостоянство в соотношении щелочей. Главная геохимическая особенность гранитов – высокая концентрация бария, что делает их сопоставимыми с гранитами рапакиви и соответствует их субщелочному составу.

Изотопный возраст габброидов был определен U-Pb методом по браннериту и равен 1460 млн лет [190].

ПОЗДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРА

Янисъярвинский коптогенный комплекс ($tgRF_{3jr}$) обнажается на островах и мысу Леппяниemi оз. Янис-Ярви. Большая часть астроблемы скрыта под водой озера, и ее природа определена с учетом данных геофизики и результатов специальных исследований [53]. Радиологический возраст пород этой структуры, определенный K-Ar методом, составляет 720–730 млн лет. Астроблема образована аллогенными брекчиями, тагамитами и зювитами [53]. Аллогенные брекчии представляют собой породу зеленовато-бурого до черного цветов, состоящую из угловатых или слабоокругленных обломков микросланцев, филлитов, кварц-полевошпатовой породы и кварца. Размер обломков достигает 1–3 м. В обломках микросланцев встречаются «конусы разрушения». Цемент брекчий образован из того же раздробленного материала алеврито-псаммитовой размерности, его количество достигает 10–35 % от объема породы. В цементе наблюдается раскристаллизованное стекло и обломки минералов (5–7 %). Зювиты обнажаются на островах оз. Янис-Ярви. Они субгоризонтально лежат под тагамитами, их известная мощность – около 4–6 м. Зювиты образованы обломками (иногда оплавленными) кристаллических сланцев, микросланцев ладожской серии (25–60 % объема породы) и стеклами плавления (30–50 %), находящихся в различных количественных соотношениях. Размер обломков пород – от нескольких мм до 1,5–2 м, стекла – от мм до 10–15 см. Стекла входят и в состав цемента. Стекла обладают темно-серой, иногда буроватой окраской, вытянутой веретенообразной или линзовидной формой с расщепленными концами. Вокруг обломков часто видны каймы плавления шириной до 1 см обычно зеленовато-бурого полупрозрачного стекла. Стекло, цементирующее обломки, образует прослой и полосы с флюидалностью и превращено в тонкораскристаллизованный агре-

гат кордиерита, плагиоклаза, кварца. Вторичные минералы представлены кальцитом, хлоритом, цеолитом в виде прожилков. Тагамиты распространены как на островах, так и на мысу Леппяниеми и образуют пластообразное тело мощностью 15–20 м. Порода обладает столбчато-призматической, брусковидной, иногда плитчатой или оскольчато-глыбовой отдельностью и представлена массивной и брекчиевой разновидностями. Последние являются переходной породой от зювитов к массивным тагамитам. Массивные тагамиты – это афанитовая порода с раковистым изломом черного, темно-серого, темно-зеленого цветов. Она содержит обломки пород ладожской серии размером от 0,5–1 см до 0,5–0,7 м, преобладают обломки размером 1–3 см, их количество достигает 3–10 %. Брекчиевидные тагамиты обладают пятнистостью и содержат обломки в количестве до 15–35 %. Тагамиты отличаются тонкозернистым сложением с панидиоморфнозернистой, неравномернозернистой, иногда микропорфировой структурами основной ткани. Матрица породы состоит из лейкократовых минералов – плагиоклаза, калиевого полевого шпата (60–70 %), кварца (10–15 %). Новообразованные минералы – пироксен (железистый гиперстен), кордиерит, биотит, апатит, магнетит, ильменит. Реликтовые минералы (до 10–15 %) представлены кварцем, графитом и замещенными ставролитом, гранатом и биотитом. По стеклу развивается хлорит, серицит, кальцит, карбонат. По химическому составу тагамиты не отличаются от пород ладожской серии.

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 двух возрастов – саамско-среднелопийского и калевийского.

Саамско-среднелопийское время неразделенное

Нерасчлененные метаморфические гнейсы (gnSM–LP₂). В результате геологосъемочных работ на территории Карельского тектонического района были выделены метаморфические гнейсы коккосельской, карельской, шотозерской толщ, занимающие обширные площади внутри районов размещения ранних саамских и саамско-раннелопийских мигматитовых пород, образуя среди них реликты и останцы различных размеров. На территории листа они образуют обширную Лексозерскую плутоно-метаморфическую зону или обнажаются в восточном крыле Хаутоваарской зеленокаменной структуры. 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.

Калевийское время

Характеристика выделенных подразделений дана по результатам ГДП-200 листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX [161] и др. [199], а также монографий Ш. К. Балтыбаева с соавторами [18].

Кархуланмякская метаморфическая толща (gKR₂kh) выделена в северной части Лахденпохской ПМЗ. Породы толщи сравнительно слабо мигматизированы и часто сохраняют первичные литологические признаки первичных

пород – метапесчаников, кварцитопесчаников. На других участках образования толщи преобразованы в метаморфические гнейсы и сланцы, интенсивно мигматизированы, их исходный состав реставрируется по редким реликтам первичных текстур пород и характерным включениям. В связи с интенсивным складчатым строением кархуланмякская толща не расчленяется на более дробные таксоны. По той же причине не выяснено относительное положение разных по составу частей разреза толщи. Широким распространением пользуются полосчатые (ритмичнослоистые?) пачки переслаивания метапесчаников, метакварцито-песчаников, реже кварцитов с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами. Метапесчаники постоянно содержат линзовидные включения метаморфизованных конкреций амфибол-диопсид-плагиоклаз-кварцевого состава и редкие разлинованные включения амфиболитов. Кроме того, наблюдается переслаивание амфиболитов, амфибол-биотит-плагиоклазовых, биотит-плагиоклазовых кристаллосланцев, амфибол-кварцевых сланцев, биотитовых гнейсов. Мощность слоев в пачках переслаивания составляет 0,1–0,5 м. Гнейсо-сланцевая часть пачек в разной степени мигматизирована, амфиболиты часто подвержены биотитизации. На востоке ПМЗ породы толщи насыщены телами интрузивных и ультраметаморфогенных гранитоидов, испытывают пластическое течение и преобразованы в полосчатые и теневые мигматиты по биотитовым гнейсам с линзовидными и полосовидными включениями амфиболитов.

Исоярвинская метаморфическая толща ($gK\bar{R}_2is$) впервые выделена в ходе проведенных работ по ГДП-200 [161]. В результате было установлено, что супракрустальные породы, залегающие в районе оз. Исоярви, резко отличаются от окружающих пород низкой степенью метаморфических преобразований и отсутствием мигматизации. Положение исоярвинской толщи в разрезе калевийских отложений не определено, ее соотношения с окружающими породами кархуланмякской толщи и лахденпохского метаморфического комплекса тектонические. Исоярвинская толща состоит из метаморфизованных обломочных пород, сохраняющих признаки псаммитов с существенной ролью вулканокластики. Участками эти породы имеют ритмичнослоистое строение. От кархуланмякской исоярвинская толща отличается незначительной ролью амфиболитов и широким развитием туфов и туффитов(?) среднего и кислого состава. Расчленение образований исоярвинской толщи на более дробные таксоны не проведено из-за недостаточной обнаженности территории и широкого развития в ее пределах интрузий диоритов яккимского комплекса. В изученном разрезе исоярвинской толщи залегают светло-серые мелко-среднезернистые гнейсы гранитоидного состава. В разрезе фиксируется чередование полос гнейсов мощностью от первых сантиметров до 1,5–2,0 м, различающихся по зернистости и содержанию темноцветных минералов. Наблюдаются полосы амфибол-биотитовых и меланократовых биотитовых гнейсов с реликтами порфирировых вкрапленников плагиоклаза, по составу отвечающих тоналиту, и полосы мезо-лейкократовых биотитовых гнейсов плагиогранитного состава, иногда содержащие незначительное количество мелких выделений калиевого полевого шпата. В восточном эндоконтакте Западно-Исоярвинского диоритового массива залегают мелко-тонкозернистые филлитовидные темно-серые до черных биотитовые, плагиоклаз-биотитовые,

кварц-биотит-плагиоклазовые сланцы. В них участками сохраняются реликты туфов или туффитов – нерегулярная тонкая слоистость(?), выраженная чередованием темных и светлых полос. Наблюдаются миндалевидные глазки кварца и альбита серповидной либо овальной формы размером от первых миллиметров до 1–2 см. По минеральному (преобладание плагиоклаза над кварцем) и химическому составу сланцы отвечают туфам андезидацитов. В туфах фиксируются прослой тонкослоистых метакварцитопесчаников с разноразмерными несортированными обломками кварца. Мощность туфосланцевой пачки оценивается в 1,4 км.

Юго-восточнее залегает пачка крупно-грубослоистых пород песчанистого облика, сохраняющих реликты туффитов среднего и кислого состава. Это плотные массивные, иногда слабо рассланцеванные буровато-серые породы, образующие слои мощностью 1,0–1,5 м с нерезкими границами. В кровле слои обогащены мелкими изометричными включениями кварца и альбита размером от первых миллиметров до 2–3 см, составляющих 20–30 % объема породы. Под микроскопом видно, что метатуффиты состоят из агрегата мелкогранобластового кварца и мелких изометричных неокатанных обломков кислого плагиоклаза. По химическому составу они соответствуют риолитам-риодацитам. По химическому составу метаморфизованные туффиты и туфопесчаники исоярвинской толщи отличаются от терригенных пород ладожской серии и обнаруживают близость с осадками кархуланмякской толщи. На диаграмме Петтиджона их составы располагаются в поле граувакк. Для пород исоярвинской толщи характерна тонкая рассеянная вкрапленность рудного минерала (пирит, халькопирит). В восточной части площади в зоне тектонических нарушений слоистые метапесчаники рассланцованы, прожилково окварцованы, интенсивно мусковитизированы и хлоритизированы, обогащены вкрапленными сульфидами (пирит, халькопирит), содержание которых достигает 10–15 % объема пород. Общая мощность толщи, вероятно, превышает 1500 м.

Лахденпохский метаморфический комплекс (KR_2^2lp) объединяет породы, составляющие Лахденпохскую и Выборгскую ПМЗ. Вследствие высокоинтенсивных метаморфических преобразований и мигматизации первичный состав метаморфических пород однозначно не расшифровывается, и их стратификация невозможна.

Метаморфический комплекс разделен на два вещественных подкомплекса (ассоциации), один из них объединяет разнообразные слюдяные и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, другой сложен гнейсами и кристаллосланцами гиперстен-гранатовыми, гиперстен-биотитовыми, иногда с гранатом.

Подкомплекс гнейсов и сланцев ($ssKR_2^2lp$). Подкомплекс сложен биотитовыми гнейсами, биотит-кварцевыми сланцами с незначительной ролью гранат-биотитовых гнейсов, мигматитами по ним. Характерной особенностью является значительное количество включений, полос известково-силикатных пород – плагиоклаз-диопсидовых, скаполит-диопсидовых, гранат-скаполит-диопсидовых скарноидов и известково-кремнистых пород гранат-плагиоклаз-диопсид-кварцевого состава. Известково-силикатные породы образуют в биотитовых гнейсах протяженные (до сотен метров) полосы (прослой) мощностью от первых метров до 50–70 м. Известково-кремнистые породы лока-

лизованы в виде округлых зональных включений, по составу и структуре аналогичных метаморфизованным конкрециям(?) в метатерригенных породах ладожской серии. В составе подкомплекса широко развиты мигматизированные гранат-биотитовые, иногда с кордиеритом гнейсы, содержащие прослойки амфиболитов и амфибол-пироксеновых кристаллосланцев и редкие включения, будины известково-силикатных пород. Контакты со смежными породами постепенные. Ш. К. Балтыбаевым на побережье Ладожского озера выявлены метавулканы, представленные калишпатсодержащими гранат-биотитовыми гнейсами с порфиридными выделениями плагиоклаза. Характерной чертой подкомплекса является преобладание в нем различных по вещественным и структурным признакам гранат-биотитовых гнейсов и широкое распространение кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов. Количественные соотношения глиноземистых минералов в гнейсах широко колеблются. Гнейсы разного состава перемежаются в виде полос и линз различной мощности. Практически повсеместно проявлена их интенсивная мигматизация. Изредка встречаются гиперстен-биотитовые гнейсы, локально появляются линзы амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов. Кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы отличаются от гранат-биотитовых присутствием кордиерита (до 35 %), который образует зерна разной величины, до порфиробластов размером до 1 см. Часто кордиерит обрастает зерна граната. Как правило, зерна кордиерита в центре наполнены тонкими иголочками силлиманита. Совместно с кордиеритом изредка встречается зеленая шпинель в мелких зернах. Иногда шпинель находится внутри зерен кордиерита. Кордиерит-биотитовые и биотит-кордиеритовые гнейсы состоят из кордиерита (10–60 %), в зернах – от 0,25 до 4,0 мм и основной мелкозернистой массы (0,25–0,5 мм) гранобластовой и лепидогранобластовой структуры. Они сложены кварцем (10–20 %), биотитом (10–20 %), плагиоклазом № 30–32 (20–30 %) и микроклином (3–5 %). Характерны элементы пойкилопорфиробластовой структуры, вызванные включениями мелких зерен кварца в плагиоклазе и наполнением крупных зерен кордиерита мелкими иголочками силлиманита.

Подкомплекс гнейсов и кристаллосланцев ($pK\alpha_2lp$). Характерной особенностью подкомплекса является регулярное чередование гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов с подчиненным развитием двупироксеновых гнейсов и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. Общее количество гиперстенсодержащих пород составляет около 45 %, из них около 20 % приходится на безгранатовые разновидности сланцев и гнейсов. В краевых частях полей развития подкомплекса иногда присутствуют линзы силлиманит-биотитовых, иногда силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов.

Контакты с окружающими образованиями нечеткие и определяются по исчезновению гиперстенсодержащих пород во вмещающих гнейсах. Гиперстен-гранат-биотитовые гнейсы состоят (%) из плагиоклаза (40–90), кварца (5–45), гиперстена (2–3), граната (2–3), биотита (1–9), микроклина (0–5), рудного минерала (менее 1), графита (0–1), пеннина (0–1). Чешуйки графита часто ассоциируются с мусковитом и кварцем. Структура лепидогранобластовая с элементами пойкилопорфиробластовой. Размер зерен – 0,3–1,0 мм и только отдельные зерна граната и пироксена достигают 1,2 см.

Для пород лахденпохского комплекса имеется одно прямое определение Ш. К. Балтыбаева изотопного возраста цирконов из гранат-биотитовых гнейсов, которые по петрографическим признакам интерпретируются им как метаморфизованные риолиты. Этот возраст составляет $1883,3 \pm 6,6$ млн лет и совпадает с полученным при ГДП-200 возрастом цирконов из метаандезитов ($1883 \pm 6,7$ млн лет), залегающих в Сортавальской СФЗ среди калевийских ритмичнослоистых пород. Очевидно, что полученный возраст близок к верхней возрастной границе супракrustальных пород метаморфического комплекса.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Региональный метаморфизм и метасоматоз являются одними из важнейших геологических процессов в раннедокембрийской истории региона. На основе комплексного подхода к изучению метаморфо-метасоматических преобразований в раннем докембрии региона на схематической карте метаморфизма и метасоматоза масштаба 1 : 2 500 000 показано возрастное расчленение и фациальные и сериальные особенности метаморфических и метасоматических образований. Совместное рассмотрение метаморфизма и метасоматоза обусловлено генетической близостью проявления данных процессов. Во многих случаях метасоматоз происходит в условиях регрессивной стадии метаморфизма, когда крупные порции растворов (метаморфогенных флюидов) вовлекаются в миграцию в зонах складчато-разрывных деформаций. По этой причине докембрийские метасоматические породы Балтийского щита значительно отличаются по составу и рудоносности от метасоматитов фанерозойских неметаморфизованных комплексов, где были описаны классические примеры метасоматических формаций.

Разновозрастные деформационные, магматические, метаморфические и метасоматические процессы, проявленные в докембрийское время на территории Карелии, объединяют в тектоно-метаморфические циклы [84]. Под тектоно-метаморфическим циклом понимается закономерная совокупность тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов, присущих однократному проявлению регионального метаморфизма [178, 179]. На территории листа к полнопроявленным относятся лопийский (ребольский, поздний архей, 2,6–2,8 млрд лет) свекофеннский (ранний протерозой 1,7–1,9 млрд лет) и рифейский (предположительно 1,5–1,0 млрд лет) циклы. Саамский (ранний архей, более 3,1 млрд лет) и селецкий (около 2,4 млрд лет) циклы, выделяемые рядом исследователей, проявлены локально. Реликты раннего метаморфизма показаны на карте внемасштабными знаками на фоне метаморфизма главного этапа.

Саамский тектоно-метаморфический цикл (ранний архей)

Метаморфизм пород архейского фундамента изучен сравнительно слабо. В большинстве случаев раннеархейские ассоциации либо затушеваны более поздними процессами, либо их выделение неоднозначно [57]. Для наиболее

ранних проявлений метаморфизма, возраст которых оценивается в 3,1–3,2 млрд лет (саамий), предполагаются условия высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фаций умеренно повышенных давлений. Так, например, в обрамлении Уросозерской зеленокаменной структуры [8] сохраняются реликты гранат-биотитовых гнейсов (иногда с силлиманитом и кордиеритом), условия образования которых резко отличаются от условий позднеархейского метаморфизма. По парагенезису силлиманит–гранат–биотит–кварц–плагиоклаз различными методами были получены значения температуры 690–710 °С при давлении 7–10 кбар. Возраст раннеархейского метаморфизма, определенный U-Pb методом по циркону из жильного мигматита, оценивается в 3210 ± 10 млн лет [122]. Сходные данные известны для смежной территории Восточной Финляндии (район Варпайсъярви).

По современным представлениям [222], в этот период были сформированы древнейшие «сиалические ядра». На территории листа к ним относятся западная часть Водлозерского блока (домена), где формированию древнейших сиалических пород предшествовало образование амфиболитов и биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (метавулканитов известково-щелочной серии) в условиях амфиболитовой фации. Распространение этих пород ограничено. Наибольшим развитием пользуются породы тоналит-грондьемит-гранодиоритовой (ТГГ) серии. В ряде мест (р. Выг) в них встречаются реликтовые участки меланократовых гнейсов и амфиболитов [222]. Возраст гранодиорита ТГГ серии составляет 3138 ± 63 млн лет.

Лопийский тектоно-метаморфический цикл (поздний архей)

Позднеархейский метаморфизм в докембрии юго-восточной части Балтийского щита большинством исследователей рассматривается как важнейший геологический процесс, в ходе которого формировалась континентальная земная кора этого региона. Геологическое строение Карельской гранит-зеленокаменной области в основном характеризуется многостадийным метаморфизмом андалузитового типа в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений.

Для пород зеленокаменных структур характерны следующие минеральные ассоциации: в метабазальтовых коматиитах – амфибол-серпентин-цоизит \pm плагиоклаз, в метабазальтах – эпидот-амфибол-плагиоклаз, в метаандезитах – эпидот-биотит-амфибол-плагиоклаз. В породах средне-кислого состава (метадациты-метариолиты) биотит-мусковит (серицит)-кварц-плагиоклаз (олигоклаз-андезин). Амфибол в метабазальтах и метаандезитах принадлежит к группе обыкновенных роговых обманок. Биотит характерен для метаандезитов (до 15 % объема породы). Минералы группы эпидота распространены повсеместно. Плагиоклаз в породах среднего состава представлен андезином, в основных породах андезин-лабрадором. Анализ типовых ассоциаций показывает, что процессы метаморфизма происходили в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций при температурах 580–600 °С и давлении около 4–5 кбар [55].

Для зонального метаморфизма позднеархейских зеленокаменных поясов характерно увеличение p - t параметров до низкотемпературной части амфи-

болитовой фации. Зональный метаморфизм наблюдается в Хаутоваарском, Семченском и других зеленокаменных трогах. Одновременно резко усиливаются складчатые деформации с признаками пластичного течения, метаморфической полосчатости и линейности в полностью перекристаллизованных породах, теряющих исходные текстурно-структурные особенности осадочных или вулканических образований. Степень метаморфизма в зональных комплексах возрастает от центра к периферии зеленокаменных структур. В типовой последовательности выделяются несколько метаморфических зон [55]: 1 – альбит-эпидот-актинолитовая, 2 – эпидот-роговообманковая, 3 – андезин-роговообманковая.

В первой зоне сохраняются первичные магматические структуры. Степень перекристаллизации пород различная. Среди пород зоны преобладают различные амфиболовые сланцы. Амфибол представлен игольчатыми кристаллами актинолита. По актинолиту развивается сине-зеленая роговая обманка. Новообразованный плагиоклаз представлен альбитом. В средней зоне появляются амфиболиты, в них амфибол представлен роговой обманкой, а также амфибол-эпидот-биотитовые плагиосланцы и гнейсы (метаандезиты). Основность плагиоклаза меняется от альбит-олигоклаза до андезина. Типичными представителями пород третьей зоны являются разноминеральные амфиболиты. Таким образом, метаморфизм ряда зеленокаменных структур проявился в формировании метаморфической зональности в условиях умеренного давления от фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации.

По данным С. Б. Лобач-Жученко и В. С. Байковой, в породах зеленокаменных поясов центральной Карелии выделяются два этапа и несколько стадий регионального метаморфизма [55]. Метаморфизм второго этапа преимущественно эпидот-амфиболитовой фации, сопряженный с формированием регионально развитой сланцеватости, наложился на ранний зональный метаморфизм. В свою очередь Л. Н. Котова [125] указывает на три этапа метаморфизма. В гнейсо-гранитных ареалах в ходе первых двух этапов достигались условия эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений. Третий этап был проявлен весьма локально и неоднородно – от амфиболитовой фации низких давлений до гранулитов умеренных давлений, известных в Тулосском блоке западной Карелии. В этом районе, расположенном в северо-западной части листа, среди главных групп пород выделяются амфиболиты и кристаллические сланцы, гнейсы, по составу отвечающие вулканитам известково-щелочной серии, мигматиты с гнейсовым субстратом, а также интрузивные образования. Имеющиеся данные [222] показывают, что гранулитовый метаморфизм наложен на тоналиты, на секущие их дайки амфиболитов, а также на жильные тела двуполевошпатовых гранитов. Умереннобарический гранулитовый метаморфизм (около 5,5–7,5 кбар) является частью метаморфической зональности от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. 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 сложнопостроенные, нередко тектонизированные границы. Радиологические датировки, полученные в районе оз. Тулос U-Pb [20] и Pb-Pb методами [291], в среднем составляют около 2,65 млрд лет.

На основании данных, полученных в супракрустальных комплексах, в позднеархейской региональной метаморфической зональности Карельской гранит-зеленокаменной области на территории листа по режиму давлений большинство исследователей выделяют две зоны метаморфизма. Первая из них (Восточно-Карельская) включает Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс. Для этого района характерен сравнительно однородный зеленосланцевый метаморфизм неопределенных (умеренных или повышенных) давлений [228]. Вторая зона охватывает центральную, западную и южную части Карельской гранит-зеленокаменной области (Гимольско-Костомукшский и Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменные пояса по С. И. Рыбакову [179], а также структуры восточной Финляндии). Здесь позднеархейские осадочно-вулканогенные породы испытали зональный метаморфизм андалузитового типа в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций [275]. Режим пониженных давлений 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. Как правило, изограды метаморфизма и фронт гранитизации конформны общим контурам зеленокаменных структур. Уровень метаморфизма заметно повышается в северо-западном направлении [57] и возрастает контрастность метаморфической зональности в пределах зеленокаменных структур. Лопийский метаморфизм завершается формированием средне-низкотемпературных метасоматитов, разрозненные радиологические датировки по которым попадают в очень широкий интервал – 2860–2515 млн лет. Вероятно, что выделенные этапы регионального лопийского метаморфизма соответствуют формированию разновозрастных генераций зеленокаменных поясов.

На территории листа находится лишь весьма небольшая часть Южного Беломорья, представляющая собой часть зоны сочленения с породами Беломорского пояса. Эта территория, характеризующаяся условиями позднеархейского высокотемпературного амфиболитового метаморфизма повышенных давлений, сложена преимущественно гранитогнейсами при отсутствии реликтов древних гранулитов.

Свекофеннский тектоно-метаморфический цикл (ранний протерозой)

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы на территории листа метаморфизованы преимущественно в условиях мусковит-хлоритовой и мусковит-хлорит-биотитовой субфаций зеленосланцевой фации. В центральной части синклиновых прогибов иногда сохраняются парагенезисы пренит-пумпеллиитовой фации (Онежский прогиб), а в краевых частях – эпидот-амфиболитовой фации. Для свекофеннского метаморфизма Карельского геоблока определяются условия низких или умеренных давлений андалузитового типа с локально проявленными приразломными зонами кианитового метаморфизма [228, 275]. Нижнепротерозойские породы прогибов центральной Карелии были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации низких давлений (400–500 °С, 2–3 кбар). В узких зонах складчато-разрывных дислокаций, где фиксируются повышенные давления, в западной

Карелии нередко обнаруживается кианит, иногда в полосах мощностью в десятки и первые сотни метров. Возрастной интервал Svecofennian метаморфизма можно оценить сравнительно точно (1,8–1,9 млрд лет), однако на территории Карельского кратона геохронологическая изученность метаморфических процессов остается недостаточной.

Svecofennian метаморфизм северного Приладожья рассматривается как классический пример проявления высокоградиентной метаморфической зональности. P-t условия метаморфизма увеличиваются в южном и юго-западном направлениях.

В северном Приладожье раннедокембрийские породы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия), южнее условия метаморфизма достигают гранулитовой фации*. Северо-Приладожский блок (зона Раахе-Ладога) характеризуется прогрессивной метаморфической зональностью от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В Svecofennian тектоническом районе широко проявлен сравнительно однородный ультраметаморфизм с наложением парагенезисов амфиболитовой фации на гранулиты умеренных давлений (до 750–850 °C и 5–7 кбар) при интенсивно проявленной мигматизации [222].

В северной части зоны сочленения Svecofennian пояса и Карельского кратона Раахе-Ладога в районе оз. Янисярви фрагментарно сохранились породы фации зеленых сланцев. Породы зеленосланцевой фации представлены переслаивающимися метапесчаниками и метаалевролитами с характерным выдержанным парагенезисом биотит-мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварц. Южнее они сменяются гранат-биотитовыми, гранат-ставролитовыми, андалузитовыми сланцами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Алмандиновый гранат и ставролит образуются приблизительно при одинаковой температуре, их изограды пространственно сближены. Условия метаморфизма отвечают интервалу температур 460–510 °C при давлении 2,5–3,5 кбар, что соответствует низкотемпературной части ставролитовой зоны. Дальнейшее возрастание степени метаморфизма фиксируется полосой андалузит-биотит-мусковитовых сланцев.

И наконец у побережья Ладожского озера фиксируется первое появление волокнистого силлиманита (фибролита), что соответствует переходу к силлиманит-биотит-мусковитовой субфации при t 650 °C и p 4,5 кбар. В зоне этой субфации появляются первые мигматиты. Юго-западнее г. Сортавала распространены наиболее высокотемпературные образования амфиболитовой фации: гранат-кордиерит-ортоклазовые и силлиманит-ортоклазовые гнейсы [222]. Переход к гранулитовой фации отмечается появлением ортопироксена в основных породах. Субконформный характер метаморфической зональности нарушается субмеридиональной зоной дислокаций Янисярви-Ляскеля, где наблюдается снижение степени метаморфизма до уровня эпидот-амфиболитовой фации.

*В последние годы предлагается выделять в Приладожье два крупных блока земной коры с различной геологической историей.

Таким образом, в зоне сочленения Свекофеннского метаморфического пояса и Карельского кратона породы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия), а южнее условия метаморфизма локально достигают условий гранулитовой фации [84, 326]. Возраст метаморфизма на смежной территории Финляндии оценивается в 1800–1833 млн лет [326].

В Свекофеннском тектоническом районе широко проявлен сравнительно однородный ультраметаморфизм с наложением парагенезисов амфиболитовой фации на гранулиты умеренных давлений (до 750–850 °С и 5–7 кбар) при интенсивно проявленной мигматизации.

Рифейский тектоно-метаморфический цикл

Метаморфизм рифейского возраста на территории листа (Ладожский грабен, пос. Салми, месторождение Карку) достигает лишь самых низкотемпературных (цеолитовых) ступеней и в настоящее время остается недостаточно изученным. В ряде случаев преобразование позднепротерозойских осадочных пород остается на уровне катагенеза.

Таким образом, метаморфическая история докембрийских пород на территории листа отличается большой сложностью, обусловленной региональной зональностью, полистадийностью каждого из тектоно-метаморфических циклов и полиметаморфизмом. Поэтому на схематической карте метаморфизма и метасоматоза показаны пространственные соотношения метаморфизма разных фациальных условий и возраста.

МЕТАСОМАТОЗ

На территории Карелии в пределах листа известны метасоматические образования различного происхождения. В литературе описывались разнообразные по составу метасоматиты, связанные с метаморфизмом, вулканизмом и гранитным магматизмом. Кроме того, известны «автономные» метасоматические породы, не проявляющие связи с какими-либо метаморфическими событиями или магматическими и вулканическими породами. К регионально проявленным из вышеперечисленных можно отнести только метаморфогенные метасоматиты. Данные образования к настоящему времени исследованы наиболее детально и пользуются наибольшим распространением на территории Карелии. Поскольку метасоматические породы маркируют регрессивные (заключительные) этапы регионального метаморфизма, они нередко являются репером окончания тектоно-метаморфического цикла и минеральным индикатором его условий. В настоящее время выделяются четыре периода интенсивной метасоматической активности: позднеархейский (позднеребольский, 2,7–2,6 млрд лет), два раннепротерозойских (ранне- и позднесвекофеннские, около 1,90 и 1,76 млрд лет соответственно), а также позднепротерозойский (1,15–1,05 млрд лет).

Регионально распространенные докембрийские метасоматиты на исследованной территории обладают признаками метаморфогенного происхождения

[37, 38, 295]. 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 линейновытянутые, 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.

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 было принято локальное U-Pb датирование по цирконам.

Метасоматиты разделяются на группы фаций по щелочности–кислотности (кислотные, основные, щелочные) и температуре (высоко-, средне- и низкотемпературные). Кроме того, высоко-среднетемпературные фации различаются по режиму повышенных или пониженных давлений [205].

Минеральные типы метасоматитов

Минеральные типы метасоматитов региона отличаются большим разнообразием минерального состава и связанной с ними полезной минерализации. *Высокотемпературные* метасоматиты характерны для зон гранулитового метаморфизма и поэтому на территории листа проявлены сравнительно слабо [109]. Так, известны кордиерит-силлиманит-кварцевые метасоматиты по гранулитам Свекофеннского метаморфического пояса [275].

К *среднетемпературным* отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма до начала процессов ультраметаморфизма и гранитизации (т. е. не более 620–650 °С). В условиях амфиболитовой фации повышенных давлений широко распространены среднетемпературные метасоматиты повышенных давлений состава кварц-плагиоклаз-кианит-гранат-ставролит-роговая обманка, для которых было предложено общее название «хизовариты» [119]. На территории листа такие породы известны лишь в узких зонах повышенных давлений (западная Карелия), в которых локально формировались зоны кианитовых метасоматитов.

При метаморфизме низких и умеренных давлений, характерном для Карельской гранит-зеленокаменной области, в условиях средних температур образовывались метасоматиты – скёли. Скёли – это кварцитовидные рудоносные или рудосопровождающие породы с гранатом, кордиеритом, ромбическими амфиболами, андалузитом, ставролитом и другими минералами. На

территории листа выделяются скёли как основного (преимущественно ставролит-кордиерит-амфиболового), так и среднего и кислого (плагиоклаз-биотит-ставролитового, гранат-андалузит-кварцевого) состава.

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 скарноидов, в состав которой входят различные среднетемпературные породы, в том числе карбонатные фации с диопсидом, актинолитом (тремолитом), скаполитом и апатитом.

Среднетемпературные кварц-полевошпатовые метасоматиты преобладают в гнейсо-гранитных ареалах и характерны для субстрата, бедного основаниями. На территории листа они пользуются широким распространением. Известны такие породы как позднеархейского, так и раннепротерозойского возраста. В данную группу входят сравнительно однообразные по составу среднетемпературные породы, сложенные в различных соотношениях микроклином, олигоклазом (альбитом) и кварцем. В подчиненных количествах могут присутствовать щелочные амфиболы и турмалин.

К *низкотемпературным* отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях, не превышающих верхнюю температурную границу зеленосланцевой фации. В этих условиях (около 450–470 °С) из состава метасоматитов исчезают гранат и глиноземистые амфиболы, главным темноцветным минералом становится хлорит. Для низкотемпературных метасоматитов типично присутствие карбонатов, хотя бы в небольших количествах. Среди данных пород выделяются следующие главные типы.

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. Типоморфным минералом пропилитов является хлорит, с которым тесно ассоциируют эпидот-клиноцоизит, биотит, актинолит, реже тальк. Данные минералы нередко образуют моно- и биминеральные зоны метасоматических колонок в различных сочетаниях (т. е. собственные фации), которые многие исследователи также относят к пропилитам.

Березиты. Низкотемпературные мусковитовые метасоматиты обнаруживаются практически во всех геологических структурах Карелии, 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). Еще более важно, что березиты являются благоприятной средой для локализации богатых сульфидных руд наложенного типа, которые формируются несколько позже березитизации. К березитам можно отнести и специфические метасоматиты Онежской структуры с хромовыми, литиевыми и ванадиевыми светлыми слюдами (космозериты).

Листвениты. В настоящее время под лиственитами обычно понимают все низкотемпературные карбонатные метасоматиты, сформировавшиеся в условиях повышенной углекислотности. В Карелии такие породы наиболее рас-

пространены в районе Ветреного Пояса, а также в Онежской структуре. Чем выше углекислотность флюидно-метасоматической системы, тем раньше проявляются листвениты в общей последовательности образования метасоматических пород.

Альбититы. 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 проявлены в районе Заонежского полуострова, а также в значительных объемах проявления альбитизации отмечались в районах Ветреного пояса и Гимольской структуры.

Нижеуказанные типы метасоматитов занимают подчиненное положение.

Серпентиниты. Серпентиновые метасоматиты выделены в отдельную группу в связи со специфичностью их состава, обусловленного карбонатным или ультраосновным субстратом. В подчиненных количествах присутствуют тальк, актинолит, карбонат, рудные минералы. Серпентиниты иногда представляют собой комплексное Ni-Mg сырье, известное под названием «кемититы». Серпентиниты нередко сменяют пропилиты по простиранию зон, являясь их аналогами по высокомагнезиальным и низкокремнистым породам. В серпентинитах интенсивно проявлены разнообразные коррозионные структуры замещения, свидетельствующие не только о крупномасштабной гидратации пород, но и о значительном изменении их химического состава.

Щелочноамфибол-асбестовые и асбестовые метасоматиты широко распространены в северо-восточном Заонежье (район пос. Повенец). Эти породы еще недостаточно детально изучены, но уже сейчас считается, что они образуют крупные, возможно, уникальные месторождения [416]. Волокнистый амфибол в основном представлен рибекитом в ассоциации с альбитом и доломитом. Мощность кулисообразных субпараллельных тел достигает десятков и сотен метров при протяженности отдельных тел до 5–10 км [374]. Щелочноамфибол-асбестовые метасоматиты проявлены по терригенно-карбонатному субстрату, ассоциируют с хлорит-тальковыми и альбит-карбонатными метасоматитами, возможно, также с аргиллизитами. Данные образования существенно отличаются от проявлений альбититов с щелочными амфиболами и включены в группу лиственитов.

Не менее широко распространены хризотил- и актинолит-асбестовые породы Ветреного пояса, которые не образуют крупных тел. В большинстве случаев эти породы относятся к группе серпентиновых метасоматитов.

Турмалиниты представлены как кислотными (tu+q), так и основными (cl+tu, ac+er+tu и др.) разновидностями. Нередко они ассоциируют с гранитоидными или кварц-полевошпатовыми жилами. В Онежской структуре турмалиниты отмечались в «эруптивных трубках», где они «цементируют» гранитные или диабазовые округлые реликты (псевдобрекчии). Севернее пос. Гирвас отмечались крупные турмалиновые «солнца» в ассоциации с эпидозитами и тремолит-тальковыми метасоматитами по ятулийским метабазальтам [27]. Происхождение и геологическая позиция данных пород остаются слабо изученными. Высказывались мнения о связи турмалинитов Карелии с ятулийским основным вулканизмом или кислым магматизмом.

Аргиллизиты. В Карелии известно не менее пяти проявлений аргиллизитов. К ним в частности относят каолиновое месторождение Пролонваара [67] и кварц-каолиновые метасоматиты Онежской структуры [352]. Поскольку глубокий уровень современного эрозионного среза не позволяет предполагать значимой сохранности самых низкотемпературных разновидностей метасоматитов, проявления аргиллизитов на Балтийском щите очень редки.

Гумбеиты, т. е. низкотемпературные калишпатовые метасоматические породы, в Карелии представлены редкими находками. К ним относятся адуляровые породы на Ветреном поясе и калишпатовые метасоматиты по кварцитопесчаникам месторождения Воронов Бор, а также, по-видимому, адуляровые жилы Онежской структуры [77].

Хлоритоидные метасоматиты, тесно ассоциирующие с пропилитами, описывались в Сумозерско-Кенозерском и Южно-Выгозерском зеленокаменных поясах. У хлоритоида сравнительно узкий температурный интервал устойчивости, для образования этого минерала необходимы условия низкой активности щелочей и высокая железистость породы.

Флюоритовые метасоматиты. В настоящее время в Карелии известно лишь несколько примеров метасоматитов вне гранитоидов, в которых флюорит является пороодообразующим минералом. Рудопоявление Калливолампи [27, 356] расположено на западном фланге Онежской структуры южнее пос. Эльмус. Зона флюорит-альбитовых пород с содержанием флюорита около 10–25 % обрамляет линзу розовых мономинеральных альбититов. Метасоматиты сформировались по нижнепротерозойским полимиктовым конгломератам и не проявляют связи с какими-либо магматическими или вулканическими породами. Данные метасоматиты включены в группу альбититов.

Скаполитовые метасоматиты. В значительных количествах скаполит отмечался в карбонатных метасоматитах северного Приладожья, в Рыбозерской структуре и на некоторых других объектах. Данные метасоматиты условно включены в группу лиственинов, однако некоторые скаполитовые породы, по-видимому, относятся к среднетемпературным скарнам и скарноподобным метасоматитам.

К магматогенным метасоматитам на территории листа можно отнести грейзены и скарны, фениты, а также некоторые разновидности пропилитов, березитов и альбититов, подвергшихся метаморфизму и распространенных сравнительно локально.

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 Карелии распространены политермальные комплексы с закономерным изменением температуры от зоны к зоне. Метасоматический комплекс имеет собственное название, отражающее его географическое положение, петрографический состав и время проявления метасоматоза.

На территории листа метасоматиты входят в состав пяти метасоматических комплексов, существенно различающихся по составу, рудоносности и последовательности образования пород.

Хаутоваарский метасоматический комплекс характерен для зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области, имеет состав скёли–пропилиты–березиты и типичен для областей метаморфизма низких и умеренных давлений. Среди среднетемпературных (мезотермальных) разновидностей преобладают куммингтонит-гранат-роговообманковые метасоматиты. Кордиерит-антофиллитовая фация распространена локально. В подчиненных количествах известны хлорит-альбитовые и хлорит-карбонатные фации. Низкотемпературные члены комплекса чаще всего образуют зональные тела, краевые части которых сложены эпидот-хлоритовыми пропилитами, а центральные – мусковит-кварцевыми березитами. Последние часто содержат сульфидную вкрапленность, иногда в строении метасоматических тел принимают участие линзовидные массивные пирит-пирротиновые руды наложенного типа. В западнокарельских метавулканогенно-осадочных образованиях лопия усиливается роль магнетит-амфиболовых (рибекит, куммингтонит, актинолит или роговая обманка) и магнетит-кварцевых метасоматитов, принимающих участие в перекристаллизации магнетитовых руд.

Петротипом комплекса на листе Р-36 является месторождение Хюрсюля (центральная часть Хаутоваарского трога). Здесь установлена следующая метасоматическая зональность от центра зоны к ее периферии: 1 – амфибол-кварцевые метасоматиты с арсенопиритом, галенитом, сфалеритом; 2 – кордиерит-биотит-мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты; 3 – магнетит-эпидот-тремолит-карбонатные метасоматиты; 4 – биотит-карбонат-актинолитовые метасоматиты; 5 – хлоритовые метасоматиты с прожилково-вкрапленными пирит-халькопиритовой и золоторудной минерализацией.

Показательны метасоматиты месторождения Новые Пески. Среднетемпературные околорудные метасоматиты представлены ассоциацией роговой обманки, граната, биотита, полевых шпатов и кварца, в низкотемпературных наблюдаются карбонат–биотит–хлорит–эпидот. Установлена следующая последовательность метасоматических образований: гранат-кварцевые → гранат-роговообманковые → эпидот-амфиболовые метасоматиты.

В образованиях комплекса наблюдаются все члены метасоматической триады – кислотные, основные и щелочные фации. На пример, кордиерит-кварцевые, гранат-амфиболовые, карбонат-альбитовые фации.

Метасоматиты хаутоваарского комплекса широко распространены в других ЗКП Карелии. В частности, в районе оз. Уросозеро (25 км к югу от г. Се-

гежа) были изучены метасоматиты гранат-куммингтонитового и гранат-кварцевого составов. U-Pb методом по циркону был определен их возраст – $2715,5 \pm 6,1$ млн лет (U-Pb по циркону). Ранее полученное определение 2517 ± 15 млн лет (U-Pb по циркону [279]) можно рассматривать как омоложенное за счет потери радиогенного свинца в метамиктных зернах цирконов.

Выгозерский (Золотопорожский) метасоматический комплекс. Метасоматиты этого комплекса распространены в архейских зеленокаменных поясах северо-восточной части листа. Особенно они характерны для Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, в состав которого входят Рыбозерская, Вожминская, Шилосская и другие зеленокаменные структуры. Петротипом комплекса являются рудоносные метасоматиты проявления Золотые Пороги, которое расположено на границе листов Р-36 и Р-37.

По своему составу и последовательности формирования метасоматиты этого комплекса сходны с соответствующими образованиями Хаутоваарского метасоматического комплекса. Однако имеются и существенные различия. Среднетемпературные метасоматиты редуцированы и они имеют другой состав. К ним относятся куммингтонит-жедрит-гранатовые и куммингтонит-гранат-роговообманковые метасоматиты [77]. 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 указанных выше зеленокаменных структурах. Особенно характерны для комплекса 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. Так, на проявлении Золотые Пороги в метасоматитах с рудной минерализацией конечные члены метасоматической колонки представлены ассоциацией карбонат (анкерит)-хлорит. В лиственитах наблюдаются метасоматиты карбонат-кварцевой и собственно карбонатной фаций. Кислотные разновидности образованы карбонат-кварцевыми и существенно кварцевыми породами. Последние сочетаются с зонами окварцевания и кварцевыми прожилками. В рудных разновидностях метасоматитов также появляются турмалин и фуксит. Для пород карбонатной фации характерны хлорит-карбонатные, кварц-карбонатные, хлорит-фуксит-карбонатные метасоматиты.

Для рудовмещающих пород Рыбозерской зеленокаменной структуры (Рыбозерское проявление золота) получены U-Pb датировки – 2818 ± 14 млн лет и 2801 ± 11 млн лет (Богачев, 2013).

Раннепротерозойские метасоматические комплексы

К раннепротерозойским метасоматическим комплексам на территории листа относятся Онежский комплекс в центральной Карелии и Ладожский комплекс в северном Приладожье.

Онежский метасоматический комплекс распространен на большей части территории Карельского кратона, где раннепротерозойский метаморфизм

происходил преимущественно в условиях зеленосланцевой фации низких давлений. Наиболее интенсивно образования этого комплекса, представленные последовательностью пропилиты, альбититы и березиты, проявлены в раннепротерозойских прогибах, где протяженные зоны локализации разновозрастных метасоматитов сходного состава и рудоносности с перерывами прослеживаются на первые сотни километров. Петротипом комплекса являются околорудные метасоматиты уран-ванадиевых месторождений Заонежского полуострова (месторождения Падма, Космозеро, Великая Губа, Рудная Горка). Наиболее ранние фации представлены разнообразными по составу пропилитами (актинолитовыми, хлоритовыми, эпидотовыми), которые сменяются кислотными фациями (серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми метасоматитами). К низкотемпературной части комплекса также относятся карбонат-тальковые, рибекит-асбестовые, альбит-карбонатные и карбонатно-слюдистые метасоматиты. В подчиненных количествах принимают участие турмалиновые метасоматиты. Метасоматоз преимущественно проявлен в раннепротерозойских зонах складчато-разрывных деформаций, имеющих северо-западное простирание, но нередко активизированы и позднеархейские субмеридиональные тектонические зоны.

Для таких раннепротерозойских прогибов, как Янгозерский, Сегозерский, Елмозерский и др. характерна ассоциация пропилитов и альбититов. Во многих участках проявлены сходные по минеральному составу метасоматиты (в последовательности их формирования):

- 1) эпидот-амфиболовые и эпидот-хлоритовые пропилиты;
- 2) хлорит-альбитовые и кварц-альбитовые альбититы;
- 3) альбит-кварцевые и карбонат-кварцевые метасоматиты, включая процессы наложенного прожилково-жильного и объемного прокварцевания с сульфидной минерализацией;
- 4) альбит-карбонатные и пирит-карбонатные листвениты.

Метасоматиты уран-ванадиевых месторождений Заонежского полуострова не обнаруживают генетической связи с магматическими комплексами и формируются позже раннепротерозойского регионального метаморфизма. В формировании метасоматитов выделяются три крупных этапа. С первым из них связано развитие пропилитов, преимущественно хлорит-эпидотового состава. С ними сопряжены локально проявленные мусковит-кварцевые березиты. На втором этапе формируются альбититы (эйситы) и/или рибекит-флогопит-альбитовые метасоматиты с ванадиевым и хромовым эгирином. С третьим этапом метасоматоза связаны карбонатно-кварцевые метасоматиты с селенидно-сульфидной минерализацией, слюдиты и карбонатно-слюдистые (доломит-хромфенгит-роскоэлит, роскоэлит-хромфенгитовые) метасоматиты. Радиологический возраст слюдитов (U-Pb метод по настурану) 1760 ± 30 млн лет.

Ладожский метасоматический комплекс. Метасоматиты комплекса широко распространены в пределах зоны сочленения Раахе-Ладога Карельского кратона и Свекофеннского подвижного пояса. Состав комплекса разнообразен. В него входят скёли, кварц-полевошпатовые метасоматиты, пропилиты и березиты. Альбититы для комплекса не характерны. Петротипом комплекса являются метасоматиты обрамления Импилахтинского и отчасти Коккасельского гранито-гнейсовых купольных структур.

Скёли и близкие к ним породы представлены кордиеритовыми, кордиерит-амфиболовыми, андалузитовыми метасоматитами. Они в основном распространены на флангах Рускеальской антиформы.

Скарноиды широко распространены. Среди них значительную роль играют скарноподобные гранатовые, клинопироксеновые, скаполит-диопсид-карбонатные, диопсид-актинолит-карбонатные и другие метасоматиты, формирующиеся даже по безкарбонатному субстрату.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты преобладают в гнейсогранитных ареалах и характерны для субстрата, бедного основаниями. На территории Приладжья они пользуются широким распространением. В данную группу входят сравнительно однообразные по составу среднетемпературные крупнозернистые породы, сложенные в различной пропорции микроклином, олигоклазом (альбитом) и кварцем. В подчиненных количествах могут присутствовать щелочные амфиболы и турмалин. Иногда отмечаются переходы к более низкотемпературным мусковитовым (серицитовым) или хлоритовым метасоматитам.

Пропилиты являются также распространенными метасоматическими породами, особенно в породах суйстамского комплекса. Особенно широко они развиты по слабометаморфизованным метабазитам, но могут быть проявлены по породам практически любого состава и в широком интервале температур. Типоморфным минералом пропилитов является хлорит, с которым тесно ассоциируют эпидот-клиноцоизит, биотит, актинолит, реже тальк. Данные минералы нередко образуют моно- и биминеральные зоны метасоматических колонок в различных сочетаниях.

Березиты. Низкотемпературные мусковитовые метасоматиты обнаруживаются практически во всех геологических структурах, начиная от зон слабой мусковитизации до крупных тел мощностью в первые метры. В большинстве случаев березиты сопровождаются сингенетичной сульфидной минерализацией (в основном пирит или пирротин, реже арсенопирит). Березиты являются благоприятной средой для локализации богатых сульфидных руд наложенного типа, в том числе и для золоторудной минерализации.

К позднепротерозойским проявлениям метасоматоза относятся грейзены, эндо- и экзоскарны, связанные с гранитами рапакиви. Радиологические датировки, полученные U-Pb и Sm-Nd методами по метасоматитам Салминского массива, находятся в интервале 1510–1560 млн лет и соответствуют возрасту постмагматических процессов [182, 238].

Таким образом, главный объем метасоматитов Карельского региона сформировался в позднеархейское (ребольский этап, около 2,60–2,70 млрд лет) и раннепротерозойское (свекофеннский этап, 1,70–1,80 млрд лет) время, то есть в главные периоды формирования земной коры данного региона.

Метасоматиты рифейского времени

Каркунлампинский метасоматический комплекс. Метасоматические образования комплекса распространены в породах рифея в восточном борту Ладожского грабена. Все они приурочены к поверхности структурного несогласия и представлены сульфидсодержащими хлорит-карбонатными метасо-

матитами. Петротипом комплекса являются метасоматиты уранового месторождения Карку, расположенного на юго-западном побережье оз. Каркунлампи, в 9 км к юго-востоку от пос. Салми и других проявлений этого типа.

В образованиях комплекса хорошо проявлена метасоматическая зональность (Шурилов, Полеховский, Тарасова, 2013). От флангов к центру метасоматического тела выделяются несколько метасоматических зон: внешняя зона представлена ореолом хлоритизированных песчаников, темно-серый с зеленоватым оттенком хлорит составляет матрицу метасоматитов, присутствуют также лейкоксен, гидроокислы железа и каолин.

Промежуточная зона образована интенсивно карбонатизированными терригенными породами, ореол карбонатизации непосредственно приурочен к поверхности несогласия, в зависимости от соотношений карбоната и хлорита меняется цвет метасоматитов от светло-серого до темного.

Центральная зона, также приуроченная к поверхности несогласия, совмещена с рудными залежами богатых урановых руд и сложена существенно карбонатными метасоматитами с сульфидной минерализацией, карбонат образует крупные кристаллы с пойкилитовыми остатками цемента, цвет метасоматитов светло-серый, в участках обогащения сульфидами – желтоватый, а оксидами урана – темно-серый, черный. Своеобразные текстурно-структурные особенности этих метасоматитов дали основание (Шурилов, Полеховский, Тарасова, 2013) выделить их под собственным названием «каркулиты».

Региональные зоны проявления метасоматоза

Участки наибольшей концентрации метасоматитов показаны на схематической карте метаморфизма и метасоматоза в виде отдельных зон их локализации. Они приурочены к крупным тектоническим структурам, контролирующим пути миграции флюидных потоков. Выделение зон локализации метасоматитов основано на сведениях по 520 проявлениям метасоматических пород различного состава и возраста. Именно в пределах этих зон содержание метасоматических пород увеличивается на 1–2 порядка, и по густой сети субпараллельных или кулисообразных разломов они как бы «пропитывают» вмещающие их породы. Большинство зон локализации метасоматитов совпадает с разломами, показанными на карте тектонического строения допозднеландского фундамента.

Таким образом, хотя метасоматические объекты проявлены локально, можно говорить о региональном проявлении зон их локализации. Фациальный состав метасоматических комплексов, простирание зон, их насыщенность метасоматическими объектами – все это имеет важное значение для оценки металлогенического потенциала докембрия Карельского региона.

Известно, что метасоматоз в условиях повышенных давлений способствует увеличению кислотности, при резком сбросе давлений (декомпрессия) резко увеличивается щелочность и т. д. Поскольку интенсивность рудообразования во многом зависит от контрастности проявления предварительного рассеяния полезных компонентов и их последующей концентрации, тренды изменения р-*t* условий при метаморфизме и метасоматозе имеют важное метал-

логеническое значение. Например, альбититы в Карелии являются рудоносными только в ассоциации с предшествующими березитами и последующими лиственитами.

По соотношению оруденения и метасоматоза можно выделить три группы рудных объектов. К первой относятся объекты, в которых основная масса рудного вещества была сформирована до начала метасоматических изменений. В ходе метасоматоза изменяются только структурно-текстурные особенности руд без изменений минерального состава, масштаб переноса рудообразующих элементов минимален. Источником оруденения являются, как правило, только вмещающие породы.

Вторая группа представлена рудными объектами, в которых наряду с до-метасоматическими рудами большое значение имеют руды, сформированные в ходе метасоматических процессов. В этом случае изменяются как структуры и текстуры руд, так и их минеральный состав, масштабы переноса рудного вещества увеличиваются, оруденение становится поликомпонентным.

В третью группу входят рудопроявления и месторождения, полностью сформированные в процессе метасоматоза. Для рудных полей этого типа характерны протяженные и мощные метасоматические постройки, поликомпонентное оруденение (нередко геохимически контрастное), значительные масштабы переноса рудного вещества, множественные источники рудообразующих элементов.

По количеству рудных объектов, связанных с метасоматозом, первое место занимает Онежский метасоматический комплекс, на втором месте оказываются метасоматиты зеленокаменных поясов – Хаутоваарского и Выгозерского комплексов. Перспективные метасоматические породы Ладожского комплекса распространены на сравнительно небольшой площади. Метасоматиты Каркунлампинского комплекса являются экзотическими образованиями.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Изучение тектонического строения докембрийских образований, слагающих территорию южной Карелии и выходящих на дочетвертичную поверхность в пределах листа Р-(35),36 – Петрозаводск, имеет длительную историю, в которой выделяются два периода. Для раннего из них (1935–1963 гг.) характерно выявление и изучение тектонического районирования территории. С ним связаны обобщающие работы К. О. Кратца, В. А. Перевозчиковой и Л. Я. Харитоновой. Во втором периоде (1963–1987 гг.) основное внимание уделялось изучению последовательности деформаций, уточнению и детализации структурно-возрастных шкал. Целый ряд обобщающих работ был создан Ю. И. Лазаревым, В. З. Негруцей, В. И. Робоненым, С. И. Рыбаковым, В. А. Соколовым, М. М. Стенарем и рядом других исследователей. С этим периодом связано и начало работ по палеотектонике и палеогеографии архея и главным образом протерозоя Т. В. Билибиной, Ю. Б. Богданова, А. С. Воинова, В. З. Негруцы, В. Е. Попова, К. И. Хейсканена. В 1991 г. вышла монография Ю. И. Сыстры [165], представляющая собой обобщение результатов изучения тектоники (в том числе складчатости) Карелии. Для дочетвертичных образований им были выделены платформенный, рифейский, карельский, лопийский и саамский структурные этажи. Карельский этаж был разделен на три структурных яруса. Территория Карелии разделена автором на три тектонические области: Беломорскую, Карельскую и Свекофеннскую.

Лист Р-(35),36 располагается на границе двух крупнейших тектонических элементов 1-го порядка Восточно-Европейской платформы (ВЕП): Балтийского щита и Русской плиты. 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 (ТО) области [53]. На схеме тектонического районирования видно, что на территории листа располагаются части Русской плиты и Балтийского щита (Свекофеннская, Карельская и незначительный участок Беломорской ТО). Беломорская ТО занимает на территории листа незначительную площадь на его северо-востоке и нами в дальнейшем не рассматривается. В Свекофеннской ТО обособляются структуры 2-го порядка: Свирско-Янисъярвинская тектоническая зона (краевой прогиб) и Внутренняя зона (Выборгский и Лахденпохский блоки). В Карельской ТО видны Гимольский блок, Водлозерский блок и Водлозерско-Сегозерская межблоковая зона. Межблоковая зона Вет-

реного пояса разделяет Беломорскую и Карельскую ТО. Положение этих тектонических элементов показано на схеме тектонического районирования листа в зарамочном пространстве Госгеолкарты.

Тектонический анализ территории проводился с использованием результатов изучения геофизических карт аномального магнитного поля, гравиметрической карты в редукции Буге масштаба 1 : 1 000 000, результатов сеймопрофилирования, карт горизонтальных градиентов (линейных структур) гравитационного и магнитного полей масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000 соответственно. Анализ двух последних карт применялся при выделении разломов. На геологической карте дочетвертичных образований показаны региональные зоны разломов (главные и второстепенные), преимущественно взятые с геологической карты листа предыдущего поколения [53] и сводных геологических карт масштаба 1 : 500 000 по Северо-Западу России [214, 254]. Положение разломов уточнено по результатам ГДП-200, проведенного после 2000 г. в Приладожье [161, 198, 199, 240] и северо-восточнее Онежского озера [65]. Однако даже в специальных исследованиях [165] не проведено их разделение по возрасту, морфологии и кинематике. Они образуют сеть разрывов субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений.

В строении Восточно-Европейской платформы всеми авторами выделяют кристаллический фундамент и осадочный чехол. Последний был разделен на промежуточный (нижнерифейский) и верхний (поздневендско-фанерозойский) структурные этажи [53]. Позднее нижний из них был назван авлакогенным [39]. Они примерно соответствуют рифейскому и платформенному этажам Ю. Й. Сыстры.

Кристаллический фундамент платформы включает саамский, лопийский и карельский этажи Ю. Й. Сыстры, границы которых уточнены по имеющимся материалам и отражают резкую смену тектонических режимов. Впервые выделены структурные ярусы и иногда подъярусы. Все они отражают особенности и стадийность тектонического развития территории листа на протяжении 3 млрд лет. Все эти элементы тектоники показаны на тектонической схеме масштаба 1 : 2 500 000. На ней также изображены изогипсы поверхности фундамента и изопахиты мощности пород авлакогенного этажа [182] и структурных ярусов осадочного чехла ВЕП [166].

Реоморфизованный гипотетический саамско-раннелопийский структурный этаж

Породы, образующие этот этаж в пределах листа, выделены условно. Они представлены мигматит-диоритами, мигматит-плагиогранитами и метаморфическими образованиями, слагающими инфраструктурный комплекс для пород среднего и позднего лопия. Гранитоиды занимают обширные территории и в настоящее время приурочены к антиклинорным выступам среди средне-, позднелопийских и карельских образований. Косвенным свидетельством их широкого распространения могут служить реликтовые датировки цирконов в диапазоне 3000–3600 млн лет, полученные О. А. Воиновой в метасоматитах в районе оз. Маслозеро и среднего течения р. Семчь, а С. Б. Ло-

бач-Жученко с соавторами [103, 104] – для Водлозерского блока. Особенности строения этажа неизвестны. Результаты специальных исследований показали, что для пород этого этажа характерны не менее пяти этапов деформаций, сопровождавшихся образованием складок различных направлений [165]. Они подвергались неоднократной структурно-метаморфической переработке [49, 148]. Можно предполагать, что формирование этажа отражает этап образования гранитоидной протокоры (ранней гранитоидной коры).

Первый гранит-зеленокаменный (эократонный) структурный этаж

Породы этого этажа образуют южную часть Карельской тектонической области, известной в литературе как гранит-зеленокаменная область (ГЗО). Для подобных областей предложен тектонический термин «эократон» [44]. На смежной территории листа Q-(35),36 расположен Беломорский подвижный пояс, который считается одновозрастной тектонопарой к Карельской ГЗО, рассматриваемой как относительно стабилизированная область [39]. Верхняя граница этажа проведена в основании толщ пород ятулийского времени второго структурного этажа, которые с резким несогласием и площадными корами выветривания в основании перекрывают образования эократона [117, 165, 171]. В образовании этажа выделяются три этапа развития, формирующие три структурных яруса. Ранний доскладчатый этап представлен нижним ярусом; средний – синскладчатый отвечает беломорской эпохе складчатости, гранитообразования и регионального метаморфизма; поздний этап (верхний ярус) – постскладчатый.

Нижний доскладчатый структурный ярус образован преимущественно осадочно-вулканогенными породами основного состава хаутоваарского времени (надгоризонта) среднелопийской эры. Вулканогенные толщи – только в Ведлозерско-Сегозерской межмегаблоковой зоне и Водлозерском мегаблоке. В настоящее время они образуют узкие линейные зоны, известные в геологической литературе как зеленокаменные пояса (ЗКП). Они слагают структуры длиной до 300 и шириной до 10–15 км преимущественно субмеридионального, реже северо-западного простираний. На территории данного листа к первым из них относится Ведлозерско-Сегозерская система ЗКП (Хаутоваарско-Сегозерская и Парандовская СФЗ), вторые образуют южный конец Хатту (Ялонварская структура) и Сумозерско-Кенозерский ЗКП [139]. Во многих из них установлены центры вулканизма, приуроченные к древним разломам [34]. В Водлозерском блоке расположена самостоятельная Южно-Выгозерская структура, не относящаяся к ЗКП. Не исключено, что основные вулканы были развиты шире современных ЗКП и формировали покровные комплексы [148].

В Гимольском мегаблоке нижний ярус сложен осадочно-вулканогенными породами позднелопийской эры (гимольская серия и паданская толща). На западе блока (Костомукшская СФЗ) известны флишоидные толщи осадков гимольской серии. Выше них и восточнее распространены металавы андезит-дацит-риодацитового комплекса паданской толщи (Костомукшская и Паданская СФЗ). У восточного края блока в них существенную роль играют грау-

вакки. Предполагается, что осадочно-вулканогенные толщи формировали сплошной покров [53].

Средний структурный ярус (беломорская эпоха складчатости). Именно для пород этого яруса типично проявление главной складчатости с формированием двух типов складчатых структур. Один тип структур представлен узкими удлиненными часто субмеридиональными складками с крутыми, иногда опрокинутыми крыльями. Подобный характер складок отмечается в породах нижнего яруса во всех ЗКП [139, 140] и, по данным М. А. Корсаковой [227, 228] и В. М. Чернова, в породах нижнего яруса Гимольского блока.

В породах нижнего яруса наиболее крупной и хорошо изученной структурой является Хаутоваарская в Ведлозерско-Сегозерской системе ЗКП. Ее протяженность составляет около 100 км при ширине до 10–12 км. Она представляет собой сжатую троговую структуру субмеридионального простирания. Характерно отсутствие малых складок, сланцеватость в породах крутая (70–85°) с падением к востоку. На северном окончании структуры наблюдается синклинальное ее замыкание. Восточнее в районе Маньги–Киндасово также установлено субмеридиональное простирание пород, отсутствие малых складок и крутое падение сланцеватости (60–70°) к западу.

В Гимольском блоке расположена субмеридиональная сжатая Шаверкинская синклиналь протяженностью более 50 км при ширине до 10 км. Породы смяты в сжатые изоклинальные складки 2-го порядка с крутым падением крыльев (60–90°), часто опрокинутые на запад.

В Сумозерско-Кенозерском ЗКП, по сообщению И. А. Житниковой, породы нижнего яруса образуют Коросозерскую структуру северо-западного простирания длиной не менее 30 км при ширине 3–10 км. Оба ее контакта тектонические, породы залегают моноклинально с падением сланцеватости к северо-востоку под углами от 30–40° (около ЮЗ контакта) до 60–70° (у СВ контакта).

Своеобразный характер имеет Семченская структура в Ведлозерско-Сегозерском межблоковом поясе, которая с севера и юга ограничена Сегозерским и Сязозерским антиклинориями, а с запада и востока – субмеридиональными ЗКП. Структура имеет субширотное простирание с крутыми падениями сланцеватости (65–70°) к северу. Вблизи ЗКП в ней наблюдаются субмеридиональные складки 2-го порядка [34].

Иной характер складчатости наблюдается на удалении от разломов. Южно-Выгозерская структура в Выгозерском блоке не принадлежит ни к одному ЗКП. Она имеет подковообразную форму субмеридиональной структуры. Внутри нее расположен Шилосский массив, образующий куполообразную структуру. Простирание пород подчиняется ориентировке контакта и меняется от западного на северо-западное, северное, северо-восточное и восточное. Сланцеватость пологая (30–40°), и только у внешнего североного контакта – крутая (70–90°). Предполагается, что сооружение представляет собой реликт покровной структуры [65]. В Гимольском блоке за пределами разломов наблюдаются широкие простые складки также субмеридиональной ориентировки с относительно пологими крыльями (20–40°), и только при приближении к разломам углы падения возрастают до 60–70°. Примерами могут слу-

жить реликты антиклинали в районе пос. Паданы [48] или Суккозерской синклинали [170].

К среднему ярусу относятся многочисленные интрузивные массивы, образованные породами следующих серий (от ранних к поздним): габбродиоритовой, диоритовой, монцо-сиенитовой и гранитовой. Особой закономерности в распределении интрузий не установлено. Можно только отметить, что они тяготеют к Ведлозерско-Сегозерской зоне ЗКП и ее обрамлению. Кроме того, они образуют Семченскую ПЗ, обрамляющую с севера Водлозерский «овал» [53].

Несомненно, часть разломов связана с формированием складчатых структур. Структуры ЗКП и субмеридиональные линейные складки всегда сопряжены с разломами. Наиболее протяженными разломами являются Маньга-Парандовский, Хаутоваарский и фрагмент Главного разлома в Сумозерско-Кенозерском ЗКП. В Гимольском блоке наиболее протяженные субмеридиональные разломы – Суккозерско-Гимольский и Лексозерский. Морфология разломов и характер движений по ним остаются неизученными. По мнению Ю. Й. Сыстры [165], большинство разломов является крутыми взбросо-сдвигами. С активизацией разломов, вероятно, и связано формирование сжатых складчатых структур (или их ассоциаций) с субвертикальными осевыми плоскостями (в частности, ЗКП) [148]. По всей вероятности, некоторые зоны разломов заложились еще в первую стадию, и с ними связано возникновение ранних ЗКП. Возможно, образование складок и субвертикальные движения по разломам тесно связаны, и складчатые структуры являются «останцовыми», сохранившимися после допротерозойской денудации; с этим связано и то, что на поверхность выведены породы, сформировавшиеся на разных глубинах в коре.

Верхний постскладчатый структурный ярус выделяется условно и на территории листа развит ограниченно. К нему отнесены постскладчатые(?) породы кубышкинской серии и других одновозрастных подразделений [117] позднелопийской эры и сумийского времени раннекарельской эры. Они сформировались после завершения главной складчатости в среднем структурном ярусе в условиях повышенной жесткости коры в мелких грабенах (троговых прогибах). Сюда же отнесены расслоенный Бураковский массив перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса и интрузии Рагнозерского комплекса диорит-гранитов, обособившие Бураковскую плутоническую зону. По мнению Ю. Й. Сыстры [165], эти массивы трассируют северо-восточный Бураковско-Монастырский глубинный разлом. Породы яруса образуют Кумсинский, Пулозерский и Киричский трюги преимущественно северо-западных простираний с моноклиальным падением пород под углами 30–50°.

На схеме тектонического районирования для этого этажа выделяются блоки (и антиклинали), в пределах которых выходят реоморфизованные породы предшествующего структурного этажа [165]. Мегаблоки разделены межблоковыми зонами, образованными зеленокаменными поясами, важнейшей из которых является Ведлозерско-Сегозерская межблоковая зона, разделившая Карельскую область на Гимольский и Водлозерский блоки, геологическая история которых различается. В Гимольском мегаблоке в качестве структуры

2-го порядка обособляется Северо-Ладожский блок-антиклинорий, отделенный Ялонваарским межблоковым поясом. В Водлозерском блоке обособляется изометричная структура Водлозерского «овала».

С верхним ярусом, вероятно, связано выравнивание рельефа в результате вертикальных движений блоков, что привело к выведению на поверхность пород разной глубины образования.

Территория Карельского эократона, вероятно, была кратонизирована [165].

Второй протогеосинклинальный и протократонный структурный этаж

Этот этаж распространен значительно шире первого этажа. Он охватывает значительную территорию Карельского эократона и площади к юго-западу от нее – от Ладожского озера до Финского залива. В его формировании участвуют породы карельского эона, а в строении выделяются три структурных яруса. По особенностям развития выделяются две тектонические области – Карельская и Свекофеннская.

Карельская тектоническая область (протократон)

Нижний структурный ярус распространен только в Карельской структурной области и выклинивается в Свекофеннской области. Он образован осадками ятулийского времени раннекарельской эры и отделен от первого этажа крупным перерывом, несогласием и первой площадной корой химического выветривания [117]. Образование яруса – существенно кварцевые терригенные отложения и хемогенные карбонатные осадки, подчиненную роль играют толеит-базальтовые вулканиты. Они накапливались в пределах единого обширного бассейна [15, 117, 171]. Впервые для раннего докембрия выявляется фациальная зональность, частично отраженная в структурно-формационной зональности (СФЗ). Все отложения яруса накапливались в ятулийское время в относительно мелководных бассейнах, а для Онежской структуры предполагаются условия лагун [17, 117, 171]. Образование этого яруса могут рассматриваться как реликты первого осадочного чехла.

Следующий (доскладчатый) структурный ярус сложен породами людиковийского и калевийского времен позднекарельской эры. В Карельской тектонической области основными районами их накопления являются Онежская, Соанлахтинско-Суоярвская СФЗ в периферической части области и СФЗ Ветреного пояса [17, 41, 117, 171]. Образование яруса согласно перекрывают породы предшествующего ятулийского яруса. Низы его разреза сложены породами людиковия – лавами и силлами основного состава. В северо-восточном направлении (в Онежской структуре) их роль сокращается и возрастает значение осадков. Позднее в ней сформировались лавово-вулканокластические поля из переслаивающихся лавовых потоков и покровов базальтов и их туфов с резко подчиненным количеством эффузивно-пирокластических образований пироксеновых и пикритовых базальтов. Они образовали вулканотектоническую депрессию, где вулканизм концентрировался на неболь-

шой площади, а вулканические аппараты образовали сопряженную группу вулканов [123]. Завершается разрез яруса толщей пород калевиа, сложенной конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые образуют ритмы различной мощности – от нескольких сантиметров до 25 м и более. По строению это – флишоидная толща с довольно монотонным переслаиванием терригенных пород. Вверх по разрезу роль грубообломочных и песчаных осадков сокращается [17, 41, 117, 123].

Характерно образование трубок взрыва кимберлитов и мелилититов.

В СФЗ Ветреного пояса (на границе с Беломорским блоком) ярус образован только метаандезибазальтами, метабазальтами, магнезиальными метабазальтами, коматиитовыми базальтами со структурами спинифекс и (в подчиненном количестве) туфами основного состава. Вулканическая деятельность носила спокойный характер, а роль пирокластики в разрезах незначительна.

К самостоятельному (синскладчатому) ярусу отнесены осадки вепсийского времени. В Онежской структуре (вашозерская свита) накапливаются с грубой ритмичностью граувакковые песчаники с щебенчато-аргиллитовыми конгломератами. Песчаники переслаиваются с алевролитами, пелитами, кремнистыми аргиллитами и редкими прослоями известняков и онколитовых доломитов с микростроматолитами. К верхам разреза тяготеют тонкослоистые силициты и силицитовые конгломераты.

Возможным фациальным аналогом являются отложения петрозаводской свиты Прионежской структуры. Она сложена породой груборитмичного строения с мощностью ритмов до 5–7 м. Ритмы в низах образованы полевошпат-кварцевыми песчаниками с косою слоистостью (в крупных сериях), а кровля – мелкозернистыми косо- или горизонтальнослоистыми песчаниками. Кровля ритмов нередко размыта. Вверх по разрезу в кровле ритмов появляются алевролиты, сменяющиеся выше кварцевыми песчаниками розовато-серого цвета, бурыми слюдястыми алевролитами и сланцами, наблюдаются знаки ряби.

Завершается разрез яруса кварцитами и кварцитопесчаниками (шокшинская свита) с обломочным материалом чисто кварцевого состава. Наблюдаются розовые, красные, малиновые и сиреневые кварциты и кварцитопесчаники, красноцветные алевролиты и конгломераты. В нижней части разреза ритмы имеют мощность 1,5–2 м, выше по разрезу их мощность убывает и увеличивается доля мелкозернистых разностей. Верхи свиты сложены средне- и крупнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, красными кварцитопесчаниками с косою слоистостью, знаками ряби, течения и волнения. По К. О. Кратцу [86], они являются молассой.

С этим ярусом связаны процессы складчатости и метаморфизма, не превышающего условий зеленосланцевой фации.

По данным Ю. Й. Сыстры [165], преимущественным распространением пользуются открытые симметричные, иногда асимметричные линейные и мультискладчатые складки, относящиеся к ранней (первой) фазе складчатых деформаций. Центральное положение занимают субмеридиональные Сямозерско-Сегозерский и Ондозерский антиклинории, сложенные породами предшествующих этажей. Они разделены Сегозерским синклиналим прогибом. Западнее прогиба преимущественным распространением пользуются

синклинали субмеридиональные (Туломозерская, Суоярвская, южная часть Воломской, Янгозерский синклинорий) и реже – северо-восточных простираний (Ваксауская, Костомукшская). На востоке области обособляются Северо-Онежский прогиб и мелкие структуры ятулия к северу от него (Северо-Конжозерская синклиналь, Кумсинская структура и др.). Северо-Онежский прогиб (мульда) несколько вытянут в субмеридиональном направлении и имеет размеры 120×150 км. Его западное крыло субмеридионального простирания, а северное крыло субширотного, сменяющегося на северо-западное. Падение пород к центру структуры относительно крутое в западном и более пологое в северном и северо-восточном крыльях. Все структуры первой (ранней) фазы складчатости образуют брахисинклинали с погружением осей к ядерной части структур. Субмеридиональные складки расположены, как правило, вблизи Ондозерского и Сязозерско-Сегозерского антиклинориев. Их крылья становятся пологими по мере удаления от антиклинориев. Для большинства складок характерны субвертикальные осевые плоскости.

Сегозерская структура напоминает межблоковую мульдообразную синклиналь. На западном и южном берегах оз. Сегозеро (крылья мульды) наблюдаются пологие ($25\text{--}50^\circ$) центриклинальные падения к северу и востоку, северо-восточное крыло более круто (до 70°) падает к юго-западу. На севере Сегозерская мульда граничит с Елмозерской синклиной, отделяясь от нее двумя куполами (9×3 и $5 \times 1,5$ км), сложенными породами предшествующего архейского этажа.

Таким образом, территория кратона делится на две части, граница между которыми совпадает с архейской Ведлозерско-Сегозерской межблоковой зоной. Западнее нее преобладают субмеридиональные складки, а к востоку расположен крупный субизометричный Северо-Онежский прогиб. Он находится между Ведлозерско-Сегозерской и Бураковской (Бураковско-Монастырской) тектоническими зонами. Возможно, его реликтами являются мелкие синклинали ятулия, расположенные к северу от него, простирание осей которых конформно северной границе Северо-Онежской структуры. Сама структура могла образоваться при погружении района Онежского озера и воздымании района оз. Выг.

Складчатые структуры первой фазы деформаций не установлены в отложениях вепся, который, вероятно, образовался после этих движений.

Ко второй (поздней) фазе деформаций относятся складки северо-западных простираний [165]. Они представлены крупными линейными, часто сжатыми синклиналями (Маслозерская, Елмозерская, Ветреного пояса, Лубоярвинская). В Янгозерском синклинории они видны только в его западном пологом крыле. В Маслозерской и Елмозерской структурах складки сжатые, асимметричные, одно из крыльев крутое, иногда – опрокинутое. Для Маслозерской структуры северо-западное окончание (за пределами листа) приобретает субмеридиональное простирание, юго-восточное окончание Елмозерской структуры (около слияния с Сегозерской мульдой) – широкое, с реликтами субмеридиональных складок [165].

Своеобразная структура приурочена к границе Карельской и Беломорской тектонических областей [165] – Сумозерская приразломная зона. Она представляет собой однокрылую структуру, в пределах которой, по устному со-

общению И. А. Житниковой и литературным данным, все породы (от архея до протерозойских образований нижнего яруса) падают моноклинально к северо-востоку под углами от 10–40 до 65–80°. Только в районе горы Голец на краже Ветреный Пояс отмечают встречные падения. Сумозерская зона представляет собой пакет тектонических пластин, а краж Ветреный Пояс – грабен(?).

В Северо-Онежском прогибе наложенные, часто сжатые складки северо-западных простираний развиты очень широко. Они характеризуются пологими шарнирами и крыльями, падающими к центру под углами 35–65°, в ядерных частях – 15–20°. Синклиналильные структуры относительно широкие (до 10–15 км), антиклинали – более сжатые (ширина 3–6 км) с крутыми (60–90°), часто опрокинутыми крыльями.

В Прионежской структуре не установлены складки ранней фазы. Она представляет собой сундучную складку северо-западного простирания длиной около 120 км при ширине 55–60 км, восточное ее крыло пологое (6–8, редко 20°), юго-западное – крутое (75–90°). Прионежская складка накладывается структурно несогласно на Северо-Онежскую мульду.

Вероятнее всего, вторая фаза складкообразования отделена от первой формированием отложений молассы.

С поздней фазой сдвиго-взбросовых деформаций связано возникновение крутых (и опрокинутых) крыльев складок северо-западных в Карельской области [165] и в Сумозерской зоне между Карельской и Беломорской областями. В Северо-Онежской структуре с этой фазой, вероятно, связано возникновение разрывов в верхней коре – складчато-разрывных дислокаций (СРД) [249].

Причиной образования СРД и северо-западных складок является погружение коры между Бураковской и Ведлозерско-Сегозерской зонами.

Свекофеннская тектоническая область (протогеосинклиналь)

В пределах области в Северном Приладожье образования этого этажа залегают непосредственно на гранитоидах архейского фундамента, образуя Свирско-Янисъярвинский краевой прогиб. Этаж подразделяется на три структурных яруса – нижний (доскладчатый), средний (синскладчатый) и верхний (постскладчатый).

Нижний структурный ярус сложен породами людиковийско-калевийского (сортавальская–ладожская серии) времени, которые на карте соответственно разделены на 1-й и 2-й подъярусы. Мощность разрезов 1-го подъяруса в прогибе возрастает к югу. По мнению В. В. Иванникова и Н. Б. Филиппова, он представлен вулканоплутонической ассоциацией основных и ультраосновных лав и комагматичных интрузивных массивов. Метаосадки 2-го подъяруса образуют мощную толщу и выделены в терригенный флишеидный комплекс. По представлениям многих исследователей [17, 41, 117, 123, 176], метаморфическими аналогами пород ладожской серии являются глиноземистые гнейсы Лахденпохского и Выборгского блоков. В нижней части разреза подъяруса обнажены мелкозернистые кварциты и кварцитопесчаники с линзами конгломератов и гравелитов. Выше преобладают серые кварцитоподоб-

ные неяснослоистые разновидности пород с прослоями гранат-биотитовых сланцев, биотитовыми углеродистыми сланцами. Завершается разрез грубо- ритмичнослоистыми – от крупно- до мелкозернистых – кварцитопесчаниками, среди которых встречены маломощные покровы трахиандезитов. Ритмы сложены гравелитами или крупнозернистыми кварцитопесчаниками до тонкозернистых метаалевролитов и метааргиллитов, превращенных в гранат- и ставролитсодержащие сланцы. Для пород характерна градационная слоистость в сочетании иногда с косою или косоволнистой слоистостью и текстурами оползневых дислокаций. Породы нижнего яруса по времени отвечают породам доскладчатого яруса Карельской области.

Средний структурный ярус характеризуется как возникновением интрузивных массивов, образованных породами (от ранних к поздним) габбродиоритовой, диоритовой, монцо-сиенитовой и гранитовой серий, так и региональным метаморфизмом и складчатостью.

Интрузивные породы преимущественно гранитоидного состава в своем распространении отражают зональность в проявлениях процессов магматизма. По данным А. М. Беляева, В. В. Иванникова и В. И. Шульдинера, для Лахденпохского и Выборгского блоков характерны наиболее разнообразный как по составу, так и по возрасту комплекс гранитоидов и интенсивно проявленные процессы мигматизации в гнейсах. В северо-восточном направлении (к Карельской области) интенсивность процессов гранитообразования сокращается, и для Свирско-Янисъярвинской зоны процессы мигматизации проявлены значительно слабее или даже вовсе отсутствуют. Образование интрузий габбродиоритовой серии предшествует метаморфизму, а гранитной – является постметаморфическим.

Региональный метаморфизм накладывается на породы нижнего яруса и близок по времени с проявлениями интрузивного магматизма. Хорошо проявлена метаморфическая зональность, р-*t* условия которой меняются с юго-запада к северо-востоку от гранулитовой (в Выборгском блоке) до зеленосланцевой (около Карельской области) фаций метаморфизма.

В проявлении складчатости также наблюдается четкая структурная зональность. Для Лахденпохского и Выборгского блоков характерна наиболее напряженная складчатость с образованием сжатых, часто опрокинутых узких линейных складок северо-западного простирания, в ряде случаев отмечаются наложенные северо-восточные и субмеридиональные складки [18]. В Свирско-Янисъярвинском краевом прогибе выделяются Сортавальский и Питкярантский антиклинорий и смежный с ними Янисъярвинский синклинорий. Обе структуры обладают в целом северо-западным простиранием. Для антиклинориев характерны купольные структуры, ядра которых образованы гранитоидами архея. Для синклинория типичны крутые сжатые складки северо-западного простирания, реже более открытые симметричные складчатые структуры [86]. Наиболее ранними складками, наложенными на турбидиты ладожской серии, являются субмеридиональные (1-я стадия): субширотные и северо-западные структуры относятся ко 2-й стадии [18]. Для 3-й стадии характерны сдвиговые деформации [18, 174, 175] – так же, как и в пределах Карельской области.

Янисъярвинская зона разломов приурочена к границе Свекофеннской ТО и прилегающего Карельского кратона. В Свекофеннской области достаточно определенно выделяется зона разрывов в районе г. Приозерск и в юго-восточной части Ладожского озера. Границей Свирско-Янисъярвинского прогиба и Лахденпохского блока является Мейерская надвиговая зона. Одновременно она является и южной границей выходов архейского фундамента [18, 20].

Верхний (постскладчатый) структурный ярус на площади листа представлен главным образом интрузивными породами комплекса анортозитов-гранитов рапакиви. К нему отнесены также породы хогландского горизонта, тесно связанные с рапакиви [203]. Финские геологи относят рапакиви к анорогенным интрузиям [189, 193]. Осадочно-вулканогенные образования и гранитоиды комплекса рапакиви приурочены только к области развития свекофеннид. Более молодые образования (салминская и приозерская свиты) залегают на рапакиви с разрывом и корой выветривания.

На территории листа выделяются Выборгский, Салминский, Улялегский массивы гранитов рапакиви. Породы хогландской серии известны только внутри и по обрамлению Выборгского массива. На остальной территории Балтийского щита они также приурочены к массивам подобных гранитов – Рижскому и Аландскому. Имеющиеся материалы позволяют полагать, что становление массивов происходило в верхней части коры. При их внедрении, вероятно, возникали сводовые поднятия, а при кристаллизации магмы – структуры обрушения в кровле или в краях массивов, в которых и накапливались осадки и породы эффузивной фации [184, 203]. Породы хогландской серии несогласно и с разрывом перекрывают гнейсы и граниты нижнего и среднего ярусов карельского этажа и лежат субгоризонтально.

Этот ярус отражает этап посторогенной активизации, проявившейся уже в условиях, близких к платформенным.

Третий протоплатформенный (авлакогенный) структурный этаж

Этаж образован породами раннего и позднего рифея и назван авлакогенным [39]. Для него на Русской платформе характерны локальные структуры погружения различных размеров и формы и разрывные нарушения, вызванные вертикальными перемещениями блоков земной коры при ненарушенном горизонтальном залегании пластов [39]. Геологическое строение этажа мало изучено в связи с его слабой обнаженностью, и его деление на ярусы не проведено. Этаж, который сложен породами Ладожского прогиба (синклинория) отнесен к одному байкальскому структурному ярусу. Он имеет северо-западное направление длинной оси (вероятно, унаследованное от раннепротерозойских направлений) и хорошо выделяется на тектонической карте по изопахитам. Прогиб представляет собой сложнопостроенную депрессию, вытянутую по длинной оси более чем на 200 км при ширине до 120 км. Фундамент в пределах Ладожского прогиба имеет, вероятно, клавишно-блоковое строение с общим симметричным погружением от бортов к центральной части. Ширина ступеней составляет 5–12 км при амплитуде вертикальных перемещений 30–100 м и более [182].

Согласно имеющимся данным, в строении Ладожского прогиба участвуют породы (снизу вверх) салминской, приозерской, прионежской и яблоновской свит. Все они образуют единую структуру. Две первые свиты с перерывом и несогласно перекрывают нижележащие породы, в том числе и рапакиви Салминского массива. Прионежская свита залегает с размывом на салминской и, по-видимому, на разных горизонтах приозерской свиты. Яблоновская свита содержит в себе продукты дезинтеграции всех подстилающих пород. Процессы осадконакопления и субщелочного вулканизма сопровождались внедрением гипабиссальных монцодолеритов, слагающих Валаамский силл, шток авгитовых порфиритов и серию даек в породах нижнего яруса второго структурного этажа [156].

Резкие колебания мощности этого этажа в Ладожском прогибе связаны с образованием наложенного на синклиорий Пашского грабена и многочисленными разрывными нарушениями, отражающими клавишно-блоковое его строение.

Четвертый плитный структурный этаж

Платформенный (современный) осадочный чехол

В разрезе структурного этажа отсутствуют отложения силура, нижнего и среднего девона, что, вероятно, отражает эпоху тектоно-магматической активизации, проявленную на Балтийском щите. Таким образом, на территории листа в современном осадочном чехле обособляются два структурных яруса – каледонский и герцинский, разделенные крупным перерывом.

Каледонский структурный ярус объединяет породы позднего венда и раннего палеозоя (кембрий и ордовик). Соотношения их не ясны, но они традиционно относятся к разным ярусам. На территории листа все они включены нами в нижний структурный ярус в ранге подъярусов. Верхний подъярус традиционно отвечает каледонскому структурному ярусу.

Нижний подъярус включает в себя верхневендские осадки, которые на Русской платформе представляют собой древнейший трансгрессивный комплекс, образующий на большей ее части основание осадочного чехла и резко несогласно залегающий на фундаменте и породах байкальского яруса [39]. На рассматриваемой территории этот подъярус соответствует южному и юго-восточному склонам Балтийского щита или северо-западному крылу Московской синеклизы.

Залегает структурный подъярус субгоризонтально с падением пластов на юго-восток–восток под углами в доли градуса; разрывные нарушения практически отсутствуют, имеются лишь локальные дислокации, связанные с неотектоническими движениями. Мощность структурного подъяруса возрастает в направлении на восток–юго-восток; на этом фоне отмечены местные сокращения мощности в районе Кильозерского вала [39].

Для территории листа характерно в целом трансгрессивное строение верхневендской толщи, преобладание песчаников в ее нижней части и аргиллитов – в верхней, а также наличие цикличности более высоких порядков в нижней части.

Верхний подъярус (собственно каледонский ярус) образован осадками кембрия и ордовика, которые составляют единый крупный терригенно-карбонатный комплекс, отделенный от подстилающих и перекрывающих отложений перерывами. Так же, как верхневендский структурный подъярус, нижнепалеозойский подъярус на территории листа Р-(35),36 соответствует краю крупного бассейна седиментации и образует крылья Московской и Ярославско-Балтийской синеклиз, не разделенных на тектонической схеме.

Герцинский структурный ярус образован породами от верхнего девона до верхнего карбона, которые залегают с резким стратиграфическим несогласием на размытой поверхности кембрийских и ордовикских пород или отложениях котлинского горизонта венда. В целом структурный ярус наследует область распространения нижележащего яруса. Для него также характерны моноклиальное падение пород и постепенное увеличение мощности на восток–юго-восток. Описываемый ярус отличается от нижележащего несколько иным структурным планом – относительным смещением простирания пластов и направления их погружения на юго-восток, что хорошо видно по положению изопахит каледонского и герцинского ярусов на тектонической схеме. Это связано с образованием в это время Псковско-Верхневолжской синеклизы [39]. Некоторые изменения характера тектонических движений отмечены региональными стратиграфическими несогласиями, выраженными резкими поверхностями размыва. Этот перерыв отмечен эпохой бокситообразования, что дает некоторым авторам основание разделять верхнепалеозойский структурный ярус на два подъяруса или выделять два самостоятельных структурных яруса. Известны также другие перерывы, связанные с регрессиями бассейна седиментации; в частности, отсутствуют отложения башкирского яруса, установлен ряд трансгрессивно-регрессивных циклов в девоне. С влиянием эпейрогенических движений также могут быть связаны циклическая смена песчано-глинистых и известняково-доломитовых пород в разрезах нижнекаменноугольных пород и незначительные угловые несогласия между слоями известняков в разрезах нижнекаменноугольных отложений.

Как и все породы верхнего структурного этажа, породы яруса практически не дислоцированы. Известны лишь отдельные нарушения общего падения пород на юго-восток. Отмечаются дислокации локального характера. Довизейская поверхность осложнена наличием крупного (длина около 20 км при амплитуде 70–80 м) очень пологого водораздельного поднятия, так называемого Кильозерского вала – локальной сложнопостроенной структуры, имеющей специфическое строение. Данная структура, сложенная верхнефранскими отложениями, возвышалась в течение алексинского и михайловского времен над уровнем наступающего с востока и юго-востока визейского моря и играла большую роль в формировании и распределении отложений в этот период. Этот вал определяет структурно-фациальное районирование нижнекаменноугольных отложений. Особый интерес представляют склоны поднятия. К ним приурочены эрозионные ложбины, выполненные бокситовыми породами, бокситами и огнеупорными глинами. С запада и северо-запада Кильозерский вал был отчленен от основной площади девонской равнины глубокой (40–50 м) и широкой (5–6 км) долинообразной депрессией, так называемой Капшинской магистральной долиной, заполненной осадками тульского

и алексинского горизонтов. К ней приурочены проявления огнеупорных глин. К юго-западному окончанию Кильозерского поднятия приурочены бокситоносные долины.

В заключение необходимо подчеркнуть следующее:

- наблюдается увеличение тектонической стабилизации территории от позднего архея к палеозою;
- в позднем архее наблюдается тектонический режим, имеющий черты как стабильной, так и подвижной областей;
- наблюдается определенная унаследованность тектоники: от позднего архея к протерозою (Карельский эократон–Карельский протократон); от позднего карелия к рифею – Свекофеннская область–Пашско-Ладожский прогиб (синклинорий);
- в позднем карелии формируется тектонический режим, напоминающий подвижный пояс (Свекофеннская протогоеосинклиналь);
- территория листа до настоящего времени имеет тенденцию к воздыманию.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Схема глубинного строения (СГС) территории листа составлена с целью выявления связи между глубинными геофизическими неоднородностями и верхнекоровыми тектоническими структурами. В основу создания СГС положены следующие геофизические материалы: карты аномального гравитационного и магнитного полей, глубинные сейсмические и петрофизические данные, результаты 3D плотностного моделирования. При анализе схемы основное внимание уделено выявлению блоковой делимости земной коры и характеристике межблоковых зон.

В соответствии с целевым назначением СГС и с учетом принципиально различных уровней сопоставляемых структур (кровля–подошва земной коры) при создании схемы были использованы фрагменты мелкомасштабных (1 : 2 500 000) карт потенциальных полей и карты мощности земной коры [262, 263], существенно превышающие по площади рассматриваемый лист. Фрагментация цифровых мелкомасштабных карт и приведение их к проекции листа были выполнены в отделе глубинных геофизических исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (исп. Е. А. Андросов).

Анализ глубинного строения выполнен с привлечением результатов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по 17 профилям и материалов опорного геолого-геофизического профиля 1-ЕВ (пикеты 750–1200).

Основная часть работ ГСЗ была выполнена во второй половине прошлого века (1965–1987 гг.) и только четыре профиля – в начале текущего столетия (2000–2001 гг.). Методико-технологическая схема отработки подавляющего большинства имеющихся профилей ГСЗ с позиции современных требований является устаревшей. Понятие «устаревший» связано с тем, что эти материалы недостаточно детально отражают скоростные параметры земной коры. В силу этого оценка типов коры (двухслойная, трехслойная и т. д.) крайне затруднительна. Тем не менее все эти материалы дают четкое представление

о положении подошвы земной коры (граница Мохоровичича), которая отмечается резким изменением скорости продольных волн: от 5,9–7,0 для коры – до 7,9–8,2 км/с для верхней мантии. В ряде случаев в основании коры выделяется высокоскоростной слой, который принято называть «коро-мантийной смесью». Скоростные параметры этой части разреза соответствуют 7,2–7,6 км/с [39].

Материалы современного опорного геолого-геофизического профиля 1-ЕВ дают существенно более детальное представление о строении земной коры. При отработке профиля [223] и дальнейшей углубленной обработке его фрагментов [236] были созданы детальные глубинные сейсмические и статистическо-динамические разрезы МОВ-ОГТ, петроплотностной разрез, геолого-геофизические модели и др.

С учетом слабой изученности земной коры глубинными сейсмическими исследованиями при создании схемы в качестве дополнительных материалов были использованы результаты 3D плотностного моделирования. Используемая методико-технологическая схема 3D плотностного моделирования создана и продолжает совершенствоваться в отделе глубинных геофизических исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» [236]. Используя эти наработки, была составлена система расчетных профилей (10), отражающая распределение локальных плотностных неоднородностей в земной коре (исп. О. А. Тарасова). Расчетные профили в масштабе 1 : 1 000 000 построены как вдоль основных профилей ГСЗ, так и по линиям, расположенным вкрест простирания основных тектонических структур. Результаты их анализа использованы для детализации схемы глубинного строения земной коры.

При составлении схемы глубинного строения за основу взята карта мощности земной коры масштаба 1 : 5 000 000, созданная во ФГУП «ВСЕГЕИ» [262, 263]. При построении этой карты использованы все имеющиеся к настоящему времени глубинные сейсмические данные (ГСЗ, МОВ-ОГТ, МОВЗ). Для заполнения межпрофильного пространства были использованы эмпирические двухмерные корреляционные функции, отражающие зависимость между глубиной границы М, аномалиями поля силы тяжести и современным рельефом. В соответствии с точностью определения границы по сейсмическим данным шаг изогипс составляет 4 км [262].

Дополнительная информация по результатам 3D плотностного моделирования позволила детализировать ранее созданную карту и послужила основой для схемы глубинного строения, помещенной в зарамочное пространство Госгеолкарты. В соответствии с дополнительными данными, сечение изогипс СГС принято 2 км. Анализ схемы свидетельствует о развитии двух основных элементов, формирующих земную кору на территории листа: субизометричные участки, отличающиеся средней мощностью земной коры, и разделяющие их узколинейные зоны. Наиболее крупными субизометричными элементами, резко отличающимися по характеру глубинного строения и выраженности в потенциальных полях, являются Карельская и Свеккофеннская тектонические области.

Карельская тектоническая область

Карельская ТО отличается относительно пониженной мощностью коры (до 42 км) при преимущественно пониженном значении поля силы тяжести и ее отчетливой «стратифицированностью». Локальные плотностные аномалии наблюдаются в верхней и средней частях коры и преимущественно ориентированы субгоризонтально, что и создает картину стратификации. Особенностью области является широкое распространение на площади гранитоидов архея. Ее периферическая часть характеризуется повышенными значениями аномального магнитного поля (до 1000 нТл). В Карельской ТО выделяются три тектонических района: Гимольский, Выгозерско-Водлозерский и Прионежский. Два первых разделены субмеридиональной межрайонной линейной Ведлозерско-Сегозерской зоной с линейной ориентировкой изопахит коры и участками со слабоинтенсивными аномалиями поля силы тяжести. Мощность коры в этой зоне возрастает к югу от 42–48 до 50 км. Прионежский тектонический район отделяется от остальной территории области межрайонной линейной Бураковско-Монастырской зоной восток-северо-восточного простирания. Мощность коры в ней не превышает 40–42 км. Зона приурочена к границе отрицательного и положительного полей силы тяжести. Для Прионежского тектонического района характерна повышенная мощность коры (более 46 км), возрастающая до 50 км в его юго-западной части, для которой характерно положительное поле силы тяжести (до 50 мГал). Она, вероятно, является продолжением Ведлозерско-Сегозерской зоны. Лодейнопольская межрайонная трассирует юго-западную часть границы Карельской и Свекофеннской областей.

На тектонической схеме показана Северо-Онежская структура (мульдообразная складка). Ее ядерная часть хорошо выделяется слабоотрицательным полем силы тяжести изометричной формы. На расчетных профилях R-14, R-6, R-7 и R-11 видна Онежская сквозькоровая синформа значительно больших размеров, охватывающая часть Ведлозерско-Сегозерской зоны и Выгозерско-Водлозерского тектонического района и, вероятно, отвечающая структуре «Водлозерского овала», упомянутого ранее в описании тектоники. Ее южный фланг ограничен Бураковско-Монастырской зоной, а западный расположен внутри Ведлозерско-Сегозерской зоны.

Свекофеннская тектоническая область

Свекофеннская область в целом обладает корой мощностью 42–48 км. Второй ее отличительной особенностью является широкое распространение регионального положительного поля силы тяжести до 50 мГал. Эта особенность, возможно, обусловлена площадным распространением пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Большая часть Свекофеннской области перекрыта достаточно мощным чехлом позднепротерозойских и фанерозойских отложений и слабо изучена. Исключение составляет ее северо-западная часть (Северное Приладожье и Карельский перешеек), характеризующаяся относительно высокой степенью изученности. В пределах области на схеме глубинного строения выделяются Северо-Ла-

дожский и Южно-Ладожский тектонические районы. Они разделены межрайонной линейной Выборгско-Салминской зоной северо-восточного простирания. В глубинном строении граница между Северо-Ладожским (Свекофеннская область) и Гимольским (Карельская область) тектоническими районами выражена неотчетливо. На тектонической схеме она проведена по Янисъярвинскому разлому, положение которого на профиле R-II примерно совпадает с изопахитой «42 км» (пикет 290). Здесь же (у пикета 300) происходит смена регионального положительного (Свекофеннская область) и отрицательного (Карельская область) полей силы тяжести, а мощность коры постепенно возрастает к юго-востоку до 44 км (пикет 233). В Свекофеннской области с пикетов 295–300 вплоть до пикета 160 (профиль R-II) земная кора обладает структурным строением, для которого характерны чередования линейных сквозькорových плотностных аномалий, полого погружающихся к северу.

В Свекофеннской области по особенностям глубинного строения выделяются Выборгский и Салминский тектонические подрайоны. Мощность коры в их пределах не превышает 40–42 км, она теряет элементы структурирования. На профилях R-II, R-14, R-6 и R-7 видны субвертикальные аномалии пониженной плотности, доходящие до мантии. На поверхности между подрайонами обнажаются граниты рапакиви Выборгского и Салминско-Улялегского массивов. Оба массива расположены на пересечении Лодейнопольской, Бураковско-Монастырской и Выборгско-Салминской межрайонных зон.

Интерпретация строения Южно-Ладожского тектонического района затруднена из-за мощного чехла рифей-палеозойских образований (более 2000 м), неоднократной его активизации, отсутствия глубоких скважин и слабой геофизической изученности.

Межрайонные линейные тектонические зоны

Из приведенных материалов следует существование двух типов тектонических зон, разделяющих тектонические районы. Первый из них характеризуется мощной корой (Ведлозерско-Сегозерская зона, мощность коры – 42–50 км) и обладает переменной шириной, достигающей 100 км. Второй тип зон имеет сокращенную кору (Бураковско-Монастырская, Лодейнопольская и Выборгско-Салминская зоны, мощность коры в них – 40–42 км при ширине 10–50 км). Анализ расчетных плотностных разрезов показал, что первый тип зон выражен сквозькорowymi узколокальными субвертикальными аномалиями повышенной плотности. Часто в их подошве в коре выделяется линзовидный слой «коромантийной смеси». Как правило, они сопряжены с более широкими сквозькорowymi участками пониженной плотности (профиль 1-ЕВ). Для второго типа зон более типичны крупные локальные аномалии пониженной плотности, часто связанные с нижней корой.

Можно предположить, что аномалии повышенной плотности отражают подъем мантийного вещества (базификация?). В результате при достаточно мощном процессе в основании коры может возникать слой «коромантийной смеси». Аномалии пониженной плотности, возможно, связаны с повышением температуры и плавлением пород. Формирование локальных аномалий по-

вышенной плотности приводит к появлению в коре антиформных структур. В результате тектонические районы приобретают вид простых синформ.

На схеме глубинного строения выделены зоны, в пределах которых расположены сквозькоровые локальные аномалии повышенной плотности. В центральной части листа видна субмеридиональная зона, практически совпадающая с Ведлозерско-Сегозерской линейной межрайонной зоной, которая на поверхности отвечает одноименной зоне зеленокаменных поясов лопия. В ее южной части обособляется Лодейнопольская межрайонная тектоническая зона. Еще одна слабо проявленная зона северо-западного простирания протягивается вдоль северо-восточного берега Ладожского озера от дер. Салми к пос. Маткаселькя. Возможно, она и трассирует границу Северо-Ладожского (Свекофеннская тектоническая область) и Гимольского (Карельская тектоническая область) тектонических районов.

Сравнение схемы глубинного строения и тектонической схемы показывает их принципиальное сходство. На обеих схемах в качестве главных элементов выделяются Карельская и Свекофеннская тектонические области. Блочное деление Карельской гранит-зеленокаменной области архея (эократона) и глубинное строение коры Карельской тектонической области очень близки. Ведлозерско-Сегозерская зона, разделяющая тектонические районы (блоки?), полностью коррелируется с одноименной системой ЗКП. Наиболее плотная и мощная кора характерна для тех участков, где известны ЗКП-1 и ЗКП-2. Локальные аномалии повышенной плотности, вероятно, являются центрами вулканизма. Для Карельской тектонической области характерны относительно небольшие сквозькоровые аномалии пониженной плотности, тесно связанные с ЗКП архея.

Наиболее ярким проявлением раннепротерозойского этапа развития коры в Карельском кратоне является Северо-Онежская синклиналичная структура, по данным глубинного строения представляющая собой верхнекоровое образование, наследующее глубинную синформу архейского времени.

Для Свекофеннской области характерен свой тип земной коры, верхняя (и средняя) части которой отличаются стратификацией. Для Свекофеннской области типичны большие площади сквозькоровых аномалий пониженной плотности. Это свидетельствует о существенно иной истории развития области и косвенно подтверждает, что формирование ее коры происходило в протерозойское время.

Преобладающими движениями в пределах Карельской области были субвертикальные, в то время как в Свекофеннской области так же проявлены субгоризонтальные.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории территории листа Р-(35),36 – Петрозаводск 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 и протогеосинклинали, четвертый – возникновения первого осадочного чехла и пятый – современного осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

Первый период (3600–3000 млн лет назад) Формирование ранней земной коры

Образование ранней земной коры по времени соответствует саамскому зону и раннелопийской эре. Геологическая история их возникновения на территории листа не изучена и они выделены условно. Предположительно, образование этой 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. В настоящее время породы комплекса ТТГ изменены 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 районах оз. Маслозеро (северо-западнее оз. Сегозеро), среднего течения рек Семчь и Выг. Предположительно, они должны выступать как фундамент для пород следующего периода геологической истории.

Второй период (3000–2450 млн лет назад) 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, фор-

мирующего сквозькоровые локальные аномалии повышенной плотности. Они образуют в коре структуры антиформного типа. В их апикальной части в верхней коре проявляется вулканическая деятельность и образование протяженных зеленокаменных структур. Вулканизм начинается в южной части листа (район г. Лодейное Поле), в Хаутоваарско-Сегозерской и южной части Сумозерско-Кенозерской структурно-формационных зон и затухает к северу около оз. Сегозеро. Эти вулканиды формируют ранние зеленокаменные пояса (ЗКП-1). С этого времени достоверно начинается разделение коры зоной деструкции на две области – Гимольскую (западную) и Водлозерскую (восточную). Одновременно с антиформами в коре часто сопряжены сквозькоровые аномалии пониженной плотности.

Образование поздних зеленокаменных поясов (ЗКП-2) начинается в упомянутых СФЗ с конгломератов и толщ граувакк. Они сменяются излияниями лав риодацитов, резко перекрытых толеитовыми базальтами. ЗКП-2 распространены более широко. За пределами структур ЗКП-1 толщи конгломератов, граувакк и кислых лав выклиниваются, и на удалении от них широко развиты только толщи основных вулканитов. В верхней коре одновременно формируются интрузивные массивы габбродиорит-плагиогранитов и плагиогранитов, которые локализируются в Сайозерскую плутоническую зону (ПЗ). Процессы магматизма сопровождаются активизацией ранних разломов и возникновением новых. Разломы контролируют размещение ЗКП-2 (Парандовская, Сумозерско-Кенозерская и Ялонваарская) и приводят к дальнейшей блокировке территории.

В Восточно-Карельском районе началось обособление Южно-Беломорского и Водлозерского блоков, Северо-Ладожского и Лексозерско-Гимольского блоков по Ялонваарскому ЗКП-2. С формированием системы Парандовской СФЗ оформилась северная часть деструктивной Водлозерско-Сегозерской межблоковой зоны. Вероятно, в это время сформировался Маньга-Парандовский глубинный и наиболее протяженный разлом. Наметилось обособление «Водлозерского овала», к западной и северной границам которого приурочены Хаутоваарско-Сегозерская, Шилосская, Каменноозерская СФЗ и Сайозерская плутоническая зона.

В результате этих процессов в раннегимольское время восточная часть территории (Водлозерский блок) испытала подъем, и более поздние процессы седиментации и вулканизма сместились на запад в Гимольский блок. В его западной части началось накопление ритмичнослоистых (флишoidных) толщ песчано-глинистых и высокоглиноземистых осадков гимольской серии (Костомукшская СФЗ). Дальнейшее погружение привело к расширению бассейна в восточном направлении с образованием Паданской СФЗ. В ее западной части начались излияния кислых лав (1-й тип разреза паданской толщи), в восточной накапливались ритмичнослоистые граувакковые осадки с отдельными горизонтами кислых эффузивов (2-й тип разреза паданской толщи).

В среднюю стадию (позднегимольское время) начинаются процессы складчатости, гранитообразования и формирование метаморфической зональности, охватывающие всю территорию Карельской гранит-зеленокаменной области. Происходила активизация разломов и, в Гимольском блоке, возникновение новых менее глубинных и не контролирующих процессы магма-

тизма. Вначале тектонические движения проходили по разломам субмеридиональной 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 возникать мигматит- и анатектит-граниты. Процесс мигматизации и гранитообразования сопровождается привнесением щелочей и образованием микроклина. Эти процессы приводят к реоморфизму и омоложению пород фундамента. В это же время происходит образование региональной метаморфической зональности в осадочно-вулканогенных породах лопия. Для восточной части листа характерен сравнительно однородный зеленосланцевый метаморфизм неопределенных (умеренных или повышенных) давлений.

Для центральной части листа (в Ведлозерско-Сегозерской межблоковой зоне деструкции – Хаутоваарско-Сегозерская и Парандовская СФЗ) типичен зональный метаморфизм, возраставший от центра к периферии зеленокаменных структур – от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций умеренных давлений. Одновременно резко усиливались складчатые деформации с признаками пластичного течения, метаморфической полосчатости и линейности в крыльях этих структур. В Лексозерско-Гимольском блоке метаморфизм возрастает в западном направлении от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких давлений и даже до гранулитов умеренных давлений (район озер Тулос–Лексозеро). Метаморфические зоны имеют сложнопостроенные, нередко тектонизированные границы. Лопийский метаморфизм завершается формированием поздне- и постскладчатых средне-низкотемпературных метасоматитов и близко по времени возникновением массивов интрузивных гранитоидов. Вероятно, наиболее ранние из них представлены массивами сиенитового и габбро-монцонит-сиенит-гранитового комплексов, образующих субмеридиональную Панозерскую плутоническую зону, вблизи восточной границы Гимольского блока. Интрузии сиенитов известны и внутри блока вблизи оз. Тулос. Отдельные их массивы располагаются внутри Сайозерско-Шилосской ПЗ.

Многочисленные тела более молодых интрузивных микроклинсодержащих гранитоидов локализируются в верхней коре в Сайозерско-Шилосской плутонической зоне. Ее контуры подчеркивают предполагаемую границу «Водлозерского овала», к западной и северной границам которого приурочены Хаутоваарско-Сегозерская, Шилосская, Каменноозерская СФЗ.

Происходило, вероятно, возрастание жесткости коры. Почти одновременно со второй фазой складчатости в коре возникли массивы наиболее поздних калиевых гранитов и эндербит-чарнокитов.

Третья заключительная стадия второго периода объединяет образования сумийского времени раннекарельской эры. В эту стадию продолжалось воздымание Карельской гранит-зеленокаменной области и образование двух тектонических зон. Одна из них контролирует излияния базальтов киричской свиты вблизи границы Южно-Беломорского и Водлозерского блоков (Ветре-

ного пояса СФЗ). Она расположена несколько восточнее Сумозерско-Кен-озерской СФЗ первой стадии развития территории.

Вторая зона 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 сквозькоревые локальные аномалии повышенной плотности, формирующие антиформы. Их внедрение привело к южному тектоническому ограничению Карельской гранит-зеленокаменной области и превращению ее в протократон. В это же время произошло окончательное оформление в коре структуры Водлозерского овала. Ее западное и северо-западное крылья возникли одновременно с образованием Хаутоваарско-Сегозерского, Шилосского и Каменноозерского СФЗ в среднем лопии, восточное отражает структуру западной периферии «Водлозерского овала», воздымавшегося в это время. Южное крыло связано с образованием Бураковской ПЗ. 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 превратилась в единую кратонизированную область.

В третьем периоде породы эократона представляли собой доятулийский фундамент.

Третий период (2400–1550 млн лет назад) Возникновение протократона и протогеосинклинали

Ему предшествует длительная денудация древних 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 сариолийского до вепсийского времени) и образования раннего рифея (хогландское время). В геологической истории этого периода выделяются четыре стадии развития.

Первая (ранняя) стадия. Она начинается с формирования конгломератов сариолийского времени, когда начинали образовываться площадные коры химического выветривания, накладывающиеся как на породы эократона, так и на конгломераты сариолия. Позднее (раннеятулийское время) возникали мощные толщи осадков, накапливавшиеся в бассейне северной части территории листа. Южная и крайняя северо-восточная его части являлись областью размыва. В раннеятулийское время бассейн располагался в Сегозерской 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, 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 [171].

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 карбонатных породах впервые установлены отложения солей (Онежская структура) и первые колониальные формы строматолитов. В некоторых случаях эти отложения лежат на плато-базальтах с корой химического выветривания [117]. Процессы седиментации в это время сместились к периферии расширившегося бассейна, прилегающим к областям размыва (Онежская СФЗ) и проходили в мелководных условиях лагун [15]. Эти условия характерны для прибрежной части бассейна седиментации (структуры района озер Янисъярви, Туломозеро, Суоярви, Онежское). Практически в эту стадию происходило накопление первого осадочного чехла в условиях кратонизированной области, известной в литературе как ятулийский материк [35] или Карельский кратон [170].

Вторая стадия развития связана с породами людиковийского и раннекалевийского времени. Именно с людиковийского времени началось развитие Свекофеннской тектонической области. В ее краевой части (Свирско-Янисъярвинский краевой прогиб) началось интенсивное накопление мощных толщ вулканитов основного и ультраосновного составов. В калевийское время в морском бассейне накапливались мощные турбидитовые, преимущественно граувакковые песчаные и глинистые осадки. В пределах Карельского кратона в его краевой части, прилегающей к Свекофеннской области, в людиковийское время также происходили вулканические процессы, но в условиях мелководных бассейнов, сопровождающиеся формированием горизонтов углеродистых сланцев органического происхождения. В это же время в Онежской структуре возникли трубки взрыва кимберлитов и мелилититов. В калевийское время образовались маломощные толщи флишоидных песчано-конгломератов отложений.

Следующая – третья стадия отличается проявлением региональной складчатости, метаморфизма и гранитообразования. В Карельском протократоне по особенностям проявления складчатости выделяются западная и восточная части. Граница между ними проходит по Маньга-Парандовской зоне глубинного разлома позднеархейского заложения. К востоку от нее в первую фазу складчатости (в результате вертикальных движений) формируются обширные прогибы преимущественно субмеридиональных простираний, представляющие собой открытые симметричные, иногда асимметричные линейные и мультискладчатые складки. На востоке области обособляется Северо-

Онежский прогиб и мелкие структуры к северу от него. Падение пород – к центру структуры, относительно крутое в западном и более пологое в северном и северо-восточном крыльях. Возникновение Онежского прогиба связано, вероятно, с погружением этой части коры и воздыманием территории к северу и востоку от нее. Ко второй (поздней) фазе деформаций относятся складки северо-западных простираний, наложенные на ранние складки как на востоке, так и на западе Карельской области. В краевой части кратона (вблизи Свекофеннской области) в эту фазу формировались толщи песчано-конгломератовых осадков, напоминающих морскую (петрозаводская свита) и континентальную (шокшинская свита) молассу. Они несогласно лежат на породах Северо-Онежского прогиба.

В Свекофеннской области происходит возникновение краевой Свирско-Янисъярвинской перикратонной зоны северо-западного простирания и обособляется внутренняя часть области. Возможно, с этой фазой связано образование Прионежской структуры (образованной молассой) так же северо-западного простирания. Во внутренней части области формируется относительно мелкая и сложная складчатость, характерная для зон ультраметаморфизма.

В эту стадию только в Свекофеннской области проявляются процессы гранитообразования. Возникают интрузивные граниты габбродиоритовой, диоритовой, монцо-сиенит-гранитовой, гранитовой серий. Во внутренней зоне наиболее широко проявлены процессы образования мигматит- и анатектит-гранитов. В ее северо-восточном краю обособляются массивы интрузивных гранитоидов. В Свирско-Янисъярвинской зоне процессы гранитообразования затухают и вблизи Карельского кратона практически не проявлены.

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. В центральной части синклинорных прогибов (Северо-Онежская структура) иногда сохраняются парагенезисы пренит-пумпеллиитовой фации. Метаморфизм отвечает условиям низких или умеренных давлений андалузитового типа с локально проявленными приразломными зонами, для которых типичны условия повышенных давлений.

Региональный метаморфизм Свекофеннской области отличается появлением высокоградиентной метаморфической зональности с возрастанием р-т условий от края области к ее центральной зоне. Породы краевой части области метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений, а в центральной зоне – гранулитовой фации.

Свирско-Янисъярвинский краевой прогиб, заложенный на архейском фундаменте, является переходной зоной от кратона к Свекофеннской протгеосинклинали области. Его южная граница проходит по надвигу Меери, что согласуется и с положением Салми-Маткалахтинской сквозькоровой зоны повышенной плотности. Вероятно, одновременно на границе Южно-Беломорской и Карельской областей возникает зона тектонических пластин Ветреного пояса.

Вероятно, с этой стадией связано обособление Карельской и Свекофеннской тектонических областей в коре с образованием вдоль их границы Лодейнопольской межблоковой зоны и ее продолжения – Салми-Маткалахтинской зоны. Одновременно Свекофеннская область в глубинном строении разделяется на Северо-Ладожский и Южно-Ладожский «блоки» Выборгско-Салминской зоной с пониженной мощностью коры.

Четвертая заключительная (посткладчатая) стадия начинается с денудации территории региона и накопления в незначительных депрессиях продуктов размыва молассы (начало хогландского времени). Практически одновременно в Выборгско-Салминской зоне происходит внедрение посткладчатых массивов гранитов рапакиви. Салминский и Улялегский массивы расположены в районе пересечения Выборгско-Салминской, Лодейнопольской, Бураковской и Салми-Маткалахтинской зон. В Выборгском массиве происходит прорыв магмы на поверхность в местах обрушения его кровли или в приконтактной зоне (вулканиты хогландской серии).

К концу этого периода вся территория листа (включая Свекофеннскую область) представляла собой кратон.

Четвертый период (1500–600 млн лет назад) Образование протоплатформенного чехла

Эта эпоха началась со второй половины раннего рифея, после формирования гранитов рапакиви и завершилась в конце рифейской эры. Этот длительный этап геологической истории Восточно-Европейской платформы принято называть авлакогенным [39]. Своеобразие чехла связано с проявлением процессов магматизма на территории, совпадающей с областью раннерифейской (хогландской) активизации. Русская платформа в этот период представляла собой высоко поднятый щит или кратон, осложненный различными по форме и генезису структурами погружения: авлакогенами, грабенами, прогибами. В истории формирования Ладожского прогиба можно выделить два подэтапа. На первом, приозерско-салминском подэтапе в результате дизъюнктивных нарушений фундамента образовался унаследованный от протерозойских структур прогиб северо-западного простирания, выполненный продуктами кор выветривания пород фундамента.

Стадия ранняя. Первый подэтап ее начинается после длительного перерыва, связанного с денудацией территории и образования кор выветривания на гранитах Салминского массива, началось накопление терригенных песчаноглинистых, часто красноцветных осадков в мелководном бассейне. В салминское время процессы седиментации сопровождались излияниями лав трахибазальтов (салминская свита), а позднее (через 30 млн лет) внедрением трахидолеритов (Валаамский силл). Процессы седиментации в конце происходили в условиях замкнутого эпиконтинентального бассейна.

Большим своеобразием характеризуется второй, приладожский подэтап, в течение которого происходило накопление в условиях замкнутого эпиконтинентального бассейна мелкозернистых песков, илов, которые частично были преобразованы в туффзиты, описанные А. П. Казаком и К. Э. Якобсоном в 1997 г. В отличие от описанных в литературе туффзитов Зимнего Берега,

которые сформировались по рифейским песчаникам в девоне, туффзиты Ладоги образовались в рифее, на что указывает их присутствие в виде галек в перекрывающих отложениях венда.

Вторая стадия связана с подъемом коры в смежных районах Балтийского щита, в результате чего возник Ладожский прогиб северо-западного простирания. Продолжающееся его погружение привело к возникновению разломов поверхностного заложения и возникновению вложенной структуры – Пашского грабена. Наиболее погруженная его часть расположена в Ладожском озере, в юго-восточном направлении он становится менее глубоким и переходит в Пашский прогиб (грабен). Метаморфизм этих отложений не превышает низкотемпературных (цеолитовых) ступеней и недостаточно изучен. В ряде случаев преобразование осадочных пород остается на уровне катагенеза.

Пятый период (600–300 млн лет назад) Эпоха формирования осадочного чехла платформы

Этот этап начался с образования отложений позднего венда, залегающего структурно несогласно на всех более ранних породах. Поздний венд – время первой на Восточно-Европейской платформе трансгрессии, с которой связано начало формирования осадочного чехла на обширной территории. Поздневендский бассейн характеризовался небольшой глубиной, о чем свидетельствует наличие в верхневендских породах пленок растительного происхождения и отпечатков бентосных мягкотелых.

Граница современной области распространения верхнего венда, вероятно, не совпадает с границей вендского палеобассейна седиментации, на что указывает отсутствие краевых фаций в вендских осадках на склоне Балтийского щита. Южная часть листа была занята вендским морским(?) палеобассейном. Исключение составлял район к востоку от Онежского озера и кряжа Ветренный пояс. 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. Имеющаяся точка зрения некоторых авторов о разломном ограничении щита не имеет под собой основания.

Раннепалеозойский этап. После кратковременной регрессии в раннем кембрии началось формирование нового бассейна седиментации, причем если для раннего венда наиболее глубокая часть бассейна совпадала с районами, расположенными к северо-востоку от территории листа Р-(35),36, то в раннем палеозое основная область погружения находилась к юго-западу от него (северное крыло Московской синеклизы). Палеобассейн раннего палеозоя был значительно шире современной области распространения осадков этого возраста.

Позднепалеозойский этап (северное крыло Псковско-Верхневолжской синеклизы). После продолжительного перерыва в осадконакоплении (силур–

средний девон), связанного с процессами тектоно-магматической активизации на Балтийском щите и его воздымании, 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. Территория данного листа соответствует западной краевой зоне бассейна. Так же, как для более древних эпох, палеобассейны позднего палеозоя занимали более обширную территорию и распространялись (по крайней мере, девонский бассейн) в глубь современного щита. Для бассейна позднего палеозоя была характерна смена трансгрессий и регрессий. Из последних наиболее значительной была раннекаменноугольная, с которой связана эпоха денудации и бокситообразования. После нее накопление терригенных осадков сменилось карбонатонакоплением.

Кайнозойская эпоха

К началу мезозоя была сформирована поверхность выравнивания (Спирidonov, 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 неоплейстоцене описываемая территория семь раз перекрывалась материковыми оледенениями. В каждом звене неоплейстоцена ледниковые покровы дважды сменились крупными потеплениями климата – межледниковьями с характерным для каждого из них составом остатков растительности и фауны в морских водоемах (верхнее и среднее звенья). Таяние ледников сопровождалось гляциоизостатическими явлениями и развитием межледниковых и позднеледниковых морских трансгрессий. Представление о слабой экзарационной деятельности ледников находит подтверждение в сохранившейся в Карелии площадной коре выветривания, однако эти находки обычно приурочены к глубоким и узким депрессиям, нередко ориентированным поперек движения льдов.

После стаивания ледников в понижениях рельефа накапливались озерные отложения и формировалась речная сеть. Реки, заложившиеся в тектонических депрессиях, в ложбинах стока талых вод и в озерных котловинах, отличаются невыработанным продольным профилем: отрезки относительно слабого падения и бокового блуждания русла, приуроченные к озерным котловинам, перемежаются со скалистыми порожистыми участками. В связи с изостатическим поднятием Балтийского щита реки преимущественно врезаются, формируя эрозионные цокольные террасы.

Котловина Ладожского озера стала заполняться водой по мере разрушения и таяния ледника последнего валдайского оледенения. Согласно недавним исследованиям, посвященным проблеме дегляциации котловин Ладожского и Онежского озер, с использованием варвохронологических, радиоуглеродных и палеомагнитных анализов ленточных глин, было установлено, что Ладожское озеро освободилось ото льда в интервале 14 000–12 500 календарных лет (^{14}C 11 800–10 300 лет назад) (Д. А. Субетто, 2007).

Менее значительные колебания климата продолжались и в голоцене, что содействовало изменению уровня воды в крупных озерах (ладожская трансгрессия), а также перемещению береговой линии Балтийского и Белого морей. Так, в пребореальный и бореальный климатические периоды голоцена по Блитту и Сернандеру (VII–IX зоны Поста) – 9000–10 200 лет назад формировались осадки иольдиевого моря в Балтийском бассейне и пребореального моря и трансгрессии фолас в Беломорском бассейне (И. И. Краснов, Е. П. Заррина, 1986). В атлантический период (IV–VI зоны Поста – до 7800 лет назад) на месте Балтийского моря существовало Анциловое озеро, а затем Литориновое море, а в пределах Беломорского бассейна развивалась трансгрессия тапес. В суббореальное и субатлантическое время (I–III зоны Поста – до 2700–2900 лет назад) наступила лимниевая стадия Балтийского моря и трансгрессии остреа и тривиа в Белом море (В. Г. Легкова, Л. А. Щукин, 1987). Тогда формировались и продолжают формироваться в настоящее время гетерогенные континентальные отложения: аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, золовые, биогенные, элювиально-делювиальные. В настоящее время в районах городов, сел, разработок полезных ископаемых, а также вдоль дорожных магистралей формируются техногенные отложения.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах двух структур Восточно-Европейской платформы, существенно различных по геологическому строению, истории развития и морфологии рельефа. Северная и северо-западная ее части относятся к Балтийскому щиту и его склонам, юго-восточная – к северо-западной окраине Русской плиты. Это определило основные особенности 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 выделяется Карельская геоморфологическая область (суша) и Балтийско-Ботническая область (акватория). Карельская область отвечает сложнопостроенной синклинойной зоне карелид. Область разбита густой сетью продольных разломов, их наличие и избирательная денудация по тектоническим и петрографически ослабленным зонам обусловили образование сети понижений, подчеркнутых гидрографической сетью.

Для области характерно обилие озер, занимающих тектонические впадины и котловины ледникового выпахивания, рек с невыработанным продольным профилем. Область в пределах рассматриваемой территории разделена на шесть геоморфологических районов. В западно-Карельском районе преобладает денудационная грядовая возвышенность, глубина расчленения рельефа – 150–250 м. Тунгудско-Выгозерский район – холмисто-денудационно-цокольная равнина, глубина расчленения – 50–100 м. В Ладожско-Онежском районе преобладает террасированная озерно-морская равнина, глубина расчленения рельефа от 50–100, до 200 м. Северо-Приладожскому и Северо-Прионежскому районам соответствует преобладающая сельговая равнина, глубина расчленения рельефа – не более 100 м. Району Ветреного Пояса в северо-восточном углу листа соответствует денудационно-кряжевый рельеф, глубина расчленения рельефа – 150–200 м.

Балтийско-Ботническая область представлена преимущественно экзарационными и аккумулятивными шельфовыми равнинами.

В составе геоморфологической страны Русская равнина на территории листа выделяется Балтийско-Валдайская область, в состав которой входят три района в пределах суши (Приневско-Эстонский, Волховский и Тихвинский) и один район в пределах шельфа (Финско-Эстонский). В целом для области характерны хорошо сохранившийся ледниково-аккумулятивный и водно-лед-

никовый рельеф; слабая переработка ледникового и водно-ледникового рельефа эрозионными и склоновыми процессами; расположение территории на южном склоне Балтийского щита с моноклиналим залеганием пластов платформенного чехла. (С. С. Воскресенский, А. И. Спиридонов и др., 1980).

Максимальная абсолютная отметка на территории листа – 409 м (гора Лысая). Минимальная отметка (–127 м) зафиксирована на дне Ладожского озера.

На северо-западе территории, относящейся к Балтийскому щиту, преобладают высоты 100–200 м. Юго-западная часть Балтийского щита, относящаяся к северной части Карельского перешейка, характеризуется распространением холмисто-грядового рельефа с абсолютными отметками высот 50–60 м, и только около Государственной границы поверхность повышается до 100–130 м. Северное Приладожье отличается расчлененным рельефом с абс. выс. от 5 до 70 м; севернее, в районе оз. Янисъярви, рельеф грядово-холмистый с отметками 150–200 м.

Северная часть Онежско-Ладожского водораздела между оз. Сегозеро и р. Шуя имеет грядово-холмистый рельеф с абс. отм. 150–200 м. Характерна весьма развитая гидрографическая сеть (0,2–0,5 км на 1 км площади водосбора). Долины рек слабопрорезаны и имеют ступенчатый профиль. Большинство рек представляют собой озерно-речные системы, в которых иногда протяженность озер превышает длину рек.

Котловины озер тектонического и ледникового происхождения. Для первых характерна большая глубина: Ладожское – 240 м, Онежское – 120 м, Сегозеро – 97 м. В то же время озера ледникового происхождения отличаются меньшей глубиной: Выгозеро – 6,2 м, Сямозеро – 6,7 м.

В южной части территории, сложенной осадочными породами Русской плиты, характер орографии во многом определяется ледниковыми процессами. В южной половине Карельского перешейка располагается Центрально-Карельская возвышенность, представляющая собой моренную равнину с абс. отм. от 10–160 до 205 м. По южной и восточной окраинам ее располагаются камовые холмы.

Вдоль южного побережья Ладожского озера протягивается Приладожская низина с абс. отм. от 10 до 30–40 м, на востоке, вдоль долины р. Свирь она соединяется с Прионежской низиной.

Южная часть Онежско-Ладожского водораздела представляет собой плато с абс. отм. 100–300 м. На поверхности плоские заболоченные участки чередуются с холмистыми грядами. Восточнее плато располагается Шокшинская гряда с высотами до 200 м.

Развитие рельефа связано с геологической историей региона. Субстратом для формирования поверхности щита служили преимущественно образования архея и нижнего протерозоя. Рельеф этой части территории (страна Фенноскандия) развивался в условиях длительного континентального режима, при котором ведущая роль принадлежала денудационным процессам. С начала платформенной стадии развития щита в позднем протерозое она подверглась воздействию дифференцированных тектонических движений, продолжающихся и в настоящее время [100, 101]. Активизация восходящих движений на границе палеогена и неогена способствовала формированию приподнятых выровненных поверхностей и возвышенностей. Степень мобильности

разных районов щита определила дифференциацию его поверхности на равнинные и возвышенные участки, а также направления процессов гетерогенной неоплейстоценовой аккумуляции. Молодые тектонические поднятия, наряду с селективной денудацией, содействовали препарировке древних складчатых структур и формированию структурно-денудационного типа рельефа. В дальнейшем рельеф видоизменялся на протяжении плейстоцена и начала голоцена, главным образом за счет ледниковой экзарации и аккумуляции.

По взаимодействию и степени влияния на формирование рельефа всех вышеперечисленных факторов могут быть выделены следующие генетические группы современного рельефа: структурно-денудационная группа и аккумулятивная (Ганешин, 1979). Структурно-денудационная группа распространена главным образом на территории Карелии. Аккумулятивная группа распространена преимущественно в пределах Ленинградской области.

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; на северо-западе Русской плиты – плато и островные возвышенности.

Пологоволнистые равнины, местами сельговые с мелко- и крупногрядовой поверхностью (1) расположены в северо-восточной части территории листа, на сниженной южной и юго-восточной окраинах Балтийского щита. Основные неровности данного типа рельефа обусловлены разрывной тектоникой. Рельеф активно подвергался ледниковой экзарации в неоплейстоцене. На равнине присутствует большое количество друмлинов, имеющих северо-восточную ориентировку.

Грядовые и грядово-увалистые равнины (2) расположены на абс. отм. 200–250 м. Относительные высоты гряд и увалов – 20–130 м. Положительные элементы рельефа чаще всего вытянуты параллельно друг другу и разобщены сравнительно узкими межгрядовыми понижениями. Протяженность гряд изменяется от нескольких сот метров до 3–5 км. К межгрядовым понижениям, как правило, приурочены болота, узкие вытянутые озера. Крутизна склонов гряд редко превышает 20–30°. Ориентировка гряд и увалов, разобщенных заболоченными межгрядовыми понижениями или узкими озерами, обычно отвечает направлению длинных осей древних складчатых структур, отпрепарированных селективной денудацией.

Холмисто-грядовые равнины, умеренно расчлененные эрозией (3) занимают районы вдоль северного побережья озер Онежское и Ладожское и Финского залива, частично в пределах данных акваторий. Поверхность равнины расчленена глубокими (до 30 м) прямолинейными каньонами, приуроченными к разломам. К акваториям равнина обрывается крутым уступом высотой 100–150 м, расчлененным фиордами. Большинство фиордов, каньонов и межгрядовых понижений имеют северо-западную ориентировку, соответствующую направлениям разломов.

Грядово-холмистые возвышенные равнины с «блоковой» поверхностью, сильно расчлененные эрозией (4), занимают в южной Карелии небольшие разрозненные участки. Абсолютные высоты не превышают 350 м. Относительные высоты холмов и гряд – 40–100 м. В плане холмы имеют округлую, овальную форму, нередко неправильных овалов. Крутизна склонов гряд и холмов часто превышает 30°. Отпрепарированные селективной денудацией складки были разбиты системой дизъюнктивных дислокаций, вследствие чего возник горстово-грабеновый «блоковый» рельеф.

Мелкогрядово-холмистые равнины (5) возникли под влиянием дизъюнктивных дислокаций и осложнены селективной денудацией. Равнины занимают сравнительно небольшие участки в пределах Западно-Карельской возвышенности, северного Приладожья и Олонецкой возвышенности. Абсолютные высоты в районе – около 200–250 м. Относительные высоты холмов и гряд – 5–60 м. Холмы куполовидные или с уплощенными вершинами, гряды короткие, часто плосковерхие. Склоны гряд и холмов пологие. В большинстве случаев озерные котловины, межгрядовые депрессии и гряды имеют северо-западную ориентировку.

Холмисто-увалистые равнины (6) сформированы на горизонтально залегающих пластах осадочных пород протерозоя. Расположены в южной Карелии (западный склон Олонецкой возвышенности), в пределах восточной части акватории Финского залива, в пределах акватории Ладожского и Онежского озер. Колебание относительных высот составляет 20–50 м. Склоны пологие – до 20°. Общие особенности рельефа равнины определены полого-моноклиальным залеганием подстилающих пород протерозоя. А водноледниковая и ледниковая аккумуляция в значительной мере нарушила монотонный характер равнины, придав ей холмистый облик.

Аккумулятивный рельеф (экзогенные аккумулятивные поверхности – морфоскульптуры) генетически связан с гетерогенной седиментацией в неоплейстоцене и голоцене.

Речные долины с комплексом пойменных и надпойменных террас (7). Гидрографическая сеть молодая, характеризуется слаборазработанными поперечными и продольными профилями. Большинство речных долин имеет лишь пойменные террасы высотой 0,5–1,0 м над уровнем воды в реке и 1–2 аккумулятивные или скульптурные надпойменные террасы высотой 3–3,5 м. В редких случаях можно проследить третью (высотой 5–7 м) и четвертую (12 м) террасы.

Пляжи и озерные террасы (8). Вдоль берегов наиболее крупных озер отмечается до трех-четырех 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.

Волнистые озерные равнины (9) занимают обширные территории в пределах акваторий Ладожского и Онежского морей. Образованы водной аккумуляцией. Относительные превышения высот минимальны (до 10 м).

Плоско-волнистые морские равнины (10). 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.

Полого-волнистые и всхолмленные ледниковые равнины (11) имеют широкое распространение в Восточном Прионежье, северном Приладожье и на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках. Обычно это волнистые или всхолмленные равнины. Абсолютные отметки на поверхности ледниковой аккумулятивной равнины на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках составляют 50–200 м.

Ледниковые аккумулятивные образования часто располагаются по краям древних возвышенностей или огибают их, иногда оконтуривают ложбины. Моренные равнины в разной степени связаны со структурным планом территории. На Карельском и Онежско-Ладожском перешейках эта связь минимальная, так как мощность четвертичных отложений здесь весьма высокая.

Зандровые волнистые равнины (12) 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.

Плоско-волнистые ледниково-озерные равнины и террасы (13) занимают обширные территории на Карельском и Онежско-Ладожском перешейке. Плоская ледниково-озерная равнина первого балтийского ледникового озера располагается на абс. отм. 80–130 м. Равнины, образованные аккумулятивной деятельностью второго балтийского ледникового озера, наблюдаются на уровнях 95–105 м. На побережье крупных озер местами наблюдаются террасы этого позднеледникового бассейна.

Дельты, плоские озерно-аллювиальные равнины (14) располагаются по берегам проточных озер на абс. отм. 10–20 м. Поверхность плоская и слегка наклонена в сторону озера. Образование озерно-аллювиальных равнин происходило в голоцене в суббореальное и субатлантическое время.

Фитогенные равнины (15) широко распространены в пределах территории листа. Расположены в понижениях рельефа, образованы фитогенной аккумуляцией.

Формы рельефа

Денудационно-аккумулятивные формы представлены друмлинами. Друмлины – удлиненные (от 1 м до десятка метров) эллипсоидные холмы с асимметричным продольным профилем и ядром из коренных пород. Ширина их – до 50 м, высота – от 5–10 до 25 м. Происхождение этих форм связано со сглаживанием ледником выступов подледного ложа и отложением с дистального их конца морены.

Денудационные формы представлены бараными лбами и погребенными речными долинами. Бараньи лбы – формы ледниковой экзарации, возникшие при сглаживании ледником выступов доледникового ложа. Они широко распространены в пределах структурно-денудационного рельефа в районах, лишенных четвертичного покрова к началу оледенения. Удлиненный склон ба-

раньего лба направлен в сторону движения ледника, противоположный склон более сглажен.

Погребенные под толщей четвертичных отложений речные долины иногда прослеживаются в современном рельефе в виде ложбин.

Ледниковые аккумулятивные формы представлены краевыми моренными грядами и холмами, кольцевыми и полукольцевыми формами вытаивания мертвого льда.

Краевые моренные гряды и холмы – сочетание холмов и гряд, не имеющих определенной ориентировки. Форма холмов овальная или округлая, вершины слабовыпуклые или уплощенные. Относительная высота гряд и холмов изменяется от 5–15, до 30–40 м, в отдельных случаях – 100–150 м. Крутизна склонов – 15–20°. Понижения между холмами и грядами слабовогнутые или плоскодонные.

Конечные морены – гряды протяженностью от 1 до 60 км, высотой до 80 м при крутизне склонов до 40° – также приурочены к краевым зонам оледенений. Наиболее крупные из них – Сельпаусселькя I, II. Они имеют сложное строение и в сущности гетерогенное происхождение, являясь сочетанием озов, моренных гряд, камов, флювиогляциальных дельт. В составе слагающих их осадков преобладают валунные пески, реже суглинки, гравелистые пески, песчано-гравийные отложения, пески различной зернистости.

Кольцевые и полукольцевые формы вытаивания мертвого льда образуют поля. Встречающийся иногда среди холмисто-грядового рельефа или камов филигранный (грядово-кольцевой) рельеф морены представляет собой гряды, разноориентированные, изогнутые в виде колец и полуколец диаметром до 300–400 м или прямолинейные короткие гряды высотой 2,5–15 м. К водноледниковым формам относятся камовый рельеф и озы. 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 пределах площади листа различаются радиальные озы, перпендикулярно ориентированные и маргинальные озы. Протяженность их – 1–8 км и более, ширина основания – 10–100 м, гребня – 1–50 м, высота – 2–30 м, крутизна склонов – до 65°.

Эоловые аккумулятивные формы на территории листа представлены дюнами. Они приурочены к морским, озерным и речным песчаным береговым террасам. Дюны – холмы, дугообразно изогнутые в соответствии с направлением ветра, с асимметричными склонами и гряды высотой от 2 до 20 м.

За начальный рубеж новейшего тектонического этапа ориентировочно принят конец палеогена–начало неогена. Значительная часть территории соответствует области с преимуществом развитием дифференцированных новейших движений. Умеренные подвижки с амплитудами 100 и 150 м фиксируются на стабильных блоках фундамента, где наиболее интенсивная дифференциация новейших движений происходит на участках развития нижнепротерозойских образований. Области интенсивных дифференцированных

движений с амплитудой 0–100 м распределяются в основном в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты.

Область устойчивых и умеренных поднятий выделяется в северо-западной части карты и соответствует южной окраине Западно-Карельской возвышенности. На участках, где амплитуда поднятий достигает 300 м, формируются горстовые морфоструктуры, иногда инверсионные.

Области устойчивых поднятий располагаются также в восточной части листа, в Ветряном поясе, южном обрамлении Западно-Карельского блока и полосе меридионального направления от Олонца к югу, а также захватывают северную часть Вепсовской возвышенности. Амплитуда поднятий здесь составляет 150–200 м.

Отличительной чертой новейшего структурного плана территории является наличие дизъюнктивных нарушений разного порядка. Часть нарушений наследует древние долгоживущие разломы. Некоторые из разломов северо-западного направления составляют целые зоны и являются границами Свекофеннского, Карельского блоков 1-го порядка. Эти разломы в пределах щита определяют границы областей с различной направленностью и интенсивностью новейших движений. Зона глубинного долгоживущего разлома от оз. Выгозеро до южной границы листа фиксируется периодическим развитием вдоль нее слабых устойчивых поднятий, активных до настоящего времени.

Это подтверждается данными о скоростях современных движений [100], которые показывают, что территория испытывает постоянные, вплоть до нашего времени, весьма активные движения земной коры различного знака. На большей части Карелии современные движения имеют положительную направленность и относительно высокие скорости – 1–4 мм/год. В Северном Приладожье скорости современных поднятий составляют 1 мм/год. Испытывает поднятие и большая часть Карельского перешейка, где скорости современных движений колеблются от +0,6 до +1,7 мм/год. Лишь его юго-восточная часть, прилегающая к Санкт-Петербургу, погружается со скоростью 0,1–0,5 мм/год. В Восточном Приладожье, в районе г. Лодейное Поле отмечается погружение территории со скоростью 0,4 мм/год. Далее в направлении на восток происходит изменение знака современных движений, и, вероятно, их дифференциация.

Для территории от оз. Выгозеро до кряжа Ветренный Пояс характерна смена знака современных движений. Кряж Ветренный Пояс, отражающий восточный взброшенный борт сложного горста, характеризуется слабыми поднятиями со скоростью 0,8–1,0 мм/год.

Котловины Ладожского и Онежского озер, а также Ладожско-Онежский водораздел характеризуются нисходящей направленностью современных движений со скоростями от 0,7 до 3,1 мм/год. Для восточной части площади листов данные о скоростях современных движений крайне незначительны или отсутствуют.

Эпицентры землетрясений зафиксированы как по инструментальным, так и по историческим данным. Количество эпицентров землетрясений убывает с запада на восток. Зафиксированные эпицентры землетрясений группируются в зоны, которые в основном тяготеют к областям сочленения крупных блоков земной коры, характеризующихся разной скоростью, интенсивностью и

направленностью движений. В пределах Ладожско-Ботнической зоны большое количество эпицентров землетрясений с магнитудой $M = 3 - 3,99$ единиц (реже 5) приурочено к северной части Ладожского грабена. В Онежско-Сегозерской зоне эпицентры с $M = 2,5$ и $3-3,99$ сконцентрированы вдоль Центрально-Кольской зоны и котловины Онежского озера.

История развития рельефа

Современный рельеф – это результат длительной геологической истории; особенности его развития фрагментарно восстанавливаются с рифея. В начале позднего протерозоя территория суши представляла собой область преобладающих поднятий и являлась частью единой Фенно-Сарматской платформы. В это время происходила интенсивная денудация и выравнивание поверхности кристаллического фундамента, формирование «протоплена» и сопряженной с ним коры выветривания, обнаруженные южнее площади листа под палеозойским осадочным чехлом (Галдобина, 1967).

С середины мезозоя и до раннего кайнозоя в результате длительной комплексной денудации моноклинально залегающих терригенных и карбонатных палеозойских пород на юго-востоке территории листа образовалась пластово-моноклиальная равнина [100] со ступенчатым (куэстовым) рельефом.

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 семи оледенений. Каждый ледниково-межледниковый цикл развития рельефа состоял из трех 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. В периоды ледниковых эпох при наступлении ледника и его таянии формировались ледниково-экзарационные и ледниково-аккумулятивные поверхности и формы рельефа, в межледниковья возникали морские бассейны с формированием абразионно-аккумулятивных и субаквальных аккумулятивных поверхностей и форм. Каждое последующее наступление ледникового покрова в результате экзарационной деятельности приводило к почти полному уничтожению отложений и форм предыдущего. Таким образом, облик современного рельефа сформировался во время последнего осташковского оледенения.

Последнее оледенение, закончившееся в позднеэоплейстоцен-голоценовое время, оставило многообразный комплекс форм рельефа покровного ледника. Именно в это время были сформированы ледниковые краевые образования, которые в настоящее время являются одной из самых характерных форм рельефа. В голоценовое время рельеф суши усложнялся морскими, ал-

лювиальными, озерными, склоновыми и техногенными процессами, а в пределах акватории ведущими стали морские процессы.

Разрушение ледниковых покровов сопровождалось образованием местных приледниковых озер. В аллереде при слиянии нескольких бассейнов образовалось Балтийское ледниковое озеро (около 11 тыс. лет назад), которое охватывало современную сушу и соединялось с Ладожским озером. В приледниковых водоемах накапливались осадки, которые после осушения сформировались в ледниково-озерные равнины.

Начало голоцена совпало с резким падением уровня Балтийского ледникового озера (10 000 лет назад, что связано с соединением его с Мировым океаном проливом в Швеции. Возникло Иольдиевое море. Очертания водоема стали близки к очертаниям современного Финского залива. В это же время Ладожское озеро стало самостоятельным. Сток из него шел по короткой реке через северную часть Карельского перешейка. Вследствие поднятий Балтийского щита 9500 лет назад пролив, соединяющий котловину Балтики с океаном, осушился, и солоноводное Иольдиевое море превратилось в пресноводное Анцилово озеро, обмелевшее к концу бореала. В начале среднего голоцена в атлантическое время (7100 лет назад) вследствие окончательного соединения Балтики с Мировым океаном территория, прилегающая к берегу Финского залива, подверглась трансгрессии Литоринового моря. В это же время окончательно обособилось Ладожское озеро. Около 4900 лет тому назад Литориновое море сменилось современным Балтийским морем.

В голоцене рельеф, созданный на предыдущих этапах, был видоизменен речной эрозией и аккумуляцией, формированием речных дельт, озерно-аллювиальных, озерных и морских равнин, карстовых форм рельефа, склоновыми и эоловыми процессами, ростом торфяников и техногенной деятельностью человека. Таким образом, современные денудационно-аккумулятивные рельефообразующие процессы направлены на уничтожение рельефа, созданного в плейстоцене путем разрушения положительных форм и заполнения отрицательных.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

При составлении карты полезных ископаемых использованы фондовые и литературные материалы, а также соответствующая карта и глава текста предшествующей объяснительной записки листа Р-(35)–37 – Петрозаводск (ВСЕГЕИ, 2000), а также монография В. А. Коровкина, и Л. В. Турылевой [81]. Проведена актуализация карты полезных ископаемых предыдущего издания. Учтены материалы ГИС-атласа по Северо-Западному ФО и материалы ГГК-200 нового поколения, монографии [111, 112], материалы из фондовых и литературных источников, балансы запасов полезных ископаемых. Использован также программно-технологический комплекс (ПТК), разработанный ФГУП «ВСЕГЕИ» и обеспечивающий учет и мониторинг участков недр с оцененными металлогеническим потенциалом (МП) и прогнозными ресурсами (ПР) категории Р₃.

На карте отражены положение, размерность, освоенность месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых по состоянию на 1.01.2014 г. Согласно нормативным документам, объекты, запасы по которым утверждены ГКЗ или ТКЗ, показаны как месторождения. Исключение сделано для трех крупнейших в регионе объектов, неоднократно описанных в литературе как месторождения, прошедших поисково-оценочную стадию с подсчетом запасов по категории С₂ и включенных в перечень лицензирования, но не утвержденных ТКЗ, поскольку разведочные работы должны проводиться недропользователями. К этим объектам относятся месторождения комплексных ванадий-уран-благороднометалльных руд Космозерское, Верхняя Падма, Весеннее.

При составлении фактологической основы карты полезных ископаемых авторы стремились максимально объективно отразить распространенность и масштабы всех известных в настоящее время полезных ископаемых в регионе и показать промышленную значимость и перспективы развития минерально-сырьевой базы. Современный уровень изученности полезных ископаемых на территории листа и неравномерный характер их распределения предполагает непременно генерализацию данных. Поэтому при обобщении обширного материала по полезным ископаемым была проведена типизация рудных объектов по возрасту, геологической обстановке, генезису, ассоциации сопутствующих элементов и в тех случаях, когда требовалась разбраковка мелких объектов (пунктов минерализации и, по некоторым видам сырья, рудопрояв-

лений). Были показаны только типичные для данной геологической обстановки рудные объекты каждого вида полезного ископаемого.

На карте полезных ископаемых показано 767 объектов полезных ископаемых, отражены положение, размерность и освоенность месторождений. Металлические полезные ископаемые представлены пятью крупными, шестью средними, 13 малыми месторождениями, 276 проявлениями и 100 пунктами минерализации. Нерудные полезные ископаемые – 10 крупными, семью средними, 16 малыми месторождениями, 100 проявлениями и четырьмя пунктами минерализации. В состав выделенных объектов строительных материалов входят 117 крупных, 24 средних и 44 малых месторождения, а также 45 проявлений. Полезные ископаемые четвертичного возраста (267 объектов) показаны на карте четвертичных образований.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Торф

Число торфяных месторождений на территории листа очень велико, в связи с чем на карте выделены лишь те из них, площадь которых превышает 1000 га. Основное количество месторождений расположено в Ленинградской области.

В Ленинградской области среди разведанных торфяных запасов особое место занимают ресурсы малоразложившегося верхового торфа, особенно ценного для использования в качестве гидролизного и битуминозного сырья, подстилки, парниково-тепличного грунта, теплоизоляционных плит [258]. Основные запасы торфа сосредоточены на крупных торфяных месторождениях площадью от 1000 га и выше.

На площади листа в пределах Ленинградской области разведаны два крупных (более 5 млн т) месторождения верхового тофа: Поддубно-Кусегский Мох (VI-8-6) и Волокосарское (VI-6-3).

На территории Карелии встречены все типы торфяных залежей [257]. Крупные месторождения (более 1000 га) сосредоточены в наиболее заторфованных районах с благоприятными условиями торфонакопления. Среди них особо выделяется Сармягское № 768 (V-7-13) месторождение. 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, титан, марганец

На территории листа известны многочисленные рудные объекты железа, марганца и титана. Железо нередко сопровождается сопутствующей минерализацией ванадия, меди, благородных металлов, а также является одним из компонентов комплексного оруденения ряда месторождений олова и полиметаллов. Всего на карте показаны 32 объекта, из них пять малых месторождений, одно среднее, два крупных, а также 23 рудопроявления и один пункт минерализации. Они представлены следующими рудными формациями: железистых кварцитов, титаномагнетитовой мафитовой, железорудной в доломитах и сланцах, магнетит-скарновой, железо-марганцевых конкреций.

Железо также является одним из компонентов контактово-метасоматических рудопроявлений и месторождений скарнового типа с цинковым и полиметаллическим оруденением позднепротерозойского возраста. Магнетит и гематит нередко присутствуют в качестве сопутствующих рудных минералов в рудопроявлениях ряда цветных металлов.

Ведущее положение по своей практической значимости занимают месторождения и рудопроявления, относящиеся к формации железистых кварцитов, которые расположены преимущественно в пределах Гимольской и Киндасово-Маньгинской зеленокаменных структур и тяготеют к средним частям разреза лопийских образований. В первой из них железистые кварциты локализованы в верхней части толщи метабазитов, в низах перекрывающей их толщи лептитовых сланцев и гнейсов по метаэффузивам кислого состава, а также в области перехода между ними. Во второй железистые кварциты совместно с углеродистыми сланцами образуют прослои в метабазитах.

В Гимольской зеленокаменной структуре расположены месторождения Межозерское (II-7-6), Гимолы-1 (II-7-13), Совдозерское (II-8-31), проявления Южный (I-6-1), Арянукс (II-7-1), Заозерное (II-7-5) и Васхъярви (II-7-11). В северной части структуры расположены вне больших зеленокаменных трогов рудопроявления Воломское (I-7-11), Тумбареченское (I-7-15), Корбозеро (II-8-7) [111, 213].

В Киндасово-Маньгинской зеленокаменной структуре находится месторождение Киндасово (IV-8-8) и рудопроявления Северная группа аномалий (IV-8-6), Восточно-Маньгинское (IV-8-9), Маньгинское (IV-8-10) [111].

Месторождение среднее Межозерское (II-7-6) расположено в районе пос. Суккозеро и приурочено к слюдяным, амфиболовым сланцам и гнейсам по вулканитам среднего и кислого состава и терригенным породам межозерской свиты гимольской серии верхнего лопия, перекрытыми гранитными и полимиктовыми конгломератами. Породы разреза прорваны гранодиоритами, гранитами и пегматитами, образуют несколько сложных складок с крутым падением крыльев на запад-юго-запад при простирании осей, близком к меридиональному. Залежи железистых кварцитов приурочены к крыльям синклинальных складок.

Рудное поле имеет длину около 5 км при ширине 200–500 м. На этой площади выделены три полосы (Восточная, Западная и Северная) амфибол-магнетит-кварцевых сланцев, вытянутых в субмеридиональном направлении. В пределах этих полос локализовано 10 рудных тел длиной от 160 до 1140 м, мощностью от 25 до 60 м. На глубину отдельные рудные тела прослежены от 50 до 350 м. В состав руд, кроме магнетита, входят кварц, амфибол (кумингтонит или железистая роговая обманка), биотит, апатит. Текстура руд полосчатая. К контактам рудных тел приурочены зоны развития кварц-альбитовых метасоматитов или альбититов, а также эпидозитов с богатой сульфидной минерализацией и эпидот-биотит-кварцевых пород.

По содержанию растворимого железа, которое в среднем составляет 32,76 %, руды месторождения относятся к категории бедных, нуждающихся в обогащении. По содержанию вредных примесей они являются чистыми (содержание фосфора в среднем – 0,1 %, серы – 0,4 %). В результате обогащения железистых кварцитов методом магнитной сепарации получены концентраты с содержанием железа от 59,12 до 65,07 %, при извлечении металла от 78,3 до 89 %. Месторождение числится на балансе, относится к Нераспределенному фонду. Забалансовые запасы составляют 69,5 млн т. Отрицательным качеством месторождения является рассредоточенность запасов между 10 мало-мощными рудными телами.

К титаномагнетитовой мафической рудной формации относятся месторождения и рудопроявления, связанные с многофазным Велимякским массивом пироксенит-габбродолеритов (Кааламский габбродиорит-тоналитовый комплекс карельского возраста) в Ладожском блоке и с пологопадающими интрузиями габбродолеритов, прорывающих осадочно-вулканогенные отложения нижнего протерозоя и архейские гранитогнейсы в Карельском блоке. В наиболее крупных интрузиях этого типа в Карельском блоке, Пудожгорском и Койкарском силлах, находятся одноименные месторождения. К ним также приурочены рудопроявления комплексных руд титана, железа, ванадия с сопутствующей благороднометалльной минерализацией. Руды всех месторождений близки по вещественному составу, условиям формирования и относятся к единой титано-железородной формации, поэтому рассматриваются в одном разделе.

Месторождение крупное Пудожгорское (Ш-10-21) [243] расположено на восточном берегу Онежского озера и приурочено к пластовой интрузии габбродолеритов среди гранитоидов фундамента. Оно входит в состав одноименного рудного узла карельского возраста. Интрузия прослежена на 7100 м, ее мощность – 110–150 м. Титаномагнетитовая минерализация образует пластообразную залежь в подошве интрузии и прослеживается на всем ее протяжении на глубину до 330,7 м, по падению от 200–250 до 1400 м. Вертикальная мощность залежи – от 7,4 до 32,2 м. Выше по разрезу залегают отдельные рудные линзы.

Выделяются два типа рудных тел. Первый представлен габбродолеритами, содержащими 40–75 % титаномагнетита. Мощность тел этого типа составляет 5,9–23,9 м. В лежачем и висячем боках наблюдаются постепенные переходы ко второй разновидности – габбродолеритам с 25–40 % титаномагнетита, с примесью сульфидов меди и повышенными содержаниями платины – 0,05–

0,4 г/т и палладия – 0,348 г/т. Мощность таких тел в лежащем боку интрузии – 2 м, в висячем – 0,37–4 м. Запасы титаномагнетитовых руд по категории С₁ составляют 411,6 тыс. т, забалансовые запасы – 316 689 тыс. т. Возможен их прирост за счет доразведки флангов рудной залежи. Месторождение нерентабельно на железо, но нуждается в переоценке в качестве комплексного объекта.

Железородная формация в доломитах и сланцах представлена одним выработанным *месторождением Туломозерское* (IV-7-34) и *рудопроявлениями Сювяярви* (III-7-17), *Рудник Белая Гора* (III-8-8), *Пялозеро* (III-8-37), *Спасогубское* (III-8-47) [237]. Они связаны с линзами гематитовых руд среди терригенных пород ятулия в Туломозерской структуре и в Прионежье. Туломозерское месторождение служило сырьевой базой Туломозерского завода в XIX веке, в настоящее время практического значения не имеет.

Магнетитовая скарновая рудная формация представлена *рудопроявлением Салминское* (V-7-1), локализованном в породах салминской свиты в юго-восточном экзоконтакте Салминского массива гранитов рапакиви [198].

На дне Финского залива обнаружены скопления железо-марганцевых конкреций голоценового возраста, представляющие формацию железо-марганцевых конкреций. Промышленный интерес представляют три *малых месторождения*: *Кургальское* (VI-2-2), *Вихревое* (VI-3-8) и *Рондо* (VI-3-11). Конкреции распространены на глубине до 20 м. Они образуют в современных донных отложениях прерывистый слой мощностью 8–10 см. Размер отдельных конкреций достигает 10–15 мм. Продуктивность конкреционного слоя – 10–15 кг/м². На небольших глубинах развиты мелководные осадки, содержащие конкреции с крайне неравномерным их распределением. Содержание марганца в конкрециях составляет от 0,4 до 20,5 %, железа – от 38 до 57 %, суммарные запасы по месторождениям – 4,546 млн т [80].

Хром

Оруденение хромитовой рудной формации на площади листа связано с комплексами гипербазитов позднеархейского и сумийско-сариолийского возраста в юго-восточной Карелии. Всего выявлено три рудопроявления – Скважина 88, Скважина 9Р и Ладвозерское (соответственно П-10-27, П-10-29, П-10-30), локализованные в Южно-Выгозерской зеленокаменной структуре. Примером может служить рудопроявление Ладвозерское (П-10-30) [435]. Оно относится к магматическому генетическому типу и, также как и ряд пунктов минерализации, расположено в Рыбозерской зеленокаменной структуре и приурочено к приподошвенной части интрузии ультрабазитов каменноозерского массива среднелопийского возраста.

Ладвозерское проявление (П-3-10) представлено двумя пластообразными крутопадающими залежами мощностью 10 и 2,8 м, прослеженными в субмеридиональном направлении соответственно на 0,9 и 2 км. Строение рудных тел осложнено субширотными разломами, смещающими как интрузии ультрабазитов, так и сами залежи. Оруденение связано с лиственитизированными апооливинитовыми серпентинитами. Проявлены вкрапленные и массивные руды с содержанием хромшпинелидов до 75–80 %. Состав рудных хром-

шпинелидов – от высоко- до низкохромистого, с повышенной железистостью. Содержание Cr_2O_3 варьирует от 15 до 32 %, в среднем составляя 16 %. В единичных пробах выявлено присутствие Pt – до 0,1 % и Pd – до 0,3 % [183].

Ванадий

Рудные объекты ванадия сконцентрированы в центральной части Онежской структуры и в южном обрамлении Суйстамского выступа (Северное Приладожье) и приурочены к черносланцевой толще людиковия. Всего известно пять месторождений, девять проявлений, один пункт минерализации; кроме того, как сопутствующее полезное ископаемое ванадий входит в состав титано-магнетитовых руд. Промышленными являются объекты уран-благороднометалльно-ванадиевой формации, связанные с ванадийсодержащими карбонатно-слюдистыми метасоматитами и слюдитами протерозойских синклинорных структур. В северном Приладожье три проявления ванадия связаны с молибден-ванадиевой рудной формацией в углеродистых сланцах.

В 1980–1990-е годы был выявлен Заонежский рудный узел с месторождениями богатых комплексных руд, относящихся к уран-благороднометалльно-ванадиевой формации. К настоящему времени обнаружено пять крупных месторождений и свыше 10 перспективных рудопроявлений ванадиевых руд (с ураном, платиноидами, золотом, серебром и другими ценными компонентами), обладающих уникальными минералого-геохимическими особенностями и технологическими свойствами, не имеющих прямых аналогов ни в России, ни за рубежом. Это месторождения Весеннее (Ш-10-12), Средняя Падма (Ш-10-13), Верхняя Падма (Ш-10-14), Космозерское (Ш-10-25), Царевское (Ш-10-20), а также 16 рудопроявлений. Геологии и вещественному составу этих объектов посвящены многочисленные публикации [23, 111, 123, 187, 207].

Месторождение Средняя Падма (Ш-10-13) расположено на Заонежском полуострове, в 17 км юго-западнее пос. Толвуя. Открыто при проведении поисковых работ партией № 32 ПГО «Невскгеология» [106, 243]. В дальнейшем на месторождении были проведены поисково-оценочные работы и предварительная разведка с подсчетом запасов комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых руд. Оно учтено Государственным балансом, находится в Нераспределенном фонде недр.

Месторождение структурно приурочено к юго-западному крылу Падминской антиклинали, имеющей в пределах площади месторождения изометричную форму с крутыми (свыше 75°) углами падения крыльев. Основной рудоконтролирующей структурой на месторождении является крутопадающая зона межпластового срыва вдоль контакта доломитовой пачки туломозерской свиты ятулийского надгоризонта и пачки алевролитов заонежской свиты людиковийского надгоризонта.

С зоной межпластового срыва сопряжены субперпендикулярные ей и напластованию пород пологие зоны трещин отрыва. Зоны трещин отрыва представляют собой линзовидные в плане и клиновидные в поперечном разрезе линейные штокверки, состоящие из кулисообразно расположенных сближен-

ных трещин отрыва. Область развития зон трещин отрыва и ореолов развития предрудных и рудных метасоматитов выделена в продуктивную зону месторождения. В строении рудовмещающих ореолов метасоматитов наблюдается рудно-метасоматическая вертикальнофланговая зональность с закономерной сменой пород от внешних зон осветления через зоны альбититов и слюдисто-альбитовых метасоматитов к внутренним зонам слюдитов и слюдисто-карбонатных метасоматитов. Все рудные тела месторождения, представляющие собой участки непрерывного развития кондиционных ванадиевых руд, располагаются в пределах продуктивной зоны. Они локализируются в пологих ($0-20^\circ$) зонах трещин отрыва. Наиболее богатое оруденение связано с внутренними зонами метасоматитов. Всего на месторождении выделено 11 рудных тел. Рудные тела с относительно простой морфологией имеют слабоволнисто-линейное залегание с общим пологим падением на северо-запад в продольных разрезах и на северо-восток в поперечных разрезах с кулисообразным перекрытием на расстоянии 5–30 м. Все рудные тела вытянуты в северо-западном направлении и имеют соотношение ширины и длины 1 : 5–20. Глубина залегания рудных тел – от 55 до 310 м.

Основным компонентом руд является ванадий. Минеральные типы руд – настуран-роскоэлитовый, благороднометалльно-настуран-роскоэлитовый, сульфидно-настуран-роскоэлитовый. По структурно-текстурным особенностям локализации ванадиевого оруденения выделяются три основные разновидности руд: вкрапленная, массивная и жильная. Вкрапленные руды составляют в среднем 38 %, массивные – 50 %, жильные – 12 % от общего объема кондиционных ванадиевых руд. Главными минералами, на которые приходится около 60 % минерального состава руд, являются альбит и карбонаты, на долю слюд приходится 25 %. Пентоксид ванадия на 90 % содержится в слюдах (роскоэлит, ванадиевый флогопит), на 10 % – в ванадиевом гематите, а также в оксидах, урано-ванадатах и других минералах (ноланите, карелианите, монтрозеите, карнотите, тюямуните).

Среднее содержание V_2O_5 по месторождению составляет для категорий запасов C_1 – 2,78 %, C_2 – 1,97 %. Попутными полезными компонентами в комплексных рудах месторождения являются уран, золото, платина, палладий, молибден, серебро, медь. Кроме того, в рудной ассоциации с ними находятся селен, висмут, рений, олово, ниобий и др. Урановое оруденение развито в контурах ванадиевых рудных тел и представлено вкрапленностью и прожилками уранинита, настурана, титанатов урана, вторичными силикатами и ванадатами урана. Уран-ванадиевые руды содержат в своем составе в среднем 0,061–0,074 % урана. По содержанию урана руды являются низкосортными и как собственно урановые практического значения не имеют.

Медно-молибденовое оруденение присутствует в кондиционных ванадиевых рудах, а также отмечено за пределами контура подсчета запасов ванадиевых руд и может быть околонтурено в самостоятельные рудные тела. Оно ассоциируется с рением. Благороднометалльное оруденение имеет штокверково-жилковый характер и развивается, как правило, внутри тел слюдитов на участках развития гидротермальных кварцевых и кварц-селенидных прожилков. Золото, серебро, палладий и платина определены в сульфидах, селеносульфидах и селенидах свинца, висмута и меди, а также в самородном виде. Со-

держание палладия в рудах достигает 150–400 (в среднем – 0,29) г/т, золота – 50–250 (0,23) г/т, платины – до 30 (0,02) г/т, серебра – до 1500 (1,62) г/т. В периферических частях рудных тел концентрируется молибден (в молибдените) – 0,05 %, медь (в халькопирите) – до 3 %, в среднем 0,9 %, цинк (в сфалерите) – 1,5 %. В общей сложности в комплексных рудах диагностировано свыше 80 рудных минералов. Рудам также свойственен очень широкий спектр химических элементов. В них постоянно присутствуют рений (до 11 г/т), хром, никель, кобальт, ртуть, олово. По многообразию минерального и элементного состава руды являются уникальными.

Запасы уран-ванадиевых руд по месторождению подсчитаны до глубины 350 м и соответствуют крупному месторождению. При подсчете запасов учитывались временные кондиции, утвержденные протоколом комиссии по запасам Геологического концерна «Геологоразведка» № 2 от 29.07.1994 г. В соответствии с кондициями, бортовое содержание V_2O_5 принято равным 1 %, минимальная мощность рудного тела – 2 м, максимальная мощность пустых пород и некондиционных руд в рудном пересечении – 4 м.

Комиссией по запасам концерна «Геологоразведка» (протокол от 22.03.1995 г.) утверждены балансовые запасы пентоксида ванадия и попутных компонентов месторождения Средняя Падма по состоянию на 1.06.1993 г. в следующих количествах: запасы руды (тыс. т): категорий C_1 – 2111,8; C_2 – 2477,9; $C_1 + C_2$ – 4589,7. Запасы пятиоксида ванадия категорий C_1 – 58767 т, C_2 – 48883 т; урана C_1 – 1553 т, C_2 – 1513 т; молибдена категорий C_1 – 860 т, C_2 – 167 т; меди категорий C_1 – 1576 т, C_2 – 561 т; запасы руды для благородных металлов по категории C_2 – 4589,7 тыс. т. Запасы золота оцениваются по категории C_2 – 729 кг; платины категории C_2 – 72 кг; палладия категории C_2 – 1346 кг; серебра категории C_2 – 427 кг.

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

Месторождение Царевское (III-10-20) расположено в южной части Заонежского полуострова, в 12 км севернее дер. Типиницы. На месторождении проведены поисковые и оценочные работы [106], выполнен подсчет запасов комплексных руд. Структурно месторождение приурочено к юго-западному

крылу Западно-Царевской антиклинали, являющейся юго-восточным продолжением Падминской антиклинали.

Оруденение локализовано в шунгитсодержащих алевролитах и метапелитах нижней подсвиты заонежской свиты, являющихся своеобразным литолого-геохимическим барьером на контакте с подстилающими пестроцветными доломитами туломозерской свиты ятулия. Рудная минерализация по поперечным клиновидным зонам дробления прослеживается и в вышележащие сланцы. Выделяются две субгоризонтальные рудные залежи, сливающиеся вместе на глубине 400 м. Залежь 1 имеет длину 1,3 км, ширину по падению 200–300 м, среднюю мощность – 9 м; залежь 2 соответственно – 0,3 км, 50–100 м, 12 м.

Руды месторождения представлены слюдисто-альбит-доломитовыми метасоматитами существенно карбонатного состава (сумма карбонатов в среднем составляет 20 % от массы породы). Текстура руд прожилково-вкрапленная, дисперсная, реже массивная. Характерна наложенная хлорит-кварц-сульфидная минерализация. Главным промышленным минералом является ванадиевый флогопит (роскоэлит), образующий мелкокрапленные выделения и сплошные мелкочешуйчатые массы, присутствующий в гнездах, цементе или обломочном материале брекчий в ассоциации с доломитом, ванадиевым гематитом и карелианитом. Урановая минерализация, развитая в виде коллоидной мелкой вкрапленности в слюдитах и секущих их кварц-карбонатных жилах, представлена настураном, уранинитом, браннеритом; молибденовая – молибденитом; меднорудная – халькозином, халькопиритом и борнитом; золоторудная – самородным золотом. Золото и палладий связаны с сульфидами меди и селенидами свинца, висмута и серебра. Технологические свойства руд Царевского месторождения не определялись. Запасы категории С₂ ванадия составляют 2,9 тыс. т по оценке Управления ГПК Карелнедра.

Месторождение Весеннее (Ш-10-12) расположено на Заонежском полуострове в 6 км северо-западнее дер. Великая Нива. Находится на расстоянии 0,6–0,8 км от месторождения Средняя Падма и может рассматриваться как западный фланг этого объекта. Состояние изученности месторождения соответствует оценочной стадии [106, 243].

Месторождение располагается в замковой части и в крутом северо-восточном крыле Саврозерской антиклинали центральной части Тамбицкой зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД). Оруденение представлено тремя рудными залежами, локализованными в крыле и шарнире пликативной тектонической структуры, и контролируется слоем шунгитсодержащих алевролитов и клиновидной зоной дробления. Общая протяженность рудной зоны – 2,5 км, ширина – от 30–40 до 90 м. Залежь 1 в северо-восточном крыле структуры имеет протяженность 600 м, ширину – 50–60 м, мощность – от 1,5 до 29,6 м (средняя – 9 м).

Рудная залежь 2, расположенная в 200 м к югу от залежи 1 в замковой части антиклинали, имеет протяженность 800 м, ширину – 40–66 м, мощность – от 1,1 до 20,0 м (средняя – 8,9 м). Залежь 3 расположена в 200 м к северу от залежи 1 в замке складки, протяженность ее – 560 м, ширина – 40–60 м, мощность – от 1,3 до 33 м (средняя – 8,2 м). Руды сложены брекчиями на кварц-доломитовом цементе, метасоматитами слюдисто-кварц-карбонатного состава.

ва (1-я стадия рудообразования) и карбонатными прожилками с сульфидной минерализацией (2-я стадия рудообразования).

Основная составляющая комплексных руд месторождения – ванадийсодержащие минералы роскоэлит, акмит и карелианит; урановая минерализация представлена настураном, уранинитом, коффинитом. Руды по составу более бедные, чем в месторождении Средняя Падма, однако сопровождаются сопутствующей минерализацией, ведущее значение в которой имеют молибден и золото. Запасы категории С₂ ванадия составляют 8,1 тыс. т (по данным Управления ГПК Карелнедра [111]).

Месторождение Верхняя Падма (Ш-10-14) расположено в 5 км юго-восточнее месторождения Средняя Падма. На месторождении проведены поисковые [106, 243] и оценочные работы. Структурно месторождение располагается в Тамбицкой зоне СРД и приурочено к синклинальной складке, усложняющей замковую часть Падминской антиклинали. Оруденение локализовано в шунгитсодержащих алевролитах заонежской свиты людиковия на контакте их с подстилающими доломитами туломозерской свиты ятулия, а также в межслойной зоне дробления карбонатных пород. Представляет собой единую рудную зону протяженностью 1,2 км, включающую две стратиформные рудные залежи седловидной формы. Верхняя рудная залежь 1, залегающая на глубинах от 20 до 100 м от поверхности, прослежена по простиранию на 1,17 км, при ширине 30–40 м и мощности – 4 м. Рудная залежь 2, располагающаяся стратиграфически ниже первой, имеет длину 0,6 км, ширину – 100 м, мощность – 3 м. Большая часть запасов (8,8 тыс. т пентоксида ванадия) сосредоточена в рудной залежи 1.

Состав руд существенно карбонатный. Руды залежи 1 представлены доломит-слюдисто-альбитовыми метасоматитами по алевролитам, залежи 2 – кварц-доломит-слюдистыми метасоматитами по карбонатным породам. Из рудных минералов преобладают ванадиевый флогопит и ванадаты урана (карнотит, тюамунит) в ассоциации с настураном. Карнотитовая минерализация частично распространяется и в тектонизированные доломиты туломозерской свиты. Для руд наряду с высокими содержаниями пентоксида ванадия и урана характерны повышенные содержания меди и молибдена, а также аномальные содержания сопутствующих золота, серебра, висмута и лития.

Месторождение Космозеро (Ш-10-25), принадлежащее к группе месторождений и проявлений Святухинско-Космозерской зоны СРД, расположено в 4,5 км севернее пос. Великая Губа, в 14 км к юго-западу от месторождения Средняя Падма. Открыто в 1979 г. при проведении поисково-картировочных работ на уран [106, 243], вначале изучалось как урановое, а затем было переоценено как ванадиевое.

Комплексное уран-ванадиевое оруденение образует четыре рудные залежи I, Па, Пб и Пв со средними размерами по простиранию от 100 до 700 м, по падению от 30 до 127 м, мощностью от 9 до 28 м. Глубина залегания рудных залежей варьирует от 50 до 500 м. Большая часть запасов руды (67 %) сосредоточена в залежи Пв. Рудные залежи имеют сложное внутреннее строение штокверкового типа и состоят из серии невыдержанных по залеганию и мощности рудных тел.

Характер метасоматической зональности, контролирующей оруденение, сходен с наблюдаемым на месторождении Средняя Падма. Рудами являются доломит-слюдисто-альбитовые метасоматиты по сланцам, алевролитам и доломитам. По текстурно-структурным особенностям руды прожилково-вкрапленные, дисперсные, реже массивные, обычно мелкозернистые (менее 1 мм), редко – среднезернистые (до нескольких миллиметров). Характерна наложенная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит).

Главными промышленными минералами ванадия являются ванадиевый флогопит и карелианит; урана – настуран, титанаты и ванадаты урана; молибдена – молибденит, тугариновит; меди – халькопирит, халькозин, самородная медь; золота – самородное золото, селениды и интерметаллические соединения золота и серебра; платины и палладия, селениды свинца, висмута и серебра. Перечень геохимических спутников основного оруденения тот же, что и в рудах месторождения Средняя Падма. Запасы категории С₂ ванадия составляют 11,8 тыс. т (по данным Управления ГПК Карелнедра [111]).

В Северном Приладожье рудопроявления ванадия молибден-ванадиевой формации связаны с углеродистыми сланцами людиковия. На территории листа известны три рудопроявления: *Ковкозеро* (III-10-9) [111], *Леппяюрский* участок (IV-6-9) [198], *Ковадъярвинское* (IV-7-47) [231]. Они расположены в пределах развития черносланцевых формаций свекокарельских стратифицированных толщ Ладожской и Туломозерских структур. Эти рудопроявления приурочены к графитсодержащим кварц-биотитовым и биотит-полевошпат-амфиболовым сланцам, вмещающим несколько (от 2 до 12) пластообразных стратиформных рудных тел графитистых сланцев мощностью от 0,5 до 56 м. Оруденение распределено в виде практически равномерной микровкрапленности. Как правило, породы содержат мелкую сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит) и очень трудно диагностируемые среди чешуйчатой графит-биотитовой массы минеральные включения магнетита и роскоэлита (проявление Ковадъярви). В других проявлениях минеральные формы основных рудных составляющих (ванадия и молибдена) не устанавливаются, и повышенное содержание этих металлов в породе связывается с сорбционной способностью углеродистого вещества, что обычно характерно для черносланцевых толщ. Содержание пентоксида ванадия достигает значений 0,18–0,35 %, молибдена – 0,03–0,09 %. В рудах также присутствуют в аномально высоких содержаниях титан, хром, кобальт, никель, цирконий, скандий, церий, иттрий, медь, свинец, серебро, галлий, селен, мышьяк, палладий. По содержанию ванадия руды являются бедными.

Источником ванадия также могут служить титаномагнетитовые руды Пудожгорского и Койкарского месторождений.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь

Медь является самым распространенным рудным элементом на территории листа (53 рудопроявления и 11 пунктов минерализации), но не образует

значительных рудных объектов. Большая часть этих объектов сосредоточена в Центрально-Карельской, Восточно-Карельской минерагенических зонах и Онежской минерагенической области.

Медные руды относятся к трем рудным формациям: никель-медно-сульфидной, медноколчеданной и медно-кварц-сульфидной. Медь также является сопутствующим компонентом в комплексных рудах (серноколчеданных, медно-никелевых, уран-ванадиевых, медно-титаномагнетитовых, скарных и др.). Первые достоверные сведения о находках медной руды в Карелии относятся к 1660-м годам. В начале XVIII века при Петре I Олонецкая губерния стала одним из центров бурного развития чугуно- и медеплавильного производства России. Заводы снабжались медной рудой с многочисленных разработок, сохранившиеся следы которых и отвалы указывают на довольно крупную добычу и переработку меди в Карелии в первой половине XVIII века. По данным архивов Олонецкого горного округа, в Карелии действовали 237 медных рудников, на которых разрабатывали кварцевые, кварц-кальцитовые и кальцитовые жилы, залегающие среди зеленокаменных пород. Наиболее богатые из них полностью выработаны, на остальных добыча прекращена в связи с обеднением и выклиниванием руд. В настоящее время рудные объекты меди промышленного значения не имеют, но, будучи приурочены к зонам метасоматитов различного возраста, могут служить поисковым признаком на благороднометалльное оруденение.

К никель-медно-сульфидной рудной формации относятся 14 рудопроявлений. *Рудопроявление Хюрсюля-1 (IV-7-10) [251]* расположено в 4,5 км северо-западнее пос. Хюрсюля. Связано с Хюрсюльским дифференцированным массивом среднелопийского возраста, сложенным апооливинитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, метапироксенитами и метагаббро. Гидроталькит-лизардитовые никеленосные серпентиниты залегают в западной части массива в виде линейной крутопадающей зоны субмеридионального простирания протяженностью до 5,5 км при ширине 100–300 м. Содержание меди составляет 0,4–2,2%. Содержание никеля в серпентинитах варьирует от 0,2 до 0,6%.

К медноколчеданной рудной формации относится 21 рудопроявление меди. Примером может служить рудопроявление Маймъярви (II-8-20) [231]. Оно находится в 5 км севернее пос. Гумарино. Участок потенциально перспективен на оруденение формации медистых песчаников в зонах пропильтизации. Рудная минерализация локализуется в пропильтизированных песчаниках янгозерской свиты на контакте с маломощными дайками габбродолеритов. Оруденение прожилкового и прожилково-вкрапленного типа. Содержание меди варьирует от 0,5 до 3,60%, составляя в среднем 0,8%. В рудах выявлены повышенные содержания золота – до 0,1 г/т, свинца – до 0,11%, молибдена – до 0,054%. Авторские прогнозные ресурсы (категории P₂) меди до глубины 300 м оцениваются в 162 тыс. т, категории P₃ – в 340 тыс. т [231].

Гидротермальная медно-кварц-сульфидная формация широко распространена в Карелии. На карте полезных ископаемых показано 19 рудопроявлений этой формации. Медно-сульфидная минерализация локализуется в жилах кварцевого, кварц-кальцитового, кальцитового и альбит-кальцитового составов. Вмещающими породами для жил являются основные эффузивы, габбро-

долериты, кварциты, граниты и сланцы различного состава. Рудные минералы представлены халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, серебром и золотом. Характер минерализации вкрапленно-гнездовой. Содержание меди варьирует от 0,1 до 2–3 %.

Меденосные метасоматиты и жилы позднеархейского и, особенно, раннепротерозойского возраста пользуются большим распространением. В большинстве случаев они представлены пропилитами с медной минерализацией (халькопирит, халькозин) по метаморфизованным основным вулканогенным и интрузивным породам. Наблюдаются также и переотложенные руды в участках кислотного выщелачивания и развития жил кварцевого и кварц-карбонатного состава. Примером может служить рудопроявление Юккогубское II (I-8-26) [231].

В зонах гетерогенного строения (переслаивание основных вулканитов с метатерригенными породами, внедрение серии основных даек в кварцито-песчаники, или в гранитоиды), усложняется состав метасоматитов, наряду с пропилитами развиваются березиты, совместно с медью фиксируются Ag, Au, Mo, Pb, Zn, W. Типичным примером может служить месторождение Воронов Бор (II-9-43) [111, 134, 210 и др.], расположенное в 8 км южнее г. Медвежьегорск. Оно было открыто в 1771 г., разрабатывалось в 1771–1779 и 1888–1913 гг.

В районе месторождения распространены ятулийские кварцитопесчаники и метабазальты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Развивающиеся по ним метасоматиты образуют кососекающие линейные тела северо-западного простирания длиной не менее 100–200 м при ширине 9–20 м. По кварцитопесчаникам последовательно образуются хлоритовые пропилиты, хлорит-адуляровые метасоматиты, мусковит-кварцевые березиты с медно-сульфидным оруденением, а также маломощные зоны эпидот-карбонат-альбитовых метасоматитов [33]. По метабазальтам развиваются эпидот-хлоритовые и биотит-хлоритовые пропилиты, пирит-халькопирит-эпидот-кварцевые метасоматиты и поздние эпидозиты. Метасоматиты пересекаются зонами альбит-карбонатных пород и кварцевыми жилами.

Оруденение локализовано в кварцитопесчаниках, по простиранию оно быстро исчезает, распределение меди неравномерное. Руды месторождения Воронов Бор разделяются на пирит-халькопиритовые вкрапленные с содержаниями Cu – 0,1–1 %, Ag – 1–5 г/т и пятнистые борнит-халькозиновые (Cu – 1–4 %, Ag – 20–70 г/т). В подчиненных количествах присутствуют блеклые руды, самородные медь и серебро, а также ковеллин, куприт, малахит, азурит. Богатые пятнистые руды образуются в локальных участках обогащения на флангах метасоматических тел. В рудной зональности отмечается следующая последовательность минералообразования: пирит и халькопирит → борнит (коричневый и красный, со структурой распада борнит-халькопирит) → халькозин (голубой и розовый, обычно окаймляющий зерна борнита) с самородными серебром, медью и блеклыми рудами.

Также меденосные метасоматиты наблюдаются в зонах брекчирования углеродистых сланцев (Волкостров, Заонежский полуостров и др.) на флангах метасоматических тел с золоторудной и урановой минерализацией (рудопроявление № 29 (III-9-21) [234]).

В юго-восточной Карелии ряд медно-никелевых рудопроявлений связан с ассоциацией низкотемпературных метасоматитов, ведущую роль в которой играют листвениты и березиты. В подчиненных количествах проявлены фукситовые (или фенгитовые), хлоритоидные и тальковые метасоматиты.

Значительными запасами меди обладает Пудожгорское месторождение (III-10-21) комплексных титаномагнетитовых руд. Руды густовкрапленные, массивные, среднезернистого строения. Сульфиды меди образуют рассеянную и гнездообразную вкрапленность. Содержания полезных компонентов в рудах составляют: железо – до 28,91 %, титан – 8,13 %, ванадий – 0,43 %, медь – 0,13 %, платина – 0,505 г/т, палладий – 1,11 г/т, золото – 0,21 г/т. Суммарные запасы меди по категориям А + В составляют 411,7 тыс. т при содержании меди 0,13 % [111]. Государственным балансом они не учитываются. Попутно извлекаемые благороднометаллические элементы и медь могут вывести месторождение в ранг рентабельных.

Свинец и цинк

Полиметаллическая минерализация на территории листа развита ограниченно, по своим масштабам достигая уровня рудопроявлений и малых месторождений. Присутствует одно малое месторождение цинка, 31 рудопроявление полиметаллов и четыре пункта минерализации. Характерные ассоциации элементов-спутников представлены: для преимущественно свинцового оруденения – Au-Cu, Zn-Ag, Zn-Mo-W, для преимущественно цинкового оруденения – Pb-Cu-Ag, Pb-Au-Ag. По геологическому положению и возрасту выделяются четыре рудные формации.

К свинцово-цинковой жильной рудной формации относятся рудопроявления, связанные с плутонами гранитов рапакиви или с их комагматами, локализованные в зонах активизации и развития анорогенного плутонизма (Выборгский массив рапакиви, о. Гогланд).

Рудопроявление свинца Муникониеми (VI-3-1) [279] на одноименном полуострове в 1,5 км к югу от дер. Луговое представлено 14 тонкими (0,5–4 см мощность) галенит-карбонатными и галенитовыми жилами северо-восточного простирания в выборгитах. Длина жил – 0,3–5 м, глубина – 23–45 м. Содержание Pb в галените 80,5 %, Ag – 20 г/т. Выбрано 420 т свинца. Этот тип оруденения не представляет промышленного интереса.

К свинцово-цинковой колчеданной рудной формации относятся рудопроявления, локализованные в краевых частях зеленокаменных поясов (Хаутоваарская, Гимольская и Семченская зеленокаменные структуры) [251], где полиметаллические руды приурочены к метасоматическим полиформационным телам, которые сложены пропилитами, березитами, лиственитами и среднетемпературными альбититами.

В восточной части Семченской зеленокаменной структуры расположено *рудопроявление цинка, свинца, меди и серебра Эльмус (II-8-45) [252]*. В его строении преобладают основные метавулканиты семченской и кислые метавулканиты и кремнистые сланцы бергаульской свит лопия, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Метасоматиты образуют крупные линзовидные тела, локализованные в лопийских породах и приурочен-

ные к узлам пересечения субмеридиональных и северо-западных разломов. Тела метасоматитов прослеживаются на 150–300 м по простиранию при ширине 10–60 м, имеют сложное зональное строение. Наиболее ранними являются альбит-хлоритовые и кварц-биотитовые пропилиты, которые замещаются мусковит-кварцевыми березитами. К ним приурочено сульфидное оруденение. Субмеридиональные рудные тела имеют длину до 150 м, мощность – 2–7 м, по падению прослежены до глубины 200 м [252]. Среди рудных минералов преобладает пирротин, в подчиненных количествах присутствуют халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, золото. Для руд характерна прожилково-вкрапленная или пятнистая текстура.

В Хаутоваарской зеленокаменной структуре многочисленные рудопроявления полиметаллов с сопутствующей медной и благороднометалльной минерализацией тесно связаны с переотложенными колчеданными рудами, входящими в состав метасоматических тел [50]. Руды представлены кварц-мусковитовыми или хлорит-кварц-мусковитовыми метасоматитами с обильной вкрапленностью и прожилками пирротина, редко – сфалерита и пирита. Иногда руды имеют брекчиевидную текстуру и, как правило, коррозионные соотношения с силикатными минералами. Последнее подчеркивает их наложенный характер. Примером может служить *рудопроявление цинка, свинца, золота, серебра Нялмозерское (IV-7-44)*, находящееся в 3 км к западу от оз. Нялмозеро [251]. Массивные колчеданные руды залегают среди кварц-серицитовых сланцев и березитов по плагиопорфирам. Длина залежей составляет 90–507 м, мощность – 1–18 м. Руды сплошные, полосчатые, вкрапленные пиритовые, пирротин-пиритовые, пирит-пирротиновые. Свинцово-цинковое оруденение локализуется в зонах прожилкового окварцевания на флангах колчеданной залежи и в кварц-карбонатных жилах. Отмечаются также небольшие линзы густовкрапленного арсенопирита. Средние содержания: Zn – 0,15 %, Pb – 0,03 %, Cu – 0,03 %, Co – 0,005 %, Au – 3,9 г/т. Аналогичные объекты присутствуют в других зеленокаменных структурах.

В Гимольской зеленокаменной структуре и ее западном обрамлении была обнаружена полиметаллическая минерализация в среднетемпературных альбититах (рудопроявление Вехкярви (II-7-23), содержание Pb – 0,01–0,1 %, Zn – 0,01 %). Кроме того, свинцово-цинковое оруденение с молибденитом и шеелитом установлено в кварц-мусковит-кианитовых метасоматитах и связанных с ними серицит-кварцевых березитах на рудопроявлении Мегриярви (II-7-28) [211].

Свинцово-цинковая скарновая формация связана со скарнами по карбонатным породам ятулия. *Малое месторождение цинка Коват-Ярви (IV-7-46)* [231] расположено на северо-западном берегу оз. Коват-Ярви. В карбонатных породах ятулия локализована скарновая залежь мощностью 25–30 м, прослеженная в скважинах на 100 м по простиранию на северо-запад, с падением на юго-восток под углами 55–65°. Четыре тела сфалерит-магнетитовых вкрапленных руд тяготеют к контакту карбонатных пород с основными метавулканитами. Мощность рудных залежей – 1,5–6 м, длина – 45–60 м. Густовкрапленные руды содержат пирротин, халькопирит, галенит. Содержание Zn в сфалеритовой руде составляет 3,78–25,9 %. Выявленные запасы по категори-

ям $C_1 + C_2$ составляют 4810,6 т. Сфалеритовая руда может быть использована как пигмент.

К олово-цинковой скарновой формации относятся месторождения Кительское, Питкяранта (Старое и Новое рудные поля), Хопунваара. В зоне контакта Салминского массива рапакиви в залежах экзоскарнов наблюдается преимущественно олово-цинковое оруденение. В самих гранитах рапакиви преобладает жильная форма. Этот тип оруденения будет рассмотрен в разд. «Олово».

Никель

Шестнадцать рудопроявлений и девять пунктов никелевой минерализации приурочены к архейским зеленокаменным поясам, в которых пользуются широким распространением интрузии ультрабазитов и коматиитовые лавы.

Все рудопроявления никеля, относящиеся к сульфидной медно-никелевой рудной формации, приурочены к массивам и дайкам позднеархейского базит-гипербазитового комплекса, локализованных в Хаутоваарской (Хюрсюльский массив), в Рыбозерской и Шилосской зеленокаменных структурах.

Выделяются сингенетическая сульфидная медно-никелевая минерализация и эпигенетические переотложенные силикатные и сульфидные руды. Первый тип оруденения не образует значительных рудных концентраций никеля. Количество сингенетической сульфидной минерализации возрастает вниз по разрезу, достигая максимума в придонных частях интрузий, в дайках гипербазитов минерализация увеличивается от краев к центру. С серпентинизацией ультрамафитов связано формирование второго типа оруденения, силикатно-никелевого, представленного хизлевудитовыми, миллерит-виоларитовыми, зигенит-виоларит-миллеритовыми рудами.

Примерами силикатного никелевого оруденения могут служить рудопроявления Конжозерской группы. Рудопроявление Северо-Конжозерский участок (П-10-9) расположено в Шилосской зеленокаменной структуре. Оруденение приурочено к лежащему боку мощного тела серпентинитов и двум небольшим дайкам серпентинизированных перидотитов. Рудные тела имеют линзовидную форму. Основными рудными минералами являются миллерит, нередко в сростках с магнетитом, и образующиеся по нему виоларит и зигенит. Текстуры руд пятнистые и прожилково-вкрапленные. Содержание Ni – 0,33–0,74 %, Co – 0,01–0,04 %.

Эпигенетическое сульфидно-никелевое оруденение образуется в результате развития метасоматических процессов в течение архейского и протерозойского времени в тектонических зонах, пересекающих серпентинизированные ультрамафиты. Здесь формировались типичные для Восточной Карелии ассоциации пропилит-березит-лиственитов, в которых последние играют наиболее значительную роль по масштабу проявления. 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, связано формирование сульфидных медно-никелевых руд за счет разрушения никельсодержащих силикатов. Нередко наблюдаются постепенные переходы от чисто силикатных руд в серпентини-

тах к собственно сульфидным рудам. Ниже приведен пример типичного рудопроявления.

Рудопроявление Пулозеро-II (I-10-7) [266] расположено к востоку от оз. Выгозеро, на левом берегу р. Сума, в 3 км к юго-западу от ее впадения в Пулозеро. Оруденение связано с небольшими ультраосновными телами северо-западного простирания, залегающими среди лопийских пород эффузивно-осадочной толщи. Сульфидно-никелевые руды приурочены к зонам сильного рассланцевания и метасоматоза (карбонатизация, хлоритизация, оталькование) по серпентинитам. Мощность рудных тел – 300–400 м, протяженность зоны – 3 км. Неравномерная вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, пентландита, местами магнетита достигает 35 %. Содержания (%): Ni – 0,26–0,33, Co – 0,03–0,1.

Молибден

Всего на территории листа известно 15 рудопроявлений и 11 пунктов минерализации молибдена. Наиболее значительное на территории листа молибденовое оруденение установлено в Ялонваарской зеленокаменной структуре, где многими геологами исследовались *рудопроявления Ялонваарское-1 (III-6-16)* и *Ялонваарское-2 (III-6-11) [90, 91]*, которые находятся в 8,5 км к востоку от пос. Соанлахти и в 5,5 км к востоку от северо-восточного берега оз. Янисъярви. Рудопроявления расположены в Ялонваарской зеленокаменной структуре, которая входит в архейский зеленокаменный пояс Ялонваара–Иломанси–Тулос, примыкающий к зоне сочленения Ладожского и Карельского геоблоков [70].

В геологическом строении этих рудопроявлений принимают участие вулканы ялонваарской свиты лопия, среди которых преобладают метаандезиты, позднелопийская многофазная гранитоидная интрузия и широко проявленный полихронный дайковый комплекс гранитоидов и более молодых габбродолеритов [91]. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. На флангах месторождения молибденовая минерализация пространственно совмещена с колчеданным оруденением одноименного месторождения серных колчеданов.

Молибденовое оруденение Ялонваарских рудопроявлений и сопутствующая медно-вольфрамовая и благороднометалльная минерализация связана с процессами метасоматоза. Установлена следующая последовательность образования метасоматитов [70]:

1) кварц-полевошпатовые метасоматиты и эпидозиты, связанные с лопийским метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации;

2) турмалиниты и кварц-серицитовые метасоматиты (березиты), которые ассоциированы с гранитами 2–3-й фаз ялонваарского комплекса. Им подчинены жилообразные эпидот-хлоритовые метасоматиты до 20 см мощностью. Кварцево-жильное штокверковое молибденитовое оруденение в юго-западной части гранитной интрузии не сопровождается околожильными изменениями, однако отмечена площадная альбитизация и серицитизация по гранитоидам;

3) альбититы (со сфалеритом и галенитом) наложены на все породы, включая колчеданные руды, граниты и ранние метасоматиты.

Основное молибденовое оруденение приурочено к метасоматитам второго типа и локализовано как в экзоконтактах Ялонваарской интрузии позднего лопия, в зонах их развития по кислым метавулканитам, так и в эндоконтактах по гранитоидам. Выделяются вкрапленные, прожилково-вкрапленные, жильные и штокверковые пирит-халькопирит-молибденитовые и халькопирит-пиритовые руды, с которыми также ассоциирует шеелитовая минерализация. Как было установлено исследованиями 1990-х годов [216], кварцево-жильное штокверковое шеелит-молибденитовое оруденение, распространенное в юго-западной части гранитной интрузии, характеризуется повышенными (до 2,7 г/т) содержаниями золота.

Молибденовые руды Ялонваарского потенциального рудного узла относятся к бедным с неравномерным содержанием молибдена от тысячных до десятых долей процента, в среднем 0,03–0,04 %. Суммарные запасы молибдена по северо-восточному участку месторождения составляет 1,8 тыс. т по категории С₂ при среднем содержании 0,032 %. Руды юго-западного участка беднее, содержание молибдена по категории С₂ составляет 1,48 тыс. т. Месторождение на балансе не числится.

Главное молибденовое рудное поле окружено многочисленными рудопроявлениями молибдена с сопутствующей медной и полиметаллической минерализацией, сходными по строению и геологическому положению (Ялонваарское-2 (Ш-6-11), Хатуоя 1 (Ш-6-15) и др.). Непромышленные молибденовые рудные объекты Ялонваарского рудного поля требуют дальнейшего изучения и, возможно, переоценки как перспективные на комплексное благороднометалльное оруденение.

Рудопроявления и пункты минерализации молибдена, связанные с позднеархейскими гранитоидами, разновозрастными пегматитами, кварц-полевошпатовыми метасоматитами и метасоматитами кислотных фаций пропицит-березитового ряда широко распространены на территории листа, но не представляют промышленного интереса в связи с незначительными масштабами оруденения.

Вольфрам

На территории листа известны двенадцать рудопроявлений вольфрама. Ведущим генетическим типом вольфрамового оруденения является метасоматический скарноидный, с характерными рудными формациями: шеелит-сульфидной скарноидной, к которой относится рудопроявление Рюттюярвинское (IV-5-18), шеелитовой и шеелит-кварцевой грейзеновой – рудопроявления Латвасюрское (IV-5-29), Иокирантское (IV-5-24). В обрамлении Кирьяволахтинской, Иокирантской и других купольных гранито-гнейсовых структур широко развиты шеелитоносные пироксен-эпидот-плаггиоклазовые гранатсодержащие скарноиды. В них повсеместно отмечается бедная рудная минерализация: пирит, халькопирит, сфалерит, магнетит, шеелит. Масштабы этой минерализации в зонах перекристаллизации и формирования метасоматитов

кислотного выщелачивания существенно возрастают. Шеелит в скарноидах концентрируется в зонах кварц-альбит-амфиболовых метасоматитов.

Наиболее изученное рудопроявление в скарноидах Латвасюрское (IV-5-29) размещается в обрамлении Латвасюрской гранито-гнейсовой купольной структуры. Руды приурочены к существенно переработанным магнетитовым скарноидам (амфибол-диопсидовым, цоизит-диопсидовым, диопсидовым), которые превращены в известковистые породы с последующим развитием метасоматитов кислотного выщелачивания. Совместно со скарноидами наблюдаются кварц-полевошпатовые метасоматиты. Максимальное оруденение приурочено к зонам окварцевания по скарноидам. Выделено несколько лизовидно-пластовых рудных тел, мощность которых достигает 3,8 м, протяженность – 40 м с содержанием вольфрама до первых процентов. Совместно с шеелитом в скарноидах присутствуют молибденит, вольфрамит, касситерит, висмутин, самородный висмут, сульфиды.

Другие типы вольфрамовой минерализации не образуют самостоятельных рудных объектов, но присутствуют в составе комплексных руд с иными главными полезными ископаемыми. К ним относятся шеелит-молибденитовый тип (в Ялонваарском рудном поле), шеелит-флюоритовый (в скарново-грейзеновых месторождениях и рудопроявлениях Маткасальско-Питкярантского рудного узла), касситерит-шеелитовый (в Хаутоваарской зеленокаменной структуре) и редкометалльно-шеелитовый (рудопроявление бериллия и вольфрама Яккимское, III-5-5) [96].

Олово

Рудные объекты олова представлены двумя месторождениями и девятью рудопроявлениями. В восточной части Северо-Ладожской перикратонной зоны выделяются две группы оловорудных объектов: скарновая (Кительское – IV-6-20, среднее, Sn, Zn и Питкяранта – IV-6-50, среднее, Sn, Zn, Cu, Fe месторождения) и скарново-грейзеновая группа, к которой относятся проявления Хопунваара (Хопунваарское рудное поле – IV-6-46, Sn, флюорит, Zn, Fe), в состав которого входят рудники Магнетитовая Ломка, Бекк, Винберг, Клара-1, -2, -3; Хопунлампи – IV-6-52, Sn, Zn, Cu, флюорит; Юго-Западное Люпикко – IV-6-56, Sn, Zn, Be, Fe, флюорит; Уксинское – IV-6-62, Sn, Zn, Be, флюорит. Рудопроявления относятся к оловорудной скарновой формации.

Главным типом рудных объектов олово-полиметаллической рудной скарновой формации являются скарновые месторождения с комплексным оловянным, полиметаллическим, медным и железным оруденением. Значимый интерес представляет также флюоритовая минерализация. Два месторождения этого района известны с начала XIX века. Первые сведения о рудах относятся к 1810 г. Добыча железных, медных, оловянных и серебряных руд продолжалась с 1814 по 1904 г. Всего было добыто 100 тыс. т железа, 6,8 тыс. т меди, 0,49 тыс. т олова и 10,8 т серебра.

В пределах месторождений и рудопроявлений выделяются линзообразные (до 200–300 м) тела магнетитового, медного, цинкового, оловянно-цинкового, оловянного оруденения. В оловянных рудах главным рудным минералом является касситерит, помимо него широко распространен в скарнах оловосо-

державший гранат. Железо, хотя и дает отдельные залежи, но учитывается только в составе руд других компонентов. Основная доля магнетита связана с известковистыми скарнами, наиболее высокие его концентрации приурочены к периферическим участкам оловянных руд. В центральных частях рудных объектов происходит усложнение состава руд. Цинк, медь, флюорит, бериллий входят в состав оловянных тел и образуют самостоятельные залежи. В ассоциации с магнетитом наблюдаются сфалерит и халькопирит. Серебро присутствует в рудах в виде примеси.

Кительское месторождение расположено в 15 км к северо-западу от г. Питкяранта. Оловянное и сопутствующее оруденение локализовано в трех субпараллельных скарново-рудных пластообразных залежах, в породах питкярантской свиты сортавальской серии позднего карелия. Она обрамляет с севера Питкярантский гранито-гнейсовый купол. С востока он срезан гранитами рапакиви Салминского плутона и пронизан его апофизами. В строении месторождения участвуют кварц-биотитовые сланцы, амфиболиты, графит-содержащие сланцы и мраморы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, скарны и апоскарновые кварц-полевошпатовые метасоматиты.

Все промышленно значимое оловянное оруденение сосредоточено в южной скарноворудной залежи и локализуется вблизи контакта скарнов с гранито-гнейсами на протяжении 2 км по простиранию. На удалении от контакта с куполом последовательно сменяются магнетит-пироксеновые, гранат-пироксеновые и пироксеновые скарны. Далее по разрезу они сменяются мраморами и кальцифирами. В южной залежи выделено 21 рудное тело размером от 10 до 500 м по простиранию и падению. В трех из них сосредоточено около 70 % балансовых запасов олова и более половины всей руды. Выделяются два типа руд: гранат-амфибол-пироксеновые скарны с магнетитом и касситеритом и кварц-полевошпатовые метасоматиты с касситеритом.

В центральной и верхней частях южной залежи присутствует 17 рудных тел цинка, оконтуренных по опробованию и не имеющих четких геологических границ. Сфалеритовые руды разнозернистые, с вкрапленными, гнездово-вкрапленными текстурами. Как правило, они совмещены с оловянным оруденением. Кительское месторождение имеет балансовые запасы олова и цинка. Запасы руды составляют по категориям $A + B + C_1$ – 1064 тыс. т, олово – 5930 т, цинк – 2,5 тыс. т, по категории C_2 – руды 130 тыс. т, олово – 456 т, цинк – 3,2 тыс. т.

Месторождение Питкярантское (VI-6-50), включающее в себя старинные рудники Старого и Нового рудного поля, находится в окрестностях и частично в черте застройки г. Питкяранта. Промышленного значения не имеет.

Проявление Хопунваара (VI-6-46) относится к скарново-грейзеновой группе. Оно расположено в 3,5 км северо-восточнее г. Питкяранта, в северном обрамлении Люпикковского гнейсо-гранитного купола. В строении проявления принимают участие мраморы двух горизонтов питкярантской свиты, по которым развиваются скарны и апоскарновые грейзены, а также грейзенизированные гранито-гнейсы. С востока рудовмещающие породы прорываются гранитами рапакиви Салминского плутона. На проявлении в южной и северной рудных зонах выделено 17 оловянных тел, два – цинковых руд, одно – флюоритовое. Краевые части рудных тел сложены пироксен-гранатовыми

скарнами, центральные – слюдисто-флюоритовыми, слюдисто-магнетитовыми грейзенами и кварц-хлорит-амфиболовыми пропилитами. Рудные минералы представлены магнетитом, касситеритом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом. Структуры руд тонко- и мелкозернистые, текстуры – вкрапленные, полосчатые, массивные.

Относительно генезиса месторождений и проявлений олово-полиметаллической формации существуют различные точки зрения. Некоторыми исследователями предполагается существование первичного доскарнового оруденения, преобразованного процессами регионального метаморфизма и метасоматоза. На это указывают датировки, полученные Re-Os методом по молибдениту из олово-полиметаллических руд (1800 ± 25 млн лет). Большинство исследователей считают установленной генетическую связь оруденения с гранитами Салминского массива (раннерифейский комплекс гранитов рапакиви). В пользу этого свидетельствует геологическое положение месторождений вблизи экзоконтакта массива, характер метасоматической и рудной зональности, U-Pb и Sm-Nd датировки по минералам скарнов; геохимическая специализация гранитов рапакиви на Be, Sn, W, Cu, Zn, наличие акцессорного касситерита, сфалерита, халькопирита, шеелита в гранитах поздних фаз, повышенное содержание олова в породообразующих минералах гранитов. Это приближает Салминский массив к типичным оловоносным гранитам фанерозоя.

По данным Sm-Nd метода, изохрона известковистого скарна отвечает возрасту 1546 млн лет [114]. Изохрона апоскарнового грейзена имеет возраст 1491 ± 42 млн лет. Полученные данные радиологического возраста показывают, что формирование скарнов завершилось в эпоху становления рапакиви, кроме того фиксируется значительный временной интервал между образованием скарнов и грейзенов.

Невозможность интерпретировать все данные в рамках одной гипотезы привела ряд исследователей к выводу о полигенной и полихронной природе олово-полиметаллического оруденения.

Алюминий

На территории листа известны одно среднее месторождение бокситов – Ладвинское (VI-10-1), одно малое – Мягозерское (VI-9-2), три рудопроявления и два пункта минерализации. Все они принадлежат к бокситовой терригенной формации и приурочены к пологим склонам и понижениям поверхности кристаллического фундамента, вендских и девонских образований под перекрывающими ее осадками нижнего и среднего карбона или верхнего девона [405]. Бокситоносные отложения залегают в основании нижнего карбона и подразделяются на четыре пачки – подрудную (пески, алевриты, глинистые песчаники), бокситовую, глинистую железо-бобовую и надрудную. Бокситовая пачка 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-бемит-каолинитовому типу.

Месторождение Мягозерское (VI-9-2) расположено в 3 км юго-восточнее с. Мягозеро. Оно приурочено к крупной ложбинообразной долине, спускающейся с юго-восточного склона девонского поднятия. Месторождение имеет длину около 1,5 км и ширину 200–500 м. В поперечном срезе оно представляет выпукло-вогнутое линзообразное тело.

Бокситовая залежь представлена тремя слоями бокситов мощностью от 1,7 до 3,8 м, разделенных слоями аллитов мощностью 0,5–1,7 м. Глубина кровли залежи изменяется от 81,25 до 128,6 м. Бокситы имеют кирпично-красную или розовато-белую окраску. Выделяются каменистые бокситы, обычно сцементированные кальцитом и рыхлые, мягкие бокситы. Часто наблюдаются бобовники бурого железняка. Химический состав бокстов в среднем по месторождению (%): SiO_2 – 16,25, Al_2O_3 – 47,14, Fe_2O_3 – 9,97, TiO_2 – 2,67, CaO – 3,51, MgO – 0,19. Кремниевый модуль в среднем по месторождению составляет 2,9. Разведка месторождения проводилась в 1953 г. Запасы, подсчитанные на площади 111,5 км², составляют по категории C_1 65,7 тыс. т. В тот же год поисковые и разведочные работы были прекращены.

Мышьяк

Единственный *пункт минерализации мышьяка Руголамби (II-7-9)* расположен в пределах Гимольской зеленокаменной структуры и связан с плагио-микроклиновыми жилами.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий

В Северном Приладожье известны шесть рудопроявлений и один пункт бериллиевой минерализации. Они приурочены к скарноидам – Яккимское (III-5-5, бериллий, олово), пегматитам – Линнаваара (IV-6-24), бериллий, тантал, ниобий) и грейzenам, где бериллий присутствует совместно с оловорудной минерализацией. Рудные минералы бериллия представлены фенакитом, берtrandитом, а в апоскарновых грейzenах – еще и гельвином.

В пределах Северо-Ладужской перикратонной зоны бериллий почти повсеместно сопровождает флюорит-оловянное оруденение в оловорудных проявлениях вольфрам-олово-полиметаллической медьсодержащей формации в мраморах, магнезиальных и известковых скарнах, приуроченных к обрамлениям Люпиковского, Уксинского и Винбергского куполов гнейсо-гранитов (проявления Юго-Западное Люпикко, Уксинское и др.) В проявлении Юго-Западное Люпикко содержание оксида бериллия в оловорудных телах достигает 0,45 %, в редкометалльных телах – 0,17 %. Бериллий содержится в хризоберилле, гельвине, а также в виде изоморфной примеси присутствует в везувиане. Оцененные (по категории C_2) запасы оксида бериллия в оловорудных телах составляют 2,4 тыс. т при среднем содержании 0,11 %. Авторские [81] прогнозные ресурсы оксида бериллия (категории P_1) оцениваются в

1,4 тыс. т. Оценка прогнозных ресурсов бериллия по редкометалльным телам не производилась.

Обособленное положение занимают проявления бериллия в кварц-карбонат-флюоритовых прожилках в рифейских кварцевых порфирах о. Гогланд. Кварцевые порфиры являются эффузивной фацией Выборгского массива гранитов рапакиви. Примером является рудопроявление Скипарлахти (VI-2-1) на восточном берегу о. Гогланд в Финском заливе.

Тантал, ниобий, литий, редкоземельные элементы иттриевой и цериевой групп

На территории листа известно девять рудопроявлений тантала и ниобия, два рудопроявления и один пункт минерализации иттрия, а также три рудопроявления и два пункта минерализации редких земель цериевой группы. Повышенные концентрации этих элементов наблюдаются в пегматитах позднеархейского (западная и центральная Карелия, *рудопроявление оз. Евжозеро* (I-7-2), *Липчагское* (III-8-57, итрий, ниобий), раннепротерозойского (Северное Приладожье и граниты рапакиви Улягского массива, *рудопроявления Вершинное* (IV-7-1, тантал), *Мюзиламби* (IV-7-25, тантал, ниобий), *Камень Наволок* (IV-7-26, редкие земли) возраста. Все они относятся к редкометалльной пегматитовой рудной формации. Рудная минерализация представлена танталит-колумбитом, сподуменом, пирохлором, монацитом. Содержания полезных компонентов составляют: Ta_2O_5 – 0,004–0,15 %, Nb_2O_5 – 0,001–0,1 %, BeO – 0,003–0,1 %.

Кроме того, редкоземельная минерализация известна в экзоконтактах массивов гранитов рапакиви (апогранитовая рудная формация). Примером может служить пункт минерализации Вуоксинское (V-4-37), приуроченный к северо-западному контакту Выборгского массива гранитов рапакиви.

Редкоземельная минерализация *рудопроявления Магоярви* (IV-7-11, тантал, итрий) представлена колумбитом, монацитом, касситеритом, пирохлором, фергуссонитом совместно с флюоритом, арсенопиритом, сфалеритом и апатитом и приурочена к комплексу щелочных метасоматитов по гранитоидам архейского фундамента в их западном контакте с породами Хаутоваарской зеленокаменной структуры [418]. Метасоматиты представлены ассоциациями – актинолит-мусковит-гранат, альбит-калишпат-арфведсонит и альбититами. К последним приурочена максимальная редкоземельная минерализация. На проявлении Магоярви в четырех обнажениях коренных пород, расположенных на участке площадью 500 × 800 м, выявлена иттриевая минерализация, приуроченная к альбитизированным гранитам позднего архея. Содержание иттрия в минерализованных породах достигает 0,1 %.

В Уросозерской зеленокаменной структуре при геологической съемке выявлено около 60 пегматитовых жил [111]. *Рудопроявление Уросозерское* (I-9-15) расположено в 1,3 км южнее ст. Уросозеро. Оно приурочено к двум пегматитовым жилам, локализованным среди осадочно-вулканогенных образований дацит-андезибазальтовой формации среднего лопия. Редкометалльное оруденение обнаружено в пегматитовых жилах № 29 и 33. Протяженность жил по простиранию составляет 26,5 и 17 м, мощность – 17 и 10 м соот-

ветственно. Жилы характеризуются зональным строением. Зальбанды жил сложены катаклазированными лейкократовыми породами гранитовой структуры с интенсивно проявившейся микроклинизацией. Контакты с центральной пегматоидной частью жил резкие и осложнены процессами катаклаза и милонитизации.

Собственно, пегматоидная часть обеих жил существенно микроклинового состава с мусковитом в виде деформированных чешуек, пластин и пачек размером от 3–5 до 10 см, толщиной до 2 см. Содержание мусковита в центральной части жил достигает 3–10 %, а в отдельных обособлениях кварц-мусковитового комплекса – до 12–25 %. Размер таких слюдоносных участков достигает 0,5 × 0,4 м. Размер отдельных блоков микроклина – от 30 × 60 см до 40 × 110 см. К крупноблоковому пегматиту приурочены таблитчатые и короткопризматические кристаллы танталит-колумбита. Основные порообразующие минералы жил представлены микроклином, кварцем, мусковитом, гранатом и жильбертитом. Из аксессуарных минералов присутствуют монацит, торит, танталит-колумбит, оранжит, топаз, фергусонит, пироклор. По результатам минералогического анализа, содержание танталита-колумбита в пегматитовой жиле № 29 достигает 15–40 % от веса тяжелой фракции протолочных проб. Щелочнометалльное оруденение существенно рублидиевое, связанное с мусковитом и микроклином. Химическим анализом в мусковите установлены следующие содержания (%): Li_2O – 0,033–0,050, Rb_2O – 0,253–0,281, Cs_2O – 0,008–0,012; в микроклине – Rb_2O от 0,076 до 0,11, Cs_2O до 0,0025. По результатам опробования в пегматитах установлены содержания ниобия 0,01–0,02 %, галлия – 0,01–0,02 %, церия – до 0,03 %.

На *проявлении Совдоостровское* (II-8-33) танталовое оруденение приурочено к зоне кварцевого и гранитного прожилкования штокверкового типа в хлорит-амфиболовых сланцах хейзъярвинской свиты базальтовой формации среднего лопья. Параметры минерализованной зоны не установлены. По результатам полуколичественного спектрального анализа проб, отобранных из альбитизированных гранит-пегматитов, содержание тантала достигает 0,02 %, ниобия – 0,003 %, бериллия – 0,003 %, галлия – 0,005 %.

Тантал-ниобиевое и редкоземельное оруденение также приурочено к Улягскому массиву гранитов рапакиви. В слабоэродированной северо-западной части массива, где выступы кровли представляют собой минерализованные купола, фиксируемые кольцевыми и радиальными разломами, выявлено *проявление Мюзиламби* (IV-7-25). Оно связано со штокообразным телом (600 × 600 × 200 м) литий-фтористых гранитов рапакиви с редкометаллической минерализацией. Рудные минералы представлены танталитом, колумбитом, пироклором, ксенотимом, фергусонитом, флюоритом, сфалеритом, галенином. Средние содержания основных полезных компонентов: Ta_2O_5 – 0,0068 %, Nb_2O_5 – 0,0194 %. Прогнозные ресурсы редких металлов, приведенных к Ta_2O_5 (категория P_2), до глубины 150 м оцениваются в 38,8 тыс. т [81].

В северо-восточной апикальной части Улягского массива гранитов рапакиви выявлено *проявление Камень-Наволоок* (IV-7-26). Оно представляет собой минерализованную зону северо-западного простираения протяженностью 75 м, мощностью 45 м. Состав рудных минералов – эшинит, фергусонит, монацит, пироклор, циркон, флюорит. Содержание ниобия в рудах со-

ставляет 0,008–0,01 %, редкоземельных металлов – 0,065–0,115 %. Редкоземельная минерализация в проявлениях Нимийоки (IV-7-40) и Соддер (IV-7-24) приурочена к зонам альбитизации и грейзенизации гранитов рапакиви в краевых (северо-западной и северо-восточной) частях Улялегского массива. Главные рудные минералы представлены фергусонитом, эшинитом, бастнезитом, флюоцеритом, цирконом, ксенотимом, пироксеном, ортитом и монацитом. Рудные минералы приурочены к гнездовым обособлениям биотит-флюоритового состава.

На проявлении *Липчагское* (III-8-57) редкометалльно-редкоземельное оруденение локализуется в метасоматически измененных гранитоидах позднего архея, залегающих в зоне Гирвасского глубинного разлома. Минерализованные зоны по простиранию не прослежены, мощность зон – до 6 м. Главные рудные минералы представлены фергусонитом, перовскитом, цирконом.

Среднетемпературные метасоматиты широко распространены в Карелии, их дальнейшее изучение как возможного источника редкоземельного оруденения может быть перспективным.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран

Самостоятельные рудные объекты урана, выделенные на карте, немногочисленны: всего 38 объектов, из них одно среднее месторождение, 11 рудопроявлений и шесть пунктов минерализации. Они находятся в западной Карелии в пределах зоны разломов субмеридионального простирания: проявления Октябрьское (III-7-7), Марантаярви (III-7-8), Радужное (III-7-12), Хуккала (III-7-16), в северном Приладожье (П Мраморная Гора, IV-5-6), в северо-восточном борту Ладожского грабена (Матала, V-6-1), месторождение среднее Карку (V-6-2) в южной части Онежского прогиба (П Птицефабрика, IV-9-7) и в южном Приладожье в терригенных осадках венда (П Черношевское VI-7-2) и ордовика (П Ново-Ладожское VI-7-6). Основные запасы урана сосредоточены в комплексных ванадий-урановых месторождениях Онежского полуострова, описанных в разд. «Ванадий». В Республике Карелия на 1.01.2014 г. в нераспределенном фонде недр учитываются запасы урана по комплексному уран-ванадиевому месторождению Средняя Падма с балансовыми запасами урана в количестве по категории C_1 – 1553 т и категории C_2 – 1513 т.

Геологоразведочные работы на уран в Карело-Кольском регионе и в частности на территории листа Р-(35),36 – Петрозаводск начались в послевоенные годы. В 1945 г. была создана Оперативная группа при Ленинградском государственном геологическом управлении (ЛГГУ) под руководством И. С. Ожинского. С 1947 г. все специализированные поисково-разведочные работы на радиоактивные элементы проводились экспедицией Первого государственного геологоразведочного управления (1 ГГРУ). Экспедиция в разные годы именовалась Октябрьской, Северной, Невской и ПГО «Невскгеология».

В 1940–1950-е годы поисковые работы проводились на территории северного Приладожья и его обрамления. В результате были выявлены уран-фосфорные проявления в карбонатных породах (Рускеала, Мраморная Гора и др.), в скарноидах (группа Импилахтинских проявлений), урановые жильные проявления (Хопунвара, Фаддейн-Келья и др.) В 1970-е годы многие из них были повторно ревизованы. Были обнаружены многочисленные урановые проявления в пегматоидных гранитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах с уранинит-настурановой минерализацией (проявления Пюттюмяки, Мурсула, Сумерия, Койриноя и др.). Итогом этих работ в Приладожье была разведка месторождения Карку, принадлежащего к рудам типа «несогласий».

В западной Карелии силами Невской экспедиции были проведены региональные поисковые работы в пределах ряда структурных зон разрывных и складчатых дислокаций, в частности в наиболее перспективной из них – Мурто-Кудамгубской. Были выявлены многочисленные проявления урановой минерализации в кварц-полевошпатовых метасоматитах и альбититах (Марантаярви, Радужное и наиболее крупное из них – Хуккала и др.).

Несколько ранее на территории листа в Центральной Карелии в ряде раннепротерозойских прогибов (Янгозерский, западный фланг Онежского прогиба и др.) в ятулийских кварцевых конгломератах и гравелитах были обнаружены проявления радиоактивной минерализации смешанной U-Th природы. На этом фоне выделяются перспективные урановые проявления Ятулий-1 и Ятулий-2.

В 1980-е и последующие годы специализированные поисково-разведочные работы на уран на территории Заонежского полуострова позволили выделить зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД), а в них – ряд урановых проявлений (например – Светлое) и комплексных уран-ванадиевых месторождений (Средняя Падма, Космозерское и др.).

На тех же территориях в тесной увязке и кураторстве с проектными заданиями Невской экспедиции проводились работы отдела специсследований ВСЕГЕИ. Были созданы прогнозные и специализированные металлогенические карты для всего региона.

Большое количество радиоактивных аномалий и пунктов минерализации на территории листа было выявлено попутными (массовыми) поисками (ГПП «Севзапгеология», НТО «Аэрогеология» и др.), например, в районе Эльмусского рудного узла и в других районах. Следует отметить весомый вклад, внесенный в изучение ураноносности региона, сотрудниками спецпартии СЗТГУ в Мурто-Кудамгубской структурной зоне и в частности Хуккалинского проявления урана.

Научно-исследовательские работы по радиоактивной (урановой) тематике в разные годы выполняли сотрудники ВСЕГЕИ, ВИРГ, ВИМС, геологических институтов РАН, ЛГУ–СПбГУ в трех основных ураноносных районах площади листа Р-(35),36 – Петрозаводск: Онежской структуре и ее обрамлении, в западной Карелии и северном Приладожье.

Месторождение Карку (V-6-2) расположено в 8 км юго-восточнее пос. Салми. Повсеместно в кровле фундамента развита площадная кора выветривания мощностью до 20–30 м. В основании разреза коры выветривания наблюдается пелитизация плагиоклаза и выделения гидрослюд по тонким

трещинам. Выше плагиоклаз замещается гидрослюдами, биотит гидратируется и местами замещается хлоритом. Гидратация биотита сопровождается выделением гидроокислов железа. Интенсивно выветрелые породы приобретают облик рыхлой глинистой массы. Цвет ее белесый, а на участках обильного развития гидроокислов железа – бурый и красно-бурый. Поверх образований древней коры выветривания с резким структурным несогласием ложится вулканогенно-осадочная толща рифея. Рифейские отложения залегают пологой моноклиной юго-западного падения, осложненной слабо выраженной складчатостью и конседиментационными флексурами. Разрез рифея представлен приозерской свитой, подразделяемой на две подсвиты: нижнюю – терригенно-осадочную и верхнюю – вулканогенную.

Урановое оруденение в форме линзовидно-пластообразных залежей обычно локализуется в базальных горизонтах терригенно-осадочной подсвиты салминской свиты, местами «заходя» в фундамент (первые метры) или располагаясь многоярусно. Отдельные крутопадающие прожилки настуран-карбонатного состава пересекают вышележащие базальтоиды. В контуре содержания урана > 0,03 % урановорудные залежи прослеживаются по простиранию на сотни метров. Глубина развития оруденения составляет от 83 до 172 м.

Урановорудные залежи тяготеют к участкам развития пород терригенно-обломочного базального горизонта приозерской свиты повышенной мощности (не менее 20 м), выполняющих впадины палеорельефа фундамента, предположительно связанные с зонами конседиментационных разломов. К настоящему времени в пределах месторождения выявлены три рудные залежи. Под рудной залежью понимается пластовое тело, ограниченное бортовым содержанием урана 0,03 % при метропроценте 0,03, а под рудными телами – линзовидные тела с богатыми (> 0,3 % урана) и рядовыми (0,1–0,3 % урана) рудами.

Залежь № 1, расположенная юго-западнее оз. Каркунлампи, имеет сложную конфигурацию. Ее южная и юго-восточная границы не оконтурены по бортовому содержанию урана 0,03 %, а северная – даже по бортовому содержанию урана 0,3 %. Глубина залегания подошвы залежи от дневной поверхности изменяется от 100 м (на севере) до 190 м (на юге). Мощность залежи составляет от 0,2–0,7 до 14,5–20,5 м. В контурах залежи выделено два линзовидных рудных тела с богатыми (>0,3 % урана) и рядовыми (0,1–0,3 % урана) рудами мощностью от 0,3–0,8 до 5,1–5,6 м и шириной от первых десятков до 100 м. Первое, наиболее крупное рудное тело прослежено в северо-восточном направлении на 1400 м, второе – в северо-западном направлении на 220 м. Содержание урана в рудных телах колеблется от 0,1 до 0,72 %, достигая в единичных пересечениях 1,03 % на мощности 2,25 м (скв. № 384); 3,46 % на 0,1 м (скв. № 380); 1,14 % на 0,15 м (скв. № 843); 1,44 % на 0,07 м (скв. № 611). Урановая минерализация представлена коффинитом, а на наиболее богатых участках – настураном и коффинитом. Прогнозные ресурсы урана категорий $P_1 + P_2$ в залежи № 1 составляют 3272 т, в т. ч. категории P_1 – 2036 т [81].

Залежь № 2 располагается в 1 км северо-западнее залежи № 1, имеет размеры 250 × 120 м. Залежь не оконтурена по бортовому содержанию урана

0,03 %. Глубина залегания подошвы залежи от дневной поверхности составляет 190–205 м, ее мощность колеблется от 0,2–0,9 до 4,4–6,5 м. В контуре залежи выделяются два линзовидных рудных тела с рядовыми рудами (0,16–0,22 % урана) мощностью от 0,45–0,9 до 3,2 м. Протяженность их – 80–140 м при ширине 15–35 м. Урановая минерализация представлена коффинитом. Прогнозные ресурсы урана категорий $P_1 + P_2$ в залежи № 2 составляют 295 т, в т. ч. категории P_1 – 175 т [111].

Залежь № 3 расположена в 1,2 км северо-западнее залежи № 2. Залежь оконтурена по бортовому содержанию урана 0,03 % и в плане имеет клиновидную форму. Прослежена в северо-западном направлении на расстояние 630 м при ширине от 30–100 м в юго-восточной части до 200 м в центре и северо-западной части. Глубина залегания залежи от дневной поверхности от 130 м на северо-западе до 157 м на юго-востоке. Мощность залежи колеблется от 0,2–0,7 до 5,5–7,0 м. В контуре залежи установлены три рудных тела линзовидной формы с богатыми и рядовыми рудами. Мощность рудных тел варьирует от 0,2–1,0 до 4,5–5,5 м, ширина – от первых метров до 30–40 м, длина – от 80 до 130 м. Содержание урана в рудных телах колеблется от 0,112 до 0,88 %, в шести скважинах – от 1,57 до 5,25 %, а в одной скважине (скв. № 625) достигает 16,62 % на мощность 0,25 м. Наиболее богатые концентрации урана приурочены к подошве залежи и формируют вытянутые линзы и ленты.

Рудная минерализация представлена настураном, слагающим богатые массивные, гнездовые и гнездово-вкрапленные руды, и коффинитом, характерным для бедных и убогих вкрапленных и полосчатых руд. Возраст формирования настурана по изотопно-свинцовому методу (С. А. Сергеев, 2001) определен в 1371 ± 42 и 1131 ± 32 млн лет, по изотопно-свинцовому изохронному методу (ВИМС, Л. В. Сулин, 2000) – от 1240–1270 до 1500–1690 млн лет. Возраст коффинита составляет 1100 млн лет. Ресурсы урана по залежи № 3 категорий $P_1 + P_2$ составляют 1301 т, в том числе категории P_1 – 831 т [111].

Общие ресурсы урана по всем трем залежам составляют по категориям $P_1 + P_2$ 4868 т, в т. ч. по категории P_1 – 3042 т. По остальной площади месторождения прогнозные ресурсы урана категории P_2 составляют 1950 т. Суммарные ресурсы месторождения по категориям $P_1 + P_2$ составляют 6818 т. Ресурсы утверждены Карелнедра.

Рудопроявление Птицефабрика (IV-9-7) находится в 6 км к юго-востоку от ж.-д. ст. Орзega. Оно локализуется в сероцветных разномерных полевошпат-кварцевых песчаниках и алевролитах петрозаводской свиты вблизи предвепсийской поверхности несогласия.

Рудные тела на месторождении имеют пласто- и линзообразную форму. Урановое оруденение фрагментарно прослежено в полосе северо-западного направления на 5 км при ширине от 0,4 до 2,0 км и глубине до 400 м. Мощность рудных тел в контуре содержания урана 0,05 % составляет от 1,0 до 3,5 м. Максимальное содержание урана достигает 0,22 %. Оруденение многоярусное, прослеживается в интервалах глубин 16–400 м. Распределение урана в пластах и линзах равномерное, тонкодисперсно-рассеянное. Уран ассоциирует с молибденом, серебром, редкими металлами. Прогнозные ресурсы ура-

на по категории P_1 при бортовом содержании 0,05 % составляют 1,4 тыс. т, при бортовом содержании 0,01 % – 7,2 тыс. т [111].

Рудопроявления в золото-урановых конгломератах *Пизанец* (II-7-2) и *Суоярви* (III-7-13) представляют собой тип месторождений, как правило, очень значительных, но с низким качеством руд, приуроченных исключительно к обломочным породам (кварцево-галечным конгломератам) раннепротерозойского возраста. Большинство наиболее известных месторождений сходного типа расположено в Канаде, в районе Эллиот-Лейк и Южной Африке, в бассейне Витватерсранд. В ЮАР уран извлекается в качестве побочного продукта при производстве золота. Проявления подобного типа известны также в Бразилии (Жакобина) и в Индии. В Республике Карелия объекты этого типа достаточно развиты и объединены в формацию золотоносных кварцевых конгломератов.

Месторождения и рудопроявления формации щелочных метасоматитов, гранитов и пегматитов – это объекты, на которых урановые руды залегают в разломах, проработанных кремне-щелочным метасоматозом, среди альбититов, эгиринитов, щелочно-амфиболовых пород и других метасоматитов. На территории Республики Карелия этот тип представлен многочисленной группой проявлений Хуккала (III-7-16), Яккима (III-5-6), Марантаярви (III-7-8), Радужное (III-7-12), Импилахти (IV-6-29), Коренное (IV-6-31) и др.

Примером может служить *рудопроявление Хуккала* (III-7-16), расположенное в Суоярвинском районе на северо-западном берегу оз. Суоярви, к югу от хутора Хуккола. Месторождение связано с телами метасоматитов, развитых по массиву гранитоидов и граносиенитов, прорывающих амфибол-биотитовые сланцы лопия. Отмечены окварцевание, эпидотизация, карбонатизация, также присутствуют пирит и гематит. Рудные тела протяженностью 20–40 м при мощности 5–10 м приурочены к телам калишпат-альбитовых метасоматитов и альбититов. Содержание урана колеблется от 0,012 до 0,084 %. В рудах присутствуют молибден, торий, цирконий. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 80 600 т.

Рудопроявления, залегающие в виде ступенчато-падающих зон или штокерков, как правило, ассоциируют с гранитоидными породами (урановорудная формация в щелочных метасоматитах, гранитах и пегматитах). По вещественному составу руды как монометалльные, содержащие исключительно минералы урана (уранинит, настуран или коффинит), так и полиметалльные, где уран ассоциирует с кобальтом, никелем, мышьяком и серебром. Примером является рудопроявление Ялонваара (III-6-17).

К урановорудной формации в скарноидах относятся рудопроявления Елмозерское (I-7-9), Западное (I-7-17), Межозерское (II-7-8) и Мраморная Гора (IV-5-6). Рудопроявление Мраморная Гора приурочено к линзам скарнированных мраморов среди графит-сланцевых и амфиболовых сланцев в зоне тектонического расщепления. Околорудные изменения представлены скарнированием, окварцеванием, сульфидизацией, серицит-альбит-кварцевыми метасоматитами. Урановая минерализация представлена уранинитом; также фиксируется бедная вкрапленность халькопирита, галенита, сфалерита, арсенипирита. Рудные тела имеют форму линз протяженностью 50–150 м при средней мощности 2,5–7 м. Среднее содержание урана в минерализованных

зонах составляет 0,044–0,098 %, максимальное содержание в отдельных пробах достигает 0,3 %. Авторские прогнозные ресурсы урана оцениваются в 650 т (Афанасьева, 2003ф).

Рудопроявления и пункты минерализации урана (стратиформная формация в терригенных отложениях чехла) присутствуют также в отложениях котлинского горизонта верхнего венда и в диктионемовых сланцах пакерортского горизонта ордовика. Рудовмещающие породы василеостровской свиты верхнего венда представлены песчаниками, алевролитами серыми и светло-серыми с прослоями зеленовато-серых глин, выше по разрезу – тонкоритмичнослоистыми зеленовато-серыми глинами с тончайшими присыпками алеврита на плоскостях напластования. Рудные тела представлены пластами и линзами.

Диктионемовые сланцы ураноносны по всей территории своего распространения. В Ленинградской области эта полоса прослеживается на 300 км при ширине 15–20 км. Содержания урана колеблются от тысячных долей процента до 0,176 %. В повышенных концентрациях отмечаются Мо (в среднем 0,02 %), V (0,09 %), Ni (0,015 %). Кроме того, сланцы богаты серой и содержат до 20 % горючего вещества – керогена.

Торий

На территории Республики Карелия известны только небольшие проявления тория, приуроченные, как правило, к обломочным породам (кварцево-галечным конгломератам) раннепротерозойского возраста. В пределах листа присутствуют пять рудопроявлений: Купинас (I-6-3), Янгозерское (II-8-26), Сергозерское аномальное (II-8-30), Келдоварское (II-9-36), Вакшозерское (II-9-40). Все они имеют уран-ториевую природу с преобладанием тория и, в отдельных случаях (рудопроявления Сергозерское аномальное и Вашозерское) содержат золото. Самостоятельного значения не имеют, могут служить поисковым признаком при разведке месторождений урана и золота в золото-кварцевых конгломератах.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото

На территории листа известны пять малых месторождений золота – Педролампи (II-8-34), Воронов Бор (II-9-43), Рыбозерское (II-10-25), Новые Пески (IV-7-18) и Хюрсюльское (IV-7-23); 39 рудопроявлений и 49 пунктов минерализации. Месторождения относятся к золото-сульфидной рудной формации. Все рудные объекты приурочены к архейским зеленокаменным поясам и протерозойским прогибам. Выделяются син- и эпигенетические проявления золота.

Сингенетические концентрации этого элемента по масштабу не более пунктов минерализации наблюдаются в метатерригенных породах ятулийского горизонта в кварцитопесчаниках, кварцевых гравелитах и конгломератах. Большая их часть находится в Янгозерской структуре и западном крыле

Онежского прогиба. К ним относятся пункты минерализации р. Кумса (II-9-26), Плотичье (II-9-37), и др. Некоторые пункты минерализации находятся в терригенных отложениях петрозаводской свиты вепсия (Киндасовское, IV-8-7). Они относятся к формации металлоносных конгломератов.

Эпигенетические концентрации золота связаны с разнообразными и разновозрастными метасоматитами и относятся к золото-сульфидной, золото-рудной лиственитовой и золото-кварцевой малосульфидной рудным формациям. Наиболее часто проявления золота встречаются в Хаутоваарской, Семченской, Выгозерской и Кумбуксинской зеленокаменных структурах. Золоторудная минерализация связана с различными фациями метасоматитов зеленокаменных поясов. Вмещающие оруденение породы представлены метавулканогенными образованиями. Большая часть рудопроявлений золота (22) относится к золото-сульфидной формации. Характерные ассоциации элементов-спутников золота представлены Cu-Ag-Mo и Cu-Pb-Zn .

Месторождение Педролампи (II-8-34) находится в 10 км южнее дер. Мян-дусельга. Открыто ПГО «Невскгеология» в 1988 г. при проведении специализированного картирования на уран [111]. Месторождение, на котором проведены поисково-оценочные работы, расположено на западном запрокинутом крыле синклинали, усложняющей строение Койкарско-Корбозерской зеленокаменной структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Согласно Государственному балансу на 1.01.2013 г., месторождение считается подготовленным к освоению. Вмещающими породами являются тектонически проработанные и пропилитизированные (рассланцованные, карбонатизированные, пиритизированные и турмалинизированные) породы лопия, представленные серицит-кварцевыми, кварц-карбонат-слюдистыми, хлорит-серицитовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами.

Рудоконтролирующей структурой является субмеридиональная зона рассланцевания, проходящая вдоль контакта лопийских толщ с ятулийскими кварцитопесчаниками. Продуктивная зона, оконтуренная по границе развития гидротермально-метасоматических изменений (в первую очередь пиритизации), представляет собой согласный с зоной рассланцевания крутопадающий линейновытянутый кварцевый штокверк шириной 35–40 м, прослеженный по простиранию на 400 м, по падению – на 350 м. В пределах продуктивной зоны, по бортовому содержанию золота 1 г/т выделяются субпараллельные линзовидные рудные тела, вытянутые в субмеридиональном направлении с падением на запад под углами 70–85°.

Мощность рудных тел составляет от 1 до 7 м, протяженность по простиранию и падению – от первых метров до 50–70 м. Рудные тела приурочены к согласным, реже – остросекущим по отношению к сланцеватости милонитовым швам. Руды месторождения относятся к типу малосульфидных золото-пиритовых руд, практически не содержащих вредных примесей. Золото в рудах находится в виде самородного золота высокой пробы (98–98,6 % Au, до 1,6 % Ag), образующего чешуйки, пластинчатые дендритовидные зерна и сростки золотин размером $0,75 \times 0,37$ мм, $0,50 \times 0,25$ мм, $0,12 \times 0,12$ мм и $0,1 \times 0,07$ мм и тонкодисперсного золота в пирите. На долю самородного золота приходится 85 %, на долю дисперсного золота – 15 %. Содержание золо-

та в рудных телах варьирует от 1 до 46 г/т. Среднее содержание золота по продуктивной зоне – 2,35 г/т.

Для изучения технологии обогащения и переработки руды из керна скважины отобрана проба весом 50,5 кг. Технологические исследования выполнены по схеме, разработанной научно-внедренческим центром «Экстехмет». Применялись наиболее часто используемые в золотоперерабатывающей промышленности методы обогащения: гравитация, флотация и цианирование. Было установлено, что гравитационное обогащение в одну стадию позволяет извлекать 83–85 % золота, в связи с чем вторую стадию гравитации, дающую прибавку в извлечении золота не более 2 %, признано целесообразным не проводить. Флотация использовалась для извлечения золота из «хвостов» первой стадии гравитации, содержащих тонкодисперсное золото, предварительно измельченных до крупности 0,07 мм.

В результате флотационного обогащения извлекалось до 80 % золота, заключенного в «хвостах». Таким образом общее извлечение золота из руды повышалось до 97 %. Использование цианирования позволило извлечь лишь 42 % золота из анализируемой массы. Результаты исследований показали, что наиболее рациональной и обеспечивающей высокое извлечение золота из руды является комбинированная гравитационно-флотационная схема обогащения, позволяющая получать два золотосодержащих концентрата, каждый из которых является кондиционным.

Запасы руды и металла подсчитаны на глубину 50 м в блоке длиной 100 м, шириной 25–35 м в центральной части месторождения Педролампи. Запасы руды категории C_2 составили 157,6 тыс. т, запасы золота (при среднем его содержании в рудных телах 5,91 г/т) – 0,931 т [81]. По данным незавершенных работ ЗАО «Педролампи Лимитед», в результате разведки месторождения удалось значительно расширить границы продуктивной зоны рассланцевания – золоторудная зона прослежена за пределы контура подсчета запасов категории C_2 в северном направлении на 1 км, в южном – на 0,5 км, по падению – до глубины 250–300 м. В западной части карьера, пройденного с целью вскрытия выхода продуктивной зоны в центральной части месторождения, обнаружена зона смятия и прокварцевания мощностью 1,4–3,0 м, насыщенная кварцевым жильным материалом с вкрапленностью и гнездами пирита, турмалина, карбонатов. Содержание золота достигает 80 г/т. Зона прослежена на 250 м и не оконтурена на глубину. Согласно данным оперативного подсчета, запасы золота на месторождении (категорий $C_1 + C_2$) составляют 2,5 т [111].

Месторождение золота Рыбозерское (П-10-25) [66, 88] расположено в 15 км северо-западнее пос. Огорельши. Вмещающие лопийские толщи метакматиитов и вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава с линзами магнетитовых и колчеданных руд прорываются дайками плагиопорфиров и интрузией габбропироксенитов. Широкое развитие метасоматитов березит-лиственитового ряда сопровождается переотложением колчеданных руд, развитием вкрапленности пирита поздних генераций и обогащением золотом (0,1–28 г/т).

Породы смяты в синклинальную складку субмеридиональной ориентировки, опрокинутую к востоку. Ядерная часть складки осложнена разломом,

вдоль которого на протяжении 5 км прослеживается зона пропилитов мощностью от 10–20 до 200–300 м. Внутри этой зоны выделяются локальные тела более поздних лиственитов, березитов, вторичных кварцитов, сформированных по породам различного литологического состава. Залегание тел метасоматитов согласное с общим залеганием пород. Среди метасоматически измененных пород выявлено два линзовидных золоторудных тела. Первое рудное тело, залегающее в лиственитизированных и березитизированных вулканогенно-осадочных породах основного и ультраосновного, преимущественно хлорит-тальк-карбонатного состава имеет мощность от 0,8 до 3,9 м (средняя 1,5 м), прослежено на 850 м по простиранию и 300 м по падению. Второе рудное тело средней мощностью 0,8 м, приуроченное к приконтактовой части серноколчеданной залежи в каменноозерской свите, прослежено по простиранию на 340 м, по падению – на 150 м. На глубине рудные тела выклиниваются.

Минеральный состав первого рудного тела представлен тальком, хлоритом, карбонатом, кварцем, золотоносным пиритом, халькопиритом, реже – сфалеритом и самородным золотом. Второе рудное тело сложено пиритом и пирротинном с подчиненным количеством кварца, серицита, хлорита, карбоната, халькопирита, а также галенита, арсенопирита, сфалерита, бурнонита, сурьмяно-теллуристого висмутита, тетраэдрита, алтаита, ульманнита, колорадоита и самородного золота. В рудах присутствуют серебро (до 27 г/т), мышьяк (до 0,76 %), отмечаются повышенные содержания меди, кобальта, висмута, теллура, свинца, цинка, селена и ртути. Содержание золота по первому рудному телу варьирует от 1,4 до 3,87 г/т (средневзвешенное 2,32 г/т), по второму рудному телу от 1,0 до 2,6 г/т (средневзвешенное 1,8 г/т). Максимальное содержание золота в пробе составляет 14 г/т. Запасы золота категории С₂ при указанных параметрах рудных тел составляют: по первому телу – 2,4 т, по второму телу – 0,88 т, всего по месторождению – 3,28 т. Перспективы по приросту запасов Рыбозерского месторождения связываются с его южным флангом, где, по геофизическим данным, продуктивная зона прослеживается на 10 км от месторождения, что подтверждается отдельными скважинными пересечениями с содержаниями золота в пробах до 6–14 г/т.

Месторождение Новые Пески (IV-7-18) [111] расположено на территории Пряжинского муниципального района Республики Карелия, в 40 км к северо-западу от районного центра – пос. Пряжа, вблизи ж.-д. ст. Новые Пески. Рудная минерализация была выявлена в 1980-е годы при детальном опробовании скального обнажения в бортах железнодорожной выемки и горных выработок [251]. Месторождение расположено на восточном фланге Хаутоваарской зеленокаменной структуры и приурочено к ее сателлиту – Улялегской трогообразной структуре, представляющей собой изолированный останец зеленокаменной толщи, сохранившийся среди более древних гранитогнейсов. Породы толщи, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и архейского фундамента, прорваны позднелопийскими дайками и силлами ультрамафит-мафитов и малыми интрузиями гранитов, а также Улялегским массивом гранитов рапакиви раннерифейского возраста.

Среди расланцованных амфиболитов были вскрыты три жильные зоны актинолит-хлорит-кварц-эпидотовых метасоматитов с богатой арсенопирито-

вой и пирит-арсенопиритовой минерализацией. Мощность зон – от 0,2–0,4 до 2,2 м, падение как вертикальное, так и пологое (25–30°). Содержание золота в бороздовых пробах составило от 0,11–4,6 до 56,4 г/т. Потенциально рудоносные зоны, прослеженные электроразведкой, фиксировались широкой аномальной зоной площадью 200 × 500 м. Месторождение было отнесено к золото-сульфидной формации арсенопиритового минерального типа в метасоматических зонах пологого и крутого падения. Были выполнены геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния на площади около 8 км², горнопроходческие работы, комплекс опробования и аналитических исследований. На оценочной стадии проведены наземные геофизические работы, механическое колонковое бурение скважин, опробование, лабораторно-аналитические и технологические исследования. Пройдено 8 наклонных скважин глубиной от 133,8 до 258,8 м.

На месторождении выявлены три сближенные зоны достаточно интенсивной сульфидной (пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, реже сфалерит, галенит) минерализации и окварцевания. При общем северо-западном простирании минерализованных зон элементы залегания отдельных рудных образований весьма разнообразны. В пределах этих зон локализуются обогащенные участки, представленные кварцевыми жилами, прожилками и интервалами обильной сульфидной минерализации, с которыми связаны повышенные (>0,1 г/т) содержания золота. Всего в скважинах выявлено около 30 подобных золоторудных интервалов.

Наибольшее их количество приурочено к центральной рудной зоне. По простиранию она прослежена на расстояние более 300 м, при ширине 50–70 м и на глубину 150 м. Стволовые мощности отдельных рудных пересечений равны либо превышают 1 м. Содержания золота в пробах варьируют от 0,12 до 6,62 г/т.

Рудовмещающие породы представлены метасоматизированными, рассланцованными и катаклазированными метагабброидами, преобразованными в ильменитсодержащие кварц-гранат-амфиболовые, кварц-гранат-полевошпат-амфиболовые, биотит-кварц-полевошпат-амфиболовые сланцы и титанит-карбонат-биотит-хлорит-эпидотовые (клиноцоизитовые) диафориты по ним. Рудная минерализация контролируется распространением кварцевых и кварц-карбонатных маломощных (до 0,5 м) жил и прожилков. Предполагается два этапа формирования жильно-прожилковых зон. Первый этап связан с зоной интенсивного субвертикального рассланцевания пород северо-западного простирания и сопровождается ильменит-кварц-гранат-амфиболовыми метасоматитами. Кварц-карбонатные жильно-прожилковые образования второго этапа ассоциируют с зонами милонитизации и катаклаза также северо-северо-западного простирания, в которых выделяются как пологие (около 20°), так и субвертикальные структуры (кварцевые, кварц-карбонатные жилки, кливаж). К зонам приурочены карбонат-хлорит(биотит)-эпидотовые метасоматиты.

Рудная минерализация представлена несколькими ассоциациями Fe-Ti оксидных и сульфидных минералов. Наиболее ранней из них является магнетит-ильменитовая ассоциация в составе ильменит-гранат-кварц-амфиболовых метасоматитов, причем ильменит резко преобладает, а магнетит имеет релик-

товый облик. Распространение этой ассоциации контролируется сланцеватостью.

На эти руды, замещая ильменит, накладывается пирротин-халькопиритовая ассоциация, иногда со сфалеритом. Ее распределение имеет гнездово-полосчатый характер; главным образом, она приурочена к ильменитовым гранобластовым агрегатам, развитым согласно общей линейной ориентировке минералов, однако отмечается и редкая мелкая рассеянная вкрапленность халькопирита и пирротина. Пирротин в значительной степени (иногда полностью) замещен марказитом и пиритом, нередко присутствуют редкие мелкие включения пентландита.

Наиболее поздней является пирит-арсенопиритовая ассоциация с золотом, которая накладывается на ильменитовую и пирротин-халькопиритовую ассоциации, а также на силикатную часть породы. Оруденение имеет вкраплено-гнездовый характер. Золото представлено в трех основных позициях: 1 – в виде мелких (первые микроны) включений в арсенопирите; 2 – более крупных (10–25 мкм) выделений, приуроченных к трещинкам катаклаза в арсенопирите; 3 – в виде свободных выделений в силикатной матрице породы размером от микрон до 100 мкм и более. Золото высокопробное (843–895), при этом чем крупнее его выделения, тем более высокая у них проба.

Руды месторождения по своему составу, текстурно-структурному облику относятся к арсенопиритовому минеральному типу золото-сульфидной формации. Основную ценность в них представляет золото. Минералы свинца, цинка, серебра и висмута в рудах пользуются ограниченным распространением. Преобладает свободное золото (95,6%), которое ассоциирует с сульфидами мышьяка, меди, полиметаллов, минералами висмута и теллура. Золото мелкое, преобладающий размер его выделений – 60–100 мкм. Среднее содержание золота в рудах – 4,66 г/т.

Технологическими испытаниями трех проб с различным содержанием золота установлено, что руды месторождения относятся к категории обогащаемых. Золото присутствует в виде включений и сростков с сульфидами (в первую очередь с арсенопиритом) и породообразующими минералами, что обуславливает применение гравитационно-флотационной схемы обогащения руды. Суммарное извлечение золота из наиболее богатых руд составило 91,47%. Установлена также возможность обогащения бедных руд, для которых более эффективной схемой переработки может быть флотация. Решением ТКЗ Карелнедра утверждены и поставлены на Государственный учет запасы руды и золота категории С₂ месторождения Новые Пески для условий открытой отработки в количестве 1077 тыс. т руды и 0,23 т золота. Государственным балансом на 1.01.2013 г. месторождение считается разведываемым.

Месторождение Хюрсюльское (IV-7-23) [111] расположено в Суоярвском и, частично, Пряжинском районах Республики Карелия, в 115 км к западу от г. Петрозаводск и в 20–40 км к юго-востоку от районного центра – г. Суоярви.

Месторождение состоит из двух близких по своему геологическому строению и связанных между собой смежных участков – Центрального на северном фланге и Хюрсюляярви на южном фланге. Месторождение было выявлено в период проведения групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000

(ГГС-50) и среднемасштабного глубинного геологического картирования (ГТК-200) [251]. В 2007–2011 гг. в районе рудопроявлений Хюрсюльской и Хаутоваарской групп ООО «Онего-Золото» проведены поисковые и оценочные работы.

На оценочной стадии проведены наземные площадные геофизические исследования, механическое колонковое бурение скважин (всего на месторождении пробурено 26 скважин общим объемом 3225 пог. м), опробование, лабораторно-аналитические исследования, а также специализированные и научно-исследовательские работы: петрографическое и минераграфическое описание горных пород и руд, эколого-геохимические и гидрогеологические исследования.

В геологическом плане Хюрсюльское месторождение расположено в пределах Хаутоваарской зеленокаменной структуры, сложенной осадочно-вулканогенными породами масельгской и шуйской серий, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, которые прорваны ультрамафитами хюрсюльского и гранитоидами хаутоваарского комплексов. Оруденение локализуется преимущественно среди метавулканитов, которые подверглись рассланцеванию и интенсивным преобразованиям березит-лиственитового или кварц-серицитового типа. Установлена следующая метасоматическая зональность от центра зоны к ее периферии:

- 1) амфибол-кварцевые метасоматиты с арсенопиритом, галенитом, сфалеритом;
- 2) кордиерит-биотит-мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты;
- 3) магнетит-эпидот-тремолит-карбонатные метасоматиты;
- 4) биотит-карбонат-актинолитовые метасоматиты;
- 5) хлоритовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной пирит-халькопиритовой и золоторудной минерализацией (Au – 1–6 г/т). В пределах рудной зоны содержание золота варьирует от 1 до 56 г/т.

На северном фланге Хюрсюльского месторождения (участок Центральный) были проведены геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния с отбором проб из скважин мелкого бурения по сети 250 × 250 м, а также геофизические исследования (магнито- и электроразведка масштаба 1 : 10 000). Здесь проводились горно-буровые работы, сопровождавшиеся различными видами опробования. По результатам работ на участке Центральный был выполнен оперативный подсчет запасов золота по категории С₂. Суммарные запасы руды оценены в количестве 46 тыс. т, золота – 126 кг.

Участок Хюрсюляярви, представляющий южный фланг месторождения, находится на территории Пряжинского и Суоярвского районов, в 40 км к юго-востоку от г. Суоярви. В его пределах широко развиты метаморфизованные эффузивно-осадочные образования масельгской серии, представленные эффузивами основного, среднего и кислого состава, а также их туфами, с подчиненными прослоями терригенно-осадочных пород.

Осадочно-вулканогенная толща прорвана интрузиями мафит-ультрамафитов хюрсюльского и гранитоидов хаутоваарского массивов. Первые слагают в центре участка достаточно большой массив, вторые – мелкие штокообразные тела и дайки. Вмещающие толщи и сам мафит-ультрамафитовый массив испытали метасоматические преобразования как в зонах деформаций, так

и под влиянием внедрившихся даек кварц-полевошпатовых порфиров и штоков гранитов. Сближенные зоны интенсивной сульфидной минерализации и окварцевания приурочены к тектоническим разрывам и зонам деформаций в породах лоухиварской свиты шуйской серии верхнего архея. Жильные зоны, объединяющие до десятка сближенных кварцевых жил мощностью 0,3–5 м, прослеживаются в субмеридиональном направлении на расстояние около 200 м. Чаще жилы и прожилки локализуются во вмещающей толще и в приконтактных зонах габброидных тел, реже – в ультрамафитах. Наибольшие скопления сульфидов встречаются в зальбандах жил и на их выклинивании. Мощность безрудных прослоев варьирует от 20 до 50 м, общая мощность продуктивной толщи достигает 150–200 м. Залегание минерализованных зон крутое (65–70°) с погружением на юго-восток.

По простиранию зоны не оконтурены. Руды гнездово-вкрапленные, мелкозернистые с содержанием сульфидов до 3–10 %, в отдельных образцах до 50 %. Они представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Золото образует обособления размером около 0,2 мм и менее. Содержание золота в кварцевых жилах и минерализованных катаклазитах варьирует от 0,04 до 22 г/т (в разных подсчетных блоках среднее содержание Au составляет 2,8; 6,65 и 7,73 г/т). Редко присутствует в рудах самородное серебро. Концентрации элементов в отдельных рудных интервалах достигают: меди – 0,2–0,5 %, цинка – 0,01–1,5 %, свинца – до 1 %, серебра – 10–20 г/т.

Хюрсьюльское месторождение осталось не оконтуренным по своему простиранию, а также недостаточно изученным по многим другим направлениям геологических исследований. Однако особенности его геологического строения, геолого-структурная позиция, многочисленные косвенные и прямые геологические, геофизические, геохимические предпосылки дают основание предполагать более широкое развитие оруденения за его предварительными установленными пределами и позволяют ожидать выявления новых рудных объектов с более богатым оруденением.

По результатам оценочных работ выполнен оперативный подсчет запасов золота категории С₂. Решением ТКЗ Карелнедра утверждены и поставлены на Государственный учет запасы руды и золота категории С₂ месторождения Хюрсьюльское для условий открытой отработки в количестве 821 тыс. т руды и 0,28 т золота. Государственным балансом на 1.01.2014 г. месторождение считается разведваемым.

Рудопроявление Эльмус (П-8-45) входит в состав Эльмусского рудного узла и находится в пределах той же зоны метасоматитов, что и рудопроявление молибдена Суглампи (П-8-40) [252]. Комплексная рудная минерализация в Эльмусском рудном узле связана с процессами низкотемпературного метасоматоза, характерные особенности которого были описаны ранее. Золоторудная минерализация ассоциирует с пиритом и арсенопиритом в зонах развития серицит-кварцевых березитов. Мощность зон в различных метасоматических телах варьирует от первых сантиметров до 1–2 м. Содержание золота – около 1,5 г/т.

Золотое оруденение известно в зоне в Ялонварской зеленокаменной структуре. Помимо благороднометалльной минерализации, сопутствующей молибденовому оруденению, описанной в разд. «Молибден», здесь установ-

лены собственно золоторудные проявления, такие как Соанваарское (Ш-6-6) [198, 216]. Оно находится в среднем течении р. Соаннйоки, в 10–12 км к северо-западу от Ялонваарского колчеданного месторождения. Биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы перекрываются кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, метатупами и кислыми метаэффузивами. По ним образуются кварц-мусковитовые, кварцевые метасоматиты с зонами сплошных, брекчиевых и вкрапленных пиритовых, пирит-пирротиновых, пирротиновых руд. Мощность рудных тел – до 20 м, протяженность – 100 м – 2 км. Самородное золото в тонких пластинках приурочено к периферии пиритовых зон, где пробирным анализом определено содержание золота 6,4 г/т.

В Северном Приладожье в пределах Северо-Ладожской перикратонной зоны концентрации золота наблюдаются в кислотных метасоматитах по породам дайкового комплекса, с характерной ассоциацией элементов-спутников: As–Mo–Pb–Cu (рудопоявление Алатту, IV-6-10) [160, 198]. Рудопоявление Алатту находится в 3 км юго-западнее ж.-д. ст. Алатту. Обнаружено Карельской геологической экспедицией при производстве геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [198]. В последующем работы на проявлении проводил Институт геологии КНЦ РАН и ГГУП «СФ Минерал» [160].

Проявление располагается в северо-восточной ветви рудного поля Янис и локализуется в штоке метасоматически измененных габбродиоритов и дайке плагиогранит-порфиоров, относящихся к тоналит-плагиогранитовой формации раннего протерозоя, а также во вмещающих метатерригенных породах ладожской серии.

Контролирующей для размещения даек маткасельского комплекса, а возможно и золотого оруденения, является Улмалахтинская зона разломов северо-восточного простирания, протяженностью 10 км при ширине 1,0–1,5 км, в пределах которой проявлены процессы биотитизации, окварцевания, карбонатизации, сульфидизации, ороговикования вмещающих метапесчаников и березитизации тоналит-гранитов. Наиболее крупными интрузиями тоналит-гранитов являются трещинная интрузия Хемякоски, массив Пякюля и шток Алатту.

Оруденение золото-сульфидное, полигенное. Сульфиды представлены пирротином, пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. Всего на площади 0,6 км² было зафиксировано восемь пунктов с содержаниями золота от 0,19 до 3,9 г/т. В ходе последующих научно-исследовательских работ ИГ КНЦ РАН при штучном опробовании рудоносных березитов выявлены содержания золота до 16,8 г/т, а бороздовым опробованием установлено четыре рудных сечения с содержаниями золота более 1 г/т на мощность от 0,2 до 0,7 м. В пробах определены в повышенных концентрациях мышьяк (0,1–1,0 %), серебро (1–10 г/т), цинк (до 0,8 %), свинец (до 0,1 %), молибден (до 0,053 %) и вольфрам (до 0,01 %). Развитие золоторудной минерализации на глубину подтверждено результатами бурения скважин. При подсчете прогнозных ресурсов по проявлению Алатту учитывалось, что в пределах проявления выделяются две золоторудные зоны: Северная рудная зона, приуроченная к интрузивному телу Пякюля, и Южная рудная зона, включающая серию полосовидных аномалий ВП и литохимические аномалии золота, мышьяка, свинца,

сурьмы, меди, ориентированных субпараллельно Северной рудной зоне на расстоянии 1,2 км.

Отмечается золоторудная минерализация в среднетемпературных кислотных метасоматитах, скарноидах и кварцевых жилах (пункты минерализации Пуасу – IV-6-12, Гористый Хутор – IV-6-11) [198].

К золото-кварцевой малосульфидной формации относятся рудопроявления Орченьгубское (I-8-20), Воицкое (I-9-10), Пулозеро-III (I-10-6), Питкулампинское (II-8-16), Хаутоваарское золоторудное (III-7-26), Центральное (IV-7-3). Примером может служить рудопроявление Воицкое. Оно находится в Сегежском районе в 500 м к югу от южной окраины бывшей дер. Надвоицы, на западном берегу п-ова Март-Наволоок, у протоки, соединяющей озера Выгозеро и Воицкое. Представлено карбонатно-кварцевой жилой в кварцитах ятулия. Длительное время жила разрабатывалась, выработана на глубину 6 м. Рудные минералы – халькопирит, борнит, халькозин, пирит, золото, молибденит, шеелит. Мощность – 0,7–2,5 м, длина – 50 м, простираение – 50–60°. По вмещающим породам проявлены окварцевание, серицитизация, карбонатизация, альбитизация. Содержание Cu – 1,27 %, Au – 0,2–2,5 г/т.

К золоторудной листовитовой рудной формации относятся рудопроявления Маймъярви-1 (II-8-19), Маймъярвинское (II-8-24), Ятулий-1 (II-8-29), Совдозеро-1 (II-8-36), Щучинский (скв. 574) (II-10-8), Тайгиницкое (II-10-12). Примером может служить рудопроявление Ятулий-1 [111, 250], расположенное в 500–700 м к западу от оз. Лаокколампи, в 3,3 км к востоку от северной оконечности оз. Сергозеро. Вмещающие породы представлены кварцитопесчаниками, конгломератами, филлитовидными сланцами, туффитами и алевролитами сариолия (селецкая и маймъярвинская свиты) и кварцитопесчаниками и основными метавулканиками ятулия (янгозерская свита). Прорваны габбродолеритами. Оруденение приурочено к замку складки. Описана следующая метасоматическая зональность от центра к периферии:

1) хлорит-мартитовые пропилиты, мощность – около 1 м. Они являются наиболее рудоносной зоной с содержанием Au – 10 г/т;

2) хлоритовые пропилиты; мартит отсутствует, наблюдается 3–5 % гематита, проявлена тонкая и рассеянная золотая минерализация, мощность зоны – 1,5–2 м;

3) вторичные кварциты. Породы приобретают сургучный цвет за счет примеси гематита, мощность 120–180 м;

4) серицитовые метасоматиты; наблюдаются постепенные переходы к соседним зонам, преобладают кварц-серицитовые породы.

Сходные метасоматические ореолы проявлены к югу и юго-востоку от оз. Лаокколампи (наблюдаются серицитизация и окварцевание), содержание Au составляет 0,003–2 г/т.

В ряде источников [111, 171] отмечается наличие тонкодисперсной золото-сульфидной минерализации в железистых кварцитах, кремнистых породах, углеродистых сланцах и самих колчеданных рудах, а также присутствие золота в силлах габбродолеритов с титаномагнетитовым оруденением (месторождения Пудожгорское – III-10-21, Койкарское – III-8-21). Золото в титаномагнетитовых рудах не образует высоких концентраций, и эти ресурсы могут иметь практическое значение лишь в случае комплексного освоения же-

лезорудных месторождений. Золото также присутствует в комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых месторождениях и в ряде рудопроявлений полиметаллов.

Платина и элементы платиновой группы

Самостоятельные рудные объекты платиноидов, показанные на карте (восемь рудопроявлений и один пункт минерализации), немногочисленны. Сопутствующая платиноидная минерализация сосредоточена в месторождениях ванадий-урановых руд и в титаномагнетитовых рудах в силлах габбродолеритов (месторождения Пудожгорское и Койкарское) в Онежской структуре.

В ванадиевых месторождениях Онежского рудного узла содержания платиноидов в карбонатно-слюдистых метасоматитах в среднем составляют 5,5 г/т [171] при преобладании палладия. Присутствуют платина, родий и иридий, наблюдаются аномальные концентрации Au и Ag. Основные объекты уран-благороднометалльно-ванадиевой формации зон СРД в Заонежском рудном районе, содержащие платину и палладий, охарактеризованы в разд. «Ванадий». На месторождениях, принадлежащих к этой формации, по категории С₂ подсчитаны запасы МПГ, преимущественно палладия, в количестве 3,289 т. В молибдените месторождения Средняя Падма, кроме того, содержится 459 кг рения, в состав которого входит дорогостоящий изотоп Os-187. Рений в количестве от 9,2 до 187,3 г/т и осмий в количестве от 0,12 до 6,0 г/т установлены также в молибдените рудопроявления Ялонваарское-1.

Работами ВСЕГЕИ и ПГО «Невскгеология» в Онежском рудном районе зафиксированы пункты минерализации платиноносной черносланцевой формации. Рудные объекты, как правило, сосредоточены в периферических частях Онежского прогиба и генетически связаны с углеродистой сланцево-карбонатно-толеитобазальтовой формацией нижнего карелия [111]. Платинометалльное оруденение связано с углеродсодержащими вулканогенно-осадочными породами средней подсвиты заонежской свиты. С объектами подобного типа связываются прогнозные ресурсы МПГ в количестве 500 т.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит, пирротин (серный колчедан)

Все серноколчеданные месторождения (одно крупное, два средних и четыре мелких) и шесть проявлений находятся в сходной геологической обстановке в архейских зеленокаменных поясах – в Хаутоваарской, Семченской, Ялонваарской, Рыбозерской зеленокаменных структурах. Значительная часть их приурочена к Хаутоваарской структуре, где находится наиболее крупное одноименное месторождение, а остальные месторождения и проявления объединяются в составе Чалкинского, Хаутоваарского и Нялмозерского рудных полей. Выделяется среднетемпературный тип колчеданных руд (Чалкинское рудное поле), формирующийся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В породах зеленосланцевой фации проявлен низкотемпературный тип

руд (Нялмозерское и Хаутоваарское рудные поля), приуроченный к березитам.

Хаутоваарское рудное поле, занимающее площадь около 90 км², включает Хаутоваарское (Ш-7-25) и Шуйское (Ш-7-24) месторождения и серию рудопроявлений сходного типа. Известно не менее 12 крупных рудных тел, которые кулисообразно располагаются в породах виетуккалампинской, лоухиварской и калаярвинской свит шуйской и масельгской серий лопия [139] и в то же время локализируются в сравнительно узких зонах (в Хаутоваарском месторождении – 30–75 м, в Шуйском – до 250 м [204]).

Хаутоваарское месторождение представлено рудной зоной длиной более 3 км и шириной от 30 до 70 м, в центре которой кулисообразно расположены два наиболее крупных рудных тела – Основная и Параллельная залежи и четыре более мелкие линзы на флангах. Длина рудных тел варьирует от 200 до 750 м, мощность крупных достигает 22 м, для мелких в среднем она составляет 3 м. Руды представлены пиритовой и пирротиновой разновидностями массивной или полосчатой текстуры. Согласно кондициям, выделены богатые руды, не требующие обогащения – с содержанием серы не ниже 32 % и бедные, нуждающиеся в обогащении – с содержанием не ниже 20 %. Главные залежи сложены богатыми рудами. Балансовые запасы руды по категориям А + В + С₁ – 14 899 тыс. т, серы – 4856 тыс. т (Хаутоваарское месторождение) и соответственно 2398 и 828 тыс. т (Шуйское месторождение). Руды пригодны для сернокислотного производства.

Как правило, руды в Хаутоваарском рудном поле представлены кварц-мусковитовыми или хлорит-кварц-мусковитовыми породами с обильной вкрапленностью и прожилками пирротина, редко – сфалерита и пирита. Иногда руды имеют брекчиевидную текстуру и коррозионные соотношения с силикатными минералами, что подчеркивает их наложенный характер. С. И. Рыбаковым [139, 140] отмечалось присутствие андалузита, кордиерита, силлиманита, антофиллита и диопсида, а также пространственная ассоциация руд с маломощными магнетит-грюнеритовыми породами, сопоставляемыми им с железистыми кварцитами. Характерно преобладание березитов с тонкочешуйчатым мусковитом и локальное развитие метасоматитов других фаций (прежде всего эпидот-хлоритовых и хлорит-кварцевых пропилитов). Эти данные указывают на значительное развитие метасоматитов в пределах Хаутоваарского рудного поля и их участие в регенерации колчеданных руд.

Месторождение Чалкинское (Ш-7-20) включает в себя ряд участков серных колчеданов (Северный рудник, Пиритовая жила, Южный рудник, Мулдусельга, Масельгский). На участке Мулдусельга рудные метасоматиты слагают одно крупное (мощностью 20–25 м) и ряд кулисообразно расположенных более мелких линзовидных тел, прослеживающихся по простиранию на 100 м. Вмещающие породы на месторождении представлены метаандезитами, метаандезидацитами и метаандезибазальтами и углеродистыми сланцами.

Метасоматические породы разнообразны по составу. Наиболее ранние по времени образования метасоматиты представлены гранат-кварц-андалузитовыми породами, сохранившимися только в виде реликтов в зонах окварцевания и сульфидного оруденения. В центральной части метасоматических тел обычно преобладают породы, сформировавшиеся в результате интенсивного

окварцевания. Основные фации метасоматитов, сменяющие более ранние кислотные парагенезисы, «обрамляют» по периферии зону окварцованных пород. На месторождении по углеродистым сланцам были образованы массивные пиритовые или пирит-пирротиновые руды, тогда как по сланцам кислого состава – богатые пирротиновые руды. За пределами рудной зоны формировались куммингтонит-гранат-роговообманковые и гранат-биотит-клиноцоизитовые метасоматиты, почти не содержащие рудной минерализации.

Характерной особенностью участков Чалкинского месторождения является то, что сульфидное оруденение выступает как самостоятельная метасоматическая фация ранней основной стадии. Содержание сульфидов составляет от 40 до 95 % в богатых рудах и 1–15 % – в бедных. Текстуры руд, соответственно, массивные и вкрапленные, иногда проявлено наложенное расщепление. Структуры руд гипидиоморфно- или аллотриоморфнометазернитые, коррозионные, содержится большое число реликтов нерудных минералов.

Колчеданные руды Нялмозерского рудного поля были описаны на примере Нялмозерского (IV-7-48) рудопроявления полиметаллов в соответствующем разделе, поскольку полиметаллическая минерализация пространственно совмещена и генетически связана с ними. Балансовые запасы серноколчеданных руд по *месторождению Нялмозерское* (IV-7-48) составляют по категориям $A + B + C_1$ – 4401 тыс. т, серы – 1560 тыс. т, по категории C_2 – 232 тыс. т и 86 тыс. т соответственно.

В пределах Ялонваарской зеленокаменной структуры известно *одноименное малое месторождение серных колчеданов* (III-6-18). Колчеданные руды в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе ассоциируют с благороднометалльным оруденением и не образуют месторождений. Пиритовые руды принимают участие в строении Рыбозерского и других рудопроявлений. В ряде из них (например, Рыбозерском) наблюдаются реликты первичных дометаморфических колчеданов, однако большая часть руд метаморфизована, регенерирована в процессе метасоматоза и входит в состав зональных метасоматических тел.

Мелкие проявления колчеданных руд известны в Ладожском блоке в кварцитовидных породах, локализованных в обрамлении Пусунсарского, Импилахтинского, Ристиниемского и других гранито-гнейсовых куполов. Наблюдаются небольшие пирит-пирротиновые залежи, на флангах которых отмечается обогащение руд медью.

Флюорит

На листе известно пять проявлений флюорита. На одном из них, *Калливолампи* (III-8-1), флюорит является главным полезным ископаемым (флюоритовая альбититовая формация). Основные запасы и прогнозные ресурсы флюорита (флюоритовая скарновая формация) связаны с оловорудными проявлениями *Уксинское* (IV-6-62), *Хопунваара* (IV-6-46), *Хопунлампи* (IV-6-52) и *Юго-Западное Люикко* (IV-6-56), расположенными в Маткаселькско-Питкярантском рудном районе.

В этих проявлениях комплексное оруденение приурочено к карбонатным горизонтам питкьярантской свиты, обрамляющей гнейсо-гранитные купола, и локализуется в скарнах, апоскарновых метасоматитах и грейзенах. Флюоритовое оруденение преимущественно сосредоточено в апоскарновых метасоматитах и грейзенах, слагающих от 50 до 75 % оловорудных тел. В обрамлении Люпикковской структуры грейзены локализуются как в нижнем, так и в верхнем горизонтах карбонатных пород питкьярантской свиты. В пределах Уксинского проявления они вскрыты только в нижнем горизонте. Состав грейзенов весьма неоднороден из-за присутствия реликтовых минералов исходных пород. В нижнем карбонатном горизонте наиболее распространены слюдисто-флюоритовые, кварц-слюдисто-флюоритовые, кварц-топаз-флюорит-слюдистые грейзены, в верхнем карбонатном горизонте – шпинельсодержащие слюдисто-флюоритовые и везувиан-флюорит-слюдистые грейзены с повышенным содержанием селлаита, флюорита и реликтовых минералов магнезиальных скарнов.

Грейзены, замещая различные по составу скарны, образуют линзообразные и пластовые рудные залежи и тела неправильной формы, субсогласные с залеганием пород питкьярантской свиты. В разрезе нижнего карбонатного горизонта грейзены тяготеют к приконтактной зоне с гнейсогранитами, в верхнем горизонте они располагаются вдоль нижнего и верхнего контактов с подстилающими и перекрывающими амфиболовыми сланцами. На проявлении Хопунваара грейзены располагаются вдоль контакта с гранитами рапакиви первой фазы. Содержание флюорита в грейзенах варьирует от 1 до 70 %, причем в верхнем карбонатном горизонте содержание флюорита значительно меньше (1–30 %). Флюорит присутствует в виде отдельных кристаллов размером 0,2–1 мм, реже – до 1 см и мелкозернистых агрегатов, слагает гнезда, прожилки и полосы. Минерал окрашен зонально – густота окраски колеблется от полного ее отсутствия до сине-фиолетового цвета.

Повышенные концентрации (5–40 %) флюорита установлены также в апоскарновых метасоматитах нижнего карбонатного горизонта. В зависимости от состава исходных пород на стадии полевошпатового метасоматоза сформированы полевошпатовые, кварц-полевошпатовые, флюорит-везувиановые и флюорит-слюдисто-магнетитовые метасоматиты.

Оценка запасов и прогнозных ресурсов флюорита проведена преимущественно в границах оловорудных тел, в состав которых, кроме грейзенов, входят скарны и пропилиты, содержащие только бедную (до 5 %) флюоритовую минерализацию. Среднее содержание флюорита в оловорудных телах варьирует от 0,31 до 19,3 %. Это не отвечает истинным масштабам флюоритового оруденения, так как апоскарновые метасоматиты и грейзены, несущие основной объем флюоритовой минерализации, имеют значительно большие размеры по мощности, простиранию и падению, нежели оловорудные тела.

На Уксинском проявлении в 13 оловорудных телах содержание флюорита колеблется в пределах от 2,65 до 16,69 %, составляя в среднем 5,5 %. Запасы флюорита по категории C_2 составляют 206 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 – 312,3 тыс. т. Кроме того, в центральной части Западной рудной зоны оконтурены четыре флюоритовых рудных тела мощностью 1,44–4,47 м, протяженностью по простиранию 240–570 м со средним содержанием флюо-

рита 11,5–16,04 %. Запасы флюорита категории C_2 в этих рудных телах оцениваются в 273,1 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 – 146,2 тыс. т.

На проявлении Хопунваара в 17 оловорудных телах среднее содержание флюорита колеблется в пределах от 1,38 до 19,3 %. Запасы флюорита по категории C_2 в оловорудных телах составляют 335,9 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 251,9 тыс. т. Кроме того, на проявлении оконтурено одно флюоритовое рудное тело протяженностью по простиранию 150 м, мощностью 0,58–6,76 м, со средним содержанием флюорита 16,12 %. Запасы флюорита категории C_2 в этом рудном теле оцениваются в 28 тыс. т.

На проявлении Хопунлампи флюоритовое оруденение распределено неравномерно по простиранию и падению оловорудных тел. По этой причине подсчет запасов и оценка прогнозных ресурсов флюорита в оловорудных телах не проводились. Повышенные содержания флюорита установлены в пробах, отобранных как в контуре оловорудных тел, так и за их пределами. Среднее содержание флюорита определено в интервале истинной мощностью 17,6 м [112].

На проявлении Юго-Западное Люпикко среднее содержание флюорита в трех оловорудных телах колеблется в пределах от 11,6 до 16,67 %. Запасы флюорита по категории C_2 в этих телах составляют 250,5 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 – 244,1 тыс. т. Кроме того, в северной части проявления единичными скважинами вскрыто четыре флюоритовых рудных тела мощностью 0,46–0,87 м. Оценка прогнозных ресурсов флюорита в этих телах не проводилась.

По результатам технологических исследований комплексных флюоритсодержащих оловянных руд Маткасельско-Питкярантского рудного района установлена возможность получения из них по магнитно-флотационной схеме обогащения флюоритового концентрата марки Ф-92, содержащего до 92 % флюорита при извлечении 58–63 %. Концентрат такой марки может быть использован в черной металлургии, в производстве эмалей и специальных сортов стекла.

На рудопроявлении Калливолампи, расположенном в 4 км северо-западнее пос. Святнаволок, флюоритовая минерализация локализована в полимиктовых конгломератах пальеозерской свиты сариолийского надгоризонта, по их контакту с фельзитами и кварцевыми порфирами бергаульской свиты верхнего лопия. Непосредственный контакт осложнен кварцевой жилой мощностью 0,5 м. Падение контакта вертикальное, в контакте полимиктовые конгломераты окварцованы.

Субмеридионально расположенные зоны флюоритсодержащих пород (с содержанием флюорита до 15–20 %) расположены в тектонизированной зоне контакта слюдистых сланцев бергаульской свиты лопия и полимиктовыми конгломератами пальеозерской свиты карелия. В отчетливо проявленной метасоматической зональности выделяются (симметрично от центра к периферии) розовые, почти мономинеральные среднезернистые альбититы → флюорит-альбитовые метасоматиты → краевые эпидот-хлоритовые пропилиты. Преобладают постепенные контакты зон, реже тектонизированные. Нередко проявлена сульфидная (пирит, пирротин, сфалерит, галенит) минерализация. Прослеженные размеры тела составляют 60 м в длину при ширине

8–12 м. Метасоматиты преимущественно сформировались по нижнепротерозойским полимиктовым конгломератам и не проявляют связи с какими-либо магматическими или вулканическими породами. Флюоритовая минерализация локализована на данном тектонизированном контакте архейских и протерозойских пород или в нескольких метрах от него, тела ориентированы параллельно ему в субмеридиональном направлении. Оруденелые участки представляют собой две сближенные линзовидные зоны длиной 45 и 60 м, мощностью соответственно 6,5 и 5,0 м. Линзы сложены флюорит-пиритовым агрегатом мелкоштокверковой текстуры, обусловленной развитием пирита и флюорита в качестве цементирующего агрегата в тектонических брекчиях по полимиктовым конгломератам. Все имеющиеся запасы и ресурсы флюорита находятся на территориальном учете и не учитываются Государственным балансом.

Известняк (флюс)

На территории листа известно одно крупное Медвежьегорское (II-9-24) и два малых – Елмозерское (I-8-9) и Палгушское (VI-9-3) месторождения.

Известняки, применяемые в качестве флюса для доменного и конверторного производства, на территории листа встречаются редко. Промышленное значение имеет только крупное месторождение *Медвежьегорское* (II-9-24), разрабатываемое для нужд Череповецкого металлургического комбината. Продуктивная толща мощностью 24–45,6 м, в среднем – 37,5 м приурочена к отложениям туломозерской свиты ятулия. Запасы категорий А+В+С₁ составляют 186 617 тыс. т, однако, ввиду удаленности этих месторождений от промышленных центров, промышленного значения в качестве флюсового сырья они не имеют [111].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит

Всего в пределах листа установлено четыре рудопроявления апатитовой минерализации: Вичкареченское (III-8-4), Райвямьяское (IV-4-3), Кайвомякское (IV-4-5), Оярвинское (V-4-11). Райвямьяское проявление, расположенное в 6,5 км северо-восточнее пос. Элисенваара, приурочено к щелочно-основной дифференцированной интрузии площадью около 6 км², сложенной сиенитами, граносиенитами, монцонитами и габброидами. Возможно, что эта интрузия, как и интрузия Кайвомяки, является апикальной частью невоскрытого эрозией крупного Элисенваарско-Райвямьяского массива. Породы проявления очень изменчивы по минеральному и химическому составам, характеризуются постепенными переходами от одной породы к другой и практическим отсутствием крупных блоков однородных пород. В двух технологических пробах весом 253 и 375,6 кг содержание основных минералов составило (%) соответственно: полевой шпат – 66,63–13,49, биотит – 6,85–50,33, пироксен – 12,40–17,51, апатит – 4,38–8,75, амфибол – 4,48–2,48, сфен – 1,88–1,95. Содержание пентоксида фосфора в рудах колеблется от 0,5 до 4 %. Прогнозные ресурсы пентоксида фосфора категории Р₃ до глубины 300 м, оце-

ненные в контуре рудоносного массива по бортовому содержанию 1,5 %, составляют 21 000 тыс. т при среднем содержании 3 % [112]. Технологическими испытаниями двух упомянутых выше проб показана принципиальная возможность получения по схеме, сочетающей электромагнитную сепарацию с флотацией апатита, полевошпатового и апатитового концентрата, содержание пентоксида фосфора в апатитовом концентрате составило 32,54–30,61 % при выходе концентрата 1,62–1,96 %.

Проявление Ояярвинское (V-4-11) расположено в 9 км юго-западнее ж.-д. ст. Хиитола на территории развития Ояярвинского субщелочного массива, большая часть которого находится на территории Ленинградской области. Массив, относящийся к рифейской габбро-монзонит-сиенит-гранитной формации, сложенный габбродиоритами и монцогаббро I фазы, монцодиоритами и сиенитами II фазы и более молодыми трахитоидными гранитами и гранодиоритами III фазы, представляет собой трещинную интрузию северо-северо-западного направления размером 6 × 15 км, приуроченную к узлу сопряжения разломов северо-западного и северо-восточного направлений. В штучных пробах монцогаббро, отобранных в различных частях массива, установлены повышенные концентрации апатита, среднее содержание пентоксида фосфора составило 2,83 %. Авторские прогнозные ресурсы пентоксида фосфора в проявлении оценены по категории P₃ в количестве 12 000 тыс. т.

Фосфориты

На территории листа известны три малых непромышленных месторождения фосфоритов, расположенных в Ленинградской области: Посадница (VI-7-3), Волхов-Сясь (VI-7-5) и Златынь-Пенчинское (VI-7-7). Они приурочены к терригенным отложениям пакерортского горизонта ордовика. Примером может служить *малое непромышленное месторождение Посадница (VI-7-3)* [278] на левом берегу р. Сясь. Площадь месторождения составляет 0,7 км². Продуктивными являются пески пакерортского горизонта со скоплениями раковинного детрита, фосфатного по составу. Продуктивная толща подстилается кварцевыми песками среднего кембрия, перекрывается оболочными песками с низким содержанием детрита, диктионемовыми сланцами, известняками. Содержание P₂O₅ – 4,91 %, мощность рудной залежи – 2,8 м, вскрыши – 3,6 м. Запасы руды – 3,5 млн т категории С₂. Месторождение считается забалансовым.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Кварцевое сырье

На территории Карелии в пределах листа известно два малых месторождения – Фенькина Лампи (II-8-14) и Метчанг-ярви (II-7-3), а также три проявления кварца: Питкяниеми-1 (III-5-2), Суоярвская жила (III-7-14), Гирвасский участок (Койкары) (III-8-22). Распространены как традиционные месторождения и проявления пегматитового, силекситового и жильного кварца, так и нетрадиционные виды кварцевого сырья – метасоматиты и сливные кварци-

ты. Месторождения кварца приурочены к различным геологическим обстановкам и имеют свои особенности для Карельского кратона и Северо-Ладжской перикратонной зоны.

На формирование проявлений кварцевого сырья Ладжской перикратонной области существенную роль оказали метаморфизм и гранитизация свекофеннского и постсвекофеннского этапов тектонического развития. Повышенные содержания элементов-примесей в жильном и пегматитовом кварце данного региона связаны со значительным влиянием гранитных интрузий, в том числе формированием гранитов рапакиви.

На Карельском кратоне широко развиты высококремнистые породы протерозойского возраста, образованные из хорошо перемытого и сортированного осадочного материала, что привело к формированию месторождений химически и текстурно зрелых кварцитов центральной Карелии. Проявления жильного кварца Карельского кратона характеризуются в основном повышенной газонасыщенностью, но низкими содержаниями структурных примесей в кварце, что связано с умеренными температурами кристаллизации и значительным влиянием тектонического фактора на формирование кварцевых жил.

Месторождение Фенькина Лампи (II-8-14) расположено в 4 км северо-западнее дер. Остречье на правом берегу р. Кумса. Приурочено к южному крылу Кумсинской синклинали, ядрам мелких брахискладок, сложенных метаосадочными породами ятулийского надгоризонта – преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками и карбонатизированными песчано-глинистыми сланцами. Представлено двумя разобщенными кварцевыми телами – Северным и Южным. По структурно-морфологическим особенностям строения кварцевые тела относятся к группе трубообразных залежей и карманов. В кварцевых телах макроскопически выделяются несколько разновидностей кварца: 1) молочно-белый крупно- и гигантозернистый; 2) серовато-белый средне- и крупнозернистый; 3) светло-серый средне- и крупнозернистый; 4) серый средне- и крупнозернистый, кавернозный. Кварц в основной массе непрозрачный из-за большого количества газово-жидких включений. Часто наблюдаются грани роста кристаллов и небольшие жеоды, выполненные кристаллами кварца. Размер жеод – до 3–5 см, кристаллов кварца – от 0,2 до 1,0 см в длину. Наиболее хорошо ограненные кристаллы – водяно-прозрачные. Общее количество жеод в жильной массе – 1–2 %. Содержание кремнезема в молочно-белой разновидности кварца – от 96,41 до 98,28 % (среднее 97,29 %), в серовато-белой – от 94,6 до 97,46 % (среднее – 96,3 %), в светло-серой – от 94,58 до 98,40 % (среднее – 96,12 %). Запасы кварца на месторождении по категории C_2 составляют 172,6 тыс. т. Прирост запасов возможен как по простиранию, так и на глубину [112].

В 1963 г. лаборатория ВНИИАШ проводила исследования по отработке режима обогащения на барабанном сепараторе. Из кварцевого сырья месторождения был получен кварцевый концентрат с содержанием (%) SiO_2 – 99,43 %, Al_2O_3 – 0,17, Fe_2O_3 – 0,03, $CaO + MgO$ – 0,11. Выход концентрата составил 63,4–72,3 %.

Месторождение Метчанг-Ярви (III-7-3) [112] расположено в 20 км к востоку от ж.-д. ст. Суккозеро и связано с ней грунтовой дорогой. Полезная

толща месторождения общей мощностью от 135 до 250 м представлена кварцитами и кварцитопесчаниками янгозерского горизонта нижнего ятулия. Стоит из пяти пачек мощностью от 4 до 140 м, представленных переслаивающимися мелкозернистыми и среднезернистыми кварцитопесчаниками и кварцитами белого, серого, розовато-серого и темно-серого цвета, различающихся в основном количественными соотношениями и характером переслаивания кварцевых пород. Границы между пачками в основном постепенные. Породы полезной толщи слагают северо-восточное крыло узкой антиклинали, имеют выдержанное простирание на северо-запад $330\text{--}340^\circ$, падение пород – северо-восточное, под углами от 30° на юго-востоке до вертикального на северо-западе. На первом этапе месторождение рассматривалось в качестве сырьевой базы проектировавшегося на Надвоицком алюминиевом заводе цеха по производству кристаллического кремния (Постановление СМ СССР от 9.02.1968 г. № 93). В результате проведенных в 1967–1976 гг. геологоразведочных работ на месторождении были подготовлены запасы кварцитов, соответствующих требованиям, предъявляемым промышленностью к сырью для производства кристаллического кремния и флюсов. Однако результаты опытно-промышленных испытаний кварцитов месторождения Метчанг-Ярви в производстве кристаллического кремния не дали положительных результатов, и запасы кварцитов на утверждение не представлялись. Запасы кварцитов месторождения Метчанг-Ярви в 1990 г. были переоценены в качестве сырья для производства огнеупорных порошков для футеровки индукционных печей и на декоративный щебень. На месторождении возможно обеспечить значительный прирост запасов кварцитов за счет доразведки северного и южного флангов. Согласно Государственному балансу, оно числится в группе подготавливаемых к освоению.

Полевой шпат

На территории листа известны два проявления полевого шпата: *Кайдалампи* (I-7-1) и *Муста-лампи* (IV-6-53), относящиеся к полевошпатовой формации в гранитах рапакиви и сиенитах. Перспективным видом нетрадиционного полевошпатового сырья являются граниты рапакиви Салминского массива. Массив расположен на северо-восточном побережье Ладожского озера, вытянут в северо-западном направлении более, чем на 100 км при ширине до 40–45 км. Представляет собой сложную многофазную интрузию, каждая фаза которой характеризуется особой разновидностью пород, отличающейся по своим структурным, минералогическим и петрохимическим признакам.

Наиболее перспективными, относительно легко обогатимыми породами являются крупнопорфировая разновидность рапакиви типа питерлита (проявление Муста-лампи). Полученные кварц-полевошпатовые концентраты с калиевым модулем 1,85 пригодны для производства хозяйственной фарфоровой и фаянсовой продукции, а при более глубоком обогащении – и для производства высоковольтного изоляторного фарфора. Наиболее перспективными, относительно легко обогатимыми породами являются крупнопорфировые разновидности рапакиви типа питерлита. Прогнозные ресурсы не оценивались [112].

Пегматит керамический

На территории листа имеются два промышленно значимых пегматитовых поля: Питкярантское в Северо-Ладожской перикратонной зоне и Улягское в пределах Хаутоваарской зеленокаменной структуры, в обрамлении Улягского массива гранитов рапакиви. На остальной площади встречаются отдельные кусты небольших по размерам (не более первых десятков метров мощностью) пегматитовых жил позднеархейского возраста, не имеющих промышленного значения. Всего на листе показано восемь месторождений пегматитов (четыре – крупных и четыре – средних) и пять проявлений.

В Северо-Ладожской перикратонной зоне насчитывается более 400 пегматитовых тел, распределенных неравномерно, кустами. Среди пегматитов этого рудного узла выделяются два типа. К первому относятся крупные недифференцированные тела штокообразной формы, субсогласные или секущие жилы, часто деформированные. Соотношение микроклина и плагиоклаза в пегматитах варьирует в широких пределах. Из второстепенных минералов отмечаются турмалин, гранат, молибденит, пирит, магнетит, титанит. Мусковит не дает практически ценных скоплений. Жилы этого типа являются источником товарного пегматита, причем значительная часть горной массы нуждается в обогащении.

Пегматиты второго типа имеют правильную жильную форму и приурочены к краевым частям гранито-гнейсовых куполов. Минеральный состав значительно многообразнее, чем в пегматитах первого типа. В значительно большем количестве присутствуют гранат, биотит, магнетит, встречаются сподумен, берилл, виикит, сульфиды. Строение жил дифференцированное. Пегматиты второго типа являются источником высококачественного кускового материала: полевого шпата и кварца, но вследствие небольших размеров жил запасы его невелики.

Наиболее крупное пегматитовое поле разведано на периферии Люпикковского гранито-гнейсового купола, где оно прослежено на 3 км при ширине 100–250 м. В состав Питкярантского узла также входят проявление Соролансаари (IV-5-46), и месторождения: средние Хепониemi (IV-6-47), Серая Горка (IV-6-48), Булка (IV-6-44) и крупное Люпикко (IV-6-57). Размеры жил достигают 150–350 м в длину, мощность 10–40 м.

Жилы пегматитов на *месторождении Линнаваара* (IV-6-24) прослежены на 250 и 400 м при ширине 25–40 м. Керамические пегматиты являются ценным сырьем для стекольной промышленности, производства фарфора, фаянса, изоляторов. Выход микроклинового концентрата составляет 15–20 % от объема жильной массы.

Улягское поле керамических пегматитов имеет площадь 5 км². Вмещающими породами являются биотитовые и амфиболовые лопийские сланцы, прорванные гранитами. Пегматитовые жилы сконцентрированы на трех крупных месторождениях, учтенных Государственным балансом: Большое (Жильный Шток) (IV-7-19), Кюрьяла (IV-7-20) и, самое значительное, Брусничное (IV-7-15). Оно расположено в 4 км к западу от дер. Улялеги. Из шести жил этого месторождения самая крупная имеет размеры 350 × 80 м и прослежена до глубины 48 м. Жила сложена недифференцированным пегматитом,

нуждающимся в обогащении (аналогичным пегматитам Питкярантского поля). Структура пегматитов графическая, пегматитовая и блоковая. Минералогический состав: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит, турмалин, гранат, апатит. Опыты по механическому обогащению пегматита показали его хорошую обогатимость и пригодность в качестве стекольного и керамического сырья. Валовые запасы утверждены по категориям А + В + С₁ в количестве 1965 тыс. т и по С₂ – 975 тыс. т. Остальные месторождения Улягского пегматитового поля по типу и строению аналогичны месторождению Брусничное, но стоят на территориальном учете.

Каолин

На территории листа известно одно проявление каолина *Проланваара* (Ш-6-8) осадочного типа каолиновой формации. Проявление Проланваара расположено в 5 км северо-восточнее пос. Соанлахти. Залежь, приуроченная к тектонической зоне в мелкозернистых кварцитах ятулия, прослежена на 200 м, мощность составляет 6–10 м. Каолинитсодержащая кора выветривания образует линейную залежь, прослеженную на 200 м при ширине 6–10 м и представляет собой дресвяно-глинистую рыхлую породу от кирпично-красного до светло-палевого цвета. Мелкая дресва и крупный песок состоят из обломков кварцита и кварцевых зерен. Каолинит является основным минералом фракции менее 0,001 мм, которая характеризуется высоким содержанием глинозема – 33,29 %. Материал этой фракции содержит также большое количество железа, в связи с чем каолины проявления не могут быть использованы в фарфоро-фаянсовой промышленности. В 1930-е годы проявление кустарно разрабатывалось для производства огнеупорного кирпича. Химический состав (%): SiO₂ – 48,15–53,41, Al₂O₃ – 18,81–27,84, Fe₂O₃ – 7,71–13,91, CaO – 1,01–3,4, MnO – 0,02–0,03.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Диатомит

На карте полезных ископаемых показаны одно среднее месторождение диатомита Олонецкое (V-7-12) и пять малых месторождений.

Диатомит – легкая тонкопористая кремнистая порода, рыхлая или плотная, состоящая в своей основной массе из опаловых створок диатомовых водорослей или их обломков. Содержит от 62 до 97 % SiO₂. В качестве постоянной примеси присутствуют глинистые минералы. Содержание песчано-алевритового материала не превышает 5–10 %. Цвет диатомита – белый, светло- или желтовато-серый, иногда – буровато-серый. Диатомиты используются как адсорбенты и фильтры в текстильной, нефтехимической, пищевой промышленности, в производстве антибиотиков, как наполнитель бумаги, красок, в качестве строительных, тепло- и звукоизоляционных материалов.

Диатомиты относятся к опал-кристобалитовым породам и представляют собой озерные или морские органо-минеральные отложения, состоящие более чем на 50 % из кремнистых панцирей одноклеточных микроскопических

водорослей-диатомей. Благодаря кремнистому составу и тонкодисперсной структуре диатомитов, области их практического использования значительно отличаются от сфер использования сапропелей. Граница между диатомитами и диатомовыми сапропелями, которые в настоящем разделе не рассматриваются, определяется содержанием кремнезема, которое в диатомитах должно быть не менее 50 %.

Диатомиты залегают на дне небольших озер и болот на глубине 2–7 м, средняя мощность залежей составляет 2–4 м, реже – до 8 м и более. Основными породообразующими водорослями являются планктонные виды родов *Melosira* (*Aulacosira*). Их размеры колеблются от 5 до 30 микрон. Во влажном состоянии диатомит представляет собой студнеобразную, очень тонкозернистую, пластичную кремнистую массу белого, коричневого, бурого, зеленовато-коричневого цвета. В сухом состоянии чистые разновидности диатомитов белые, диатомиты, содержащие примесь железа, марганца, окрашены в различные оттенки розового, бежевого и красного цвета. Сухой диатомит имеет пористое сложение и плавает в воде.

Содержание кремнезема в наиболее чистых диатомитах достигает 80–95 %. Наиболее благоприятные климатические условия для развития диатомей и формирования залежей высококачественных озерных диатомитов существовали в наиболее теплых периодах голоцена: бореальном и атлантическом. Эти периоды характеризовались повышенным содержанием в водах растворимой кремнекислоты, необходимой для образования кремнистых раковин диатомей, присутствием в водах фосфора и нитратов для их питания и незначительным количеством минеральных и органических веществ. Осаждение диатомитов продолжается и в настоящее время.

Практическое использование диатомитов определяется их способностью поглощать из растворов различные коллоидные вещества (адсорбция), удерживать при фильтрации жидкостей механические примеси, высокой пористостью при значительной термостойкости, относительно небольшой твердостью и способностью легко измельчаться в тонкий порошок, химической стойкостью по отношению к кислотам.

Диатомиты используются в строительстве, металлургической, химической, фармацевтической и пищевой промышленности, в качестве теплоизоляционных материалов, фильтровальных порошков, носителей катализаторов, легкого наполнителя в красках, бумаге, резине, пластмассах, медицинских и фармацевтических препаратах, в качестве абразива и компонента полировочных паст, а также в качестве мелиорантов почв.

На площади листа известно несколько месторождений диатомита. Одно из них – *месторождение болотного типа Уросозеро (I-9-26)*, расположено в 10 км на восток-юго-восток от ж.-д. ст. Уросозеро. Под слоем торфа в центре болота залегают пласт диатомита мощностью от 0,2 до 4,3 м.

Республика Карелия располагает весьма значительными ресурсами диатомитов, которые, по результатам последних работ ИГ КарНЦ РАН, оценены в 300 млн т. Месторождение и проявления диатомитов в Карелии никогда не разрабатывались.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест

На территории листа известны две формации асбестовых проявлений: амфибол-асбестовая, связанная с низкотемпературными метасоматитами в породах ятулия и людиковия в Онежской структуре, и хризотил-асбестовая формация, приуроченная к зонам метасоматической переработки в массивах серпентинизированных ультраосновных пород в Южно-Выгозерской и Хаутоваарской зеленокаменной структурах. Известно 10 проявлений асбеста и один пункт минерализации.

Проявления апоультрамафитового типа связаны с массивами габбро-перидотитов (хризотил-асбест) и гипербазитов (антофиллит-асбест) верхнего лопия, проявления апокарбонатного типа – с глинисто-карбонатными породами, верхнего ятулия (тремолит-асбест, магнезиальный рибекит-асбест). Наибольшие перспективы в настоящее время связываются с проявлениями магнезиального рибекит-асбеста.

К хризотил-асбестовой формации относятся проявления Сапеницкое (II-9-34), Краснополянское (II-9-39), Повенецкое (II-9-41), Конжозеро (II-10-21), Центрально-Конжозерское (II-10-11), Игнойла-1 (IV-7-9), Игнойла-2 (IV-7-13).

Наиболее перспективные проявления с асбестом высокого качества относятся к первому типу. *Проявление Сапеницкое* (II-9-34) находится в 6 км к северо-западу от пос. Повенец, приурочено к сводовой части брахиантиклинали, шарнир которой полого погружается на юго-восток. Вмещающие породы представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации карбонатно-глинистыми отложениями (аргиллиты, доломиты, алевролиты) туломозерской свиты ятулия. Мощность зон асбестизации варьирует от 11–25 до 55–88 м, площадь проявления составляет 1200 × 300 м. Содержание асбеста – 1,3–5,3 кг/т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 составляют 34,4 тыс. т [65].

Примером проявления хризотил-асбеста может служить *Центрально-Конжозерское* (II-10-11) [65], связанное с серпентинитами Конжозерского массива гипербазитов (Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс). Минерализация приурочена к тектонической зоне протяженностью 200–300 м, шириной до 50 м, в которой по трещинам северо-восточного и северо-западного направлений развивается асбест. Мощность асбестовых прожилков – 20–30 см. Асбест продольно- и поперечноволоконистый, темно-зеленого цвета, легко распушается, выдерживает 18 перегибов. Длина волокна – 15 мм, процент кислоторастворимости – 55,55 %.

К амфибол-асбестовой формации относятся *проявления Краснополянское* (II-9-39), *Гремячинское* (II-9-42), *Лобское* (II-10-38) и *Лобское-1* (II-10-41) [112]. Проявление *Краснополянское* расположено в 1,5 км к северу от пос. Повенец. В геологическом строении проявления принимают участие терригенно-карбонатные породы туломозерской свиты и силлы долеритов. Асбестовая минерализация приурочена к карбонатизированным, частично брекчированным аргиллитам и алевролитам. Вскрытая мощность зоны асбестизации варьирует от 1,2 до 79,2 м. Средневзвешенное содержание асбеста до глубины 100 м, на которую произведена оценка прогнозных ресурсов асбеста по категории P_1 , изменяется от 143 до 16 628 г/т (средневзвешенное содержа-

ние – 4185 г/т). Глубже 100 м асбестовая минерализация установлена в шести скважинах при вскрытой мощности от 1,0 до 67,1 м и содержаниях – от 1176 до 13 058 г/т. Прогнозные ресурсы амфибол-асбеста категории P_1 оценены в контуре поисковых скважин и составляют 195 тыс. т [112].

Тальк и талькохлорит

Проявления талька на территории Карелии связаны с зонами метасоматической переработки ультраосновных пород (серпентинизированных гипербазитов, метапикритов). Всего известны одно крупное и одно малое месторождения, 16 рудопроявлений и один пункт минерализации. Тальковые руды представлены тремя формациями: тальковой апокарбонатной, тальковой апогипербазитовой и талькохлоритовой. К первой относятся проявления Пиндушское (II-9-33), Габсельское (II-10-35), Саригора (IV-7-36).

Проявление талька Габсельское (II-10-35) [65] расположено в пределах потенциального Северо-Онежского минерагенического района. Наложенная тальковая минерализация генетически связана с зоной магнезиального метасоматоза в экзоконтакте габбродолеритов Габсельского силла с терригенно-карбонатной толщей туломозерской свиты. Изученность проявления слабая, однако полученные по скважинам данные свидетельствуют о значительной мощности тальконосных зон, достигающей 10–15 м.

Отличительной особенностью большинства интервалов проявления магнезиального метасоматоза является значительное количество талькохлорита, которое снижает качество тальковой руды в связи с технологией их разделения. С другой стороны, повышенное содержание хлорита позволяет рассматривать данный тип минерализованных пород как талькохлоритовое сырье – талькохлоритовый камень.

Прогнозные ресурсы категорий $P_2 + P_3$ по талькохлориту, по оценке Ю. Б. Голованова [216], в зоне экзоконтакта Габсельского силла составляют 19,5 млн т, при непрерывной протяженности магнезиальных метасоматитов 5 км и мощности 10 м. Головным институтом на сегодня прогнозные ресурсы не утверждены.

К тальковой апогипербазитовой формации относятся проявления Вожмозерское-1 (I-10-19), Повенчанка (Северо-Рыбозерское) (II-10-22), Хюрсюля-Тальк (IV-7-14), Игнойла (Коруд-ярви) (IV-7-8).

Проявление талька Повенчанка (Северо-Рыбозерское) (II-10-22) расположено в пределах южной части Заломаевско-Рыбозерского золоторудного узла, в области сочленения западной и восточной ветвей Рыбозерской структуры. Выявлено при проведении съемочных и поисковых работ при заверке интенсивной магнитной аномалии.

Проявление локализовано в ультрамафитах каменноозерского комплекса. Ультрамафиты почти нацело изменены и более чем на 80 % сложены тальковыми рудами. Вмещающими для ультрамафитов являются метасоматически измененные метавулканыты вожмозерской толщи, превращенные в кварц-плагиоклаз-эпидот-хлоритовые, кварц-серицит-плагиоклазовые и другие сланцы. С поверхности проявление перекрыто сплошным чехлом четвертичных отложений мощностью от 6 до 14 м.

Тальковые руды образуют три крутопадающие (угол падения 75–80°) залежи (Восточную, Центральную и Западную), смещенные друг относительно друга по тектоническим нарушениям.

Восточная залежь имеет протяженность 550 м, ширину выхода 50–150 м, прослежена на глубину 170 м без признаков выклинивания и сложена нацело тальковыми рудами выдержанного качества. Центральная залежь имеет протяженность 600 м, ширину выхода 150–250 м и прослежена на глубину 200 м. Руды не отличаются однородностью качества. Западная залежь выделена по геофизическим данным и скважинами не изучалась.

Главным компонентом руд является тальк, содержание которого варьирует от 30 до 80 %. Он представлен мелкочешуйчатым агрегатом с гнездами крупных чешуй до 1 мм. Присутствуют также магнетит, хлорит, серпентин – по 5 %. В рудах содержится примесь золота – до 0,32 г/т, никеля – 0,42 %.

Технологические испытания двух лабораторных проб тальковых руд показали возможность их обогащения по флотационно-магнитной схеме с получением высококачественного безреагентного микроталька с белизной 83,5–86,5 %. Тальковые концентраты соответствуют микротальку, используемому в лакокрасочной и целлюлозно-бумажной промышленности.

По оценке и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Республики Карелия по состоянию на 1.01.1998 г. [37] и на 1.01.2001 г. [40] запасы тальковых руд по категории С₂ составляют 36,8 млн т. Прогнозные ресурсы тальковых руд по категории Р₁ составляют 11,3 млн т при среднем содержании талька 35 %. Головным институтом на сегодня ресурсы не утверждены.

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. На территории листа крупное: Турган-Койван-Аллуста (II-8-8) и малое Листегубское (Каллиев-Муренненваара, II-9-3) месторождения, а также проявление Столбовая Гора (II-8-35) и др.

Месторождение Турган-Койван-Аллуста (II-8-8) [252] расположено на южном берегу оз. Сегозеро, в 2 км к востоку от дер. Карельская Масельга. Приурочено к интрузии серпентинизированных перидотитов базит-гипербазитового комплекса. Талькохлоритовые сланцы залегают в виде трех разоб- щенных тел – западного, восточного и центрального в лежачем боку интрузии. Размеры тел – 250 × 70 м, 230 × 170 м, 240 × 70 м. Породы бледно-зеленоватые мягкие, жирные на ощупь, сильно рассланцованы и трещиноваты, что снижает качество сырья. По минеральному и химическому составу сланцы подобны талькохлоритовым сланцам Листегубского месторождения. Балансовые запасы по категориям А + В + С₁ составляют 6470 тыс. т, по категории С₂ – 1433 тыс. т. Выдана лицензия АО «Шунгит» на изучение и разработку.

Поисковыми работами на тальк и талькохлорит в 1996–1997 гг. было выявлено проявление Игнойла – с прогнозными ресурсами по категории Р₁ 5,2 млн т [112].

Месторождение Листегубское (Каллиево-Муренненваара) (II-9-3) [112, 252] расположено в 6 км северо-восточнее месторождения Турган-Койван-Аллушта. Тальк-хлоритовые породы зеленовато-серого, темно-серого цвета на месторождении слагают крутопадающую пластовую залежь северо-западного простирания длиной до 500 м, мощностью до 50 м, глубина залегания кровли залежи – от 0 до 81 м. Рассланцованность талькохлоритовых пород более умеренная, чем на месторождении Турган-Койван-Аллушта, благодаря чему при его разработке, проводившейся в 1925–1941 гг., выход монолитов весом 300–350 кг составлял около 10 %, а выход из этих монолитов товарного камня размером $0,35 \times 0,3 \times 0,3$ м – от 33 до 64 %. В результате геологоразведочных работ, проведенных в последние годы, талькохлоритовые породы, залегающие в верхней части месторождения (до глубины 20 м), переоценены на блочный камень. Запасы сырья, пригодного для добычи блочного камня, по категориям В + С₁ подсчитаны в количестве 303,9 тыс. м³, по категории С₂ – 142,8 тыс. м³. Выход блоков II–IV групп, по данным проходки опытного карьера, составил 13 %.

Графит

Графит в Олонецком крае был известен еще в XVII в. Небольшие графитовые каменоломни были сосредоточены в окрестностях городов Сердоболь (Сортавала) и Питкяранта. В настоящее время в Республике Карелия в пределах листа Р-36 известны одно месторождение графита (Ихальское (IV-4-2) и 14 проявлений графита. Все они находятся в Южной Карелии. Большинство из них расположено в Северо-Ладожской перикратонной зоне в обрамлении гранито-гнейсовых куполов, среди пород ладожской серии, и зоне ее сочленения с Карельским кратоном в сланцах соанлахтинской свиты и сортавальской серии людиковия. Все они приурочены к зонам амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [74].

Высокоуглеродистые сланцы в обрамлении куполов содержат более 20 % графита. Они тяготеют к нижней части сланцев и амфиболитов, к контактам с карбонатными горизонтами. Выделяются графит-полевошпатовые, кварц-графит-полевошпатовые и хлорит-слюдяно-графитовые разности. Для всех характерно тонкозернистое строение (размер чешуек графита – 0,005–0,3 мм). Неполнокристаллический графит преобладает над полнокристаллическим [43].

Наиболее хорошо изучено *малое месторождение Ихальское (IV-4-2) [161, 232]*, расположенное в 5 км к югу от ж.-д. ст. Ихала. Руды этого месторождения относятся к геолого-промышленному типу легкообогатимых руд явнокристаллического крупно- и среднечешуйчатого графита.

Графитовое оруденение приурочено к горизонту графит-биотитовых сланцев сортавальской серии. Сланцы неравномерно мигматизированы и прорваны жилами и небольшими массивами гранитов. Рудное тело представлено сплошной залежью графитсодержащих биотитовых сланцев с редкими линзами скарноидов. Залежь имеет пластообразную форму, вытянута в субмеридиональном направлении. Мощность ее варьирует от 100–150 до 400–450 м.

Длина по простиранию составляет 1700 м, по падению тело прослежено на 100 м. Рудное тело подстилается амфиболовыми и гранат-биотитовыми сланцами с линзами скарноидов. В кровле преобладают амфиболовые сланцы. Рудная залежь пересекается тектоническими зонами, в пределах которых интенсивно проявлены брекчирование, хлоритизация, окварцевание и карбонизация.

Графитосодержащие сланцы подстилаются амфиболовыми, гранат-биотитовыми сланцами с линзами и прослоями скарнированных карбонатных пород и графитосодержащих биотитовых сланцев. В кровле залежи преобладают амфиболовые сланцы и теневые мигматиты по слюдистым сланцам. В зоне верхнего контакта залежи имеется небольшой массив плагиомикроклиновых гранитов, апофизы которого устанавливаются и внутри рудного тела. Графит-биотитовые сланцы рудной залежи – однородные, мелкозернистые, с редкими кварц-полевошпатовыми прожилками. Главными породообразующими минералами являются полевой шпат, кварц, биотит, пирротин, графит, второстепенными – пироксен, иногда кордиерит, акцессорными – апатит, циркон, сфен и др. Среднее содержание графита – 3,15 %, графитного углерода – 3,42 %. Структурный тип графита – явнокристаллический. Графит образует чешуйки и сростки с другими минералами, чаще всего с биотитом, в зонах брекчирования – с пирротинном, где он образует скопления, цементирующие основную массу. Проведена оценка запасов по категории C_2 – 77,7 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 по всему месторождению составляют 130 тыс. т. Руды обогащаются методом флотации, концентраты по зольности соответствуют ГОСТ на графит – литейный, тигельный и элементный. Ихальское месторождение не числится на балансе, но включено в список объектов на лицензирование.

Технологические исследования, проведенные на Завальевском графитовом комбинате и в Институте геологии КарНЦ РАН, показали, что руды месторождения легко обогащаются по флотационной схеме. Полученный графитовый концентрат содержит 86,83–91,01 % углерода при извлечении 93,6–97,5 %. Концентрат отвечает требованиям государственных стандартов на графит тигельный и графит элементный и обеспечивает получение литейного графита.

К геолого-промышленному типу легкообогащаемых руд явнокристаллического крупно-среднечешуйчатого графита относятся небольшие проявления Туоксъярвинское-1 (IV-5-30), Южно-Туоксъярвинское (IV-5-31) и Красный Победитель (IV-5-37).

К геолого-промышленному типу труднообогащаемых руд скрытокристаллического (аморфного) графита относится сопутствующая графитовая минерализация в Кительском оловорудном месторождении и на проявлении олова Хопунваара, описанных в разд. «Олово». Для остальных проявлений графита геолого-промышленный тип не установлен.

Значительные прогнозные ресурсы скрытокристаллического труднообогащаемого графита связаны с проявлениями стратиформной шунгит- и графитосодержащей формации в углеродистых сланцах людиковия. В Северном Приладожье проявления этой формации (Майсульское (IV-6-5), Полвилампи (IV-6-7) и Романовская аномалия (IV-6-8) [198] связаны с графитосодержащи-

ми породами соанлахтинской свиты. В Туломозерской структуре к этой рудной формации относится проявление Калаярвинское (IV-7-41).

С гнейсо-сланцами архейского возраста связаны небольшие проявления графита в Хаутоваарской зеленокаменной структуре – Нинисельга (IV-7-6) и Паннисельга (IV-7-54) [251]. Рудные тела представлены графитосодержащими кварц-роговообманковыми и кварц-биотитовыми сланцами шотозерской и калаярвинской свит лопия, вскрытыми скважинами на глубине от 60 до 168 м на территории, закрытой мощным чехлом четвертичных отложений.

Шунгит

На территории листа расположены два крупных, одно среднее и два малых месторождения шунгитов, кроме того, известно 12 проявлений шунгитов. Высокоуглеродистые породы – шунгиты с содержанием углерода выше 20–25 % наблюдаются в разрезах заонежской свиты людиковийского надгоризонта в Онежской структуре, где к ним приурочены месторождения Нигозерское (III-9-32), Зажогинское (III-10-3,4). Шунгитовые породы входят в состав Онежского шунгитоносного бассейна, где образуют два продуктивных горизонта. Нижний продуктивный горизонт образует пласт мощностью 15–35 м [59]. Содержание углерода в шунгитовых породах достигает 35–75 %. Шунгитовые породы нижнего горизонта наблюдаются в разрезах совместно с шунгитовыми и шунгитосодержащими витрокластическими туфами, шунгит-альбит-хлоритовыми породами и известняками с актинолитом.

Верхний продуктивный горизонт представлен четырьмя пластами шунгитовых пород, к которым приурочены наиболее крупные месторождения шунгита. Характерна линзовидная форма рудных залежей. Самые крупные линзы наблюдаются во втором снизу пласте. Шунгитовые породы обладают черным цветом, матовым блеском, раковистым изломом, массивной псевдобрекчиевидной и полосчатой текстурами. Нередко встречаются сажистые разновидности. Породы продуктивных горизонтов состоят из шунгита, гидрослюд, хлорита, кварца, альбита.

Наиболее крупные линзы шунгитов выделены в пределах Толвуйской и Путкозерской синклиналей. *Месторождение Зажогинское* (III-10-3) [230] приурочено к Толвуйской структуре. На месторождении изучено пять горизонтов шунгитовых пород с пологим залеганием (5–20°). На большей части площади месторождения (до 0,7–1,7 км²) эти горизонты сложены слоистыми и массивными шунгитовыми породами мощностью 6–15 м. На отдельных относительно небольших по площади участках 0,1–0,4 км² мощность горизонтов возрастает до 40–75 м и более. В таких раздувах распространены массивные и брекчированные шунгиты. Качество минерального сырья в раздувах наиболее высокое и выдержанное. Промышленный интерес в этой связи вызывает Максовская залежь, которая является наиболее удобной для добычи частью Зажогинского месторождения. Она обладает и наиболее качественным минеральным сырьем. Протяженность раздува составляет 700 м, ширина – 500 м, мощность в его центре достигает 120 м. По технологическим испытаниям выделены четыре сорта шунгитов, наиболее качественные шунги-

ты 1-го сорта составляют 65,2 % запасов карьера. Рудный контур ограничен по линии $C_{св}$ – 20 %. Минимальная промышленная мощность – 4 м.

Запасы шунгитового сырья по Максовской залежи составляют по категориям: $A+B+C_1$ – 29,8 млн т. Среднее содержание: $C_{св}$ – 31,10 %, SiO_2 – 51,67 %, Al_2O_3 – 4,35 %, P – 0,07 %, S – 1,74 %, запасы по Зажогинской залежи – 27,6 млн т. В целом по Зажогинскому месторождению среднее содержание по балансовым блокам составляет (%): $C_{св}$ – 28,7, SiO_2 – 53,5, Al_2O_3 – 4,96, $Ca+MgO$ – 2,38, P – 0,06, Fe_2O_3 – 3,3. Кремнеземистый модуль – 1,87, глиноземистый модуль – 0,17. Балансовые запасы категории C_1 – 22,89 млн т, забалансовые запасы C_1 – 54,4 млн т, прогнозные ресурсы – 95,88 млн т. Шунгитовые породы в промышленных условиях были испытаны при выплавке ферросилиция, силикомарганца, литейного чугуна, желтого фосфора, при производстве морозостойкого кирпича. Результаты испытаний – положительные.

Самостоятельную группу составляют миграционные шунгиты. Они образуют жилы среди вулканогенно-осадочных пород людииковийского надгоризонта, встречены вместе с кварцем и кальцитом в межшаровых участках метабазальтов, в миндалинах, в прожилках. По составу они являются наиболее высокоуглеродистыми породами с содержанием углерода более 90 %. Совместно с шунгитами в Заонежье широко распространены лидиты – породы, сложенные криптокристаллическим агрегатом кварца с тонкодисперсным шунгитовым веществом.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы

Месторождений алмазов на территории Карелии не обнаружено. В процессе шлихо-минералогических поисков в Заонежье выявлено одно проявление алмазов, относящееся к кимберлитовой формации – Кимозерское (Ш-10-10), расположенное в 75 км к юго-западу от Петрозаводска [112, 181]. Оно представляет собой крупное по площади выхода тело алмазоносных кимберлитов, находящееся в центральной части Заонежского полуострова. Тело приурочено к осевой части крупной пластовой интрузии габбродолеритов, залегающей в нижнепротерозойской толще, сложенной чередующимися горизонтами черных шунгитсодержащих сланцев и потоками долеритов. Выход кимберлитов имеет форму овала с размерами 2000 × 800 м. Морфология тела пока не определена. Поскольку по геофизическим данным диатрёмовая зона не устанавливается, предполагается тело в форме силлоподобной залежи либо тело с кратерной зоной блюдцеобразной геоморфологии с неочевидными диатрёмовыми каналами.

Видимая мощность тела в краевой зоне – 50–70 м. Выделяются несколько породных разновидностей, располагающихся зонально относительно центра тела, однако неясно, определяется ли эта зональность фазами внедрения или метаморфизмом. Порода состоит в основном из серпентина с варьирующим количеством карбоната и, в меньшей степени, амфибола (тремолита), хлорита, магнетита. Отчетливо устанавливаются псевдоморфозы карбонат-серпен-

тинового агрегата по оливину и хлорита по флогопиту. Характерны туфовые и брекчиевые текстуры. Минералы-индикаторы представлены главным образом хромшпинелидами с большим количеством зерен, отвечающих по химизму хромитам алмазных включений. Пироп и другие индикаторы встречаются в единичных количествах.

В 18 пробах весом в среднем по 60 кг, отобранных относительно равномерно по площади тела, выявлено 97 кристаллов алмаза размером до 2 мм. Еще в восьми пробах средним весом по 2600 кг обнаружено 14 таких же кристаллов алмаза. Зерна алмаза были установлены также в четырех шлиховых пробах, отобранных в контуре тела из аллювия мелкого водотока и из моренных отложений. Возраст кимберлитов по данным Sm-Nd метода составляет 1764 ± 125 млн лет. Прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ составляют 40 млн карат [112].

В северной части Онежской структуры в районе пос. Повенец при проведении геологосъемочных работ выявлено девять проявлений алмазов, относящихся, предположительно, к алмазоносной туффизитовой формации: Шлюз № 5 (скв. 65) (II-9-38), Северо-Гремяченское-1 (скв. 85) (II-9-45), Северо-Гремяченское (скв. 81) (II-9-46), Шлюз № 1 (скв. 801) (II-9-47), Куйкозерское (скв. 109) (II-10-36), Дедов Ручей (скважины 29, 99, 100) (II-10-39), Озеро Лобское (скв. 27) (II-10-40), Восточно-Габсельское (скв. 30) (II-10-34) и Верхнее Волозеро (скв. 96) (II-10-32), они локализованы на площади листа Р-36-ХП [65]. Алмазы зафиксированы в отложениях различных генетических типов: в четвертичных образованиях и в доломитах туломозерской свиты, вмещающей «карстовые полости». Карстовые полости вскрыты на территории листа многочисленными скважинами [65]. Они заполнены разнообразными по литологическому составу рыхлыми осадками: песчаными, песчано-глинистыми и глинистыми, иногда – со щебнем алевролитов и доломитов. Характеристика гранулометрического состава свидетельствует о слабой гидродинамической переработке материала. Распределение алмазов крайне неравномерное – от единичных зерен (Верхнее Волозеро) до 222 (Куйкозерское), и находится в прямой зависимости от насыщенности разрезов терригенно-карбонатных отложений карстовыми полостями. Так, на Куйкозерском проявлении карстовые полости составляют 50 % от общего объема пород. Проявления сопровождаются минералами-индикаторами алмазов – хромдиопсидом, муассанитом и хромшпинелидами.

Алмазоносность четвертичных отложений подтверждается единичными находками при опробовании разреза рыхлых отложений по скважинам (проявления Восточно-Габсельское и Дедов Ручей). На Восточно-Габсельском проявлении в мелком, хорошо отсортированном гравии в интервалах 23–26 и 26–27,8 м выявлено соответственно 5 и 3 зерна алмаза. В приплотиковой части в брекчии алевролитов в интервале 27,8–29,5 м – 6 зерен. На проявлении Дедов Ручей в желтовато-коричневой глине со щебнем алевролитов и доломитов в интервале 23–24 м выявлено 5 зерен алмаза. Кроме алмазов, в пробах из рыхлых отложений установлены минералы-индикаторы: пироп, хромдиопсид, муассанит. Минералы-индикаторы выявлены также при шлиховом опробовании поверхностных четвертичных отложений.

Гранат

Месторождение Кительское (IV-6-17) и ряд сходных рудопроявлений расположены в Северном Приладожье в силлиманит-гранат-биотитовых сланцах ладожской серии. Сланцы перекрыты четвертичными отложениями мощностью до 2 м. Продуктивная зона протягивается на 280 м при ширине 80 м. Крупные пойкилопорфиробластические гранаты первой генерации в сланцах не имеют промышленного значения. Ювелирный гранат второй генерации наблюдается в многочисленных зонах вторичного ослюденения и рассланцевания мощностью до 3 м. Нетрещиноватый, лишенный включений ювелирный гранат благородного алого цвета имеет размерность 0,1–1 см в диаметре.

Участок «Железнодорожный» с разведанными запасами расположен на левобережье р. Сюскюяйноки, вблизи ж.-д. ст. Китель. Известен с XVI века, периодически разрабатывается старателями, вскрыто несколькими карьерами. Выход ювелирного граната – около 1%. Размер кристаллов – 0,5–2,5 см, содержание – 10–20%.

Балансовые запасы ювелирного сырья по категории С₁ составляют 2,1 тыс. т, забалансовые – 1,6 тыс. т, из них кабашонного сырья – 21 т. В окрестностях Кительского месторождения возможно обнаружение россыпных концентраций граната.

Камни поделочные

На листе известны малые месторождения и проявления камней поделочных: аметиста (два проявления), горного хрусталя (одно проявление), халцедона (одно проявление), кварцита (одно проявление), лидита (одно малое месторождение и одно проявление), пегматита графического (одно малое месторождение), плагиоклазового порфирита (одно проявление), кривозерита (одно проявление), вариолита (одно проявление), цветного мрамора (одно проявление).

Халцедон. На о. Суйсари в Кондопожской губе Онежского озера, расположенном в 23 км северо-восточнее г. Петрозаводск, на северном, северо-восточном и южном побережье установлена халцедоновая минерализация (рудопроявление Суйсари, IV-9-1). Сероватый халцедон и кварц выполняют межшаровые полости в шаровых лавах, трещины в брекчиях и неправильные по форме обособления в цементе брекчий. Размер обособлений халцедона в брекчиях не превышает 5 см², в межшаровых пространствах – 10–20 см по длинной оси. При проведении геологосъемочных работ в центральной части Центрально-Конжозерского массива ультрамафитов в 12 км южнее дер. Петровский Ям были обнаружены тела сливных микро-тонкозернистых серпентинитов-серпофитов в виде маломощных (от десятков сантиметров до первых метров) жил и зон (Конжозерское проявление). Тела серпофитов вскрыты рядом скважин и канав. Порода салатно-зеленого, темно-зеленого, желтовато-зеленого (в мелких жилах – изумрудно-зеленого) цвета, с восковым блеском. Порода хорошо полируется, пригодна для изготовления различных поделочных изделий.

Графический пегматит. Месторождение *Куйваниеми* (IV-6-36) расположено в 9 км к северо-западу от г. Питкяранта. Приурочено к пегматитовой

жиле длиной 220 м, шириной в среднем 54 м и мощностью до 4 м, залегающей среди амфиболовых сланцев питкьярантской свиты в обрамлении Мурсульского гнейсо-гранитного купола. Графический пегматит представляет собой породу желтого, кремового, розового и белого цвета, состоящую из таблитчатых кристаллов микроклина, проросших удлиненными индивидами кварца. Контрастность кварца и микроклина определяет высокую декоративность камня. Размеры блоков графического пегматита больше $100 \times 150 \times 150$ мм.

Кварцит. На *рудопоявлении Прионежское (IV-9-19)*, расположенном в 40 км юго-восточнее Петрозаводска, кварциты розового и розовато-малинового цвета, массивной или полосчатой текстуры, образуют пластообразное тело длиной 150 м и мощностью до 2 м, приуроченное к шокшинской свите вепся. В Сегежском районе, в 20 км севернее г. Сегежа, обнаружено Каменноборское проявление фукситовых кварцитов, приуроченное к пачке переслаивания кварцитов и сланцев железноротинской свиты сариолия. Мощность пачки переслаивания – более 8 м, мощность прослоев фукситовых кварцитов составляет первые десятки сантиметров. Фукситовый кварцит представляет собой монолитную породу травяно-зеленого и изумрудно-зеленого цвета, обладающую высокими декоративными свойствами.

Порфирит. В 1,5 км на северо-восток от ж.-д. ст. Падозеро известно *проявление плагиоклазового порфирита Нижнее Падозеро (IV-8-1)*. Порфириты образуют дайкообразное тело, секущее осадочно-вулканогенные образования заонежской и суйсарской свит людиковия. Протяженность гряды с коренными выходами порфиритов составляет 400 м, ширина – до 200 м, высота – 6–10 м. Порфировые выделения в породе представлены серовато-зеленым плагиоклазом призматической формы размером до 2–3 см по длинной оси. Количество порфирировых выделений составляет 35–40 % объема породы. Основная масса темно-серого цвета представлена тонкозернистым долеритом [112].

Лидит. На *месторождении лидита Тетюгинское (III-10-2)*, расположенном в 2 км южнее с. Толвуя, выделены и оконтурены четыре продуктивных тела, представляющие собой фрагменты единого пологозалегающего пласта, который на современном эрозионном срезе расчленен на блоки неправильной формы. Мощность пласта в пределах месторождения варьирует от 0,4–0,5 до 4 м. Лидиты представляют собой плотные непрозрачные породы черного цвета с раковистым изломом, полосчатой, брекчиевидной и глобулярной текстуры. Содержание в лидитах кварца и халцедона колеблется в пределах 88–97 %, шунгитового вещества – 3–7 %. В качестве поделочного камня используется сортовой лидит, минимальные размеры блоков которого должны быть не менее $40 \times 40 \times 30$ мм. Лидиты используются также в качестве технического (пробирного) камня.

Аметист. На *проявлении Волкостровское (III-10-32)*, расположенном в Онежском озере, на о. Волкостров, в 16 км юго-восточнее села Великая Губа, аметисты розовато-сиреневого, фиолетового цвета развиваются в виде друз и щеток в кварцевых жилах и трещинах среди образований заонежской свиты людиковия. Среди прозрачных кристаллов аметиста встречаются кристаллы, пронизанные тоненькими иголочками гётита [112].

Вариолит. На южном берегу губы Ялгуба Онежского озера известно проявление *вариолитов Ялгубское (IV-9-4)*. Среди шаровых лав диабазовых порфиритов и миндалекаменных диабазов суйсарской свиты людиковия встречаются маломощные (до 20 см) прослои вариолитов, обладающих высокими декоративными свойствами. В темно-серую криптокристаллическую массу породы погружены вариоли размером 10–20 мм, сложенные лучистыми агрегатами плагиоклаза или пироксена.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Кислые интрузивные породы

Гранитные породы разнообразного состава широко распространены на рассматриваемой территории и относятся к архейскому и протерозойскому возрастам. На карте показано 89 месторождений. Все они учитываются Государственным балансом запасов. Из них 30 учтено балансом облицовочных камней. Эксплуатируются на данный момент 36 месторождений. Наиболее крупные разрабатываемые месторождения – Серый карьер (II-9-28), Кирьявалахти (IV-5-21), Сюскюянсаари (IV-6-45), Нюрин-Саари-1 (IV-6-42), Люпикко (IV-6-57), Большой Массив (IV-10-5), Возрождение (V-3-3), Эркиля (V-3-4), Ровное-I (V-4-14), Кузнечное-I (V-4-17), Пруды-Моховое (V-4-22), Петровское (V-4-26), Каменногорское (V-4-25), Киркинское (V-4-30), Гавриловское (VI-4-3). Все они находятся на территории Ленинградской области и Республики Карелия.

Месторождение строительного камня Кузнечное-I (V-4-17) находится в 1,2 км к северо-востоку от ж.-д. ст. Кузнечное. Месторождение приурочено к Каарлахтинскому интрузивному массиву раннепротерозойского возраста. Полезная толща – граниты и гранитоиды вскрытой мощностью 47,2–87,5 м – залегает на глубине до 14,4 м, в среднем – 2,4 м, под валунными суглинками и песками четвертичного возраста.

Граниты, местами переходящие в гнейсограниты, серовато-розовые плотные массивные, иногда гнейсовидные крупнозернистые. Минеральный состав гранитов (%): кварц – 10–50, микроклин – 40–50, плагиоклаз – 15–40, биотит – 1–10, гранат – 0–1; акцессорные минералы – апатит, циркон, флюорит, ортит, магнетит, титанит, рутил, монацит, турмалин.

Объемный вес пород – 2,59–2,69 г/см³, пористость – 0,38–5,1 %, водопоглощение – 0,1–0,8 %, прочность при сжатии в сухом состоянии – 910–3030 кг/см², в водонасыщенном – 990–2980 кг/см², морозостойкость – Мрз-100. Месторождение разрабатывается для получения щебня. Баланс запасов на 1.01.2014 г. по категориям А+В+С₁ – 92 912 тыс. м³.

Месторождение облицовочного камня Возрождение (V-3-3) находится в 3 км к юго-востоку от ж.-д. ст. Возрождение. Месторождение приурочено к северо-восточной части Выборгского массива гранитов рапакиви рифейского возраста. Полезная толща – граниты мощностью 3,17–36,1 м, в среднем 15–25 м – залегает на глубине в среднем 1,8–4,7 м под валунными супесями, суглинками и глинами четвертичного возраста.

Граниты полезной толщи розовые, серовато-розовые, розовато-серые. Минеральный состав гранитов (%): плагиоклаз – 5–35, микроклин-пертит – 10–50, кварц – 10–35, биотит – 5–15. Акцессорные минералы представлены флюоритом, цирконом, апатитом, алланитом. Месторождение разрабатывается для получения блоков и производства щебня. Запасы месторождения на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 5683 тыс. м³, С₂ – 1852 тыс. м³.

Средние интрузивные породы

Средние интрузивные породы на территории листа представлены шестью месторождениями, стоящими на Государственном балансе: Райвимики-1 (IV-4-4), Яккима (IV-5-41), Яккима-2 (IV-5-42), Алхо (V-4-1), Кивинкомьяки (V-4-5), Дымовское (V-4-10).

Крупное эксплуатируемое месторождение гнейсодиоритов Яккима расположено в 3 км севернее ж.-д. ст. Яккима. Представляет собой две возвышенности, вытянутые в субмеридиональном направлении, разделенные заболоченной низиной шириной около 110 м. Мощность рыхлых вскрышных пород не превышает 3,5 м. В состав полезной толщи месторождения входят разгнейсованные кварцевые диориты, биотит-амфиболовые диориты и гранодиориты. Главные породообразующие минералы гнейсодиоритов: плагиоклаз – 45–75 %, кварц – 5–30 %, биотит – 5–10 %, амфибол – 7–30 %. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 5786 тыс. м³.

Основные интрузивные породы

В пределах территории листа расположено 35 месторождений габбро, габбронорита, габбродолерита, долерита и амфиболита, числящихся на Государственном балансе запасов строительных камней, и 26 на Государственном балансе запасов облицовочных камней. Большинство месторождений находится на территории Карельской республики [112]. Наиболее крупные из них и эксплуатируемые – Суна (III-9-34), Лижемское (III-9-22), Коккомьяки (IV-5-10), Ранта-Мяки (IV-5-12), Чевжавара (IV-8-3), Голодай-Гора (IV-9-12), Большой Массив-2 (IV-10-4), Южно-Каккаровское (V-10-3), Щелейкинское (V-10-17) и Другорецкое (V-10-13).

Месторождение габбродолеритов Другорецкое (V-10-13) расположено в Прионежском районе в 2,5 км к северо-западу от дер. Каскесручей. Район экономически освоен, основная отрасль – производство каменных строительных материалов. Месторождение приурочено к крупной пластовой интрузии габбродолеритов раннепротерозойского возраста, выход которой прослеживается вдоль юго-западного побережья Онежского озера. Габбродолериты месторождения имеют темно-серый, почти черный цвет, иногда с зеленоватым оттенком, мелко- или среднезернистую структуру и массивную текстуру. Минеральный состав габбродолеритов (%): плагиоклаз – 40–65, моноклинный пироксен – 20–45, амфибол, биотит и хлорит – до 10, титаномагнетит – 3–10, кварц и апатит – до 1.

Габбродолериты хорошо полируются, долговечны и могут применяться для облицовки зданий, настилки полов в помещениях с интенсивным пешеходным движением, сооружения лестничных ступеней и площадок, цоколей

зданий и т. п. Они являются также высококачественным сырьем для производства памятников, бортового камня, получения брусчатки и других тесаных изделий. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 5417 тыс. м³.

Основные эффузивные породы

На территории листа расположено три месторождения основных эффузивных пород, учитываемых Государственным балансом и подготавливаемых к освоению – Мирный (I-9-1), Красное (II-9-20), Станционное (IV-8-4).

Месторождение метабазальтов Красное (II-9-20) расположено в 3,5 км на северо-запад от пос. Остречье и приурочено к крыльям Кумсинской синклинали и сложено метавулканитами андезит-базальтового состава кубышкинской серии верхнего лопия.

Коренные породы на месторождении перекрыты голоценовыми аллювиальными осадками, их средняя мощность – 0,6 м. Полезная толща представлена метавулканитами (метабазальты, эпидозиты по базальту и базальтовые порфириды). Метабазальты серо-зеленого цвета средне- или мелкокристаллические порфиридные массивные, иногда с плитчатой отдельностью.

Горнотехнические и гидрогеологические условия благоприятны для разработки месторождения открытым способом. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 3777 тыс. м³. Месторождение стоит на Государственном балансе облицовочных камней.

Карбонатные породы (мрамор, известняки, доломиты)

Мрамор. Наиболее известные месторождения мрамора находятся в Республике Карелия. На карте показано шесть месторождений, четыре из которых являются крупными и учитываются Государственным балансом. Это Белогорское (III-8-6), Рускеала-I (IV-5-7), Рускеала-II (IV-5-8) и Ковадьярви (IV-7-45) [112]. В настоящий момент они не разрабатываются и относятся к нераспределенному фонду. Кроме того, на карте показано четыре проявления мраморов.

Месторождение Рускеала-II (IV-5-8) расположено в Сортавальском районе в 3 км к югу от ж.-д. ст. Маткаселькя. Участок локализован на северном крыле Рускеальской антиклинали. Месторождение представляет собой линзообразное тело полосчатых мраморов раннепротерозойского возраста длиной около 1200 м; мощность полезной толщи – 200 м. Породы затронуты интенсивной микро- и макротрещиноватостью, что обуславливает их непригодность для производства блоков. Мрамор используется для производства декоративного щебня и песка. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 7640 тыс. м³.

Месторождение Рускеала-I (VI-5-7) расположено в 2,5 км к юго-востоку от ж.-д. ст. Маткаселькя и приурочено к отложениям ладожской серии нижнего протерозоя. Полезная толща – мраморы, залегающие в виде линзы дугообразной формы, вогнутой в юго-западном направлении. Вмещающими породами являются амфиболовые и слюдяные сланцы.

Мраморы представлены кальцитовыми и доломитовыми разновидностями, по преобладанию которых полезная толща подразделяется на три пачки:

нижнюю, среднюю и верхнюю общей мощностью 600 м. Минеральный состав доломитизированных мраморов (%): кальцит – 36; доломит – 64–99; кварц – 0,10; тремолит – 0–10; кальцитовых мраморов: кальцит – 80–100; доломит – 10; кварц – до 1, редко содержание кварца увеличивается до 15–36 %. В мраморах верхней пачки встречаются включения амфибола.

Мрамор пригоден для внутренней отделки помещений и настилки полов. Скол и мелочь, образующиеся при добыче блоков, используются для производства щебня в бетон и мраморной крошки. Мрамор хорошо шлифуется и полируется с образованием зеркальной поверхности различных расцветок от светло- до темно-серой. Выход блоков составил 15,74 %. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 14 434 тыс. м³, С₂ – 20 589 тыс. м³.

Известняк. На территории листа известно одно крупное эксплуатируемое месторождение облицовочного известняка *Сельцо-Бабино* (VI-7-4). Оно расположено в 12 км к северу от ж.-д. ст. Волховская. Известняк органогенный, доломитизированный (2–25 %), кристаллический, пестроцветный, с зернами глауконита (до 20 %), с редкими мелкими пустотами выщелачивания, присутствуют фосфаты (2–3 %) и единичные зерна кварца.

Блоки, добываемые на месторождении, перерабатываются в архитектурно-строительные изделия – облицовочные и настилочные плиты, ступени, проступи и др. Для изделий можно использовать лишь 10–20 % добытого камня, остальная часть идет на щебень. Запасы на 1.01.2013 г. по категориям А + В + С₁ оцениваются в 3722 тыс. м³.

Доломиты представлены на карте тремя месторождениями, из которых только *Райгубско-Пялозерское* (III-8-35) стоит на Государственном балансе с запасами на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 12 848 тыс. м³.

Участок Кивишурия Райгубско-Пялозерского месторождения расположен в 0,5 км восточнее дер. Пялозеро. Бескварцевые доломиты участка залегают над пластовой интрузией габбродолеритов и участвуют в строении пологой синклинали складки, в ядре которой залегают карбонатно-глинистые и глинистые сланцы.

Доломит пригоден для производства магнезиального вяжущего раствора, известковой муки, конвертерных огнеупоров.

Глинистые породы

Глины кирпичные

На территории листа известно семнадцать месторождений глин. Глины, пригодные для кирпичного производства (14 месторождений), относятся к кембрийскому и четвертичному периодам. На Государственном балансе числится 13 месторождений [182]. Среди глин кембрийского возраста известно три месторождения, которые относятся к Нераспределенному фонду [182]. Примером может служить *месторождение Манихинское* (VI-7-1), расположенное в Волховском районе в 1 км к северу от дер. Манихино. Полезная толща сложена нижнекембрийскими глинами, плотными, с тонкими прослойками аргиллитов и алевролитов. Вскрытая мощность полезной толщи – до 26 м, в среднем – около 16 м. Химический состав глин (%): SiO₂ – 58,17–60,21; Al₂O₃ – 18,82–19,83; Fe₂O₃ – 7,4–8,15; CaO – 0,66–1,06; MgO – 2,56–

2,84; ппп – 4,51–5,13. Глины пригодны для производства дырчатого и обыкновенного кирпича, керамических изделий. Месторождение ранее разрабатывалось, в настоящее время относится к Нераспределенному фонду. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ – 8598,9 тыс. м³.

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. Большинство месторождений являются малыми. Из 14 месторождений, нанесенных на карту, на Государственном балансе числится 13 [182]. Наиболее крупные месторождения – Оятское (VI-9-8), Кирилловское (VI-4-20), Вагановское (VI-6-2).

Месторождение Кирилловское (IV-4-20) находится в Выборгском районе, в 7 км к востоку от ст. Кирилловское. Полезная толща представлена глинами и суглинками донной морены мощностью от 6 до 20 м, залегающими на глубине от 0,2 до 5 м под почвенным слоем и супесью. Глины и суглинки полезной толщи кислые, с высоким содержанием красящих окислов, грубо- и среднедисперсные, непластичные и среднепластичные, со средним содержанием крупнозернистых включений. Химический состав глин и суглинков (%): SiO₂ – 65,32–73,08; Al₂O₃ – 13,2–5,56; TiO₂ – 3,06–6,51; CaO – 0,34–0,82; MgO – 1,18–2,3; SO₃ – следы–0,02; ппп – 1,78–3,72. Балансовые запасы по категориям А + В + С₁ – 9210 тыс. м³, С₂ – 1229,5 тыс. м³, находятся в Нераспределенном фонде.

Обломочные породы

Песчаники, кварцитопесчаники

Главнейшими объектами разработки в прошлом были песчаники и кварцитопесчаники петрозаводской свиты, занимающие большую площадь к югу от Петрозаводска [181]. Почти все они располагаются в прибрежной полосе Онежского озера. На карте показаны три крупных, три малых месторождения и 10 проявлений песчаников и кварцитопесчаников, а также шесть месторождений кварцитов (два – крупных, одно – среднее и три – малых). Кроме того, известны 29 проявлений кварцитов. В настоящее время на балансе числятся запасы шести месторождений кварцитопесчаников и шести месторождений кварцитов.

Месторождение эксплуатируемое Шокшинское (IV-10-7) расположено в 5 км к северу от пос. Шокша. Месторождение состоит из двух участков – Северного и Южного. Песчаники разрабатываются на Северном участке. Южный участок служит объектом разработки кварцитов (см. ниже). На Северном участке развиты серые песчаники петрозаводской свиты нижнего протерозоя. Серые песчаники представлены полевошпат-кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и аркозовыми разновидностями. Песчаники в основном мелко- и среднезернистые, реже крупно- и разномзернистые, иногда содержат обломки или гальку глинистых пород и кварца. Эти разновидности, переслаиваясь, образуют слоистую толщу, где наибольшим распространением (90 %) пользуются полевошпат-кварцевые средне- и мелкозернистые песчаники. Щебень, полученный из исходного материала, по своему качеству пригоден для при-

готовления тяжелого бетона, гидротехнического бетона, а также асфальтовых смесей. Запасы серых песчаников по категориям А+В+С₁ составляют 50 765 тыс. м³.

Песчано-гравийный материал и строительный песок

На карте показано пятьдесят пять месторождений песчано-гравийно-валунного материала (девять крупных, 14 средних, 32 малых) и 61 месторождение строительного песка (12 крупных, 20 средних, 29 малых). Часть из них комплексные. Все числятся на Государственном балансе запасов [181].

В Ленинградской области основное количество запасов приурочено к водно-ледниковым отложениям валдайского надгоризонта четвертичного возраста, которые имеют широкое распространение на территории. Состав залежей указанного типа представляет собой природную смесь, основные компоненты которой – валуны, гравий, песок, технологически разделяемые и находящие применение в промышленности строительных материалов. Валуны и гравий валунно-гравийно-песчаных отложений области представлены интрузивными и метаморфическими породами, при переработке которых получается высокопрочный щебень для производства бетонов.

Месторождения, связанные с водно-ледниковыми отложениями, являются комплексными; они сложены чередующимися линзами песков и валунно-гравийно-песчаного материала. Пример комплексного месторождения – Семиозерье-2 (VI-4-26, 27). Это крупное эксплуатируемое месторождение расположено в 1,5–2 км к югу от ж.-д. ст. Каннельярви. Полезная толща в среднем – 5,8 м, сложена гравийно-песчаным материалом с содержанием гравия в среднем 28 %, валунов – 2 %, с прослоями и линзами разнозернистых песков. Запасы по категориям С₁ – 955 тыс. м³, С₂ – 1849 тыс. м³.

По песчано-гравийному материалу участок представляет собой камовый массив, сложенный водно-ледниковыми отложениями гравийно-песчаного материала с включением незначительного количества валунов. Верхняя граница полезной толщи совпадает с рельефом поверхности. Полезная толща представлена песками различной крупности с гравием и валунами. Среднее содержание гравия – 17 %, валунов – 4 %, песка – 79 %. Полная мощность полезной толщи – от 0,4 до 26,7 м. Запасы месторождения по категориям А+В+С₁ – 3056 тыс. м³, забалансовые – 3181 тыс. м³.

На территории Республики Карелия песчаный, гравийно-песчаный и валунно-гравийно-песчаный материал всех месторождений пригоден для дорожного строительства. Песок, гравий, щебень из валунов некоторых месторождений пригодны для получения морозостойких и обычных бетонов, а также асфальтобетонов.

Согласно действующим классификациям, абсолютное большинство месторождений песка и ПГМ на территории Республики Карелия, является малыми. В разряд крупных и средних попадают лишь месторождения Ниясьярви – 126 227 тыс. м³, Сальпаусселькя – 61 063 тыс. м³, Кивиюя – 48 912 тыс. м³, Эссойла-2 – 23 614 тыс. м³, Хуканойское – 22 440 тыс. м³, Гимольское – 14 532 тыс. м³, Лендеры – 10 466 тыс. м³, Пряжинское – 10 318 тыс. м³.

Месторождение Сальпаусселькя расположено в Сортавальском районе в 24 км от ж.-д. ст. Кааламо. Месторождение приурочено к северной части од-

ноименной гряды конечноморенного генезиса. Полезная толща вскрытой мощностью 2 м сложена песками различной крупности и гравийно-песчаным материалом с валунами: валуны – 6 %, гравий – 16 %, песок – 78 %. Средняя мощность вскрыши – 1,8 м. Запасы по категориям В + С₁ – 21 536 тыс. м³, С₂ – 39 527 тыс. м³.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кварциты

На карте полезных ископаемых показаны два крупных месторождения кварцитов, одно среднее, три малых и 28 проявлений. Государственным балансом учтены месторождения Голодай-Гора Северный (IV-9-11), Метчанг-Ярви (II-7-3), Ровское (V-9-1), Шокшинское (IV-10-6), Шокшинское-2 (IV-10-9), и Рыборецкое (V-10-9) [181]. Из них эксплуатируются лишь Голодай-Гора, Рыборецкое, Шокшинское. Кварциты при необходимости могут быть использованы в химической промышленности в качестве кислотоупора, в стекольной – для изготовления стекла, в металлургической промышленности – как флюсовый материал.

Месторождение Шокшинское (IV-10-6) известно своим исключительно красивым малиновым камнем. Месторождение расположено в Прионежском районе, на берегу Шокшинской губы Онежского озера, в 5 км к северу от дер. Шокша. Месторождение приурочено к восточному крылу Шокшинской синклинальной структуры, сложенному кварцитами и песчаниками шокшинской свиты нижнего протерозоя. В основании толщи залегают красные кварциты (средняя мощность 7 м), выше – горизонт малиновых кварцитов (средняя мощность 4 м). В качестве облицовочного материала оценивались малиновые кварциты. Они представляют собой плотную, сливную, однородную породу, состоящую в основном из кварца (95 %), в небольшом количестве присутствуют микроагрегаты кремния и халцедона (2–3 %), серицита (0,5–1 %), гидроокислы железа, единичные зерна турмалина, циркона, рутила. Химический состав (%): SiO₂ – 84,82–96,94; Al₂O₃ – 1,13–7,79; Fe₂O₃ – 0,44–3,49; CaO – 0,20–0,46; MgO – 0,19–0,92; R₂O – 0,4–1,59; SO₃ – 0,02–0,03; ппп – 0,2–0,48.

Физико-механические свойства кварцитов: объемная масса – 2,63 г/см³; водопоглощение – 0,03–0,38 %; предел прочности при сжатии (кг/см²): в сухом состоянии – 2790, в водонасыщенном – 2280, после замораживания – 2170; коэффициент размягчения – 0,87–0,95; сопротивление удару на копре Пэджа – 15 ударов.

Малиновые кварциты характеризуются высокой декоративностью, полируются до зеркальной поверхности, являются прекрасным декоративно-облицовочным материалом; кроме того, они пригодны для жаростойкой футеровки и мелющих тел. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А + В + С₁ составляют 1375 тыс. м³.

Сырье для каменного литья

В качестве источника сырья для петрургии на территории листа имеется единственное месторождение пироксеновых порфиринов Хавчозерское

(Ш-9-28), два рудопроявления пикробазальтов (Линдаваарское, Ш-8-51 и Лингорское, Ш-9-37), а также рудопроявление амфиболитов Восточное (IV-7-12).

Месторождение Хавчозерское (Ш-9-28) расположено на берегу оз. Хавчозеро и сложено пластообразным телом северо-западного простирания длиной до 1800 м, средней шириной 100 м, при средней мощности 22 м. Пироксеновые порфириты как петруггическое сырье отличаются рядом ценных технологических свойств: достаточной однородностью химического состава, мелкозернистостью, отсутствием тугоплавких включений, что обеспечивает легкость плавления и гомогенизацию расплава, обладают высокой кристаллизационной способностью. Используется моношихта порфиритов с добавкой 2 % хромистого железняка в качестве минерализатора. Из расплава хорошо кристаллизуются как фасонные изделия, отлитые в земляные формы, так и трубы, отлитые центробежным способом.

Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А+В+С₁ оцениваются как 9406 тыс. м³.

Глины красочные и другие минеральные краски

Минеральные краски связаны с отложениями четвертичного возраста и представлены красящими песками и глинами (земляные краски) и болотными железными рудами биогенного происхождения. По содержанию окиси железа и по цвету различают следующие виды пигментов: охры, мумии, умбры, сурика, сиены, марсы. Большинство месторождений и проявлений расположено между Ладожским и Онежским озерами в окрестностях г. Санкт-Петербурга. На карте показаны три средних месторождения, 17 малых и 15 проявлений.

Ранее разрабатываемое *месторождение Половининское* (IV-8-23) расположено в Пряженском районе Карелии в 0,8 км к северо-северо-востоку от дер. Половина. Месторождение приурочено к третьей надпойменной террасе и представлено линзообразной залежью размером 560 × 150 м, средней мощностью 0,6 м.

Земляная краска залегает под почвенно-растительным слоем мощностью 0,05–0,1 м и подстилается аллювиальными и моренными песками и делювиальными супесями. Эта краска является продуктом разрушения оолитов бобовых болотных руд. По всему разрезу краска достаточно чистая, почти не содержит прослоев песка и органики. В зависимости от степени разрушения оолитов сырье в нижней части залежи желтовато-коричневое, комковатое, в верхней – красно-коричневое, рыхлое, во влажном состоянии – пластичное, жирное на ощупь. Неразрушенная железная болотная руда в виде лимонитовых оолитов сохраняется лишь в юго-восточной части месторождения, на двух небольших участках. Выделены следующие типы пигмента: марс темный, в отдельных слоях – марс светлый и умбра жженная; архангельская коричневая – в центральной и северо-восточной частях залежи. Присутствие местами гидроокисных соединений марганца придает пигменту холодные сине-черные оттенки. Содержание пигмента в красящем сырье в среднем 66,1 %. Запасы на 1.01.2014 г. по категориям А+В+С₁ – 34,49 тыс. т, забалансовые – 53,03 тыс. т.

Сапропель

На территории листа из многочисленных месторождений сапропеля вынесены на карту только залежи с балансовыми запасами более 100 тыс. т (всего тридцать семь месторождений, из них восемь средних и тридцать одно малое). Озерные месторождения Ленинградской области и Республики Карелия обладают наибольшими запасами сапропеля силикатного класса. Большие запасы сапропеля силикатного класса разведаны в оз. Вишневское Выборгского района. Этот класс сапропеля может быть использован только как мелиорант для улучшения почв. На втором месте стоит сапропель органо-силикатного класса, затем железистого класса, а органический и карбонатный встречаются в меньшем количестве.

Месторождение Тамбо-озеро (I-9-21) расположено в 14 км северо-восточнее г. Сегежа, на побережье Выгозера. Мощность сапропеля максимальная – 6,1 м, средняя – 2,63 м. Общие запасы сапропелей – 1141 тыс. т, преобладают сапропели органо-силикатного (42,1 %) и железистого (41,9 %) классов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

Основные задачи использования подземных вод на территории листа – обеспечение водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий, а также развитие курортов на минеральных лечебных водах и лечебных грязях.

Минеральные подземные воды и грязи лечебные

На территории листа известны два средних месторождения железистых и хлоридно-натриевых минеральных вод, три проявления бромных, радоновых, и сероводородных вод, вскрытых скважинами и источниками и три средних месторождения лечебных грязей.

На базе железистых вод функционирует курорт «Марциальные Воды», расположенный в 54 км севернее г. Петрозаводск. Подземные воды *одноименного месторождения (Ш-8-50)* выходят на поверхность в виде источников. Для их эксплуатации пробурены четыре скважины глубиной от 8 до 15 м. Воды приурочены к зоне трещиноватости в породах заонежской и суйсарской свит раннего протерозоя, перекрытых маломощным чехлом четвертичных отложений. Водовмещающие породы в районе месторождения характеризуются наличием тектонических нарушений, что определяет интенсивность гидродинамических процессов, способствующих растворению пирита в шунгитах заонежской свиты и обогащению подземных вод железом. Эксплуатационные запасы месторождения, по данным Л. С. Бжезинской [200], определены в 15,6 м³/сут. В описанных подземных водах установлен радон до 7 нКи/л. Прочие сведения о минеральных водах курорта «Марциальные воды» приведены в гл. «Гидрогеология».

В районе месторождения железистых вод имеются минеральные лечебные грязи, генетически связанные с источниками. Грязи приурочены к озерным

депрессиям, в которых происходит разгрузка железистых вод. В районе дер. Дворцы наиболее перспективной по залежам лечебных грязей является котловина оз. Габозеро. Здесь в грязях содержится сернистое железо и сероводород до 2 мг на 100 г свежего ила.

Месторождение Габозеро (Ш-8-62) расположено в северной части акватории одноименного озера, в 2 км южнее месторождения Марциальные Воды. Мощность отложений продуктивной толщи пелоидов достигает 4,3 м. В разрезе выделяются (сверху вниз): черные, темно-серые и коричневые сапропелевые слои. Лечебные грязи относятся к группе сапропелевых, классу пресноводных сульфидных и выделены в самостоятельную «габозерскую» разновидность, для которой характерны: минерализация грязевого раствора – не более 1 г/дм³, содержание сульфидов в естественной грязи 0,01–0,5 %, зольность (на сухое вещество) 60–90 %; рН – 6–8, Eh – минус 500, влажность – 75–90 %, объемный вес – 1,1–1,4 г/см³, теплоемкость – 0,7–0,9 кал/град. Бальнеологически наиболее ценные черные илы содержат до 0,32 % сульфидов железа и 3–26 % органического вещества, в составе которого установлены (%): растворимые и легко гидролизуемые соединения (до 67), гуминовые кислоты (до 14), фульвокислоты (около 10), лигнин (около 5). Грязевый раствор имеет близкую к нейтральной реакцию (рН – 6,85–7,2), в анионном составе преобладают гидрокарбонаты и сульфаты, в катионном – кальций, магний и железо. Генетически габозерские лечебные грязи связаны с железистыми сульфатсодержащими водами месторождения Марциальные Воды. Грязи широко используются для лечения в санатории «Марциальные Воды».

Месторождение Малая Линдаламба (Ш-8-63) расположено в 9,5 км юго-восточнее месторождения Габозеро, сформировалось в аналогичных условиях и весьма сходно с ним по геологическому строению, запасам и характеристике лечебных грязей. В настоящее время месторождение не эксплуатируется.

Хлоридно-натриевые воды с минерализацией 1–6 г/л без «специфических» компонентов широко распространены в отложениях верхнего венда. Наиболее хорошо изучен в гидрогеологическом и бальнеологическом отношении этот тип вод на *месторождении Сестрорецкое (VI-4-38)*. Эти воды залегают в песчаниках редкинского горизонта венда на контакте с кристаллическими породами фундамента и гидравлически связаны с водами последнего. Глубина залегания – 63–165 м. Минерализация воды – 1,1 г/дм³. Вода содержит бром (4–10 мг/л), иод (0,4–0,5 мг/л), НВО₂ (2,3–3,0 мг/л), радий (0,0015 мг/л). Запасы, утвержденные ГКЗ в 1986 г., составляют по Сестрорецкому курорту 10 700 м³/сут, по курорту Дюны – 10 432 м³/сут.

На территории Карелии известны проявления радоновых вод. Они приурочены к зонам трещиноватости в интрузиях гранитоидов и к корам выветривания и распространены на глубинах преимущественно до 50–100 м.

Проявление Деревня Песчаное (Ш-10-36) расположено в 2 км северо-восточнее дер. Песчаное. Минеральные воды, вскрытые структурно-картировочной скважиной, связаны с зоной трещиноватости в архейских гранитоидах, находящейся в интервале глубин 134–137 м. По общей минерализации (0,497 г/дм³) подземные воды относятся к пресным, по типу – к гидрокарбонатным натриево-магниевым-кальциевым. Содержание радона, равное

60 нКи/л, позволяет рассматривать их как минеральные. Воды – напорные, дебит самоизливающей скважины составляет 0,2–1,0 л/с.

Питьевые пресные воды

На территории листа вынесено на карту 31 малое месторождение питьевых пресных вод, с запасами, утвержденными ГКЗ или ТКЗ. Водоснабжение Северо-Западного региона базируется преимущественно на поверхностных водах, доля которых в общем балансе хозяйственно-питьевого водопотребления составляет более 95 %. Современное состояние гидрогеологической изученности позволяет оценить как 100 % обеспеченность разведанными запасами подземных вод текущей и перспективной водопотребности г. Санкт-Петербург и населенных пунктов Карельского перешейка: месторождения Рощинское (VI-4-6), Приветнинское (VI-4-36), Молодежное (VI-4-35), Зеленогорское (VI-4-34), Репинское (VI-4-9), Солнечное (VI-4-37). На территории Ленинградской области, входящей в площадь листа, водоснабжение г. Подпорожье осуществляется почти полностью за счет подземных вод (месторождение Подпорожское, V-9-3).

В Республике Карелия наибольшее практическое значение водоснабжения подземные источники имеют в Олонецком районе. На них базируется водоснабжение г. Олоонец, а также пос. Ильинский (месторождение Олонецкое, V-7-3). Частично хозяйственно-питьевое водоснабжение г. Петрозаводск осуществляется за счет эксплуатации месторождения Лососинское, уч. Южный (IV-9-6).

Большинство эксплуатируемых промышленных месторождений питьевых подземных вод расположено в гидрогеологических подрайонах Карельского и Онежско-Ладожского перешейков, где на фундаменте залегает водоносный комплекс верхневендских отложений, представленный в верхней части преимущественно глинистыми породами (котлинское время), а в основании – песчано-гравийными отложениями (редкинское время). С водами редкинского горизонта связаны Репинское и Рощинское месторождения, с водами котлинского горизонта – Подпорожское и Олонецкое.

Водоносный комплекс четвертичных отложений содержит значительные ресурсы пресных подземных вод (Зеленогорское, Молодежное, Солнечное, Приветнинское месторождения). Наибольший практический интерес в нем представляют межморенные озерные, аллювиальные и флювиогляциальные отложения, а также отложения различных генетических типов, выполняющие древние долины стока.

Эксплуатируемые пресные воды вендских отложений имеют гидрокарбонатный натриевый состав с минерализацией 0,07–0,17 г/дм³, воды четвертичных отложений – гидрокарбонатный магниевый-кальциевый натриевый, хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав с минерализацией 0,17–0,2 г/дм³.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Вопросы региональной минерагении подробно рассмотрены во многих публикациях [7, 28, 42, 52, 53, 61, 62, 86, 118, 111, 112, 210]. Территория листа входит в состав двух минерагенических провинций – Русской плиты и Карело-Кольской, что совпадает с основными элементами тектонического районирования региона. Минерагенические таксоны, показанные на карте полезных ископаемых, ограничивают территории, в пределах которых комплексно проявлены региональные факторы рудоносности. Основными из них для минерагенических провинций являются:

- наличие металлогенических специализированных комплексов (осадочных, вулканогенных, интрузивных), служащих источником рудного вещества;
- наличие проницаемых структурных зон, служащих подводщими каналами для расплавов и/или флюидов;
- наличие рудоносных метасоматитов, преимущественно средне- и низкотемпературных;
- полихронность рудообразования (перераспределение архейских рудных концентраций в протерозойское время, что приводит к обогащению руд).

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 простираие минерагенических зон, локализация рудных узлов в местах пересечения разновозрастных флюидно-проницаемых зон.

Метасоматические процессы играют значительную роль в формировании металлогенической зональности в докембрии региона. Повышенная флюидонасыщенность магматических и метаморфических процессов в выделенных металлогенических зонах предопределяет специфические условия их протекания. Собственно, метасоматические процессы в этих тектонических структурах протекают гораздо более интенсивно (содержание метасоматитов увеличивается на 1–2 порядка) и формируют дифференцированную метасоматическую зональность (кислотные–основные–щелочные фации). Геохронологи-

чески определенный возраст метасоматитов позволяет коррелировать группы рудоносных проявлений в различных геологических структурах.

Таким образом, основные черты докембрийской минерагении региона определяются контрастным сочетанием оруденения различного возраста и генезиса в составе выделенных минерагенических зон и узлов. Широко проявленные процессы перераспределения рудного вещества во флюидопроницаемых зонах, несмотря на глубокий уровень эрозионного среза, позволяют рассматривать это обстоятельство как одну из главных минерагенических закономерностей данной территории.

Минерагеническое значение эндогенных процессов в позднем докембрии и фанерозое для территории листа в настоящее время еще недостаточно исследовано. Имеются основания предполагать, что эти эпохи не исчерпываются наличием многочисленных бокситовых объектов. Высокую перспективность имеют проявления алмазов (лампроиты, кимберлиты и туффзиты), погребенные россыпи и потенциально рудоносный геохимический барьер контакта докембрийского фундамента и фанерозойского платформенного чехла.

Для учета промышленной значимости и оценки перспектив развития минерально-сырьевой базы наибольшее внимание было уделено перспективным видам полезных ископаемых и отражению комплексности металлогенической специализации, характерной для докембрийских геологических структур региона. При оценке перспективности рудных объектов авторы основывались на анализе многочисленных современных публикаций по минерально-сырьевым ресурсам Северо-Запада РФ.

На карте полезных ископаемых и карте закономерностей размещения полезных ископаемых выделены одна минерагеническая область, девять минерагенических и потенциальных зон (МЗ, ПМЗ), 10 рудных (РР) и потенциальных рудных (ПРР) районов, а также 17 рудных и потенциально рудных узлов (РУ, ПРУ). При выделении минерагенических зон учтены все главные факторы рудоносности. Количество рудных объектов отражает интенсивность процессов рудообразования.

ЭПОХИ И ЭТАПЫ МИНЕРАГЕНЕЗА

На территории листа основные процессы рудообразования происходили во время позднеархейской, раннепротерозойской, позднепротерозойской и палеозойской минерагенических эпох с присущей им минерагенической зональностью. Под минерагенической эпохой понимается длительный возрастной интервал развития, в ходе которого формируется закономерный ряд эндогенных и экзогенных полезных ископаемых.

В **позднеархейскую** (лопийскую, 3,05–2,5 млрд лет) минерагеническую эпоху в пределах Карельской минерагенической субпровинции были сформированы месторождения и рудопроявления железа, серного колчедана, золота, молибдена, меди, никеля. Эти рудные объекты локализованы в архейских зеленокаменных поясах и в их непосредственном обрамлении. Позднеархейская региональная минерагеническая зональность определяется наличием в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области разновозрастных и

разнопорядковых зеленокаменных поясов двух типов. Для первого характерно серноколчеданное и медно-никелевое оруденение, для второго – железистые кварциты. В метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексах зеленокаменных поясов с прорывающими их гранитоидами и разнообразными метасоматитами локализованы характерные рудные формации – колчеданные, колчеданно-полиметаллические, медно-молибденовые, золото-сульфидные, золото-кварцевые. Гидротермально-метасоматические преобразования имели существенное значение или были ведущими в формировании многих рудных объектов. В некоторых металлогенических зонах проявлены как позднеархейские, так и поздне-раннепротерозойские процессы.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В ранний сумийско-сариолийский 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 медно-никелевые, хромовые руды, а также благородно-металлическая минерализация (включая элементы платиновой группы). В Шомбозерско-Лехтинском рудном районе фиксируются золото-сульфидно-кварцевые жилы.

В ятулийский этап (2,3–2,1 млрд лет) происходит главным образом накопление сингенетических концентраций меди и золота в вулканогенных и терригенных образованиях. Более значительные концентрации золота и меди в кварцитопесчаниках 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, калевия и вепсия (терригенные, карбонатно-вулканогенные, черносланцевые и другие породы). Интрузии людиковийских прогибов представлены габбродолеритами, долеритами, специализированными на железо, титан, ванадий и ЭПГ. Полифациальный региональный метаморфизм свекофеннского возраста и связанный с ним метасоматоз оказали существенное влияние на регенерацию, перекристаллизацию и формирование новых гидротермально-метасоматических типов руд. В этот период образуются серии метасоматитов, различающиеся своей минерагенической специализацией, которая зависит от термодинамических условий их образования. Золоторудные объекты в протерозойских структурах локализуются в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД), сдвиговых зонах, в метасоматитах альбитит-березитового ряда, представлены золотосульфидной и золото-кварцевой формациями.

В раннем протерозое 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.

Позднепротерозойская (рифейская) минерагеническая эпоха (1,65–1,5 млрд лет). Началу этой эпохи предшествовал длительный тектонический перерыв. Наиболее значительными минерагеническим событием этого времени явилось формирование крупных и гигантских месторождений урана региональных поверхностей несогласий (Канадский и Австралийский щиты). В связи с этим поверхности предрифейского и предвендского несогласий остаются неоцененными, за исключением района уранового месторождения Карку в восточном Приладожье. Другим важным событием на территории листа явилось формирование комплекса гранитов рапакиви и связанных с ним рудных объектов олова, цинка и других редкометаллических элементов в скарнах и грейзенах.

Минерагения **палеозойской эпохи** с характерным для нее комплексом месторождений и проявлений рудной минерализации обусловлена стратиформными рудными объектами фосфоритов, урана и, 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.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

По своему масштабу минерагенические зоны примерно соответствуют главным региональным структурам, определяющим геологическое строение территории. К их числу относятся зеленокаменные пояса позднего архея, раннепротерозойские синклинии, грабен-синклинали, приразломные синклинали, зоны глубинных разломов, складчато-разрывных дислокаций, зоны сочленения тектонических областей с интенсивно проявленными магматическими, метаморфическими и метасоматическими образованиями, зоны палеозойской тектоно-магматической активизации.

Минерагенические зоны с учетом специфических особенностей каждой субпровинции разделены по возрасту на архейские, архейско-протерозойские, протерозойские, протерозойско-палеозойские и палеозойские. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, данные о прогнозируемых объектах полезных ископаемых и их прогнозных ресурсах приведены в прил. 2–4.

Карело-Кольская минерагеническая провинция

Карело-Кольская минерагеническая провинция состоит из трех субпровинций: Карельской, Свекофеннской и Беломорской. Главными рудоконцентрирующими структурами Карельской субпровинции являются архейские зеленокаменные пояса и раннепротерозойские осадочно-вулканогенные прогибы. Эта генеральная закономерность отчетливо видна на приведенной карте полезных ископаемых. Разделяющие их блоки архейского фундамента, сложенные комплексом пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава

ва, являются практически безрудными. Усложнение строения разрезов этих структур, полнота самих разрезов, чешуйчато-покровный стиль тектоники с развитием зон складчато-разрывных дислокаций, несомненно, способствуют увеличению степени рудоносности.

Свекофеннская минерагеническая субпровинция характеризуется гетерогенным строением. Главной рудоконцентрирующей структурой является Северо-Ладожская (Свирско-Янисъярвинская) перикратонная зона (краевой прогиб), сложенная породами людиковийско (сортавальская серия) и калевийского (ладожская серии) времени, метаморфизованными в условиях от зеленокаменной до амфиболитовой фаций умеренных давлений, которые обрамляют гранито-гнейсовые купола позднеархейского возраста, а также многочисленными интрузивными комплексами основного и кислого составов. Выборгский и Лахденпохский блоки, в строении которых преобладают гранулитогнейсовые комплексы, значительно менее рудоносны.

Беломорская минерагеническая субпровинция занимает на территории листа незначительную площадь на его северо-востоке и нами в дальнейшем не рассматривается.

Карельская субпровинция

Минерагенические и рудные узлы позднеархейского возраста

Вблизи границы с Финляндией располагается **Ялонваара-Иломанси-Тулосская золото-молибденовая минерагеническая зона 1 Mo, Au/AR_2** , соответствующая одноименному зеленокаменному поясу (ЗКП). На территории России эта зона прослеживается на 180 км, ее большая часть находится на территории Финляндии, где расположены золоторудные месторождения зоны Иломанси Валкеасуо и Пампало (разрабатывается) со средними содержаниями золота – 3,7 и 6,8 г/т и с запасами – 17,5 и 6,12 т соответственно. Протяженность отрезка Ялонваарской зеленокаменной структуры (ЗКС) на территории России – 40–45 км. Ориентирована она в субмеридиональном направлении. Геологическое строение отрезка зоны на территории РФ соответствует геологической позиции указанных выше месторождений, а прямые признаки золотоносности (пункты минерализации золота с содержаниями до 20 г/т) подтверждают возможность нахождения на прогнозируемой площади малых и средних по размеру месторождений золота. Кроме того, Ялонваарская ветвь зеленокаменного пояса Ялонваара–Иломанси–Тулос представляет собой гранит-зеленокаменную ассоциацию, в пределах которой лопийский супракрустальный комплекс интродуцирован комплексом малых по размеру интрузивных массивов диорит-гранодиорит-гранитового состава с молибденовой специализацией. В южной части этой минерагенической зоны к ареалу развития таких массивов приурочен Ялонваарский молибденовый рудный узел. Его перспективы связываются с возможностью обнаружения здесь объектов штокверкового типа. Северное окончание зоны находится в районе озер Лексозеро–Тулос. Металлогеническая специализация разнообразна – Au, Mo, Cu, S. Все рудопоявления приурочены к лопийским структурам.

В Ялонваара-Иломанси-Тулосской МЗ располагается **Ялонваарский золото-молибденовый потенциальный рудный узел 1.0.1 Mo, Au**, специализированный на Mo, Au, Cu, площадью 220 км². Он представляет собой гранит-зеленокаменную ассоциацию, в пределах которой лопийский супракрустальный комплекс интродуцирован комплексом малых по размеру интрузивных массивов диорит-гранодиорит-гранитного состава с молибденовой специализацией. В южной части перспективной площади к ареалу развития таких массивов приурочены рудопоявления молибдена. Его перспективы связываются с возможностью обнаружения здесь объектов штокверкового типа.

В пределах ПРУ интрузивные массивы контролируются серией зон секущих разломов северо-восточного простирания. Проявления молибденовой минерализации присутствуют как в гранитах, так и во вмещающих их породах (Хатуноя, Ялонваара) с содержаниями в среднем 0,045 %, иногда до 1,83 % (Хатуноя-1). На проявлении Хатуноя развиты кварцевые жилы с тонкодисперсным молибденитом. Молибденовая минерализация на проявлении Ялонваара развита в кварц-серицитовых сланцах, окружающих одноименную малую интрузию порфиroidных гранитов и гранит-порфиров. Она представлена тонкой рассеянной вкрапленностью молибденита и кварцевыми прожилками с тонкодисперсным молибденитом. Рудная минерализация представлена также пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном и др. Зоны молибденовой минерализации прослежены по простиранию на 600 м и по падению на 200 м. В пределах массива выделяются северо-восточный и юго-западный участки с шириной минерализованных зон от первых метров до 70 м. Содержание молибдена в породах рудоносных участков колеблется в пределах 0,00п–0,4 %. Перспективы рудного поля связаны с возможностью обнаружения здесь штокверкового оруденения и могут быть реализованы, в первую очередь, в процессе доизучения проявления Ялонваара.

Золоторудная минерализация (содержания – от 0,3 до 20 г/т) связана с широким развитием гидротермально измененных пород (окварцевание, серицитизация) и рассеянной пиритовой минерализацией. С вулканогенно-осадочными породами ялонваарской свиты среднего лопия связаны серноколчеданные рудопоявления. По ним развивается регенерированная золоторудная минерализация.

Прогнозные ресурсы категории P₃ в количестве 50 т золота и 30 тыс. т молибдена утверждены ЦНИГРИ в 2003 г. Несмотря на то, что Ялонваарский рудный узел отнесен к объектам второй очереди, на его территории проводились поисковые работы на молибден и золото.

Перспективы зоны определяются возможным обнаружением рудных объектов на северном продолжении зеленокаменной структуры Иломанси (юго-восточная Финляндия), а также необходимостью доизучения Ялонваарского потенциального рудного узла с целью обнаружения среднemasштабных комплексных месторождений.

Гимольско-Костомукшская золото-железородная минерагеническая зона 2 Fe, Au/AR₂ располагается в западной части территории в границах одноименного лопийского зеленокаменного пояса. Она имеет ярко выраженную железородную специализацию. Большая ее часть и крупные месторождения

железа находятся на смежном листе – Q-36. Потенциальное значение этой зоны весьма значительно, поскольку здесь совмещены все три главных фактора рудоносности (осадочно-вулканогенный, магматогенный, метасоматический). Данная зона, имея субмеридиональное простирание, прослеживается на 190 км при ширине 10–20 км.

Главные рудные объекты, включая малые и средние месторождения железа Межозерское и Гимолы-I сосредоточены в **Гимольском железорудном узле 2.0.1 Fe**. В его строении участвуют контрастные по составу слюдяные, амфиболовые сланцы и гнейсы по вулканитам среднего и кислого состава и терригенным породам межозерской свиты гимольской серии верхнего лопья, перекрытыми гранитными и полимиктовыми конгломератами. Породы гимольской серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций повышенных давлений. Породы разреза прорваны гранодиоритами, гранитами и пегматитами, образуют несколько сложных складок с крутым падением крыльев на запад-юго-запад при простирании осей, близком к меридиональному. Залежи железистых кварцитов приурочены к крыльям синклинальных складок. По содержанию растворимого железа, которое в среднем составляет 32,76 %, руды месторождения относятся к категории бедных, нуждающихся в обогащении. Забалансовые запасы Гимольского ПРУ составляют 69,481 млн т [81]. С пегматитами, гранитами и метасоматитами по ним связаны рудопроявления молибдена и урана.

Семченско-Хаутоваарская серноколчеданно-золоторудная минерагеническая зона 3 Au,py,pyr/AR₂ соответствует западной ветви Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (межблоковой зоны). Здесь широко проявлены метасоматические процессы по минерагенически специализированным вулканитам и сланцевым комплексам. Зона имеет гетерогенное строение, в южной части она срезается Салминским плутоном гранитов рапакиви. На севере она ограничена протерозойской Центрально-Карельской МЗ. Таким образом, ее протяженность составляет 120 км при максимальной ширине 30 км. В состав зоны входят Хаутоваарская зеленокаменная структура (синклинорий) и Семченская синклиналь, частично перекрытая Янгозерской протерозойской синклиной.

Особо выделяется **Хаутоваарский серноколчеданно-золоторудный узел 3.0.1 Au,py,pyr**. В Хаутоваарском РУ в 2007–2014 гг. были открыты месторождения золота Новые Пески и Хюрсюльское, учитываемые Государственными балансом с запасами категории С₂ в количестве 1077 тыс. т руды и 230 кг золота (Новые Пески) и 821 тыс. т руды и 208 кг золота (Хюрсюльское). Кроме того, известны семь золоторудных проявлений, месторождения серного колчедана, 16 пунктов минерализации элементов-индикаторов золоторудной и молибденовой минерализации, два пункта минерализации меди с содержаниями до 1,06 %, два пункта минерализации серебра с содержаниями 30 и 174 г/т и 12 пунктов комплексной полиметаллической минерализации, в которых содержания серебра – от 8 до 40 г/т, свинца – до 2,48 %, цинка – до 13,1 % и меди – до 0,35 %.

В Хаутоваарском РУ известно семь проявлений золота. Параметры рудных тел обоснованы бурением и геофизическими исследованиями, что позволяет оценивать ресурсы РУ по категории Р₂. Проявления Хаутоваарское и

Центральное, ресурсы золота которого по категории P_2 , апробированные в ЦНИГРИ (по состоянию на 2003 г.), составляют 20 т. Проявление Хаутоваарское контролируется субмеридиональной зоной интенсивного окварцевания и березитизации в катаклазированных плагиогранитах Хаутоваарского комплекса. Золотое оруденение связано с кварцевыми жилами. Содержания золота в них – от 0,06 до 10 г/т.

Косвенными признаками может считаться наличие 16 пунктов минерализации элементов-индикаторов золоторудной и молибденовой минерализации, в т. ч. два пункта минерализации меди с содержаниями до 1,06 %, два пункта минерализации серебра с содержаниями 30 и 174 г/т и 12 пунктов комплексной полиметаллической минерализации, в которых содержания серебра варьируют от 8 до 40 г/т, содержания свинца достигают 2,48 %, цинка – 13,1 % и меди – 0,35 %, а также интенсивная сульфидизация и окварцевание рудовмещающих пород. Проявлены первичные и вторичные ореолы рассеяния Au.

Полихронные минерагенические зоны, рудные районы и узлы архейско-протерозойского возраста

К полихронным отнесены металлогенические зоны, приуроченные к архейским структурным элементам, испытавшим активизацию в протерозойское время. В северо-восточной части листа выделяется фрагмент **Восточно-Карельской потенциальной хром-никель-золоторудной минерагенической зоны 4 Au,Ni,Cr/AR₂-PR₁** (Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс с существенно вулканогенным характером разреза, в составе которого присутствуют метаморфизованные базальты, коматиитовые базальты, коматииты, реже кислые вулканы, сланцы по туфам и туффитам, в т. ч. и графитсодержащие). Зона прослежена на 100 км при ширине 30–40 км. Она фиксируется относительно редкими проявлениями никеля, меди и золота.

В ее пределах выделяется **Сумозерско-Каменноозерский медно-никелево-золоторудный потенциальный район 4.1 Au,Ni,Cu**. Его рудный потенциал был сформирован на среднелопийском этапе и связан со становлением зеленокаменных поясов. Сумозерско-Каменноозерский медно-никелево-золоторудный район пространственно соответствует каменноозерской зеленокаменной структуре. Определяющими специализацию района полезными ископаемыми являются золото, никель, медь, присутствуют висмут и серноколчеданные руды.

Главным фактором рудообразования является магматический. В формировании золотого оруденения большую роль играют проявления кислого магматизма, широко развитые на площади. С комплексами среднелопийских плагиогранитоидов связана пропилитизация вмещающих вулкаников, которая способствовала высвобождению рудных компонентов, находившихся во вмещающих породах в виде изоморфных примесей [65].

Наиболее важная рудогенерирующая роль принадлежит комплексу даек андезит-дацит-риолитового состава. С зонами их развития связаны золоторудные объекты различной значимости. При этом золотое оруденение локализуется преимущественно в экзо- и эндоконтактах дайковых тел.

Концентрация рудных объектов возрастает в пределах входящего в состав ПРР **Вожозерско-Савинского потенциального золоторудного узла 4.1.1 Au**. Его специализация определяется проявлениями золота, меди и колчеданных руд. Он объединяет одно Щучинское проявление и три пункта минерализации золота, а также потенциально перспективные участки, характеризующиеся вышеперечисленным набором рудоконтролирующих факторов. В связи с тем, что поисковые работы [137, 138] на этой части площади были направлены на выявление преимущественно медно-никелевых объектов, она слабо опоискована на золото. Учитывая присутствие вскрытых скважинами дайковых тел кислого состава рыбозерского комплекса, мощных зон метасоматитов березит-лиственитового ряда с сульфидной минерализацией и прослоев вторичных кварцитов, существует большая вероятность обнаружения новых участков золотого оруденения.

Самостоятельное значение имеют рудные районы, не входящие в контуры минерагенических зон.

В северной части листа находится фрагмент **Шомбозерско-Лехтинского золото-серноколчеданно-молибденового рудного района 0.1 Mo,py,Au/AR₂-PR₁**. Как следует из его названия, основная часть рудного района находится на территории смежного листа Q-36. На территории листа P-36 (район городов Надвоицы–Сегежа) минерагения района определяется сочетанием колчеданной минерализации, молибдена и золота. Локально проявленные протерозойские процессы в обрамлении зеленокаменных структур этого района придают особую сложность геологическому строению и минерагении, а также добавляют в ее состав Cu, Ag, Pb, Zn. Основные запасы и прогнозные ресурсы молибдена и серного колчедана локализованы на листе Q-36.

Южно-Выгозерский потенциальный золоторудный район 0.2 Au/AR₂-PR₁ имеет овальную форму (размер 40 × 50 км) и располагается в бассейне р. Выг. В его пределах наибольшая концентрация проявлений рудной минерализации сосредоточена в **Заломаевско-Рыбозерском потенциальном золоторудном узле 0.2.1 Au** с характерным пространственным сочетанием проявлений никеля, золота с концентрациями хрома.

В целом для Южно-Выгозерского рудного района характерна контрастная рудная специализация. Она определяется сочетанием Ni, Au, Cu, Co и Cr, а также асбеста и талька. В окончательном формировании руд большую роль сыграли свекофеннские метасоматические процессы. В остальных рудных узлах определяющим рудным элементом является золото при подчиненном распространении никеля и хрома. Основные перспективы района связываются с возможностью открытия промышленных месторождений золота в метасоматитах лиственит-березитовой ассоциации.

Системами разломов субмеридионального–северо-западного простирания глобокого мантийного заложения определяется размещение гипербазитовых интрузий каменноозерского комплекса, несущих медно-никелевую и хромитовую минерализацию.

Прямые признаки золоторудной минерализации на площади представлены золоторудными объектами различной значимости – малым месторождением, проявлениями и пунктами минерализации и первичными геохимическими ореолами. Отмечаются также такие косвенные признаки, как вторичные гео-

химические ореолы и шлиховые ореолы золота. К косвенным признакам относятся и выделенные геофизическими методами (метод ВП) линейные аномалии, интерпретируемые как зоны сульфидизации.

Заломаевско-Рыбозерский золоторудный узел 0.2.1 Au характеризуется металлогеническим и признаковым подобием для ведущего золотого типа оруденения. В его пределах расположены одно малое Рыбозерское месторождение, 12 проявлений, ряд пунктов минерализации со значимыми содержаниями золота, которые сопровождаются первичными и вторичными геохимическими ореолами, и большим количеством точечных геохимических проб с повышенными содержаниями золота в рыхлых отложениях.

Территория РУ отличается большей насыщенностью разреза интрузивными телами каменноозерского и рыбозерского комплексов, а также более высокой степенью тектонической, метасоматической проработки пород с разнообразным интенсивно проявленным набором метасоматитов. Эти отличия, приведшие к локализации малого Рыбозерского месторождения, обусловлены структурно-тектонической позицией Рыбозерской ветви Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры и высокой степенью тектонической активности. В его пределах известны золото-сульфидно-кварцевые проявления стратиформного типа в связи с центрами ультраосновного (коматиитового) и кислого вулканизма. Рыбозерское проявление рассматривается в ранге месторождений. Оно считается представителем золото-сульфидно-кварцевой формации. Заломаевское проявление золота находится в северной части Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры и принадлежит к золото-сульфидно-кварцевой формации, связанной с центрами кислого вулканизма (В. П. Михайлов, 2005). Оно приурочено к толще вулканогенно-осадочных и хемогенно-осадочных образований контрастного состава и ассоциирует с субвулканическими телами кварцевых порфиров. В пределах Заломаевского проявления бурением выявлены зоны измененных вулкаников (листвениты) на контактах с телами кварцевых порфиров.

Минерагенические зоны, рудные районы и узлы протерозойского возраста

Центрально-Карельская уран-молибден-золоторудная минерагеническая зона 5 Au,Mo,U/PR₁ расположена в пределах центральной части листа, где максимально развиты структуры карелид северо-западного простирания. Ее длина составляет 300 км при ширине 35–100 км. В состав Центрально-Карельской зоны входит **Северо-Онежский тальк-асбестовый потенциальный рудный район 5.1 asb,t**.

Асбестовая минерализация в масштабах всего рудного района преимущественно тяготеет к карбонатизированным, брекчированным алевропелитам верхней карбонатно-терригенной пачки туломозерской свиты. При этом цементом брекчий иногда служит сам асбест. Учитывая отмечаемую всеми исследователями связь амфиболовой минерализации с карбонатным метасоматозом, с участками, характеризующимися сложным пликвативно-дизъюнктивным строением, можно предположить, что развитие рассматриваемого типа минерализации обусловлено наложенными изменениями, связанными также

и с постятулийскими процессами тектоно-магматической активизации. В пользу этого говорит и развитие асбестизации по габбродолеритам в трещинках, пустотах выщелачивания и вдоль плоскостей расщепления. Авторы считают важным отметить сонахождение асбестовой и тальковой минерализации в пространстве. По мнению Ю. Б. Голованова [216], закономерным можно считать установленным факт наличия подрудной брекчии аргиллитов и алевролитов нижней пачки на доломитовом цементе с мелкочешуйчатым тальком в породах Краснополянского проявления асбеста.

Тальковая апокарбонатная рудная формация по сравнению с асбестовой менее проявлена. Об «автономности» собственно тальковой минерализации свидетельствует развитие талькитов по брекчированным тальк-хлоритовым метасоматитам [216].

В пределах Северо-Онежского района выделен прогнозируемый **Пове-нецкий тальк-асбестовый потенциальный рудный узел 5.1.1 asb,t**. Параметры узла на рассматриваемой территории составляют 26×7 км. На листе Р-36-ХІ находится более продуктивная его часть. Выделение узла в качестве прогнозируемого обусловлено наличием амфибол-асбестовой апокарбонатной, тальковой апокарбонатной рудных формаций и проявлениями алмазов. На рассматриваемой территории прогнозируемый рудный узел объединяет два проявления и девять пунктов минерализации амфибол-асбеста амфибол-асбестовой апокарбонатной формации, одно проявление и пункт минерализации талька апокарбонатной формации.

В пределах Центрально-Карельской МЗ вне рудных районов расположены **Эльмусский РУ 5.0.1 Au**, **Пудожгорский РУ 5.0.2 Fe,Ti,V**, фрагмент **Бураковского РУ 5.0.3 Cr,Ni,Mg,Au,Pt**, **Янгозерский ПРУ 5.0.4 Au**.

Рудные узлы приурочены к раннепротерозойским интрузивам (Бураковский, Пудожгорский), к краевым частям протерозойских прогибов и к зонам сочленения протерозойских прогибов и лопийских зеленокаменных трогов (Эльмусский и Янгозерский рудные узлы), а также к зонам складчато-разрывных дислокаций.

Эти таксоны являются ярким примером контрастного сочетания магматогенного, осадочного и метаморфогенно-метасоматического рудообразования. Раннепротерозойские рудообразующие процессы нередко накладываются на породы и руды позднеархейских зеленокаменных структур.

Эльмусский РУ 5.0.1 Au находится в северной части Ведлозерско-Сегозерского ЗКП. Площадь РУ – 410 км^2 . В его пределах известны золото-сульфидные и золото-медьсодержащие, а также рудопроявления и пункты минерализации полиметаллов в зонах низкотемпературных метасоматитах пропицит-березитового ряда, преимущественно по метаморфизованным вулканогенным толщам дацит-риолитового состава. Всего в Эльмусском РУ известно одно месторождение и девять рудопроявлений золота.

В пределах Эльмусского РУ находится месторождение золота Педролампи и проявление Эльмус, суммарные прогнозные ресурсы золота которых по категориям $P_1 + P_2$, апробированные в ЦНИГРИ (по состоянию на 2003 г.), составляют 15,5 т. На месторождении Педролампи проведены поисково-оценочные работы (Новиков, 1997) и в настоящее время ЗАО «Педролампи Лимитед» выполняет разведочные работы. Месторождение расположено на

западном запрокинутом крыле синклинали, усложняющей строение Койкарско-Корбозерской зеленокаменной структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Вмещающими породами являются тектонически проработанные и пропилитизированные (рассланцованные, карбонатизированные, пиритизированные и турмалинизированные) породы лопия. Продуктивная зона представляет собой согласный с зоной рассланцевания крутопадающий линейный кварцевый штокверк шириной 35–40 м, прослеженный по простиранию на 400 м, по падению на 350 м. В пределах продуктивной зоны по бортовому содержанию золота 1 г/т выделяются субпараллельные линзовидные рудные тела, вытянутые в субмеридиональном направлении с падением на запад под углами 70–85°.

Рудовмещающие породы представлены тектонитами по кварц-альбит-серицитовым сланцам (метаэффузивам кислого–среднего состава). Содержание золота в тектонитах – 0,1–0,3 г/т, в неизменных метаэффузивах – не более 0,05 г/т. Максимальное содержание золота приурочено к кварцевой жиле (перепробование выработки СЗПГО) и составило 9,15 г/т. Содержания цинка составляют 1 %, меди – 0,7 %, мышьяка – 0,03 %, серебра – 1,5 г/т. Забалансовые запасы составляют 0,93 т, прогнозные ресурсы категорий P_2 – 15,5 т, P_3 – 65 т.

Пудожгорский РУ 5.0.2 Fe,Ti,V расположен на восточном берегу Онежского озера и приурочен к пластовой интрузии габбродолеритов среди гранитоидов фундамента. Интрузия прослежена на 7100 м, ее мощность – 110–150 м. Здесь известно одно крупное месторождение. Титаномагнетитовая минерализация образует пластообразную залежь в подошве интрузии и прослеживается на всем ее протяжении на глубину до 330,7 м, по падению – от 200–250 до 1400 м. Вертикальная мощность залежи – от 7,4 до 32,2 м. Выше по разрезу залегают отдельные рудные линзы. Кроме того, присутствует ряд рудопроявлений титаномагнетитовой мафической рудной формации. Запасы титаномагнетитовых руд по категории C_1 составляют 411,6 тыс. т, забалансовые запасы – 316 689 тыс. т. Возможен их прирост за счет доразведки флангов рудной залежи. Месторождение нерентабельно на железо, но нуждается в переоценке в качестве комплексного объекта.

Бураковский рудный узел 5.0.3 Cr,Ni,Mg,Au,Pt расположен к востоку от Онежского озера. Он связан с одноименным перидотит-пироксенит-габброноритовым комплексом. Все запасы и прогнозные ресурсы сконцентрированы на листе Р-37. Ниже дается краткая характеристика Бураковского РУ.

Бураковский массив приурочен к глубинному разлому северо-восточного простирания, длина массива – около 50 км при ширине до 13–17 км, площадь – 630 км². Форма массива лополитообразная, контакты его падают к центру под углами 5–30°, судя по трахитоидности, в центральных частях массива залегание контактов выполаживается. Разломами массив северо-западного простирания массив разделен на три блока, на листе Р-36 расположено его юго-западное окончание. Главный хромитовый горизонт (ГХГ), расположенный на листе Р-37, приурочен к границе перидотитовой и клинопироксенитовой зон расслоенной интрузии и расположен на листе Р-37. Максимальная глубина залегания ГХГ – 670 м, мощность – от 1,4 до 5,4 м, в среднем – 2,5 м при бортовых содержаниях Cr_2O_3 – 5 и 10 %. Рудами являются средне-крупно-

зернистые оливин-пироксен-хромшпинелидовые породы кумулятивного сложения с переменным содержанием минералов. 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).

Янгозерский потенциальный золоторудный узел вне рудных районов 5.0.4 Аи. Его площадь – 110 км². Расположен в центральной части Карельского кратона, на стыке янгозерской раннекарельской синклинали, сложенного сегозерской серией ятулия и блока архейского фундамента. Сегозерская серия представлена кварцитами, кварцитопесчаниками, гравелитами, сланцами, конгломератами, металавами основного состава, известняками и подстилается породами селецкой свиты сариолия – валунно-галечными конгломератами, аркозами, песчаниками и ленточно-слоистыми сланцами. Породы сегозерской серии прорваны силлами и дайками габбродолеритового комплекса. Здесь известны 15 проявлений и пять пунктов минерализации золота. На рудовмещающие осадки сегозерской серии наложены зоны метасоматитов. Оруденение нередко приурочено к замкам складок.

Характерна следующая метасоматическая зональность от центра к периферии:

1) хлорит-мартитовые пропилиты, мощность – около 1 м, являются наиболее рудоносной зоной с Au – 10 г/т;

2) хлоритовые пропилиты, мартит отсутствует, наблюдается 3–5 % гематита, тонкая и рассеянная золотая минерализация, мощность зоны 1,5–2 м;

3) вторичные кварциты. Породы приобретают сургучный цвет за счет примеси гематита, мощность – 120–180 м;

4) серицитовые метасоматиты, наблюдаются постепенные переходы к соседним зонам, преобладают кварц-серицитовые породы.

Сходные метасоматические ореолы проявлены к югу и юго-востоку от оз. Лаокколампи (серицитизация и окварцевание), содержание Au – 0,003–2 г/т. Авторские прогнозные ресурсы составляют по категории С₂ – 18,4 т, по категории – С₃ – 30 т [111].

Центрально-Карельская МЗ имеет, несомненно, положительную прогнозную оценку. Ее перспективы обусловлены дальнейшим изучением расслоенного Бураковского массива с целью оконтуривания месторождений хрома и платины, возможностью выявления новых рудных объектов комплексных руд в Онежской рудной области, возможностью обнаружения золоторудных месторождений в пределах и на флангах Эльмусского рудного узла (месторождение Педролампи и сопутствующие рудопроявления).

Онежская благороднометалльно-ванадий-урановорудная область б U, V, Pt/ PR₁ является одной из самых рудонасыщенных площадей Карельского мегаблока. К настоящему времени в его пределах выявлено пять уран-благороднометалльно-ванадиевых месторождений (Средняя Падма, Весеннее, Верхняя Падма, Царевское, Космозерское), группа рудопроявлений (Святуха, Шульгиновское, Уницкое и др.), золото-урановые пункты минерализации в кварцевых конгломератах ятулия.

Уран-благороднометалльно-ванадиевые месторождения размещаются в линейных антиклинальных структурах. Рудные тела приурочены к контакту

углеродсодержащих терригенных отложений заонежской свиты людиковия с нижележащими карбонатными породами туломозерской свиты онежской серии ятулия (месторождения Средняя Падма, Верхняя Падма, Царевское) и с долеритами (месторождение Космозерское). Породы в пределах рудных полей альбитизированы, карбонатизированы и слюдизированы (биотит, флогопит, фенгит, роскоэлит). Прогнозные ресурсы урана категории P_3 по Онежской благороднометалльно-ванадий-урановорудной области оставляют 10 тыс. т (метод экспертных оценок).

В состав Онежской минерагенической области в качестве главного рудоносного таксона входит **Заонежский благороднометалльно-ванадий-урановорудный узел 6.0.1 U,V,Pt**. Он объединяет все комплексные месторождения и девять рудопроявлений.

Руды комплексных месторождений локализуются на контакте контрастных по геохимическим и механическим свойствам образований терригенно-карбонатных пород туломозерской свиты ятулия и черносланцево-ультрабазит-базальтоидной ассоциации пород заонежской свиты одноименной серии людиковия (месторождения Средняя Падма, Верхняя Падма, Царевское) и с долеритами (месторождение Космозерское). Зоны складчато-разрывных деформаций (СРД) имеют северо-западное простирание, протягиваются на десятки километров и состоят из нескольких узких сближенных антиклинальных складок, ядра которых выполнены породами туломозерской свиты, а крылья и разделяющие их пологие синклинали – образованиями людиковия. Складки имеют изоклинальную, гребневидную и веерообразную форму. Границы зон СРД фиксируются по положению крутопадающих разломов. Из 11 известных в Онежской структуре зон СРД, выделенных и прослеженных комплексом аэро- и наземных геофизических методов опоискованы, изучены и оценены как рудоконтролирующие четыре: Уницкая (с Шульгиновским месторождением), Святуха-Космозерская (с Космозерским месторождением), Тамбицкая (с месторождениями Средняя Падма, Верхняя Падма и Весеннее) и Кузорандская, к которой приурочены рудопроявления. В зонах СРД интенсивно проявлены процессы низкотемпературного метасоматоза: альбитизация, карбонатизация и слюдизация (биотит, флогопит, фенгит, роскоэлит).

Наиболее крупным объектом этого типа является месторождение Средняя Падма. Рудные зоны в его пределах имеют протяженность около 2,5 км при ширине 500–600 м, имеют многоярусное оруденение. Запасы, учтенные Государственным балансом, имеются для месторождения Средняя Падма, приведены в гл. «Полезные ископаемые». Общие запасы и прогнозные ресурсы по РУ составляют: V (млн т) по категориям $A+B+C_1 - 2,112$; $C_2 - 9,03$, прогнозные ресурсы по категории $P_2 - 11,52$; U (тыс. т) по категориям $A+B+C_1 - 1,533$; $C_2 - 7,083$, прогнозные ресурсы по категориям $P_1 - 2,8$ т; Pt (т) по категориям $C_2 - 3,29$, $P_2 - 0,165$, $P_3 - 25$ [81].

На юго-западе листа расположена **Ладожская потенциальная уран-вольфрам-редкометалльно-золоторудная зона 7 Au,Ta,Nb,W,U/PR₁₋₂**. Она охватывает практически всю Северо-Ладожскую перикратонную зону. Протерозойская переработка архейских пород в ряде случаев определяет своеобразие геологического положения этого района. На территории этого ПРУ компактно локализованы многочисленные месторождения рудных и неруд-

ных полезных ископаемых. Здесь главным рудным типом являются месторождения в скарнах и апоскарновых грейзенах с комплексным железным, медным, полиметаллическим, оловянным и редкометалльным оруденением.

С северо-запада на юго-восток проявлена тенденция возрастания роли редкометалльной и флюоритовой минерализации в скарнах и грейзенах. Оруденение связано как со свекофеннскими метаморфогенно-метасоматическими процессами, так и с магматогенными метасоматитами ранне- и позднепротерозойского возраста. В последнем случае оно контролируется положением полого залегающей кровли Салминского массива гранитов рапакиви. В пределах рудного района весьма разнообразны нерудные полезные ископаемые (месторождения керамических пегматитов, строительного и декоративного камня, ювелирного граната).

Кроме того, на продолжении этой зоны (смежная территория Восточной Финляндии) известны промышленные месторождения серебра и золота в аналогичной позиции – Осиконмяки, Пириля и др.

Янисъярвинский потенциальный золоторудный узел вне рудных районов 7.0.1 Au площадью 650 км² расположен в Свирско-Янисъярвинском краевом прогибе, сложенном терригенными породами калевийского надгоризонта и вулканогенно-осадочными образованиями людиковийского надгоризонта. В позднеорогенную стадию (1872 млн лет) происходило внедрение малых интрузий и даек габбро-тоналит-плагиогранитового мактаксельского комплекса, контролирующего размещение четырех перспективных золоторудных проявлений с прогнозными ресурсами золота категорий P₂ – 30,24 и P₃ – 20 т (авторская оценка [161]). Оруденение приурочено к контактам трещинных интрузий тоналит-порфиоров с метаморфизованными терригенными породами и контролируется сдвиговыми тектоническими нарушениями субмеридионального простирания и узлами их пересечений с разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Оруденение относится к мало-сульфидному промышленному типу (общее содержание сульфидов не превышает 5%). Рудные тела крутопадающие. Руды – вкрапленные, прожилково-вкрапленные и штокверковые, реже – жильные. Минеральный тип руд – арсенопиритовый и полисульфидный. Содержание золота составляет от 0,19 до 3,9 г/т.

Ряд признаков указывает на возможность выявления золотого оруденения в людиковийских метавулканитах северного крыла Кирьяволахтинской структуры. К ним относятся: широкое развитие даек маткасельского комплекса, интенсивно проявленные процессы альбитизации и пропилитизации, наличие перспективных геохимических аномалий, рудопроявлений меди, полиметаллов и урана с золотой минерализацией, пунктов минерализации золота. Зоны гидротемально-метасоматических изменений, геохимические аномалии и проявления золотой минерализации локализованы в сдвиго-взбросовых тектонических зонах северо-западного направления и в узлах их пересечения с разломами меридионального простирания в полосе длиной 10 км и шириной 1,5–2 км. Вмещающими породами являются углеродсодержащие металаевролиты, туффиты, метаадезиты и метабазалты.

Маткасельско-Питкярантский потенциальный уран-вольфрамовый рудный район 7.1 W,U. Рудовмещающими являются породы ладожской се-

рии: биотитовые двуслюдяные сланцы с порфиробластами андалузита, ставролита, кордиерита с прослоями метаморфизованных песчаников и кварцитов. Они прорваны породами габбродиорит-тоналитовый яккимского и кааламского комплексов и гранитоидами и пегматитами маткасельского комплекса. С гранитоидами преимущественно связаны рудоносные метасоматиты. Потенциальный рудный район включает в себя многочисленные проявления рудной минерализации, преимущественно в области обрамления купольных гранито-гнейсовых структур. ПРУ объединяет девять проявлений вольфрам-полиметаллического оруденения в скарноидах, четыре редкометалльных проявления, пять урановых рудопоявлений, иногда с медью в метасоматитах, грейзенах и пегматитах. Известны четыре рудопоявления графита в сланцах и гнейсах. Перспективы района определяются возможностью обнаружения новых объектов с вольфрамовой минерализацией в обрамлении купольных структур и месторождений графита. Авторские прогнозные ресурсы вольфрама составляют по категории P_3 – 22,5 тыс. т, урана – 650 тыс. т [111].

Алмазоносные районы и узлы протерозойско-палеозойско-четвертичного возраста

Теоретические предпосылки обнаружения коренных источников алмазов на Северо-Западе России были намечены сотрудником ВСЕГЕИ Ю. Д. Смирновым в 1974 г., затем длительное время 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.

По данным, полученным на территории Кольского региона, 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 Карелии в пределах листов Р-35 и Р-36 – это Олонецкий район и Приладожье.

В 1992–1999 гг. по инициативе и на средства компании «Эштон» на площади Карельского кратона, занимающего 150 000 км² или 83 % территории Карелии, были выполнены общие поиски алмазов на основе шлихо-минералогического метода, адаптированного к условиям областей древнего покровного оледенения (Ушков, 2000). Всего отобрано порядка 7500 шлиховых проб, в 1370 из них установлена минералы-индикаторы кимберлитов, в том числе в шести – алмазы. Состав и степень сохранности минералов-индикаторов показывают, что территория Карелии 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 и полям.

Эти данные позволили выделить ряд специализированных на алмазы минерагенических таксонов. В первую очередь, к ним относится **Заонежский потенциальный алмазоносный район вне минерагенических зон 0.3 di/PR₁;PZ** площадью 6400 км², охватывающий весь Заонежский полуостров и примыкающие заливы Онежского озера, а также район пос. Повенец, где наблюдается узел пересечения зон разломов, контролирующих локализацию полей разновозрастных алмазоносных пород. ППП обладает всеми указанными выше благоприятными признаками. Выделяется очаговая мантийно-коровая кольцевая структура диаметром 350 км², связанная с тектоно-магматической активизацией. Она подчеркивается геофизическими аномалиями, которые позволяют оценить глубину ее заложения в 170 км. Данная структура контролирует размещение веписйского и палеозойского кимберлитового магматизма. Прогнозные ресурсы по категории P₃ – 30 млн карат.

Кимозерский потенциальный алмазоносный узел 0.3.1 di находится в центральной части Заонежского полуострова на площади листов P-XVII и P-XVIII (Ушков, 2001), где было выявлено Кимозерское тело алмазоносных кимберлитов. В 18 пробах средним весом по 60 кг, отобранных относительно равномерно по площади тела, выявлено 97 кристаллов алмаза размером до 2 мм. Еще в восьми пробах средним весом по 2600 кг обнаружено 14 таких же кристаллов алмаза. Зерна алмаза были установлены также в четырех шлиховых пробах, отобранных в контуре тела из аллювия мелкого водотока и из моренных отложений.

На основе благоприятных геологических признаков и ореолов минералов-спутников алмаза выделены **Петрозаводский потенциальный алмазоносный район вне минерагенических зон 0.4 di/PR₁;PZ**, район (от г. Петрозаводск на севере до р. Свирь на юге), **Волозерский потенциальный алмазоносный узел вне минерагенических зон 0.0.1 di/PR₁;PZ**, а также **Габсельгский потенциальный алмазоносный узел вне минерагенических зон 0.0.2 di/PR₁;Q** [65, 111].

Петрозаводский ППП, выделенный Северо-Западным филиалом ФГУ НПП «Росгеолфонд», перспективен на алмазоносные кимберлитовые породы. Он расположен на площади листов P-36-XXII, P-36-XXIII, P-36-XXVIII, P-36-XXIX (Республика Карелия), составляет 4760 км². Прогнозные ресурсы по категории P₃ определены по методу аналогии в размере 15 млн карат. За аналогии приняты трубка Премьер (ЮАР) – поле Претория, имеющая возраст 1200 млн лет и месторождение им. Ломоносова – кимберлитовые трубки среднепалеозойского возраста. Площадь выделена после завершения крупномасштабных работ: ГК 1 : 50 000 (1 : 25 000), ГСР-50 (ГГС, ГДП, ГГК, ГГ, ГГИ и др.) с сопровождающими поисками.

Здесь выделяются области, характеризующиеся комплексом благоприятных признаков алмазоносности, выделенные по материалам дистанционных съемок (КС и по данным магнито- и гравиразведки). По этим данным выделяются узлы пересечения зон глубинных разломов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираения, активизированных в палеозойское время и осложняющих строение нижнекорового–верхнемантийного

поднятия, кольцевые структуры, выделенные по участкам поверхностного дифференцированного магнитного поля.

Основанием для выделения ПРР является его приуроченность к архейскому кратону, активизация которого происходила в вепсийское, рифейское и палеозойское время в связи с развитием рифтогенных линейных и кольцевых структур. На площади выявлены прямые признаки алмазности в виде контрастного шлихового ореола кимберлитовых минералов-спутников с единичными обломками алмазов (Чалкинский ореол). В гдовском горизонте выявлены обломки минералов-спутников.

В Финляндии на продолжении зоны разломов известны поля кимберлитовых трубок, в том числе алмазоносных, имеющих допалеозойский возраст.

В настоящее время на площади проводятся поисковые работы – «ЭМЛ» и АК «Алроса», а также ГМК-500 на алмазы (ГГУП «СФ Минерал»). Авторские прогнозные ресурсы по категории P_3 оцениваются в количестве 15 млн карат.

Габсельгский потенциальный алмазоносный узел вне минерагенических зон 0.0.2 di/PR₁;Q площадью 270 км² расположен в северной части Онежской структуры, в районе пос. Повенец. При проведении геологосъемочных работ [216] выявлено девять проявлений алмазов. Алмазы на площади листа зафиксированы в отложениях различных генетических типов: в доломитах туломозерской свиты ятулия, вмещающей «карстовые полости», и в четвертичных отложениях.

Карстовые полости широко развиты в терригенно-карбонатных отложениях туломозерской свиты и вскрыты на территории листа многочисленными скважинами [216]. Они заполнены разнообразными по литологическому составу рыхлыми осадками: песчаными, песчано-глинистыми и глинистыми, иногда со щебнем алевролитов и доломитов. Характеристика гранулометрического состава свидетельствует о слабой гидродинамической переработке материала.

Распределение алмазов крайне неравномерное – от единичных (Верх. Вол-озеро) до 222 (Куйкозерское) зерен, находится в прямой зависимости от насыщенности разрезов терригенно-карбонатных отложений карстовыми полостями. Так, на Куйкозерском проявлении карстовые полости составляют 50% от общего объема пород. Проявления сопровождаются минералами-индикаторами алмазов: хромдиопсидом, муассанитом и хромшпинелидами.

Микророндовый микроанализ минералов пород, слагающих закарстованные участки, а также изучение особенностей состава этих пород позволили диагностировать развитие в них флюидогенных образований (ФО). Присутствие ФО на площади работ подтверждает вероятность обнаружения здесь потенциально алмазоносных пород.

Алмазность четвертичных отложений подтверждается единичными находками при опробовании разреза рыхлых отложений по двум скважинам, где выявлено соответственно пять и три зерна алмаза. В приплотиковой части в брекчии алевролитов обнаружено шесть зерен. На проявлении Дедов Ручей в желтовато-коричневой глине со щебнем алевролитов и доломитов выявлено 5 зерен алмаза.

Кроме алмазов, в пробах из рыхлых отложений установлены минералы-индикаторы: пироп, хромдиопсид, муассанит. Минералы-индикаторы выявлены также при шлиховом опробовании поверхностных четвертичных отложений. Зерна алмазов имеют преимущественно неправильную форму и обломочный облик. Размер кристаллов составляет от 0,1 до 0,4 мм, в единичных случаях – до 1 м.

Наряду с опробованием материала карстовых полостей и четвертичных отложений, по скважинам [216] были отобраны протолочные пробы из коренных пород, вмещающих «карст». В двух пробах из карбонатно-терригенных отложений туломозерской свиты установлены: скв. 30 (инт. 38,3–41,5 м – 8 зерен алмазов), скв. 125 (инт. 70,2–71,8 м – 1 зерно алмаза). Прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют 20 млн карат.

Волозерский потенциальный алмазоносный узел вне минерагенических зон 0.0.1 di/PR₁;PZ имеет площадь в 350 км². Он охватывает зону сочленения Онежского прогиба и Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры [65]. В геологическом строении в качестве положительного фактора отмечаются магматические образования глубинного генезиса: коматиит-базальты позднеархейского возраста и базит-ультрабазитовые интрузии раннего протерозоя. В 40 км к северу от площади ПРУ, в пределах Сумозерско-Кенозерского ЗКП выявлена дайка лампроитового состава, предположительно, рифейского возраста (Левушка).

На территории ПРУ прослеживаются северо-западные зоны рифейской и северо-восточные – палеозойской активизации. В пределах прогнозируемого Волозерского ПРУ алмазоносные породы не встречены. В районе пос. Повенец скв. 801 Карельской ПСЭ в интервале 108–135 м вскрыта эруптивная брекчия, состоящая из обломков магнезиальных базальтов, пикритов, осадочных пород, в том числе с силур-девонской фауной. В протолочной пробе обнаружен обломок желтого алмаза – 0,1 мм. В связи с имеющимися фаунистическими датировками, структурно-тектоническими аналогиями, сходством состава хромшпинелидов основной минерагенический потенциал площади прогнозируется по аналогии с кимберлитами архангельского типа. Прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют 15 млн карат [65].

Свекофеннская субпровинция

Рудные районы и узлы протерозойского и палеозойского возраста

Свекофеннская минерагеническая субпровинция приурочена к области распространения свекофеннитов на территории листа. Она расположена в северной части Карельского перешейка и в Северном Приладожье до границы зоны сочленения Раахе–Ладога. Масштабы рудоносности этого таксона ограничены.

Лахденпохский потенциальный алмазоносный район вне минерагенических зон 0.5 di/PR₂;PZ (площадь 1550 км²) с **Пюхьярвинским потенциальным алмазоносным узлом 0.5.1 di.** (площадь 280 км²) выделен на основе прогнозных предпосылок общего характера (докембрийский фундамент, плюмовый магматизм, тектоно-магматическая активизация), а также наличия

ореолов минералов-спутников алмаза. Район расположен непосредственно в зоне регионального осложнения строения литосферы – флексуорообразного перегиба в области сочленения Балтийского щита с Русской плитой. Локализуется в области окраины Свекофеннского складчатого пояса на границе с Карельским кратоном. Характеризуется блоковым строением с присутствием межблоковых швов между относительно поднятыми и опущенными блоками с различным геологическим строением и геоморфологией. Главным фактором потенциальной алмазоносности района является его приуроченность к узлу пересечения Куопио-Сортавальской долгоживущей мобильно-проницаемой тектонической зоны северо-западного простираения с региональной структурой сочленения Балтийского щита и Русской платформы северо-восточного простираения (зона «Щит–Плита»). Зона «Щит–Плита» выражена отчетливым градиентом мощности литосферы, резкой изменчивостью величины теплового потока, сгущением крупных тектонических линейментов. Эта структура северо-западного простираения шириной 80–100 км протягивается вдоль границы Карельского кратона со Свекофеннским подвижным поясом. Она включает венд-кембрийские кимберлитовые трубки полей Куопио и Кави в Финляндии.

Пюхьярвинский потенциальный алмазоносный узел 0.5.1 di. расположен непосредственно в зоне регионального осложнения строения литосферы – флексуорообразного перегиба в области сочленения Балтийского щита с Русской плитой. Локализуется в надвиговой области древней пассивной окраины Свекофеннского складчатого пояса на границе с Карельским кратоном (предполагается сохранность мантийных алмазоносных корней). На рассматриваемой территории северного Приладожья развиты мафитовые породы кааламского комплекса. Площадь характеризуется блоковым строением с присутствием межблоковых швов между относительно поднятыми и опущенными блоками с различными геологическим строением и геоморфологией.

В пределах узла прослеживаются зоны разломов постсвекофеннской активизации: субмеридиональных, северо-западных и северо-восточных. Территория Пюхьярвинского узла характеризуется сложным строением четвертичного покрова. В ее пределах представлены практически все типы четвертичных (ледниковых) отложений, развитых в Карелии, включая конечноренные образования (Сальпаусселькя). В пределах участка кимберлитов не выявлено. К родственным породам относятся развитые к югу массивы элисенваарско-вуоксинского комплекса и генетически связанные с ними дайки лампрофиров.

Выделены ореолы ближнего сноса минералов-индикаторов алмазов (пиропов, хромдиопсидов). Пиропы прогнозируемого Пюхьярвинского ПРУ характеризуются коррозионно-гидротермальной («первичной») поверхностью. Относительно хорошей сохранностью обладают и выявленные здесь зерна пикроильменита. Таким образом, по характеру микроповерхности и степени механической обработки зерна пиропов и пикроильменитов площади обладают признаками ближнего сноса. Обнаруженное здесь зерно пироба с сохранившимся фрагментом келифитовой каймы может указывать на его наиболее близкий перенос. Прогнозные ресурсы P_3 составляют 15 млн карат.

Минерагеническая провинция Русской плиты

Минерагенические зоны и рудные районы вендского и палеозойского возраста

Образования данной минерагенической провинции распространены на юге листа. В юго-восточной части листа в области распространения пород чехла Русской плиты Восточно-Европейской платформы выделяется **Тихвинско-Онежская бокситоносная минерагеническая зона 9 Al/S₁**. Она является главным минерагеническим таксоном этого фрагмента провинции и пересекает лист в северо-восточном направлении. Зона фиксируется рядом проявлений и малых месторождений бокситов в бассейне р. Оять. На территории листа известны одно среднее месторождение бокситов Ладвинское, одно малое – Мягозерское, три рудопроявления и два пункта минерализации. Все они принадлежат к бокситовой терригенной формации.

Бокситовые месторождения связаны с континентальными отложениями озерно-болотных фаций нижнего карбона (тихвинская свита, представленная глинами слоистыми и каолиновыми, пестроокрашенными, участками иглистыми; бокситами, бокситовыми породами – аллитами, сиаллитами, песками, песчаниками, алевролитами). Они приурочены к периферическим частям платформенных синеклиз и к впадинам между палеоподнятиями более древних пород фундамента. Тихвинско-Онежская имеет площадное распространение, прослеживается на многие сотни километров и обладает большими перспективами на обнаружение новых месторождений.

Другие минерагенические таксоны провинции являются непосредственным продолжением соответствующих подразделений, выделенных на площади смежного листа О-36. К ним относится **Невско-Волховский потенциальный урановорудный район вне минерагенических зон 0.6 U/V₂**, (стратиформная урановая минерализация в вендских песчаниках), **Прибалтийский урановорудный район вне минерагенических зон 0.7 U/O₁** (ураноносные диктионемовые сланцы ордовика), а также **Прибалтийская фосфоритоносная минерагеническая зона 8 ф/O₁** (фосфатоносные отложения ракушняковых песчаников ордовика).

Урановорудные районы находятся в северной части Русской плиты, где их положение определяется площадью распространения диктионемовых сланцев и фосфатоносных отложений в составе венд-палеозойского платформенного чехла. В структурном отношении они входят в пределы Прибалтийской и Ладожской моносинклиналей, осложненных глубинными разломами Балтийско-Мезенской системы восток-северо-восточного простирания. На структурный план района оказывают влияние также разломы меридионального простирания.

Невско-Волховский потенциальный урановорудный район 0.6 U/V₂ расположен в области сочленения Балтийского щита и Русской плиты, осложненной Балтийско-Мезенской зоной разломов. Урановое оруденение расположено на глубине 250–350 м, в основании осадочного чехла, в песчано-глинистых отложениях редкинского горизонта венда, которые повсеместно залегают на корях выветривания кристаллических пород раннедокембрийско-

го фундамента. Большая часть ПРУ расположена на листе О-36, где находятся непромышленные месторождения и большинство известных в этом ПРУ рудопроявлений урана.

Осадочные породы чехла, слагающие Лужско-Ладожскую моноклиналль полого (3–4 м/км) падают на юг, юго-восток. В пределах района выделяется субширотный геоморфологический уступ – Балтийско-Ладожский глинт, который пространственно совпадает с Балтийско-Мезенской зоной разломов. Моноклиналльное залегание осадочных слоев в районе осложняется поднятиями, валами, флексурами. Рудовмещающие отложения редкинского горизонта перекрыты толщей осадочных пород мощностью 300–500 м: котлинскими глинами венда, глинами и песчаниками кембрия; фосфоритами, диктионемовыми сланцами и карбонатными породами ордовика. Рудовмещающие отложения образовались, по-видимому, за счет кор выветривания кристаллических пород и представляют собой пестроцветные песчано-глинистые гравелиты, песчаники, алевролиты, которые повсеместно перекрыты морскими водоупорными сероцветными глинами. Мощность рудовмещающих отложений – 0,5–5,0 м. В рудовмещающих отложениях установлены эпигенетические изменения окислительной и восстановительной направленности. Окислительные изменения проницаемых разностей базального песчаного слоя проявлены в виде изометричного ареала. Восстановительные изменения представлены интенсивной сульфидизацией, развиты локально. Возраст уранового оруденения оценивается несколькими временными интервалами 600–500, 400–380, 230–175, 50–5 млн лет.

Нижняя часть горизонта сложена фосфатоносными оболочными песчаниками, которые со следами размыва налегают на синие глины кембрийского возраста. Разрывные нарушения смещают отдельные горизонты сланцев и вмещающих их толщ, образуя сбросы, флексуры, локальные поднятия. Диктионемовые сланцы ураноносны по всей территории своего распространения.

Непромышленные месторождения Невско-Волховского ПРП (Славянское, Ратницкое, Рябиновское) находятся на листе О-36. На листе Р-36 известно рудопроявление Черноушевское. Несмотря на значительные суммарные запасы, месторождения отнесены к категории непромышленных, в связи с низким коэффициентом фильтрации рудовмещающего горизонта, исключаящего применение скважинного способа подземного выщелачивания (СПВ) для отработки месторождений.

Прибалтийский (Ленинградский) урановорудный район 0.7 U/O₁ находится в северной части Русской плиты, где его положение определяется площадью распространения диктионемовых сланцев в составе венд-палеозойского платформенного чехла. Объект выявлен при прогнозно-металлогенических работах масштаба 1 : 1 500 000, 1975 г. Проведены оценочные работы на отдельных рудоносных участках общей площадью ~300 км². Остальная территория изучена слабо единичными скважинами, которые пробурены при геологическом картировании масштаба 1 : 200 000. В пределах его небольшого фрагмента на листе Р-36 известно одно рудопроявление – Новоладожское.

В структурном отношении рудный район входит в пределы Прибалтийской и Ладожской моносинклиналей, осложненных глубинными разломами Балтийско-Мезенской системы восток-северо-восточного простирания. На

структурный план района оказывают влияние также разломы меридионального простирания. Рудоносные диктионемовые сланцы входят в состав пакерортского горизонта тремадокского яруса нижнего отдела ордовика. Нижняя часть горизонта сложена фосфатоносными оболочевыми песчаниками, которые со следами размыва налегают на синие глины кембрийского возраста. Отложения пакерортского горизонта перекрываются глинисто-карбонатной толщей среднего ордовика. Породы залегают со слабым наклоном в южном направлении. Мантийные и коровые разломы Балтийско-Мезенской зоны смещают отдельные горизонты сланцев и вмещающих их толщ, образуя сбросы, флексуры, локальные поднятия. Диктионемовые сланцы ураноносны по всей территории своего распространения. В Ленинградской области эта полоса прослеживается на 300 км при ширине 15–20 км. Содержания урана колеблются от тысячных долей процента до 0,176 %. В повышенных концентрациях отмечаются Мо – (в среднем 0,02 %), V – (0,09 %), Ni – (0,015 %). Свыше 90 % урана в диктионемовых сланцах концентрируется в органическом веществе, в фосфатных оолитах и в алюмосиликатном веществе. Лишь 5 % урана сосредоточено в собственно урановых минералах – настуране и урановых чернях.

Особое положение занимает **Невельско-Подпорожская потенциальная алмазоносная зона 10 di/D₂₋₃–C₁**. Она является трансрегиональной и прослеживается от южной границы листа в северо-восточном направлении. На смежном листе О-36 к данной зоне в девонских и четвертичных отложениях приурочены ореолы распространения минералов-спутников алмаза, единичные находки алмазов, брекчии и трубки взрыва. Зона является областью коро-мантийной тектоно-магматической активизации на границе Балтийского щита и Русской плиты, представляет собой систему сбросов. В геофизических полях выражена на профилях МТЗ субвертикальной зоной пониженных скоростей до глубины 100 км, разнонаправленными вертикальными движениями.

Прибалтийская фосфоритоносная минерагеническая зона 8 ф/О₁ расположена в пределах Прибалтийско-Ладожской моноклинали. Протягивается в виде субширотной полосы вдоль южных границ Финского залива и Ладожского озера.

Месторождения фосфоритов связаны с оболочевыми песками (органогенно-терригенная формация) тосненской свиты нижнего ордовика. Руды относятся к литологическому типу ракушечных фосфоритов. Возникли за счет концентрации богатых фосфором раковин брахиопод *Obolus* в прибрежной части моря.

Продуктивная толща представлена разномерными кварцевыми песками и слабосцементированными песчаниками, которые содержат раковины обол и лингулид. Ракушечные фосфориты образуют единичные пласты, прослеживающиеся на десятки–сотни километров. Средние содержания P₂O₅ – не менее 1,5–2 %. Нижним пределом промышленного значения принято считать содержание в терригенных породах P₂O₅ – не менее 3 % на глубине до 35 м.

Все выявленные залежи ракушечных фосфоритов характеризуются общим повышенным содержанием ряда цветных металлов и редких элементов. По

имеющимся данным, фосфориты характеризуются средним содержанием следующих элементов в фосфоритоносных песках и песчаниках тосненской свиты (г/т): Р – 10 000–15 000, Мп – 700–1300, Рь – 14, Сг – 100, Ni – 21, V – 31, Сu – 50, Со – 12, U – 6–8 (максимально до 25–30) [166]. Данные свидетельствуют о слабой перспективности ракушечных фосфоритов для попутной добычи металлических полезных ископаемых. Запасы по трем месторождениям по категории С₂ составляют 150,9 млн т.

ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Современная оценка ресурсов определяется многими факторами: размерами рудного объекта, содержаниями полезного компонента, технологическими особенностями извлечения, горно-геологическими условиями, инфраструктурой, экономической ситуацией на мировом рынке, индивидуальными предпочтениями потенциального инвестора и т. д. Необходимо учитывать, что некоторые объекты твердых полезных ископаемых на территории листа Государственным балансом не учитываются.

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 С₂ и выше. Подавляющее большинство перспективных площадей с ресурсами категории Р₃, зафиксированных в графических материалах комплекта, выделено в процессе предшествующих работ: ГДП-200 с дальнейшей подготовкой листов к изданию [65, 161], а также по результатам прогнозно-минерагенических исследований [42, 61, 62, 86, 81, 111, 112, 210]. Для всех этих подразделений выполнена количественная прогнозная оценка ведущих полезных ископаемых по категории Р₃. Различными авторами в разные годы составлены паспорта участков недр с оцененным металлогеническим потенциалом и прогнозными ресурсами Р₃.

Чаще всего количественная оценка прогнозных ресурсов категории Р₃ проводилась методом геологической аналогии (Методические рекомендации..., ЦНИГРИ, 2014). При выборе величины коэффициента К учитывалась степень изученности рудного объекта. В ряде случаев проводилась оценка ресурсов методом экспертных оценок.

Для большинства выделенных на карте таксонов представлены паспорта ресурсов категории Р₃, апробированные отраслевыми институтами (ПТК, ФГУП «ВСЕГЕИ», 2001–2015 гг.). Все виды полезных ископаемых, для которых имеются прогнозные оценки, рассматриваются в общепринятой последовательности.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо, титан. Железорудные объекты представлены следующими рудными формациями: железистых кварцитов, титаномагнетитовой мафитовой, железорудной в доломитах и сланцах, магнетит-скарновой, железо-марганцевых конкреций.

Средние и малые месторождения и перспективные рудопроявления железа на территории листа представлены следующими генетическими типами и, соответственно, ведущими рудными факторами: 1) метаморфогенно-метасоматическим (железистые магнетитовые кварциты) позднеархейского возраста; 2) магматическим (титаномагнетитовые руды с ванадием, связанные с интрузивными комплексами основного состава раннепротерозойского возраста).

Месторождения и проявления, относящиеся к формации железистых кварцитов, преимущественно расположены в пределах Гимольско-Костомукшской золото-железородной минерагенической зоны и в Киндасово-Маньгинской зеленокаменной структуре, тяготея к средним частям разреза лопийского комплекса. В первой из них железистые кварциты локализованы в верхней части толщи метабазитов, в низах перекрывающей их толщи лептитовых сланцев и гнейсов по метаэффузивам кислого состава, а также в области перехода между ними. Во второй железистые кварциты совместно с углеродистыми сланцами образуют прослои в метабазитах. Наиболее значимым из них является среднее месторождение Межозерское. По содержанию растворимого железа, которое в среднем составляет 32,76 %, руды месторождения относятся к категории бедных, нуждающихся в обогащении. По содержанию вредных примесей они являются чистыми (содержание фосфора в среднем – 0,1 %, серы – 0,4 %). В результате обогащения железистых кварцитов методом магнитной сепарации получены концентраты с содержанием железа от 59,12 до 65,07 %, при извлечении металла от 78,3 до 89 %. Месторождение числится на балансе, относится к Нераспределенному фонду.

Забалансовые запасы железа составляют 78,5 млн т. Отрицательным качеством месторождения является рассредоточенность запасов между 10 маломощными рудными телами. Прогнозные ресурсы не оценивались [111]. Месторождения железистых кварцитов Гимольской группы можно рассматривать в качестве резерва Костомукшского ОАО «Карельский Окамыш», чему может способствовать благоприятная инфраструктура (железная дорога).

Пудожгорский ванадий-титан-железородный узел в составе Центрально-Карельской минерагенической зоны связан с интрузиями габбродолеритов ятулийского возраста. Крупное месторождение Пудожгорское (Ш-10-21) [243] расположено на восточном берегу Онежского озера и приурочено к пластовой интрузии габбродолеритов среди гранитоидов фундамента. Оно относится к титаномагнетитовой мафической рудной формации. Запасы титаномагнетитовых руд по категории С₁ составляют 411,6 тыс. т, забалансовые запасы – 316 689 тыс. т, меди – 411,7 тыс. т, прогнозные ресурсы категории Р₁ благородных металлов (Pt + Pd + Au) – 293,9 т. Возможен их прирост за счет доразведки флангов и глубоких горизонтов рудной залежи. Месторождение нерентабельно на железо, но нуждается в переоценке в качестве комплексного объекта титаномагнетитовых и благороднометалльных руд.

Марганец. На дне Финского залива находятся скопления железо-марганцевых конкреций (ЖМК). Это нетрадиционный для Северо-Запада России вид сырья, который в связи с острым дефицитом марганца, имеет важное значение. Промышленный интерес представляют три малых месторождения.

В их локализации определяющее значение имеет литологический фактор. Конкреции распространены на глубине от 6 до 60 м на площади свыше 30 км². Продуктивность конкреционного слоя – 10–15 кг/м². Содержание марганца в конкрециях составляет от 0,4 до 20,5 %, железа – от 38 до 57 %. Промышленный интерес имеют протяженные конкреционные поля длиной до 10 км, которые приурочены к периферии котловин. Авторские суммарные запасы по категории С₂ по месторождениям и прогнозные ресурсы Р₁ и Р₂ составляют 4546 тыс. т [81]. Необходима оценка ресурсов Р₂ и Р₃ и всех перспективных площадей российской части акватории Финского залива.

Ванадий. Заонежский рудный узел характеризуется месторождениями богатых комплексных руд, относящихся к уран-благороднометалльно-ванадиевой формации. Это пять месторождений, а также 11 рудопроявлений. В их локализации существенную роль имеют следующие факторы: наличие протяженных зон складчато-разрывных дислокаций северо-западного простирания; полнопроявленный ряд метасоматитов (пропилиты–альбититы–березиты, космозериты); стратиграфическая граница ятулийского и людиковийского надгоризонтов, вблизи которой локализуются месторождения; резкая смена контрастных по составу пород – от красноцветных карбонатных до черносланцевых.

Утверждены балансовые запасы пентоксида ванадия и попутных компонентов наиболее известного и представительного месторождения Средняя Падма в следующих количествах: запасы руды (тыс. т): категорий С₁ – 2111,8; С₂ – 2477,9; С₁+С₂ – 4589,7; запасы пентоксида ванадия категорий С₁ – 58 767 т, С₂ – 48 883 т; урана категорий С₁ – 1553 т, С₂ – 1513 т; молибдена категорий С₁ – 860 т, С₂ – 167 т; меди категорий С₁ – 1576 т, С₂ – 561 т; запасы руды для благородных металлов по категории С₂ – 4589,7 тыс. т; запасы: золота по категории С₂ – 729 кг; платины по категории С₂ – 72 кг; палладия по категории С₂ – 1346 кг; серебра по категории С₂ – 427 кг. Сведения по другим месторождениям ограничены.

Для всего Заонежского рудного узла, по опубликованным данным (прил. 2), для урана запасы С₂ составляют 7,08 тыс. т, ресурсы категорий Р₁+Р₂ – 2,8 тыс. т, для ванадия запасы по категории С₂ – 9,03 млн т, ресурсы Р₂ – 11,5 млн т. Главным полезным ископаемым признан уран. Количественная оценка ресурсов категории Р₃ методом экспертных оценок при глубине оценки 500 м составляют 10 тыс. т. В Заонежском рудном узле возможно увеличение размеров минерально-сырьевой базы за счет разведки флангов известных месторождений, выявление новых рудных залежей – сателлитов, доизучения неравномерно исследованных зон СРД. В этой связи, выбрав месторождение Средняя Падма как эталон, необходимо получить корректные значения ресурсов Р₃ для каждой зоны СРД. Высокая рудонасыщенность Заонежского рудного узла, наличие предпосылок и признаков обнаружения как известных, так и нетрадиционных типов оруденения выдвигают ее в разряд наиболее перспективных в юго-восточной части Балтийского щита.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Медь является самым распространенным рудным элементом на территории листа, но не образует значительных рудных объектов. Всего рудопроявлений и пунктов минерализации, в которых медь является главным или единственным компонентом, на карте показано 53. Наиболее широко распространены проявления медно-сульфидной формации. Типичным примером может служить мелкое комплексное медно-золоторудное месторождение Воронов Бор (II-9-43), расположенное в 8 км южнее г. Медвежьегорск. В районе месторождения распространены ятулийские кварцитопесчаники и метабазалты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Развивающиеся по ним метасоматиты образуют косесекущие линейные тела северо-западного простирания. Запасы меди по категориям В + С₁ составляют 11,5 тыс. т, серебра – 7,8 т, ресурсы золота по категории Р₂ – 0,75 т [81]. Запасы могут быть увеличены путем разведки флангов и оруденелых метавулканитов, хотя масштабы месторождения скорее всего останутся прежними. Месторождение Воронов Бор может служить эталоном для оценки других многочисленных проявлений меди Карелии по категории Р₃.

Другим примером может служить рудопроявление Маймъярви (II-8-20). Участок потенциально перспективен на оруденение формации медистых песчаников в зонах пропилитизации. Рудная минерализация локализуется в пропилитизированных песчаниках янгозерской свиты на контакте с дайками габбродолеритов. Прогнозные ресурсы (категории Р₂) меди до глубины 300 м оцениваются в 162 тыс. т, категории Р₃ – в 340 тыс. т. По геологической ситуации эти данные нуждаются в корректировке.

В настоящее время наиболее крупным и промышленно значимым медным объектом на территории листа является Пудожгорское месторождение, где медь – один из сопутствующих компонентов. Забалансовые запасы рудопроявления меди составляют 11,5 тыс. т, прогнозные ресурсы по категориям Р₂ – 677,5 тыс. т, Р₃ – 490 тыс. т.

Цинк, свинец. Рудные объекты цинка в ранге малых месторождений располагаются в экзоконтактовой зоне Салминского массива гранитов рапакиви. В их локализации ведущее значение имеют магматический (граниты рапакиви) и литологический (карбонатные породы людиковия и ятулия) факторы. В зоне контакта Салминского массива рапакиви в залежах экзоскарнов наблюдается преимущественно олово-цинковое оруденение. К олово-цинковой скарновой формации относятся месторождения Кительское, Питкяранта – Старое и Новое рудные поля, Хопунваара.

Кительское месторождение – единственное из них всех имеет балансовые запасы олова и цинка. Запасы руды составляют: по категориям А + В + С₁ – 1064 тыс. т, олово – 5930 т, цинк – 2,5 тыс. т, по категории С₂: руды – 130 тыс. т, олово – 456 т, цинк – 3,2 тыс. т. Апробированные ресурсы отсутствуют. Месторождение находится в Нераспределенном фонде. При возобновлении к нему интереса необходимо будет оценить ресурсы категории Р₃ с возможными врезками Р₂ всего обрамления гранитогнейсовых структур в зоне влияния гранитов рапакиви.

Тогда же возможна и переоценка месторождения Коват-ярви. Малое месторождение цинка Коват-ярви (IV-7-46) [251] представлено сфалеритсодержащими скарнами в карбонатных породах ятулия вблизи восточного контакта Салминского массива гранитов рапакиви. Выявленные авторские запасы по категориям $C_1 + C_2$ составляют 4810,6 т. Аналогичную оценку можно дать и для рудных концентраций олова [111].

Всего забалансовые запасы по свинцу составляют 1677 тыс. т, прогнозные ресурсы по категориям $P_2 - 490,8$ тыс. т, $P_3 - 350$ тыс. т. Забалансовые запасы по цинку составляют 54,95 тыс. т, прогнозные ресурсы по категории $P_2 - 51,7$ тыс. т.

Молибден. Ялонваарский ПРУ имеет площадь 220 км². Все оцененные ресурсы молибдена находятся в Ялонварском золото-молибденовом потенциальном рудном узле (северное Приладожье). Ялонваарский ПРУ включает южный фланг одноименной зеленокаменной структуры (ЗКС), которая входит в состав зеленокаменного пояса (ЗКП) Ялонваара–Иломанси–Тулос. Большая часть этого пояса располагается на территории Финляндии. Протяженность отрезка субмеридионально ориентированной Ялонваарской (Ялонваарско-Соанваарской) ЗКС на территории России составляет 40–45 км. В Финляндии в пределах ЗКП Иломанси находятся месторождения Валкеасуо и Пампало со средними содержаниями золота соответственно 3,7 и 6,8 г/т и с запасами – 17,5 т и 6,12 т. Месторождение Пампало разрабатывается.

Геологическое строение Ялонваарского ПРП соответствует геологической позиции указанных выше месторождений, а прямые признаки золотоносности (пункты минерализации золота с содержаниями до 20 г/т подтверждают возможность нахождения на прогнозируемой площади малых и средних по размеру месторождений золота. В ялонваарской ветви зеленокаменного пояса Ялонваара–Иломанси–Тулос лопийский супракрустальный комплекс интродуцирован комплексом малых по размеру интрузивных массивов диорит-гранодиорит-гранитного состава с молибденовой специализацией. В южной части перспективной площади к ареалу развития таких массивов приурочено Ялонваарское молибденовое рудное поле. Его перспективы связываются с возможностью обнаружения здесь рудных объектов штокверкового типа. Главными рудолокализирующими факторами являются магматический (интрузии гранитов и связанные с ними метасоматиты) внутри зеленокаменного пояса Ялонваара–Иломанси–Тулос) и структурный (сочленение лопийского зеленокаменного пояса с раннепротерозойской зоной Раахе–Ладога). Молибденовые руды Ялонваарского рудного поля относятся к бедным с неравномерным содержанием молибдена от тысячных до десятых долей процента. Суммарные запасы молибдена составляют 3,3 тыс. т по категории C_2 .

Прогнозные ресурсы P_3 в количестве 50 т золота и 30 тыс. т молибдена утверждены ЦНИГРИ в 2003 г. Несмотря на то, что Ялонваарский рудный узел отнесен к объектам второй очереди, на его территории ведутся поисковые работы на молибден и золото. Прогнозные ресурсы P_3 и паспорт рекомендованы для постановки на учет. Рудные объекты Ялонваарского узла имеют комплексный характер, и интерес к ним может усилиться при увели-

чении ресурсов и запасов золота. В качестве эталонного объекта можно рекомендовать месторождение Лобаш.

Уран. Урановые рудные объекты на территории листа являются полихронными и полигенетичными. В южной части Балтийского щита самостоятельные рудные объекты урана находятся в западной Карелии в пределах зоны разломов субмеридионального простирания: Октябрьское (Ш-7-7), Марантярви (Ш-7-8), Радужное (Ш-7-12), Хуккала (Ш-7-16) [210, 211, 212, 219], в северном Приладожье – Мраморная Гора (IV-5-6), в северо-восточном борту Ладожского грабена – Карку (V-6-2) и в южной части Онежской структуры (Птицефабрика, IV-9-7) [238]. В Республике Карелия на 1.01.2014 г. в Нераспределенном фонде недр учитываются запасы урана по комплексному уран-ванадиевому месторождению Средняя Падма с балансовыми запасами урана в количестве: по категориям C_1 – 1553 и C_2 – 1513 т. Для всего Заонежского рудного узла, по опубликованным данным (прил. 2), для урана запасы C_2 составляют 7,08 тыс. т, ресурсы P_1 – 2,8 тыс. т.

Основные запасы урана сосредоточены в комплексных ванадий-урановых месторождениях Онежского полуострова. Главными рудными факторами являются структурный (зоны разрывных нарушений), метасоматический (среднетемпературные метасоматиты и полная триада низкотемпературных метасоматитов: пропилиты–альбититы и березиты), литологический (сочетание пород контрастного состава).

Месторождение Карку (V-6-2) занимает особое положение. Это единственный рудный объект, который относится к месторождениям типа несогласий. Положение рудных залежей контролируется поверхностью предсреднерифейского регионального несогласия и впадинами палеорельефа (структурный фактор), низкотемпературными хлорит-карбонатными метасоматитами (метасоматический фактор), наличием углеродистого вещества в породах дорифейского фундамента (литологический фактор). Общие ресурсы урана по всем рудным залежам составляют по категориям $P_1 + P_2$ 4868 т, в т. ч. по категории P_1 – 3042 т. По остальной площади месторождения прогнозные ресурсы урана категории P_2 составляют 1950 т. Суммарные ресурсы по месторождению по категориям $P_1 + P_2$ составляют 6818 т [111]. Прогнозные ресурсы урана категории P_3 для всех объектов зоны несогласия оцениваются в 50 тыс. т.

На территории листа Р-36 в пределах палеозойского чехла Русской плиты наблюдаются фрагменты Невско-Волховского и Прибалтийского урановорудных районов. Общая площадь первого из них составляет 7000 км², прогнозные ресурсы категории P_3 – 312 тыс. т. На территорию листа Р-36 приходится около 25 % общей площади рудного района и соответственно прогнозные ресурсы составляют 78 тыс. т.

Ураноносность Прибалтийского РР обусловлена распространением диктиономовых сланцев ордовика (литологический фактор). Ресурсы урана P_3 составляют 10 тыс. т, но к территории листа Р-36 приурочена их небольшая часть – 0,8 тыс. т на площади 300 км².

Дальнейшее изучение ураноносности данной территории рекомендуется продолжить прежде всего в Онежском прогибе и его обрамлении, в Ладожском районе и в западной Карелии.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. В пределах листа месторождения золота относятся к золото-сульфидной рудной формации. Все рудные объекты приурочены к архейским зеленокаменным поясам и протерозойским прогибам. На территории листа известны многочисленные пункты минерализации, рудопроявления и четыре малых месторождения золота.

Золоторудная минерализация контролируется многими факторами. К ним относятся: структурный (зоны разрывных нарушений сдвигового характера), магматический (гранитные интрузии в зеленокаменных поясах, дайки кислого состава, сочетание контрастных по своему составу основных и кислых магматических пород и т. д.), метасоматический (средне и низкотемпературные метасоматиты, благоприятно сочетание пропицитов, листовенитов и березитов, зоны объемного окварцевания, включая золото- кварцевые жилы), литологический (наличие углеродистых сланцев с сульфидной минерализацией и полисульфидных золотосодержащих колчеданных руд), стратиграфический (супракрустальные образования верхнего архея и нижнего протерозоя).

Указанные выше малые месторождения золота принадлежат к Хаутоваарскому серноколчеданно-золоторудному узлу, а также к Заломаевско-Рыбозерскому и Эльмусскому золоторудным узлам.

Эльмусский узел. Месторождение Педролампи (П-8-34) входит в состав Эльмусского золоторудного узла, расположенного на западном фланге Онежского прогиба. Рудоконтролирующей структурой является субмеридиональная зона рассланцевания, проходящая вдоль контакта лопийских толщ с ятулийскими кварцитопесчаниками. Продуктивная зона, оконтуренная по границе развития гидротермально-метасоматических изменений, представляет собой согласный с зоной рассланцевания крутопадающий линейный кварцевый штокверк.

Запасы руды категории C_2 составили 157,6 тыс. т руды, запасы золота (при среднем его содержании в рудных телах 5,91 г/т) – 0,931 т. Ресурсы золота категории P_1 по продуктивной зоне до глубины 100 м оценены в 2,5 т [81]. По данным незавершенных работ ЗАО «Педролампи Лимитед», в результате разведки месторождения удалось значительно расширить границы продуктивной зоны рассланцевания – золоторудная зона прослежена за пределы контура подсчета запасов по категории C_2 в северном направлении на 1 км, в южном – на 0,5 км, по падению – до глубины 250–300 м. Согласно данным оперативного подсчета, запасы золота на месторождении категории C_2 составляют 0,931 т, прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ – 2,5 т.

Для Эльмусского РУ приводятся прогнозные ресурсы категории P_3 – 65,5 т [111].

Геологическим заданием была предусмотрена актуализация прогнозных ресурсов категории P_3 Хаутоваарского серноколчеданно-золоторудного узла

в связи с открытием новых месторождений. В Хаутоваарском узле решением ТКЗ Карелнедра утверждены и поставлены на Государственный учет запасы руды и золота категории С₂ месторождения Новые Пески для условий открытой отработки в количестве 1077 тыс. т руды и 230 кг золота. Решением ТКЗ Карелнедра утверждены и поставлены на Государственный учет запасы руды и золота категории С₂ месторождения Хюрсюльское для условий открытой отработки в количестве 821 тыс. т руды и 208 кг золота.

На этой территории, кроме того, присутствуют семь рудопроявлений золота, 16 рудопроявлений элементов-индикаторов золоторудной и молибденовой минерализации и 12 пунктов комплексной полиметаллической минерализации, в которых содержания серебра – от 8 до 40 г/т, свинца – до 2,48 %, цинка – до 13,1 % и меди – до 0,35 %, одно проявление графита, месторождения серного колчедана, а также интенсивная сульфидизация и окварцевание рудовмещающих пород. Выявлены первичные и вторичные ореолы рассеяния золота. Данные горных работ и бурения позволили установить однозначную связь геохимических и геофизических аномалий с золоторудными зонами.

ООО «Онего-Золото» 4.06.2012 г., в соответствии с фактом открытия месторождения (свидетельство № ПТЗ 12 МЕГ 00014 от 13.04.2012 г.) получена лицензия ПТЗ 01649 ТР (4.06.2012 г.–10.06.2032 г.) на право разведки и добычи золота рудного на месторождении Новые Пески. В настоящее время на месторождении выполняются разведочные работы.

Для оценки прогнозных ресурсов золота по категории Р₃ в качестве эталонного аналога выбран рудный узел Karel gold line золоторудного района Ялонваара–Хатту металлогенической зоны, расположенный в архейском зеленокаменном поясе Хатту–Иломанси (юго-восточная Финляндия). Пояс сложен осадочно-вулканогенными породами средне-позднелопийского возраста. Среди вулканитов преобладают породы коматиит-базальтовой и андезит-базальтовой формаций, в меньшей степени развиты кислые эффузивы и их туфы. Кристаллические сланцы вмещают редкие сингенетические серноколчеданные руды. Отложения ЗКП прорваны малыми телами и дайками гранитоидов и реже – базитов и гипербазитов. ЗКП окружен крупными массивами гранитоидов с изотопным возрастом 2760–2690 млн лет. Породы пояса Иломанси интенсивно смяты в складки и разбиты разломами различных направлений. В целом структурно-геологическая позиция золоторудного района Ялонваара–Хатту аналогична таковой для Хаутоваарского рудного района. По данным финских исследователей, проявления золота пояса Иломанси относятся к орогенному типу (orogenic gold-mesothermal).

Узел Karel gold line площадью ~100 км² включает в себя 23 объекта золоторудной малосульфидной формации, в т. ч. шесть малых и средних месторождений (Пампало, Хоско, Рамепуро, Мууринсуо, Куивисто и Куиттила). Золото встречено в кварцевых и кварц-карбонатных жилах, в дайках плагио-порфиров и кварцевых порфиров, измененных гранитоидах и в шир-зонах в метавулканитах. Содержание золота варьирует от 1 до 15,2 г/т. На 1.04.2011 г. запасы и прогнозные ресурсы золота в шести разведанных месторождениях оценены в 35,2 т. На остальных 17 проявлениях проводились поисковые работы, по результатам которых специалисты геологической службы Финляндии пришли к выводу, что эти объекты являются малыми месторож-

дениями и пригодны для мелкомасштабной добычи. Их суммарные прогнозные ресурсы (inferred resources и probable resources), соответствующие нашим категориям $P_1 + P_2$, оценены примерно в 51 т золота. Таким образом, суммарные запасы и прогнозные ресурсы эталона составляют 86,2 т и, следовательно, удельная площадная рудоносность (q) равна 888 кг/км^2 ($86,2 \text{ т} : 97 \text{ км}^2$).

С учетом принятого коэффициента подобия (k), во многом отражающего степень изученности, и площади узла (s), величина прогнозных ресурсов золота (Q) по категории P_3 : для *Хаутоваарского рудного узла составляет* $Q = (k \times q \times s) = 0,6 \times 888 \text{ кг/км}^2 \times 870 \text{ км}^2 = 46,3 \text{ т}$. $Q - (P_2 + C_2) = 46,3 - (20 + 0,23 + 0,28) = 21,2 \text{ т}$.

Таким образом, прирост ресурсов возможен только в ходе дальнейшего проведения поисково-оценочных и разведочных работ на уже известных площадях.

В пределах Южно-Выгозерского золоторудного района находится *Заломаевско-Рыбозерский золоторудный узел*, где локализовано месторождение золота Рыбозерское (II-10-25) [65]. Вмещающие лопийские толщи Выгозерского зеленокаменного пояса представлены метакоматиитами и метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами среднего и кислого состава с линзами магнетитовых и колчеданных руд, которые прорываются дайками плагиопорфиров и интрузией габбропироксенитов. Широкое развитие метасоматитов березит-лиственитового ряда сопровождается переотложением колчеданных руд, развитием вкрапленности пирита поздних генераций и обогащением золотом ($0,1\text{--}28 \text{ г/т}$). Запасы золота категории C_2 составляют по месторождению 3,28 т. Перспективы по приросту запасов Рыбозерского месторождения связываются с его южным флангом, где, по геофизическим данным, продуктивная зона прослеживается на 10 км от месторождения, что подтверждается отдельными скважинными пересечениями с рудными содержаниями золота. Прогнозные ресурсы золота в этой зоне определены по категориям $P_2 + P_3$ в количестве 15 т. На остальной площади узла ресурсы по категории P_1 составляют 3,3 т, $P_2 - 5 \text{ т}$, $P_3 - 71 \text{ т}$ (прил. 2).

В качестве эталонного аналога выбран золоторудный узел Karel gold line в архейском зеленокаменном поясе (ЗКП) Иломанси (юго-восточная Финляндия), описанный выше.

Прогнозные ресурсы категории P_3 Заломаевско-Рыбозерского рудного узла при коэффициенте подобия эталону (k) 0,7 составят $Q = k \times q \times s = 0,7 \times 888 \text{ кг/км}^2 \times 141,7 \text{ км}^2 = 88,09 \text{ т}$. С учетом прогнозных ресурсов P_2 в количестве 5 т (Заломаевское проявление, ЦНИГРИ, 2010), ресурсы категории P_3 рудного поля составляют: $Q = 142 \text{ км}^2 \times 0,888 \times 0,6 = 76 \text{ т} - 5 \text{ т} = 71 \text{ т}$ [65].

В восточной Карелии в лопийских образованиях Вожминско-Савинского золоторудного узла проявлены те же рудоконтролирующие факторы, что и в Заломаевско-Рыбозерском рудном узле. Ресурсы золота P_3 здесь оцениваются в 26,5 т.

В центральной Карелии в Янгозерском потенциальном золоторудном узле проявлены рудоносные метасоматиты в породах ятулийского надгоризонта. Ресурсы золота узла по категории P_2 составляют 18,4 т, $P_3 - 30 \text{ т}$ [231].

В Ялонваарском золото-молибденовом потенциальном рудном узле (юго-западная Карелия) ресурсы золота P_3 оценены в 50 т. Интерес к узлу определяется наличием в Ялонваарском зеленокаменном поясе на территории Финляндии целого ряда месторождений золота, включая эталонный золоторудный узел Karel gold line.

В северном Приладожье в пределах Янисъярвинского золоторудного узла концентрации золота наблюдаются в кислотных метасоматитах по породам дайкового комплекса тоналитов, тоналит-порфиров и интрузий габбродиоритов (рудопоявление Алатту (IV-6-10) и Северо-Янисъярвинский и др.) [161, 198]. Здесь наблюдается сочетание структурного, магматического и метасоматического факторов. Прогнозные ресурсы золота рудопоявления оценены по категории P_2 в количестве 2,5 т, по узлу в целом – 30 т.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит, пирротин (серные колчеданы). Все серноколчеданные месторождения и проявления находятся в архейских зеленокаменных поясах – в Хаутоваарской, Семченской, Ялонваарской и Рыбозерской зеленокаменных структурах. Значительная часть их приурочена к Хаутоваарской структуре, где находится наиболее крупное Хаутоваарское месторождение. Основными рудными факторами их локализации являются магматический (приуроченность оруденения к метавулканогенным породам), метасоматический (широкое распространение средне- и низкотемпературных метасоматитов, пропилитов), литологический (сочетание колчеданных руд с углеродистыми сланцами, зонами графитизации и др.).

Балансовые запасы руды по категориям $A+B+C_1$ – 14,9 млн т, серы – 4,8 млн т (Хаутоваарское месторождение) и для Шуйского месторождения – 0,6 млн т руды и 0,2 млн т серы. Руды пригодны для сернокислотного производства. Для остальной территории Хаутоваарского серноколчеданно-золоторудного узла запасы руд категорий $A+B+C_1$ – 7,55 млн т, C_2 – 0,29 млн т, забалансовые запасы – 0,5 млн т и ресурсы категории P_3 – 45 млн т. Всего запасы категорий $A+B+C_1$ составляют 16,3 млн т. Интерес к этому виду минерального сырья может проявиться только в случае обнаружения в колчеданных рудах меди, полиметаллов, золота и редких элементов.

Флюорит. Основные запасы и прогнозные ресурсы флюорита связаны с оловорудными проявлениями. Ведущие рудные факторы – магматический (экзоконтат гранитов рапакиви) и метасоматический (преимущественно апо-скарновые грейзены).

На Уксинском проявлении запасы флюорита (категория C_2) составляют 479,4 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 – 458,5 тыс. т. В Хопунварском рудном поле суммарные запасы категории C_2 флюорита в оловорудных телах составляют 614,4 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 496 тыс. т [81]. Ресурсы флюорита могут быть увеличены в результате изу-

чения апоскарновых грейзенов в обрамлении гранитогнейсовых структур в зоне влияния гранитов рапакиви.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит. Проявления апатита сосредоточены в северном Приладожье. Главное значение в их локализации имеет магматический фактор. Наиболее интересное Райвмяжское проявление (IV-4-3) приурочено к щелочно-основной дифференцированной интрузии, сложенной сиенитами, граносиенитами, монцонитами и габброидами разного состава. Возможно, что эта интрузия является апикальной частью нескрытого эрозией крупного Элисенваарско-Райвмяжского массива. Прогнозные ресурсы пентоксида фосфора категории P_3 до глубины 300 м составляют 21 000 тыс. т при среднем содержании 3 %. Перспективы увеличения ресурсов не определены.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Проявления асбестовой минерализации приурочены к Повенецкому тальк-асбестовому рудному узлу в составе Северо-Онежского рудного района. Ведущими рудными факторами являются структурный (приуроченность асбестовых залежей к тектоническим зонам), метасоматический (листвениты), литологический (карбонатные породы ятулия). Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 60 тыс. т, P_3 – 542 тыс. т (прил. 2) [65]. Расширение ресурсной базы определяются интересами к этому виду минерального сырья.

Тальк и талькохлорит. Проявления талька на территории Карелии связаны с зонами метасоматической переработки (метасоматический фактор – листвениты) ультраосновных пород – серпентинизированных гипербазитов (магматический фактор). Эталонными объектами являются два месторождения: Турган-Койван-Аллуста (II-8-8) и Листегубское (II-9-3). Балансовые запасы по категориям $A+B+C_1$ составляют 6470 тыс. т, по категории C_2 – 1433 тыс. т. Прогнозные ресурсы Повенецкого узла оценены по категории P_1 – 11,3 млн т и P_3 – 19,5 млн т (прил. 2) [65].

Графит. Малое месторождение графита Ихальское (IV-4-2) и четыре рудопроявления расположены в северном Приладожье среди пород ладожской и сортавальской серий. В их локализации существенную роль имеют литологический (первичные высокоуглеродистые осадки) и метаморфический факторы (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации регионального метаморфизма). На Ихальском месторождении проведена оценка запасов по категории C_2 – 77,7 тыс. т, прогнозные ресурсы P_1 по всему месторождению составляют 130 тыс. т [111]. За счет изучения флангов месторождения возможно увеличение его ресурсов.

Шунгит. Шунгиты с содержанием углерода выше 20–25 % распространены в разрезах заонежской свиты людиковийского надгоризонта в Онежской

структуре, где к ним приурочены месторождения Нигозерское (Ш-9-32), Зажогинское (Ш-10-3,4). Наиболее крупным является Зажогинское месторождение. Главными рудными факторами являются литологический (образование высокоуглеродистой черносланцевой формации) и стратиграфический (людиковийский надгоризонт карелия).

Запасы шунгитового сырья по Максиковской залежи составляют по категориям $A+B+C_1$ – 29 863 тыс. т, запасы по Зажогинской залежи – 276 тыс. т. В целом по Зажогинскому месторождению балансовые запасы категории C_1 – 22,89 млн т, забалансовые запасы – 54,4 млн т, прогнозные ресурсы – 95,88 млн т. Возможности расширения минерально-сырьевой базы высокоуглеродистых пород значительны.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. Заонежский алмазоносный район. Главным оценочным критерием на алмазы является непосредственное обнаружение этого минерала. Однако другие факторы тоже имеют большое значение. К ним прежде всего относятся магматический (плюмовый магматизм, интрузии кимберлитов и лампроитов) и тектонический (наличие архейского фундамента в областях тектоно-магматической активизации). Месторождений алмазов на территории листа не обнаружено. Ресурсы по категории P_3 составляют 30 млн карат.

Кимозерский алмазоносный узел вызывает наибольший интерес. Здесь расположено крупное по площади выхода Кимозерское тело алмазоносных кимберлитов, находящееся в центральной части Заонежского полуострова. В кимберлитах найдено более 100 кристаллов. Поскольку проведенные здесь в 2014 г. работы по ГДП-200 не завершены, прогнозные ресурсы кимозерского узла пока не оценивались.

Волозерский алмазоносный потенциальный узел расположен в области древнейшего по возрасту Онежско-Водлозерского блока, активизированного в палеозое. В геологическом строении узла в качестве положительного фактора отмечаются магматические образования глубинного генезиса: метакоматиит-базальты архейского возраста, базит-ультрабазитовые раннепротерозойские интрузии. Также выявлена дайка лампроитового состава предположительно рифейского возраста.

Прогнозные ресурсы категории P_3 методом экспертных оценок составляют 15 млн карат [81, 261].

Габсельский потенциально алмазоносный РУ находится в северной части Онежской структуры. В районе пос. Повенец, при проведении геологосъемочных работ [261] выявлено девять проявлений алмазов в отложениях различных генетических типов: в отложениях, выполняющих «карстовые полости», в четвертичных отложениях и в отложениях туломозерской свиты ятулия, вмещающей «карстовые полости». Оценка прогнозных ресурсов проводилась методом экспертных оценок. Глубина оценки – 300 м. Прогнозные ресурсы P_3 составляют 20 млн карат [81, 261].

Петрозаводский ПРР расположен в области сочленения Балтийского щита и Русской платформы. Он перекрыт толщей четвертичных ледниковых от-

ложений мощностью до 10 м. Плитные образования сложены верхневендскими отложениями мощностью до 250 м. Кристаллический фундамент является частью Балтийского щита и представлен выступом ультраметаморфической коры, обрамленной по периферии лопийскими зеленокаменными образованиями, а на юго-востоке – частью крыла Онежского прогиба. Кратон активизирован в веписии, рифее и палеозое, что фиксируется проявлениями соответствующего магматизма, в т. ч. и кимберлитами веписийского и палеозойского возрастов.

Контрастный шлиховой ореол кимберлитовых минералов-спутников выявлен в четвертичных отложениях (Чалкинский ореол). По ассоциации минералов-спутников алмазов ореол аналогичен Кимозерскому ореолу на Заонежском полуострове, который сопровождает трубку кимберлитов веписийского возраста. Оценка прогнозных ресурсов проводилась методом экспертных оценок. Глубина оценки – 300 м, прогнозные ресурсы P_3 составляют 15 млн карат.

Лахденпохский потенциальный алмазоносный район. Главным фактором потенциальной алмазоносности района является его приуроченность к узлу пересечения Куопио-Сортавальской долгоживущей мобильно-проницаемой тектонической зоны северо-западного простираения с региональной структурой сочленения Балтийского щита и Русской платформы северо-восточного простираения (зона «ЩИТ–ПЛИТА»). В пределах Куопио-Сортавальской мобильно-проницаемой зоны сосредоточено большинство проявлений разновозрастного щелочного магматизма Свекокарельской области. На северо-западе Куопио-Сортавальской зоны в Финляндии известны проявления алмазоносных кимберлитов венд-кембрийского возраста. На Сортавальской площади зона «ЩИТ–ПЛИТА» проявлена системой подновленных разломов северо-восточного простираения, к которым приурочена большая часть локальных аэромагнитных аномалий «трубчатого» типа.

На территории этого ПРР известны ореолы рассеяния минералов-индикаторов алмазов, по составу соответствующих минералам алмазоносных кимберлитов и один обломок алмаза, а также локальные магнитные аномалии характерного «трубчатого» типа. На основании региональных критериев, прямых и косвенных поисковых признаков выделен Лахденпохский потенциально алмазоносный район. Оценка прогнозных ресурсов проводилась методом аналогии. Аналогом выбран алмазоносный район Куопио-Каави. Глубина оценки – 300 м. Прогнозные ресурсы P_3 составляют 15 млн карат, минералогический потенциал – 30 млн карат.

На карте не показана Ладожская (Пашско-Ладожская) урановорудная область (С. В. Бузовкин и др., 2005). По мнению авторов, в состав этой области включены объекты различного генезиса, структурного положения и возраста, т. е. вольфрам-урановые рудопроявления, связанные с метасоматитами и гранитоидами маткасельского комплекса веписийского времени, месторождение Карку и другие рудопроявления, связанные с корами выветривания, приуроченные к терригенным образованиям рифея, а также рудопроявления в песчаниках редкинского горизонта венда и пакерортского горизонта ордовика. Необходимо отметить, что по своему масштабу месторождение Карку относится к малым месторождениям и в настоящее время оно является един-

ственным известным в регионе. Поэтому представляется, что выделение сейчас масштабной минерагенической Пашско-Ладужской зоны (Ладужский грабен) площадью более 18 000 км² не отвечает масштабу 1 : 1 000 000, предполагающему значительно большую детальность выделения минерагенических таксонов.

По мнению авторов КЗПИ и научного редактора листа Р-(35),36, объединение таких разнородных объектов, расположенных в двух различных минерагенических провинциях – Русской плиты и Балтийского щита (Карело-Кольской) нецелесообразно.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа охватывает две резко различающиеся в гидрогеологическом отношении структуры [3]. На севере листа это – южная часть Балтийского гидрогеологического массива (*I*) с трещинными и трещинно-жильными подземными водами преимущественно в древних кристаллических породах. К югу от него располагается краевая часть Московского артезианского бассейна второго порядка (*II*₁) с пластовыми напорными водами в образованиях от карбона до рифея, входящего в состав Русского сложного артезианского бассейна (*II*). Далее в пределах этих структур выделяются гидрогеологические районы и подрайоны. В их пределах почти повсеместно распространен неравномерный покров в разной степени обводненных четвертичных образований различных генезиса и мощности.

На большей части территории листа в разные годы проводились специализированные гидрогеологические съемочные работы масштаба 1 : 200 000, а в северной части Карельского перешейка – масштаба 1 : 50 000. Анализ и обобщение этих материалов были осуществлены С. В. Егоровым при составлении карты подземных вод масштаба 1 : 1 000 000 в комплекте Госгеолкарты листа Р-(35)–37 – Петрозаводск (2000 г.).

БАЛТИЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАССИВ

В пределах гидрогеологического массива распространение, динамика, ресурсы и качество подземных вод, в первую очередь, определяются составом водовмещающих пород, степенью их трещиноватости и ее мощности.

В верхней части гидрогеологического разреза распространен не выдержанный по вещественному составу *четвертичный водоносный комплекс (Q)* с мощностью рыхлых отложений, редко превышающей первый десяток метров, обладающих различными фильтрационными и емкостными свойствами. Он приурочен к различным генетическим типам отложений, основными из которых являются торфяно-болотные, аллювиальные, озерные, ледниково-озерные, флювиогляциальные и ледниковые (моренные). С каждым из этих генетических типов связаны соответствующие им водоносные горизонты. В достаточной степени они охарактеризованы в объяснительной записке к Госгеолкарте (2000 г.). Наибольший интерес с практической точки зрения представляет водоносный горизонт флювиогляциальных отложений, который ха-

рактируется повышенной водообильностью разнородных песков, слагающих озы, зандры и камы. Участки распространения наиболее крупных из них вынесены на гидрогеологическую схему. Мощность этих отложений местами может достигать 20 м, а на юге доходить и до 50 м. Преобладающие дебиты источников из них – от 0,1 до 3 дм³/с. Дебиты колодцев глубиной до 3–4 м составляют от 0,02 до 0,3 дм³/с. Минерализация воды – от 0,02 до 0,2 г/дм³ при преимущественно гидрокарбонатно-кальциевом составе. Нередко в водах комплекса отмечаются повышенные содержания железа – до 7,3–21,5 мг/дм³ [47, 31].

Гидрогеологические подразделения дочетвертичных образований

Водоносные зоны трещиноватости в метаморфизованных терригенно-осадочных породах петрозаводской и шокшинской (KR₂³pt–KR₂³š), падосской (KR₂²pd), янгозерской (KR₁³jn) свит и ладожской (KR₂²ld) серии имеют наибольшее распространение в Шокшинском (I₂⁶), частично в Онежском (I₂⁵) и Северо-Ладожском (I₂¹) подрайонах Карельского гидрогеологического района (I₂). Водовмещающие терригенно-осадочные породы представлены ритмично переслаивающимися фациальными разностями.

В Шокшинском (I₂⁶) и Онежском (I₂⁵) подрайонах это – песчаники, кварциты с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, конгломератов и реже – известняков и шунгитов. Трещиноватость пород – а, следовательно, и их водообильность – по площади распространена неравномерно, увеличиваясь в зонах тектонических нарушений. Экзогенная трещиноватость проявлена до глубин 50–70 м. Подземные воды залегают на глубинах от первых до 12 м. Местами они напорные. Дебиты отдельных скважин из падосской свиты изменяются от 0,2 до 1–3 дм³/с, иногда более. В зонах тектонической трещиноватости в мелких синклинальных прогибах до глубин 740–850 м фиксируются повышенные водопритоки в скважины – до 4–12 дм³/с. Источники встречаются редко. Преобладающие значения минерализации подземных вод до глубин 100–150 м – от 0,2 до 0,5 г/дм³ при гидрокарбонатном натриевом или магниевом-кальциевом составе. Имеются сведения о том, что в Шокшинском подрайоне (I₂⁶) в скважине на берегу Вагозера на глубинах более 200 м установлено повышение минерализации воды до 27,2–36,1 г/дм³ и изменение ее состава на хлоридный натриевый [53].

Водоносная зона трещиноватости образований ладожской серии (KR₂²ld) развита на территории листа в Северо-Приладожском подрайоне (I₂¹). Здесь она связана со слаботрещиноватыми алевролитами, филлитами, кварцитами, песчаниками и гравелитами. Редкие источники характеризуются дебитами от 0,1 до 0,5 дм³/с, увеличиваясь в зонах разломов до 4,0–4,5 дм³/с. Дебиты скважин – 0,1–0,5 дм³/с при понижении уровня воды на 5–20 м. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/дм³. Местами в подземных водах отмечаются повышенные содержания радона.

Водоносная зона трещиноватости янгозерской свиты развита в северо-западной части Сямозерско-Сегозерского подрайона (I₂³). Преобладающие дебиты источников – в пределах 0,5–1,5 дм³/с.

Водоносные зоны трещиноватости в метаморфизованных карбонатно-терригенных образованиях вазозерской свиты (K_2Rv0) и онежской серии (KR_1^3on).

Вазозерская свита имеет ограниченное распространение в западной части Онежского подрайона (I_2^5). Здесь трещиноватость пород слабая. Она распространена до глубин 50–60 м, дебиты отдельных скважин – от тысячных долей до $0,5 \text{ дм}^3/\text{с}$. Минерализация воды – $0,1–0,5 \text{ г}/\text{дм}^3$.

Водоносные зоны трещиноватости онежской серии широко распространены и территориально тяготеют к северному Прионежью в Онежском гидрогеологическом подрайоне (I_2^5). В геолого-структурном плане они связаны с синклиналильными зонами. Водовмещающие породы представлены в разной степени трещиноватыми доломитами, известняками, мраморами, сланцами, песчаниками, кварцитами и др. В наибольшей степени трещиноватость и кавернозность проявлены в карбонатных породах до глубин 100–200 м. Характерно широкое проявление разрывных нарушений. В целом для данного подразделения водообильность значительна. Дебиты источников – обычно от $0,5$ до $1,5 \text{ дм}^3/\text{с}$, иногда повышаясь в зонах разломов до $15 \text{ дм}^3/\text{с}$. В большинстве скважин дебиты изменяются от десятых долей до $3 \text{ дм}^3/\text{с}$. В городах Повец и Медвежьегорск дебиты скважин из этих пород составили от 3 до $11,5 \text{ дм}^3/\text{с}$ при понижении уровня на 4–6 м. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые и кальциевые с минерализацией до $0,3–0,5 \text{ г}/\text{дм}^3$. Все это определяет перспективность водоносных зон трещиноватости пород онежской серии на поиски пресных вод в этом подрайоне.

Водоносные зоны трещиноватости в метаморфизованных карбонатно-терригенно-вулканогенных образованиях заонежской свиты (KR_1^3zn) и сегозерской серии (KR_1^3sg).

Первая распространена на большей части Онежского гидрогеологического подрайона (I_2^5). Водовмещающие породы представлены сланцами, кварцитами, конгломератами, известняками, доломитами, базальтами, андезитами и их туфами. Наибольшая водообильность связана с карбонатными и терригенными породами. Фоновые значения дебитов источников находятся в пределах $0,1–0,5 \text{ дм}^3/\text{с}$. Особое влияние на характер водоносности оказывают активизированные разломы северо-западного направления, к которым приурочен ряд крупнодебитных источников. Один из них близ дер. Конгозеро имеет дебит $30 \text{ дм}^3/\text{с}$ [53]. К зоне трещиноватости приурочены выходы минеральных железистых вод. На одном из них функционирует известный курорт республиканского подчинения «Марциальные воды».

Водоносная зона трещиноватости сегозерской серии по составу пород близка к заонежской свите. Она распространена к западу от Сегозера, будучи приурочена к синклиналильным структурам. В них водовмещающие породы разбиты тектоническими нарушениями преимущественно северо-западного простирания. Сильнотрещиноватые обводненные породы выявлены в районе озер Сегозеро, Елмозеро и Селецкое. Здесь установлено большое количество источников с весьма высокими дебитами – до $25–60 \text{ дм}^3/\text{с}$. Интенсивность трещиноватости водовмещающих пород уменьшается в районе Маслозера, где установлены редкие источники с дебитами от десятых долей до $1–3 \text{ дм}^3/\text{с}$.

Воды этих водоносных зон трещиноватости имеют минерализацию от 0,1 до 0,3 г/дм³ при гидрокарбонатном и хлоридно-гидрокарбонатном кальциевом составе. В источниках и скважине западнее г. Кондопога установлены повышенные содержания радона.

Водоносные зоны трещиноватости в метаморфизованных вулканогенно-терригенных образованиях сортавальской (KR₂¹sr) и кубышкинской (LP₃kb) серий, суйсарской (KR₂¹ss) и киричской (KR₁¹kr) свит приурочены к территориально разрозненным блокам в северо-восточной части Свекофеннского района (I₁), в юго-западной части Онежского (I₂³) и на севере Сязозерско-Сегозерского (I₂³) и Выгозерского (I₂⁴) подрайонов. По вещественному составу они представлены в разной степени трещиноватыми базальтами, андезибазальтами, туфами и туффитами, сланцами и метапесчаниками. Водоносность их изучена слабо. Породы сортавальской свиты слабо трещиноваты и, соответственно, слабо водоносны. Дебиты скважин – от 0,1 до 1 дм³/с. Минерализация воды в них – 0,1–1,1 г/дм³, состав гидрокарбонатный натриевый. Так же слабо трещиноваты и слабо обводнены породы киричской свиты в Выгозерском подрайоне (I₂⁴). Здесь наиболее интенсивная трещиноватость отмечается до глубин 10–15 м. Дебиты редких источников – от сотых долей до 0,3–0,5 дм³/с. Минерализация воды – 0,08–0,2 г/дм³ при смешанном ионном составе.

Водоносные зоны трещиноватости метаморфических образований архея-раннего карелия (AR–KR₁) имеют широкое распространение на территории листа. Их водоносность связана с кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и другими породами людиковийско-калевийского и саамолопийского метаморфических комплексов.

Первый из них распространен в Свекофенском гидрогеологическом районе (I₁) на Карельском перешейке. Здесь трещиноватость пород оценивается как слабая и неравномерная до глубин 50–65 м. Прослеживаются линейно ориентированные разломы северо-западного направления, контролируемые системой озов и зандровых террас. Дебиты скважин – от 0,5 до 1,2 дм³/с. В верхней части разреза содержатся пресные воды с минерализацией 0,07–0,9 г/дм³ гидрокарбонатно-натриевого состава. С увеличением глубины залегания, особенно в зонах тектонических нарушений, наблюдается увеличение минерализации воды и содержания хлора в ее составе.

Саамолопийский метаморфический комплекс представлен отдельными крупными блоками в пределах Карельского гидрогеологического района (I₂). Неоднородность вещественного состава, различная степень дислоцированности экзогенной и тектонической трещиноватости пород определяют неравномерность их обводнения. Не последнюю роль в формировании ресурсов подземных вод играет приуроченность водовмещающих пород к определенным тектоническим структурам (антиклинориям, синклинориям) и ограничивающим их разломам. Мощность зоны экзогенной трещиноватости в породах этих метаморфических комплексов обычно составляет от 15 до 35, реже – до 50 м. Глубины тектонической трещиноватости достигают 100–200, реже – 250–300 м [47]. Дебиты источников обычно в пределах 0,1–0,4 дм³/с, несколько повышаясь до 1,0–1,5 дм³/с в породах гимольской серии. Дебиты скважин не превышают 0,5 дм³/с. По минерализации воды в основном уль-

трапесные ($0,02-0,15 \text{ г/дм}^3$) гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, но в зонах разломов минерализация их повышается до $0,2-0,6 \text{ г/дм}^3$ с изменением состава на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

Водоносные зоны трещиноватости гранитов рупакиви (pYRF_1) распространены в Выборгском массиве Свекофеннского гидрогеологического района (I_1) и в Салминском массиве на юго-западе Карельского района (I_2). Граниты характеризуются различной степенью трещиноватости и обводненности. Они легко подвергаются выветриванию. Глубина распространения экзогенной трещиноватости в общем случае не превышает 50 м. В зонах разломов трещиноватость достигает глубин 150–200 м и более. Преобладают нисходящие источники. В Выборгском массиве наибольшие дебиты скважин отмечаются в зонах разломов, где они характеризуются величинами $5-8 \text{ дм}^3/\text{с}$, а иногда и более (район г. Выборг). Вне зон разломов дебиты скважин составляют от $0,1$ до $3,0 \text{ дм}^3/\text{с}$. Минерализация воды в верхней части разреза – от $0,1$ до $0,9 \text{ г/дм}^3$ при гидрокарбонатном натриевом составе. В некоторых скважинах на глубинах более 100 м она возрастает до $2,0-2,5 \text{ г/дм}^3$, приобретая хлоридный натриевый состав.

В Салминском массиве наиболее трещиноватые граниты отмечены в районе пос. Салми. Здесь выявлен ряд источников с дебитами от $0,1$ до $7,0 \text{ дм}^3/\text{с}$. Одной из скважин вблизи Шатлозера в интервале глубин 50–117 м вскрыта водоносная зона. Здесь дебит скважины составил $3,2 \text{ дм}^3/\text{с}$ при понижении уровня на 11,5 м. Минерализация подземных вод в этом массиве в пределах $0,15-0,45 \text{ г/дм}^3$, а их состав аналогичен водам Выборгского массива.

Для вод из этого типа гранитов характерны повышенные содержания радона – до 1500 Бк/дм^3 . Они формируются за счет эманирования радия из водовмещающих пород.

Водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород кислого, среднего и щелочного состава (LP-KR_2), представленных преимущественно в разной степени трещиноватыми гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, реже сиенитами и монцонитами, наиболее широко развиты в пределах Карельского гидрогеологического района (I_2). Породы в основном массивной структуры, слаботрещиноватые. Наиболее интенсивная трещиноватость развита до глубин 10–20 м, реже более, что обуславливает различную (в основном низкую) степень их обводненности. В пределах этих глубин в зоне экзогенной трещиноватости содержатся безнапорные воды, которые местами фиксируются нисходящими источниками. Дебиты источников составляют $0,01-0,6 \text{ дм}^3/\text{с}$, а дебиты отдельных скважин – $0,1-0,5 \text{ дм}^3/\text{с}$. К активизированным тектоническим разломам преимущественно сбросового типа, часто сопровождающимся зонами дробления до глубин 150–200 м, иногда и более, приурочены трещинно-жильные воды. Источники этих вод характеризуются дебитами до $1-4 \text{ дм}^3/\text{с}$. По химическому составу воды гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией в основном до $0,1-0,2 \text{ г/дм}^3$. Местами встречаются радоновые источники.

Водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород основного и ультраосновного составов (LP–KR, RF₂).

Водоносные зоны трещиноватости средне-рифейских интрузивных образований валаамского трахидолеритового комплекса распространены в северо-восточном Приладожье и на островах в северной части Ладожского озера. Трещиноватость пород слабая и увеличивается в зонах тектонических нарушений. Дебиты немногочисленных скважин – от 0,01 до 1 дм³/с. Минерализация воды до глубин 40–60 м составляет от 0,09 до 1 г/дм³ при гидрокарбонатном кальциево-натриевом составе. На глубинах более 100 м в отдельных скважинах вскрыты воды с минерализацией 2,0–2,5 г/дм³ хлоридного натриевого состава [53].

Водоносные зоны трещиноватости ропоручейского габбродолеритового комплекса в Шокшинском гидрогеологическом подрайоне (I₂⁶) приурочены к силлообразным телам, прорывающим образования шокшинской и петрозаводской свит. Здесь трещиноватость пород слабая, что в свою очередь определяет их слабую водообильность. Дебиты немногочисленных скважин – от 0,1 до 1,0 дм³/с, а отдельных источников – до 0,6 дм³/с. По составу воды гидрокарбонатные магниевые с минерализацией 0,1–0,5 г/дм³.

Водоносные зоны трещиноватости небольших по размеру интрузивных тел основного и ультраосновного составов карелия и лопия, неравномерно разбросанных в пределах Свекофеннского (I₁) и Карельского (I₂) гидрогеологических районов, характеризуются весьма слабой изученностью. По имеющимся данным, мощность зоны трещиноватости в породах карелия не превышает 30 м. Дебиты единичных скважин – от 0,05 до 0,5 дм³/с. Для слабо-трещиноватых пород лопия также характерна низкая водоносность. Отмечаются редкие одиночные источники с дебитами до 0,5 дм³/с. Воды с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/дм³. Состав их гидрокарбонатный смешанный по катионам.

В целом ресурсный потенциал подземных вод Балтийского гидрогеологического массива в пределах территории листа зависит от мощности зоны свободного водообмена, которая в свою очередь определяется степенью пористости четвертичных образований и трещиноватости подстилающих их коренных пород. При этом необходимо отметить тесную гидравлическую взаимосвязь между выделяемыми гидрогеологическими подразделениями. Этот фактор обеспечивает общность условий питания и формирования естественных ресурсов подземных вод гидрогеологического массива. Подземные воды здесь преимущественно пресные и содержатся большей частью в маломощном невыдержанном слое четвертичных отложений и в верхней трещиноватой зоне кристаллических пород до глубин от 20–30 до 70–80 м. В зонах тектонических нарушений глубина распространения трещиноватости увеличивается до 100–150 м, иногда более [31]. Здесь формируются системы трещинно-жилых вод, которые фиксируются восходящими источниками с повышенными (относительно грунтовых вод) дебитами. Такие участки, обычно приуроченные к долинам рек или многочисленным озерным котловинам, наиболее перспективны для поисков подземных вод.

Ниже зоны свободного водообмена в кристаллических породах рядом скважин на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках на глубинах от

120 до 735 м вскрыты соленые и рассольные хлоридные воды с минерализацией от 2 до 138 г/дм³ [53].

МОСКОВСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

(Северный склон – П₁)

Бассейн характеризуется региональным распространением подземных вод пластового типа в рыхлых четвертичных образованиях, поздне- и раннепалеозойских терригенно-карбонатных образованиях и терригенных образованиях венда и рифея.

В соответствии с геолого-формационной принадлежностью водовмещающих пород и их возрастом, в разрезе выделяются 16 гидрогеологических подразделений различного ранга. Ниже приводится их краткая характеристика.

Четвертичный водоносный комплекс (Q) наиболее распространен в Карельском (П₁¹) и Онежско-Ладожском (П₁³) гидрогеологических подрайонах, где мощность его достигает 100–150 м, местами – до 180 м. Он характеризуется резкой изменчивостью вещественного и гранулометрического составов, генезиса и возраста водовмещающих пород как в вертикальном разрезе, так и по площади. При этом следует отметить, что стратиграфические подразделения, слагающие комплекс, находятся на различных гипсометрических уровнях, что затрудняет выделение и прослеживание конкретных водоносных горизонтов. Поэтому здесь он рассматривается как сложный единый водоносный комплекс, неоднородный как по разрезу, так и по латерали. На гидрогеологической схеме показаны границы его распространения с мощностями свыше 50 м. Наиболее широко он эксплуатируется в юго-западной части Карельского перешейка, где разведаны порядка 10 месторождений подземных вод (гл. «Полезные ископаемые»). В целом для комплекса характерными являются невыдержанность водоносных горизонтов и незначительная мощность зоны пресных вод, что связано с условиями их формирования, обусловленными как влиянием меж- и послеледниковых трансгрессий моря, так и подтоком неглубоко залегающих солоноватых и соленых вод из дочетвертичных образований. Характеристика комплекса для выделенных районов достаточно полно приведена в объяснительной записке к Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), лист Р-(35)–37 (2000 г.).

Гидрогеологические подразделения стратифицированных дочетвертичных осадочных образований

Каменноугольный водоносный комплекс (C) распространен в юго-восточной части территории листа. Он приурочен к терригенно-карбонатным и карбонатным отложениям визейского, серпуховского, московского и касимовского ярусов с максимальной мощностью до 150 м. В его гидрогеологическом разрезе выделяются (сверху вниз) следующие гидрогеологические подразделения: серпуховско-касимовский водоносный (C_{1s}–C_{3ks}) и алексинско-веневский относительно водоупорный (C_{1al}–vn) горизонты.

Серпуховско-касимовский водоносный горизонт на дочетвертичной поверхности распространен только в юго-восточной части территории листа в пределах Вепсовской возвышенности. Водоносные породы представлены переслаивающимися известняками, мергелями, глинами и алевролитами мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. Преобладают закарстованные доломитизированные органогенные известняки. В горизонте развиты трещинно-карстовые подземные воды. В поле распространения подольско-мячковских образований в водосборном бассейне р. Колошма наблюдаются проявления карста в виде воронок глубиной до 7 м [4]. Здесь в котловинах некоторых озер отмечаются источники с дебитами от 1 дм³/с до десятков с минерализацией воды 0,2–0,6 г/дм³.

Следует отметить, что относительно приподнятое в гипсометрическом отношении залегание пород, слагающих этот горизонт, и их сравнительно небольшая мощность предопределяют в определенной мере сдренированность его до уровней местных базисов эрозии. Ниже этих уровней повышается перспективность горизонта на получение вод хозяйственно-питьевого назначения.

Алексинско-веневский относительно водоупорный горизонт (C_{al}-vn) выходит на дочетвертичную поверхность в виде узкой полосы на юго-западном склоне Вепсовской возвышенности. Водоносные породы представлены переслаиванием песчано-глинистых разностей с известняками общей мощностью до 25–65 м. Среди этих пород наблюдаются линзы промышленных бокситов. Удельные дебиты скважин – от 0,02 до 3 дм³/с. Преобладающая минерализация воды 0,2–0,4 г/дм³ при гидрокарбонатном кальциевом составе. В районах бокситовых месторождений минерализация подземных вод местами возрастает до 6–9 г/дм³, а химический состав меняется на хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый.

Верхнедевонский водоносный комплекс (D₃) на дочетвертичную поверхность выходит в южной части Ладожско-Онежского перешейка. Он включает гидрогеологические подразделения, приуроченные к переслаивающимся терригенным отложениям (пески, песчаники, глины, алевролиты и (реже) глинистые известняки) с максимальной мощностью до 300 м на участках его погружения под каменноугольные отложения в южном направлении. На территории распространения комплекса выделяется речицко-воронежский водоносный горизонт (D₃rĉ-vr), ниже залегает семилукский относительно водоупорный горизонт (D₃sm), который вниз по разрезу сменяется пашийско-саргаевским водоносным горизонтом (D₃pš-sr). Все они характеризуются порово-пластовыми скоплениями преимущественно напорных подземных вод. Мощность семилукского относительно водоупора – около 50 м. В целом гидродинамические и гидрохимические показатели упомянутых водоносных горизонтов близки. Дебиты скважин характеризуются преимущественно величинами – от 0,1 до 1,0 дм³/с. Минерализация вод – от 0,1 до 1,0 г/дм³ при гидрокарбонатном кальциево-натриевом составе.

В среднем течении р. Свирь (район г. Подпорожье) пашийско-саргаевский водоносный горизонт (D₃pš-sr) представлен глинисто-песчаными образованиями мощностью от 20 до 40 м. Уровень воды устанавливается на различных глубинах от поверхности земли. Местами имеет место самоизлив сква-

жин, а падение их уровней направлено в сторону долины р. Свирь. Дебиты скважин – 0,1–1,0 дм³/с. Минерализация воды – 0,4–0,6 г/дм³, состав гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Нижне-среднеордовикский водоносный горизонт (O₁₋₂) представлен небольшим фрагментом в приустьевой части р. Волхов. Здесь он связан с терригенными и терригенно-карбонатными породами пакерортского, латорпского, волховского и кундаского стратиграфических горизонтов. Мощность его в пределах этой территории не превышает первых десятков метров. Водобильность пород слабая. Горизонт содержит как безнапорные, так и напорные воды. В долинах рек дебиты источников – 0,1–0,5 дм³/с, а скважин – 0,1–1,0 дм³/с. Минерализация воды – 0,5–0,6 г/дм³, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый. В долинах рек Волхов и Сясь имеются источники с минерализацией до 2,0–2,5 г/дм³ сульфатно-натриевого состава.

Кембрийский водоносный комплекс (Є) на дочетвертичной поверхности распространен вдоль южного берега Ладожского озера, погружаясь на юг под более молодые образования. Здесь его максимальная мощность достигает 150–170 м. Гидрогеологический разрез комплекса под четвертичными отложениями начинается со средне-верхнекембрийского водоносного горизонта (Є₂₋₃). Он имеет очень ограниченное распространение в приустьевых частях долин рек Волхов и Сясь с мощностью до 20–35 м и содержит напорные воды. Дебиты скважин – от 0,3 до 1,0 дм³/с. Воды в приповерхностных частях разреза преимущественно пресные, но в долинах Волхова и Сяси минерализация их возрастает до 3 г/дм³. Ниже комплекс подстилается сиверским (лонтотаским) водоупорным горизонтом (Є_{1sv}), сложенным плотными глинами с редкими прослоями песчаников и алевролитов мощностью от 20–50 до 100 м. Под толщей глин залегает ломоносковский водоносный горизонт (Є_{1lm}) мощностью до 25 м, представленный тонко- и мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов. На дочетвертичную поверхность он выходит узкой полосой вдоль побережья Волховской губы. На юго-восток горизонт погружается под сиверский водоупор на глубины от 30 до 300 м. Водобильность пород низкая; при этом воды имеют напор. Дебиты скважин – в пределах 0,1–0,5 дм³/с. Минерализация воды при залегании кровли горизонта до 100–150 м достигает 0,4–0,8 г/дм³, состав гидрокарбонатный натриевый.

Верхневендский водоносный комплекс (V₂) распространен по всей территории осадочного чехла в пределах листа, выходя на дочетвертичную поверхность на Карельском перешейке и на юго-востоке Приладожья. Южнее он погружается под кембрийские образования. На большей части территории листа он перекрыт четвертичными образованиями мощностью до 50 м и более.

Верхняя часть комплекса, приуроченная к котлинскому стратиграфическому горизонту, разделяется на два одноименных гидрогеологических подразделения: *котлинский водоупорный горизонт (V_{2kt})*, сложенный глинами с редкими песчаными прослоями, и *котлинский водоносный горизонт (V_{2kt})*, сложенный преимущественно песчаниками и алевролитами.

Первый из них мощностью от 50 до 100 м является регионально выдержанным водоупором. Его кровля вскрыта скважинами на глубинах 25–80 м в поселках Сертолово и Вертемяги (скважины 5, 6) и на о. Котлин (скв. 3). На

участке устьев рек Свирь и Оять близ пос. Кондратьево (скв. 7) он выходит на дневную поверхность.

Залегающий ниже котлинский водоносный горизонт на Карельском перешейке имеет мощность до 100 м. Далее на восток его мощность достигает 300 м (скважины 7 и 8 в поселках Кондратьево и Алеховщина соответственно). Вследствие наличия регионального водоупора горизонт содержит преимущественно порово-пластовые напорные воды. Он обладает хорошими фильтрационными свойствами и в целом характеризуется высокой водообильностью. Дебиты скважин, вскрывших горизонт на различных глубинах, характеризуются величинами от 0,5 до 10 $\text{дм}^3/\text{с}$ при понижениях уровней на 10–20 м. Минерализация подземных вод в целом по разрезу в южном направлении изменяется от пресных (до 1 $\text{г}/\text{дм}^3$) до солоноватых (до 3 $\text{г}/\text{дм}^3$). В ионном составе в том же направлении начинает преобладать хлорид натрия. Мощность зоны пресных вод в горизонте на Карельском перешейке в общем случае редко превышает 50 м, а в восточном Приладожье доходит до 200 м. Данный водоносный горизонт интенсивно эксплуатируется для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения. В результате в южной части Карельского перешейка образовалась обширная депрессионная воронка, дренирующая не только данный водоносный горизонт, но и частично подстилающий его редкинский водоносный горизонт.

Редкинский водоносный горизонт (V_{2rd}) сложен мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, сменяющихся вниз по разрезу туфами. Мощность его на Карельском перешейке – от 20 до 50 м, в восточном Приладожье – до 100–120 м. В северной части Карельского перешейка водоносный горизонт на дочетвертичную поверхность выходит в древних долинах, формирование которых связано с размывом четвертичных отложений талыми ледниковыми водами. Долина такого типа прослеживается от устья р. Свирь в северо-восточном направлении до водохранилища Ивинский Разлив. Подземные воды горизонта напорные. Статические уровни устанавливаются в междуречьях на глубинах 3–5 м ниже поверхности земли, а в понижениях рельефа – на 2,5–4,0 м выше нее. Дебиты скважин 0,1–2,0 $\text{дм}^3/\text{с}$. Увеличение водообильности отмечается в восточном направлении. В верхних частях разреза на Карельском перешейке воды преимущественно пресные хлоридные, натриевые с минерализацией до 0,1–1,0 $\text{г}/\text{дм}^3$. Слаборadioактивная вода этого горизонта с минерализацией 1,1 $\text{г}/\text{дм}^3$ используется в лечебных целях на Сестрорецком курорте. В южном направлении минерализация увеличивается до 2–10 $\text{г}/\text{дм}^3$.

Нижневендский водоносный комплекс (V_1) приурочен к песчаникам, тиллитам и туффитам яблоновской свиты. Под четвертичными отложениями он вскрыт скважиной в западном Приладожье на южном берегу оз. Отрадное в районе пос. Яблоновка (скв. 2). Напорные воды получены в интервале глубин 71–146 м. Дебит скважины – от долей до 2 $\text{дм}^3/\text{с}$ при понижении уровня воды до 50 м. Минерализация воды в верхних горизонтах – до 1,0–1,5 $\text{г}/\text{дм}^3$, состав – хлоридный натриевый. В Пашском грабене комплекс распространен под верхневендскими образованиями в его центральной части. Кровля комплекса вскрыта скв. 7 на глубине 590 м, а восточнее в пос. Алеховщина (скв. 8) – на 305 м. Статический уровень установился на высоте 10–13 м над

поверхностью земли. Дебит скважин – 1,1–2,5 дм³/с. Состав воды – хлоридный натриевый, минерализация – 7,4–15,2 г/дм³.

Средне-верхнерифейский водоносный комплекс (RF₂₋₃) выходит на поверхность на небольших участках вдоль северо-восточного побережья Ладожского озера и широко распространен в его акватории, где в южном направлении он погружается под более молодые образования. Комплекс связан со слабо-метаморфизованными разнородными песчаниками, гравелитами и аргиллитами. В Ладожском прогибе комплекс вскрыт на глубинах от 40 до 270 м. Его мощность – от 10 до 200 м. Дебиты скважин – от 0,07 до 3,3 дм³/с. Минерализация воды в краевой части прогиба – 1,3–2,4 г/дм³. В Пашском грабене комплекс вскрыт под нижневендским горизонтом на глубине 405 м. Его мощность здесь – до 390 м (скв. 7). Статический уровень установился на высоте 13 м над поверхностью земли. Дебит при самоизливе составил 0,22 дм³/с. Минерализация воды – от 1–2 до 30 г/дм³ при хлоридном натриевом составе [53].

Условия распространения и формирования ресурсов подземных вод картируемой части Московского артезианского бассейна характеризуются наличием в его разрезе гидродинамической и гидрохимической зональности. Нижняя граница зоны свободного водообмена с инфильтрационным режимом питания водоносных горизонтов в общем случае связана с положением кровли котлинского водоупора. На Карельском перешейке и в акватории южной части Ладожского озера он перекрыт четвертичными образованиями мощностью до 50–180 м. Далее на восток кровля котлинского водоупора погружается на глубины до 500–600 м под каменноугольный и девонский водоносные комплексы с напорными преимущественно пресными водами. В целом с зоной свободного водообмена связаны основные естественные ресурсы пресных питьевых вод на территории листа. При этом следует отметить, что в связи с возрастающими объемами водоотбора из эксплуатируемых водоносных горизонтов происходит истощение их эксплуатационных запасов. Наиболее ярко этот процесс наблюдается на Карельском перешейке, где к настоящему времени, как упоминалось выше, образовалась обширная депрессионная воронка глубиной до 60 м.

Ниже котлинского водоупорного горизонта распространена зона затрудненного водообмена. Здесь наряду с пресными водами в верхних частях разреза в котлинском и редкинском водоносных горизонтах содержатся преимущественно напорные хлоридные воды с минерализацией от 1 до 10, местами – до 30 г/дм³. Эти воды могут использоваться как в качестве технических, так и минеральных лечебных.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа охватывает северные и восточные районы Ленинградской области, включая северные окраины Санкт-Петербурга и его Курортный район, а также южную и юго-западную части Республики Карелия. На юго-восточной окраине листа небольшие площади принадлежат к Вытегорскому району Вологодской области. Антропогенное (техногенное) воздействие на окружающую среду и в том числе на геологическую среду (ГС) региона весьма неравномерно и носит преимущественно мелкоочаговый характер. Исключения составляют плотнонаселенные территории Всеволожского и Курортного районов, соседствующие с Санкт-Петербургом, Выборгского района в береговой части, северное и южное побережья Ладожского озера и район Петрозаводска. Территория большей части Карелии, Подпорожского и Лоддейнопольского районов Ленинградской области является малонаселенной со слабым развитием транспортной инфраструктуры, антропогенное воздействие на природную (в т. ч. геологическую) среду здесь сводится преимущественно к лесоразработкам.

В соответствии с Методическим руководством легенда эколого-геологической схемы листа включает блок природных ландшафтов и блок опасных природных процессов и явлений (ОПЯ), особенности и характеристики которых представлены ниже в разд. «Эколого-геологические условия» наряду с характеристикой ряда других экологически важных компонентов природной среды региона. Также в легенде представлены блок антропогенно-природных ландшафтов, техногенных ландшафтов и техногенных объектов-источников загрязнения наряду с блоком техногенного загрязнения природных сред, описания которых включены в разд. «Эколого-геологическая обстановка» и характеризуют последнюю как интегральный результат взаимодействия природных и техногенных факторов.

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, типичные для данной территории особенности проявления ОПЯ. В инте-

грированном виде эти особенности проявлены в ландшафтах, ввиду чего именно ландшафты являются основой для эколого-геологической схемы.

Климат как фактор оказывает существенное влияние на развитие ряда экзогенных ОПЯ, а также на аэрогенную или гидросферную динамику техногенного загрязнения, накладывает ограничения на определенные формы антропогенной деятельности или способствует им. Климат региона изменяется с юго-запада на северо-восток: от переходного умеренного морского на восточном побережье Финского залива к умеренно-континентальному с чертами морского в Петрозаводске и несколько более континентальному на юго-востоке в Подпорожском районе Ленинградской области.

Климатические особенности в целом определяются не только широтным положением территории, но и характером атмосферной циркуляции – частым приходом атлантических циклональных масс и сопровождающих их фронтов. В летний период они приносят прохладу, в зимний – частые, иногда длительные оттепели. Преобладание циклонической активности западных направлений определяет розу ветров: для лета – ветры западного и северо-западного направлений, для зимы – западного и юго-западного. 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. Максимальное количество осадков – до 670–700 мм – приходится на Лемболовскую возвышенность Карельского перешейка и постепенно снижается на северо-восток до 610–615 мм в Петрозаводске, Медвежьегорске и 500–550 мм в районе Сегозера. Больше всего осадков приходится на июль–август. 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 экзогенных опасных природных процессов 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 [120]. Крупные формы рельефа оказывают воздействие и на распределение атмосферных осадков. Возвышенности забирают на 50–100 мм влаги больше, чем прилегающие к ним низменности [11]. 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.

Север территории находится в пределах юго-восточной части Балтийского щита с выходящими на поверхность кристаллическими породами архея и протерозоя, часто перекрытыми маломощным плащом ледниковых отложений. Южная окраина (от Приморска до устья Свири) располагается на север-

ной периферии Восточно-Европейской платформы. В целом основные элементы рельефа и их ориентировка унаследованы с палеозоя. Вместе с тем, не меньшую роль сыграло и четвертичное оледенение, сформировавшее специфические экзарационные (сельги, бараньи лбы и др.) и крупные аккумулятивные (моренные и камовые возвышенности, ледниково-озерные равнины и др.) формы рельефа.

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 [120]. Вместе с тем, наличие многочисленных верховых и переходных болот способствует аккумуляции загрязнения вследствие сорбционных свойств торфов. В условиях невысоких среднегодовых температур и часто избыточного увлажнения наиболее существенными, кроме климата, природными компонентами являются состав подстилающих почвообразующих пород и условия дренажа атмосферных осадков. Так, на валунных песках и супесях ледниковых отложений Западно-Карельской возвышенности и прилегающей к ней с востока и юга всхолмленной мореной равнины формируются иллювиально-гумусовые и иллювиально-железисто-гумусовые подзолы, соседствующие по заболоченным понижениям с болотными торфяными почвами. Для ледниково-озерных равнин, сложенных супесями и песками, наряду с иллювиально-железисто-гумусовыми подзолами характерны поверхностно-подзолистые почвы, а по участкам заболоченного леса – дерново-подзолисто-глеевые почвы. На шунгитах и шунгитовой морене Заонежского полуострова и западнее вплоть до Гирваса–Шуи распространены наиболее плодородные в Карелии (имеющие слабокислую реакцию) своеобразные дерновые шунгитовые почвы. В карельском северо-западном Приладжье на валунных суглинках, перекрывающих сельги, распространены дерново-подзолисто-глеевые почвы и грубогумусные буроземы [11]. В Ленинградской области также преобладают подзолистые почвы. Для Лодейнопольского и Подпорожского районов характерны сильно- и среднеподзолистые почвы, развитые на мореных суглинках, и средне-, слабоподзолистые – на песках и супесях ледниково-озерных равнин. Дерново-подзолистые почвы распространены ограниченно в основном по водоразделам, вырубкам и участкам смешанных и лиственных лесов с хорошей дренируемостью и относительно глубоким залеганием грунтовых вод. Они более насыщены гумусом и обладают большим плодородием, но также имеют кислую реакцию при дефиците оснований наряду с недостатком азота и фосфора. Плодородные аллювиальные почвы встречаются только по долинам крупных рек, в частности полосой по Свири ниже Лодейного Поля. На болотных массивах – болотные торфяные почвы.

В общем преобладание в регионе подзолистых бедных гумусом почв объясняет низкий потенциал самоочищения их от органических загрязняющих веществ, а обогащенность кремнеземом при легком механическом составе – высокий потенциал самоочищения от минеральных привносимых в процессе техногенеза веществ. Болотные же торфяные почвы, ввиду своих высоких

сорбционных свойств, обладают весьма низким потенциалом самоочищения, как для органических загрязнителей, так и для минеральных [94].

ОПЯ, имеющие особое эколого-геологическое значение на рассматриваемой территории и получившие отображение на эколого-геологической схеме, включают заболачивание, карст и береговую абразию. Также на этой схеме показаны источники подземных радоновых вод и природные аномалии естественного гамма-излучения, представляющие в целом потенциальную опасность в случае разработки урановых месторождений.

Заболачивание. Болота являются важным компонентом экосистем данной природной зоны. Аккумулируя атмосферную влагу, они служат регулятором поверхностного стока, резерватами биоразнообразия, реальным и резервным источниками энерго- и агрохимических ресурсов, естественным коллектором загрязнения, поступающего в основном аэрогенным путем. На эколого-геологической схеме крупные болотные массивы получили отображение как отдельная ландшафтная единица. Что же касается заболоченных или подболоченных лесов, то здесь процессы заболачивания имеют негативный характер, не только создавая неудобья, но и отрицательно влияя на ценностные характеристики лесных ресурсов и их восстановление. Заболачивание – характерный процесс для природных условий региона. Ему способствуют избыточное увлажнение, равнинный характер рельефа, наличие близповерхностных водоупоров (глин, суглинков, плотных массивных кристаллических пород). На озерно-болотные системы и заболоченные леса только в Карелии приходится более 30 % всей площади, из них на болотные массивы – 3,6 млн га, а на лесные болота и заболоченные леса – 1,8 млн га. Самые крупные болотные массивы на территории Карелии в пределах листа: болото Важинское (7235 га) – крупнейшая система болот в южной Карелии, расположенная в Пряжинском районе; болото Посадско-Наворожское (2082 га) в Пряжинском районе в 15 км на северо-восток от с. Копатсельга; болото Вендюры (1115 га) на северо-западе от одноименного озера в Кондопожском районе; болото Эльмус (1918 га) в 1,5 км к западу от пос. Эльмус в Кондопожском районе. В Ленинградской области большие площади занимают болотные массивы на южном берегу Ладоги в Кировском и Волховском районах, а также на востоке области. Большой болотный массив находится во Всеволожском районе (юго-западное побережье Ладоги); в своей южной части он осушен, здесь проводились торфоразработки.

Карст на территории листа отмечен на юго-востоке в верховьях Ояти в Подпорожском районе Ленинградской области и в Вытегорском районе Вологодской области. Карст здесь покрытый, развит в известняках карбонно-угольного возраста. Встречаются как карстовые воронки, так и карстовые озера, некоторые из них исчезающие, т. е. периодически сбрасывающие воду через поноры в дне. К таким озерам относятся Долгозеро, Шимозеро, Ундозеро, Куштозеро, Лухтозеро и др., расположенные на восточном фланге Вепсовской возвышенности. В районе Шимозера создан гидрологический заказник. Существенной опасности карст здесь не представляет ввиду малонаселенности и отсутствия инженерных и транспортных систем на этой территории.

Абразия. На эколого-геологической схеме отмечены участки восточного побережья Финского залива, где активно развиваются процессы размыва берега. Наиболее интенсивно они идут на отдельных участках береговой полосы Репино–Зеленогорск и Лужки–Ермилово. Здесь на ряде отрезков Приморского шоссе размыв угрожает непосредственно автотрассе. Максимальной скорости размыв берега достигает на участках шоссе Серово–Ушково и Комарово–Репино, достигая десятков сантиметров в год [158].

Радиационная обстановка. На эколого-геологическую схему также вынесены природные аномалии в контурах естественного гамма-излучения от 10 до 16 мкР/ч (0,10–0,16 мкЗв/ч) и источники подземных радоновых вод. Повышенные значения природного ионизирующего излучения на территории региона связаны с выходами на поверхность на севере Карельского перешейка, в северо-западном Приладожье и в западной Карелии гранитов Балтийского щита, содержащих повышенные концентрации урана, тория и калия, а также с проявлениями урановой минерализации – месторождением Карху (восточное побережье Ладоги), ванадий-урановыми месторождениями в пределах Онежской впадины (Средняя Падма, Верхняя Падма, Царевское, Шульгиновское, Космозерское).

По результатам мониторинга радиационной безопасности за 2011–2012 гг. уровень эффективной и экспозиционной (биологической) дозы природного ионизирующего излучения составил для наиболее крупных населенных пунктов в пределах этих аномалий (мкЗв/ч): Питкяранты – 0,14; Сортавалы и Петрозаводска – 0,10; Медвежьегорска – 0,11 при норме не выше 0,20. Таким образом, даже при проживании в пределах площади аномалии естественного гамма-излучения, по заключению специалистов, опасность для населения отсутствует [55, 56].

Радоновые источники с содержанием более 180 Бк/л, показанные на схеме, как и собственно радоновые газовые эманации, генетически связаны с радиоактивными породами. Радон представляет непосредственную опасность здоровью при условии концентрации его в подземных выработках, подвальных помещениях и нижних этажах плоховентилируемых зданий. Практически вся территория региона, расположенная южнее Выгозера, относится к зоне радоноопасности. Площади же побережья Финского залива Выборгского и Курортного районов, а также юга Всеволожского и отчасти Волховского районов (южное Приладожье) в пределах листа относятся уже к зоне повышенного риска по степени радоноопасности [78].

Природные ландшафты. В наиболее общем виде эколого-геологические условия выражаются посредством природных территориальных комплексов – ландшафтов, морфогенетические типы которых и составляют основу эколого-геологической схемы. С природными ландшафтами прямо или опосредованно коррелируют площади развития тех или иных ОПЯ. Индивидуальные и комплексные особенности компонентов ландшафтов во многом определяют степень их устойчивости к техногенному воздействию. Природные ландшафты данной территории относятся по зонально-климатической принадлежности к бореальному типу. По растительной принадлежности большая часть территории относится к среднетаежному подтипу равнинных ландшафтов; районы Карельского перешейка южнее широты Выборга–Приозерска, а так-

же восточного Приладожья южнее этой широты и южного Приладожья – к южнотаежным [94, 95]. При выделении аквальных ландшафтов акватории Финского залива использовались карты «Атласа геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря» [10]; для акваторий Ладожского и Онежского озер – материалы по характеристике донных отложений Н. И. Семенович, Г. С. Бискэ, С. М. Усенкова [24]. Наиболее существенными компонентами, влияющими на аквальные ландшафты, представляются литологический состав донных отложений, который обуславливает загрязнение осадков и придонных вод, и гидродинамический режим, определяющий условия осадконакопления или транзита осадков, следовательно – и аккумуляцию или вынос загрязняющих частиц.

На эколого-геологической схеме цифрами отображены следующие морфогенетические типы ландшафтов, характеристики которых представлены в разд. «Природные ландшафты» условных обозначений схемы (ниже приводятся районы их распространения):

Для суши (субаэральные):

1) возвышенные цокольные равнины. Такие ландшафты характерны для Западно-Карельской возвышенности;

2) возвышенные аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые равнины области краевых ледниковых образований. Представлены Олонецкой, Лемболовской, Всеволожской, Колтушской и Юкковской возвышенностями;

3) аккумулятивно-денудационные ледниковые равнины. Эти ландшафты распространены по Южно-Озерной равнине северного Прионежья;

4) низменные цокольные экзарационные прибрежные равнины Выборгских шхер, северного Приладожья и северного Прионежья;

5) аккумулятивные ледниково-озерные и водно-ледниковые равнины. Ландшафты этой группы распространены в пределах Олонецкой и Шуйской низменностей и наиболее широко – в Приневской, Приозерской, Приладожской и Выборгской низменностях;

6) массивы верховых болот, которые наиболее часто встречаются в пределах озерно-ледниковых и водно-ледниковых равнин;

для акватории Финского залива, Ладожского и Онежского озер (субаквальные):

7) абразионные прибрежные равнины в береговой зоне Выборгского залива, шхер и фиордов северных берегов Ладожского и Онежского озер;

8) аккумулятивно-денудационные ледниковые и озерно-ледниковые равнины мелководий;

9) аккумулятивные морские равнины локальных понижений и впадин акваторий.

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. Масштабное воздействие на природную среду лесозаготовки стали приобретать к середине XX в., когда состоялся переход от выборочных зимних к круглогодичным сплошным механизированным рубкам с полным удалением всего хвойного древостоя. При этом стала широко применяться и тяжелая гусеничная техника для трелевки и вывозки леса, создавалась сеть лесовозных дорог, строились местные узкоколейки, сортиментная трелевка и вывозка были заменены хлыстовой с разделкой в пределах лесосеки. В результате интенсивного лесопользования отдельные крупные массивы коренных хвойных лесов на территории листа практически исчезли, т. е. существующие здесь ныне леса являются производными; исключения составляют лесные массивы на юго-западном побережье Выгозера и в северном Приладожье [76]. На эколого-геологической схеме показаны площади разновозрастных вырубок, выделенные в процессе дешифрирования материалов дистанционной основы на лист Р-(35),36 масштаба 1 : 1 000 000 (КС «Landsat» 5 канал).

Площади агрохозяйственного использования. С агрохозяйственными ландшафтами связаны нарушение или уничтожение естественных растительных сообществ, появление культурных растительных ассоциаций, нарушение структуры естественного состояния почв и их химических и бактериальных параметров, нарушение естественного стока и фильтрации, площадное и локальное загрязнение почв, поверхностных и грунтовых вод пестицидами, удобрениями, отходами животноводческих комплексов и местных предприятий перерабатывающей промышленности, нефтепродуктами. Сельхозугодья региона традиционно располагаются преимущественно по побережью озер, по долинам крупных рек прерывистыми полосами, а также в пригородной зоне промцентров. В пределах территории земли сельхозугодий с включенными сельскими поселениями занимают небольшие площади на севере Прионежья и Приладожья, относительно большие площади в Олонецком районе Карелии, Всеволожском, Кировском, Волховском и Лодейнопольском районах Ленинградской области. Преимущественная специализация хозяйств – мясомолочное животноводство, птицеводство, кормовые культуры и овощеводство.

Территории рекреационных зон. Такие площади имеют на территории региона две специфики. Собственно санаторно-курортная зона, к которой относится полоса вдоль восточного побережья Финского залива, принадлежит в административном отношении к Курортному району Санкт-Петербур-

га. Территории крупных садоводств сосредоточены преимущественно в центральных и восточных районах Карельского перешейка и к югу от Петрозаводска. В первом случае антропогенное воздействие на ГС имеет прерывисто-очаговый характер, когда небольшие поселки чередуются с санаторно-курортными комплексами, разделенными зелеными зонами и участками интенсивно посещаемых лесов. Основными экологическими проблемами здесь являются частое отсутствие канализационных систем, а при их наличии – отсутствие очистных сооружений (сбросы осуществляются в залив), а также многочисленные стихийные свалки мусора и общая захламленность территории лесов. Это приводит к загрязнению прибрежных вод Финского залива и впадающих в него водотоков, грунтовых вод, а также к локальному загрязнению почв. Для территорий крупных садоводств характерны полное отсутствие канализационных систем при плотной малоэтажной жилой застройке, используемой преимущественно в теплое время года, существенное загрязнение почв при неконтролируемом использовании химикатов, наличие стихийных свалок вокруг дачных поселений, местное изменение состояния грунтовых и подземных вод в результате отсутствия централизованного водоснабжения при наличии одновременно многочисленных частных скважинных и колодезных водозаборов.

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. К техногенным ландшафтам, показанным на схеме, отнесены площади промышленно-селитебных агломераций и центров с населением более 250 тыс. человек (г. Петрозаводск), а также показанные внемасштабным знаком городские поселения с экологически опасными промышленными производствами с населением до 80 тыс. человек (г. Выборг).

Техногенные источники загрязнения и экологически значимые объекты

Свалки и полигоны твердых промышленно-бытовых отходов (ТПБО), шламонакопители, пруды-отстойники, полигоны захоронения токсичных отходов представляют собой локальные источники интенсивного техногенного загрязнения всех природных сред. Они отличаются отсутствием или наличием специализации складировуемых промышленных отходов и технологии их хранения или захоронения. Специфика специализации складировуемых или захораниваемых отходов определяет и характер загрязнения. Как правило, свалки – места хранения ТПБО, располагаются вблизи населенных пунктов. Они полигенны и не имеют специализации, в большинстве случаев лишены гидроизоляции и обваловки, с чем связано загрязнение поверхностных, грунтовых вод и почв окрестностей. Свалки ТПБО часто возгораются, в результате чего происходит крайне опасное загрязнение атмосферы и разнос десикантов на большие площади (в том числе загрязнение супертоксикантами – диоксидами) [143].

В пределах Ленинградской области крупнейшими полигонами хранения ТПБО, показанными на схеме, являются:

1) полигон «Новоселки» к юго-западу от пос. Левашово (территория Санкт-Петербурга). Полигон принимает твердые бытовые отходы, рядом с ним расположен завод по переработке мусора и полигон «Северный» Водоканала;

2) полигон ТБО «Янино» во Всеволожском районе;

3) полигон ТБО у дер. Лепсари во Всеволожском районе;

4) полигон ТБО у пос. Таммисуо к юго-востоку от Выборга;

5) полигон ТПБО у пос. Тракторное Выборгского района севернее оз. Отрадное;

6) полигон ТПО у дер. Самарка Всеволожского района, где складировались преимущественно строительные промотходы.

На схеме также показаны места подводного захоронения отходов – дампинга, здесь это преимущественно свалы грунта при углублении фарватеров.

Наиболее крупными участками складирования специфических отходов в Ленинградской области являются пруды-отстойники и шламонакопители Сясьского и Светогорского ЦБК.

На территории Республики Карелия основными производителями бытовых отходов являются г. Петрозаводск (18 %) и муниципальные округа: Суоярвинский (9 %), Сегежский (с Надвоицами) и Сортавальский (по 8 %), Олонецкий (5 %). Оборудованных согласно требованиям полигонов хранения ТБО нет. Крупнейший полигон ТБО находится в 16 км южнее Петрозаводска. Основные производители промотходов, имеющие специальные хранилища токсичных отходов (пруды-отстойники, шламонакопители и др.), – Сегежский ЦБК, Надвоицкий «НАЗ-СУАЛ», Кондопожский ЦБК, Лахденпохский фанерный комбинат «БУМЭКС», Питкярантский целлюлозный завод.

В отличие от свалок, шламонакопители, отстойники и полигоны захоронения токсичных отходов представляют собой более технологично подготовленные площадки, однако протечки, фильтрация или аварийные прорывы и сбросы токсичных отходов не являются исключением и для них.

Металлургические предприятия. На территории региона у его северной границы расположен Надвоицкий алюминиевый завод – «НАЗ-СУАЛ». С предприятиями этого типа связано загрязнение воздушного бассейна оксидом и диоксидом углерода, диоксидом серы (сернистым газом), четырехфтористым углеродом, фтористым водородом, тетрафторидом кремния. При этом указанные соединения фтора, взаимодействуя с водяными парами, образуют высокотоксичные плавиковые и кремниевые кислоты, опасные для населения и губительные для растительности на прилегающей к предприятию местности. Для производства характерна высокая запыленность промплощадки и прилегающих площадей тонкодисперсными твердыми частицами, образование в процессе производства значительного количества шламов, содержащих соединения фтора и смолистых погнонов. Для поверхностных вод характерно загрязнение алюминием, взвесями, нефтепродуктами, смолами, для почв – соединениями фтора, марганца, цинка.

Целлюлозно-бумажные комбинаты и предприятия лесохимической промышленности относятся к наиболее экологически вредным производ-

ствам как на территории Ленинградской области, так и в Республике Карелия. В выбросах в атмосферу и сбросах сточных вод предприятий этой группы содержатся хлорорганические соединения, сероводород, сернистый ангидрид, фенолы, формальдегид, метилмеркаптан, лигносульфоновые кислоты, нефтепродукты, токсичные металлы Be, Al, Mn, Pb, Cu, V. Загрязнению наиболее подвержены поверхностные воды. На схеме отмечены в пределах Ленинградской области Сясьский и Светогорский ЦБК, на территории Республики Карелия – Кондопожский и Сегежский ЦБК, Питкярантский целлюлозный завод (целлюлоза и лесохимия) и Суоярвинская картонажная фабрика. В пределах промзон предприятий находятся пруды-отстойники, шламонакопители и другие объекты хранения токсичных отходов производства, которые представляют собой источники загрязнения поверхностных и грунтовых вод и почвы. Следует особо отметить, что, несмотря на реконструкцию и использование в последние годы «экологичных» технологий, большинство из этих предприятий было построено многие десятилетия назад, и существенная часть общего настоящего загрязнения природной среды связана с несовершенством технологий начальных этапов их работы [107].

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 навозо- и помётохранилищ. Характер загрязнения бактериальный, также присутствуют токсичные органические соединения и кислоты, тяжелые металлы, взвеси. На схеме показаны животноводческие комплексы «Пашский» (Лодейнопольский район Ленобласти), «Первомайский» (Приозерский район Ленобласти), «Мегрега» (Олонецкий район Карелии), птицефабрики «Приморская» и «Ударник» (Выборгский район), «Агросоюз» и «Норд-Ворлд» (Всеволожский район), «Парнас-М» (Санкт-Петербург, пос. Бугры), «Синявинская» (Кировский район), «Сунская» (Кондопожский район, Карелия).

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 Ленинградской области: «Вещево» (Выборгский район), «Громово» (Приозерский район), «Лодейное Поле» (Лодейнопольский район) и авиабаза совместного (гражданского) использования «Бесовец» (г. Петрозаводск). Большая часть этих объектов в настоящее время не используется, но ввиду длительной эксплуатации и отсутствия рекультивационных мероприятий данные площади остаются территориями техногенного загрязнения.

Военные полигоны. На протяжении многих десятилетий на территории Карельского перешейка Ленинградской области функционировали и продолжают действовать военные полигоны, на которых почвы, четвертичные отложения, поверхностные и грунтовые воды, а во время учений и испытаний и воздушный бассейн подвергались комплексному загрязнению высокотоксичными химическими реагентами взрывчатых веществ, нефтепродуктами, металлами. Площади отдельных полигонов занимают от сотен до нескольких

тысяч гектаров. В их пределах значительно нарушен, а местами и полностью уничтожен естественный ландшафт. Здесь присутствуют значительные по масштабам инженерные сооружения и транспортные магистрали. Эти объекты являются участками и одновременно источниками комплексного интенсивного и постоянного техногенного загрязнения ГС. На схеме показаны полигоны «Каменка», «Кирилловский» (Выборгский район) и «Ромашки» (Приозерский район).

Объекты энергетики являются, как правило, крупными источниками загрязнения местности. Их расположение обычно территориально увязано с промышленно-селитебными центрами и отдельными крупными энергопотребляющими предприятиями.

Теплоэлектростанции оказывают влияние на экологическую обстановку окружающей местности и крупных населенных пунктов вследствие как выбросов загрязняющих веществ, так и создания тепловых аномалий. На территории региона наиболее крупными производителями электроэнергии являются ТЭЦ-21 Санкт-Петербурга (500 МВт) и Петрозаводская ТЭЦ (280 МВт), работающие на газе и мазуте. Несмотря на «экологичность» используемого топлива, в выбросах этих предприятий присутствуют диоксиды углерода и серы, в стоках – токсичная органика, серная кислота, фосфаты, хлориды, взвешенные частицы. На схеме показаны и некоторые ТЭЦ меньшей мощности, обеспечивающие крупные предприятия (Питкярантская ТЭЦ), и небольшие ГЭС, не оказывающие здесь существенного влияния на окружающую среду – Ондская у Надвоиц, Кондопожская и Подпорожская – у одноименных поселений.

Магистральные нефте- и газопроводы представляют потенциальную опасность при аварийных ситуациях. Для них характерны изменения естественных ландшафтов в пределах полосы трассы: сведение леса, прокладка дорог, планировка трассы с изменением рельефа, наличие мелкоочаговых загрязнений нефтепродуктами. Существенны загрязнения в районе площадок компрессорных станций, где отмечаются загрязнения почв, поверхностных и подземных вод нефтепродуктами. По территории региона проходит трасса крупного международного газопровода «Северный поток» и нефтепровода, обеспечивающего терминалы порта Приморск. В частности, в районе Выборга завершается строительство уникальной компрессорной станции «Портовая», не имеющей аналогов в мировой практике по мощности (366 МВт), рабочему давлению (220 атм) и расстоянию транспортировки (1200 км).

На схеме также показан ряд объектов, локально влияющих на состояние геологической среды: карьеры стройматериалов, затопленные суда, трассы прокладки подводных кабелей, судоходные каналы.

Техногенное загрязнение природных сред

Важным компонентом, характеризующим экологическую обстановку, является антропогенное (техногенное) загрязнение природных сред, связанное непосредственно или опосредованно (в случае атмосферного или водного переноса) с источниками загрязнения. На эколого-геологической схеме отображено загрязнение поверхностных вод акваторий и отдельных водотоков,

донных осадков и почв согласно данным мониторинговых служб, приведенным в государственных докладах, и тематическим исследованиям, изложенным в отдельных публикациях. Ниже приводится их краткая характеристика со включением загрязнения приземной атмосферы ряда населенных пунктов.

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). На долю транспортной составляющей за счет резко возросшего количества автотранспорта в последние 10–15 лет приходится в крупных населенных пунктах до 2/3 и более от общего объема выбросов [55]. Следует отметить, что на эколого-геологической схеме отображены подфакельные условные ареалы загрязнения почв тяжелыми металлами от крупных комплексных источников загрязнения, какими являются промышленно-сели-тебные агломерации и населенные пункты с экологически опасными производствами. Такие ареалы связаны с выпадением взвешенных частиц, переносимых воздушными потоками.

Мониторинг загрязнения атмосферы на территории Республики Карелия в 2012 г. проводился на стационарных постах государственной наблюдательной сети ФГБУ «Карельский ЦГМС» в Петрозаводске и Надвоицах, а также на постах служб предприятий ОАО «Кондопога» и ОАО «Сегежский ЦБК» в городах Кондопога и Сегежа соответственно. Степень загрязнения атмосферы оценивалась по комплексному показателю – индексу загрязнения атмосферы (ИЗА), который показывает, во сколько раз суммарный уровень превышает ПДК по совокупности пяти примесей, имеющих наибольшие значения, и специфику стационарных и транспортных источников загрязнения (ИЗА < 5 – низкий уровень; ИЗА = 5–6 – повышенный; ИЗА = 7–13 – высокий и т. д.).

В Петрозаводске (основные источники загрязнения – энергетика, транспорт) среднегодовые содержания основных загрязняющих веществ (пыли, диоксида серы, оксида углерода, диоксида и оксида азота) не превышали ПДК, но специфических примесей превышали: формальдегида – 1,3 ПДК и бенз-а-пирена – 2 ПДК. Таким образом, ИЗА за 2012 г. имеет значение «повышенного».

В Кондопоге (основной источник загрязнения – ЦБК) в 2012 г. среднегодовые показатели диоксидов серы и азота не превышали ПДК, а специфического компонента (сероводорода) – 0,5 ПДК. Уровень загрязнения воздуха оценен как «низкий».

В Надвоицах (основной источник загрязнения воздуха – Надвоицкий алюминиевый завод) концентрации основных примесей (взвеси, диоксиды серы и азота, оксид углерода) не превышали ПДК. Концентрации специфических: фтористого углерода – 0,8 ПДК и бенз-а-пирена – 2 ПДК. Уровень загрязнения воздуха оценивался в 2012 г. как «повышенный».

В Сегеже (основной источник загрязнения ЦБК) в 2012 г. отмечены низкие концентрации диоксидов серы и азота и превышение по сероводороду. Уровень загрязнения атмосферы оценен как «низкий» [56].

В 2009 г. по международной программе ICP-Forests проводились исследования по изучению влияния загрязнения атмосферы на состояние лесов. В результате территория Карелии признана условно чистой по сравнению со странами Скандинавии и соседними регионами Северо-Запада Российской Федерации. Исключения касались локальных участков в «подфакельной» зоне, примыкающей к промцентрам, и отдельных участков по трассам трансграничного переноса загрязняющих веществ атмосферными потоками.

В Ленинградской области на территории листа наблюдения за состоянием атмосферы осуществлялись Северо-Западным УГМС (Управлением Гидрометеослужбы) в городах Выборг и Светогорск.

По результатам наблюдений на стационарных постах за 2012 г.:

1) г. Выборг: ИЗА – 5,7; степень загрязнения атмосферного воздуха – повышенная; основные загрязняющие вещества (средние концентрации за год) – диоксид азота (1 ПДК), бенз-а-пирен (1,9 ПДК). Основные источники загрязнения – транспорт, ООО «Роквул-Север», «Выборг теплоэнерго»;

2) г. Светогорск: ИЗА – 3,1; степень загрязнения атмосферного воздуха – низкая(?), специфические загрязняющие вещества (средние концентрации за год) – сероводород (2 мкг/м³), формальдегид (1,7 ПДК). Основной источник загрязнения – Светогорский ЦБК ЗАО «Интернейшнл Пейпер».

Загрязнение поверхностных вод. Поверхностные воды территории, имеющие существенное значение в хозяйственно-питьевом водоснабжении и загрязнение которых имеет наиболее экологически значимые последствия, можно условно разделить на три группы:

1) воды Ладожского и Онежского озер, имеющие чрезвычайную экологическую и экономическую ценность;

2) воды акватории Финского залива, омывающие берега Ленинградской области, качество которых имеет особое значение для санаторно-курортной зоны Санкт-Петербурга;

3) воды рек и озер Карелии, Карельского перешейка и восточной части Ленинградской области как основные источники водоснабжения малых населенных пунктов и важнейшая часть экосистемы региона.

Поскольку качество поверхностных вод в государственных докладах, посвященных состоянию окружающей среды отдельных субъектов по 2006 г., указывается в соответствии с индексом загрязнения поверхностных вод (ИЗВ), а в более поздних документах – по удельному комбинаторному индексу загрязнения поверхностных вод (УКИЗВ), принятому РОСГИДРОМЕТОМ в 2002 г. для комплексной оценки качества поверхностных вод (согласно РД52.24.643-2002), отметим, что при расчетах с использованием УКИЗВ более полно учитываются природные факторы загрязнения (мутность, цветность, ХПК₅, общее железо, марганец и т. д.). Ниже приводятся данные по состоянию водных объектов, осуществлялся контроль за качеством вод и на которых показатель УКИЗВ на них превышает 2, т. е. они характеризуются как «загрязненные».

По данным Карельского ЦГМС, осуществлявшего мониторинг состояния водных объектов Карелии за 2012 г., качество вод следующее:

1) Онежское озеро, Петрозаводская губа – УКИЗВ – 2,14; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК₅, нефтепродуктам;

2) оз. Суоярви – УКИЗВ – 3,02; класс 3, разряд «б» – очень загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, нефтепродуктам;

3) оз. Ондозеро – УКИЗВ – 3,02; класс 3, разряд «б» – очень загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, нефтепродуктам;

4) р. Кумса (впадает в Повенецкий залив у Медвежьегорска) – УКИЗВ – 2,53; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК₅, нефтепродуктам;

5) р. Пяльма (впадает в Заонежский залив, восточный берег) – УКИЗВ – 2,18; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК₅, нефтепродуктам;

6) р. Лососинка (впадает в Петрозаводскую губу, г. Петрозаводск) – УКИЗВ – 2,62; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК₅, нефтепродуктам;

7) р. Верхний Выг (впадает в Выгозеро) – УКИЗВ – 3,33; класс 3, разряд «б» – очень загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК;

8) р. Чирка-Кемь (у северной границы листа, пос. Волока) – УКИЗВ – 2,7; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК₅;

9) р. Олонка (впадает в Ладогу, восточный берег) – УКИЗВ – 2,33; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК₅, нефтепродуктам.

В целом представленные по Республике Карелия показатели качества вод показывают в основном превышения ПДК по природным ингредиентам. К техногенным загрязнителям относятся только содержащиеся в пробах нефтепродукты и БПК₅. Качество же вод на малых реках и подавляющем числе озер удовлетворительное, и они могут быть отнесены к условно чистым [56]. Нельзя считать исчерпывающими данные по Онежскому озеру, поскольку, по данным независимых экологов, более 92 % общего сброса загрязняющих веществ в Онежское озеро осуществляется Кондопожским ЦБК (взвешенные вещества, сухой остаток, сульфаты, азот общий, фенолы, метанол, формальдегид, лигносульфонаты), коммунальными системами Петрозаводска (хлориды, фосфаты, цинк, алюминий, марганец, нитраты), «Водоканалом» Медвежьегорска (неочищенные хозяйственно-фекальные стоки), а официальных данных по Кондопожской губе и Повенецкому заливу не приводится [137].

Согласно данным мониторинга, проводимого Комитетом по природным ресурсам Ленинградской области и задействованными им организациями, в 2012 г., как и в предшествующие годы, осуществлялись режимные наблюдения за качеством поверхностных вод области, в т. ч. на шести реках, в пределах площади листа, где загрязнение оценивалось выше 2 класса, а также на Ладожском озере и в Финском заливе. На схеме отображены сведения по пяти рекам (более крупным), за исключением р. Селезневка в районе Выборга. Кроме того, необходимо отметить, что оценка загрязнения акватории Фин-

ского залива представлена на схеме по данным «Атласа геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря» и отличается от более оптимистичной информации, представляемой Комитетом:

1) р. Свирь – УКИЗВ – 2,19; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}, БПК₅ в 1,7; 1,1; 5,0; 1,1 раза соответственно. Неустойчивый характер загрязнения наблюдался также по азоту нитритному и марганцу. В устье Свири (пос. Свирица) УКИЗВ – 2,05; также класс 3, разряд «а» – загрязненная;

2) р. Оять (створ дер. Акулова Гора) – УКИЗВ – 2,92; класс 3, разряд «а» – загрязненная, основные ингредиенты загрязнения – ХПК₅, железо, медь, нефтепродукты;

3) р. Паша (створ с. Часовенское) – УКИЗВ – 2,35; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}. В устье (створ Пашский Перевоз) УКИЗВ – 2,27; также класс 3, разряд «а» – загрязненная;

4) р. Сясь (створ дер. Новоандреево). УКИЗВ – 2,60; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, Cu, Fe_{общ.}. В устье (створ г. Сясьстрой) УКИЗВ – 2,60; также класс 3, разряд «а» – загрязненная;

5) р. Волхов (створ г. Волхов, южнее границы листа). УКИЗВ – 2,18; класс 3, разряд «а» – загрязненная, превышения ПДК отмечены по ХПК₅, БПК₅, Cu, Fe_{общ.}. В устье (створ г. Новая Ладога) УКИЗВ – 2,40; также класс 3, разряд «а» – загрязненная.

б) Ладожское озеро. В 2012 г. в июле–августе были выполнены гидрохимические и гидробиологические наблюдения на сети из 16 станций. Наблюдения проводились как в мелководной прибрежной части южной, восточной и западной Ладоги, так и в центральных частях акватории на больших глубинах. В целом по всем станциям воды Ладоги характеризуются как слабо загрязненные (УКИЗВ – 1,23–1,91) и относятся ко 2 классу. При этом превышающие норму значения ХПК₅ отмечены на всех станциях при максимальных значениях в прибрежных районах. Уровень концентраций минеральных форм азота, фосфора, азота общего и фосфора общего остается на уровне последних 20 лет, превышения же ПДК по железу общему отмечены на участках впадения Волхова, Свири и Видлицы, концентрации меди выше ПДК присутствуют во всех пробах [57];

7) Финский залив. В 2012 г. в июле–августе осуществлены геохимические и гидробиологические наблюдения с отбором проб в мелководной и глубоководной частях залива севернее о. Котлин на 11 станциях. Случаев высокого и экстремально высокого загрязнения не зафиксировано. По отдельным гидрохимическим компонентам и в мелководной, и в глубоководной частях залива содержание фосфора, азота нитритного, азота нитратного и аммонийного азота не превышало ПДК. При этом отмечено увеличение концентраций по всем компонентам с глубиной. Содержание хлорорганических пестицидов было ниже предела чувствительности метода. Превышений ПДК по СПАВ, фенолам и нефтепродуктам не зафиксировано. Превышения ПДК по тяжелым металлам отмечены по меди (в мелководном районе 17 % проб, в глубоководном – 20 %), а также по свинцу (58 % проб) и железу общему (20 % проб).

Загрязнение почв и донных осадков. Загрязнение почв как на территориях, относящихся к Санкт-Петербургу и Ленинградской области, так и Рес-

публики Карелия формируется за счет эмиссий от промышленных и транспортных объектов, выбросов автотранспорта, объектов складирования отходов, животноводческих комплексов и птицефабрик, объектов складирования агрохимии и участков земель сельхозугодий с избыточным их содержанием. Также загрязнение почв происходит вследствие трансграничного переноса воздушным или водным путем. Характер загрязнения плотно увязан со спецификой источника. На территории региона исследования загрязнения почв проводились в ограниченных объемах и весьма локально. Поэтому объективную картину в целом составить проблематично. Кроме специфических локальных ореолов загрязнения почв, связанных с конкретными объектами, следует отметить установленное Российским экологическим центром крупное загрязнение почв тяжелыми металлами во Всеволожском районе, простирающееся от пос. Сертолово на юго-восток. На схеме условно отмечены ореолы «подфакельного» загрязнения от промцентров и крупных предприятий. Также отмечены установленное загрязнение донных осадков тяжелыми металлами в Финском заливе, в Петрозаводской и Кондопожской губах и Повецком заливе Онежского озера – загрязнение илистых осадков фенолами, нефтепродуктами, железом, фосфором и азотом [10].

Эколого-геологическая схема дополнена схемой оценки эколого-геологической обстановки масштаба 1 : 5 000 000. Следует подчеркнуть, что данная оценка не только учитывает, но и базируется на фактологических данных эколого-геологической схемы масштаба 1 : 2 500 000. На схеме оценки территория региона дифференцирована по четырем градациям состояния ГСТ.

1. Благоприятная – природные опасности имеют эпизодический характер проявления, узколокальны (малая степень пораженности – до 5 %) 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. К таким площадям относятся преимущественно северные и восточные части региона, включающие малонаселенные районы центральной и южной Карелии, а также севера и востока Ленинградской области (Приозерский, Выборгский, Лодейнопольский, Подпорожский районы).

2. Удовлетворительная – в пределах таких площадей имеет место проявление ОПЯ средней степени пораженности (5–25 %, преимущественно – локальное заболачивание и карст), к таким площадям также отнесены территории разновозрастных зарастающих вырубок, территории сельхозугодий и садоводств, перемежающихся с лесными урочищами и болотцами. Антропогенная нагрузка здесь затрагивает существенные площади, но ее экстремальное выражение в виде свалок, загрязнения агрохимикатами поверхностных и грунтовых вод имеет редкий и локальный характер. Преобладающие на таких площадях антропогенно-природные ландшафты в целом сбалансированны и стабильны. Эти территории занимают значительные площади юга, юго-запада и центра Карелии, северо-запада Ленинградской области (Выборгский и частично Всеволожский районы), а также Вытегорского района Вологодской области. В пределах акватории Финского залива к таким площадям отнесены районы с умеренным загрязнением вод (УКИЗВ – классы 3 «а», 3 «б»), интенсивным судоходством и наличием подводных коммуникаций.

3. Напряженная – в пределах площадей крупных болотных массивов или их комплексов, где имеется высокая степень пораженности ОПЯ (более 50 %), а также территорий населенных пунктов, не имеющих крупных экологически опасных производств (или в присутствии таких производств, но при наличии «экологичных» технологий – Светогорский ЦБК); на прилегающих к ним участках 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. Среди таких территорий выделяются: северные пригороды Санкт-Петербурга, большая часть Всеволожского района, Курортный район, города Выборг и Приморск с прилегающими территориями, район г. Петрозаводск и «зоны влияния» у Надвоиц и Сегежи. В пределах акватории Финского залива выделяются районы с регулярно фиксируемым уровнем загрязнения поверхностных вод до значений «грязные» (УКИЗВ – класс 4 «а»), наличием локального загрязнения нефтепродуктами береговой зоны, загрязнением тяжелыми металлами донных осадков и дампинга.

4. Кризисная – в зоне комплексного воздействия выбросов, стоков, складирования шламов и других токсичных отходов, а также крупных экологически опасных производств (Надвоицкий алюминиевый завод, Сегежский ЦБК, Кондопожский ЦБК, Сясьский ЦБК).

Основными экологическими проблемами региона являются следующие.

1. Хранение и утилизация отходов (и прежде всего бытовых) согласно современным требованиям и технологиям, в том числе реконструкция существующих полигонов. Необходимость строительства вместо мусоросжигающих предприятий перерабатывающих заводов, а также решение вопроса ликвидации несанкционированных свалок вокруг поселений всех типов, организация очистки побережий рек и акваторий Финского залива и озер.

2. Выявление участков сброса недоочищенных и неочищенных стоков «малых» городов и небольших поселков в акваторию озер и рек.

3. Рост нагрузки на акваторию Финского залива в связи с увеличением грузооборота портов Приморск, Высоцк, Выборг и собственно Санкт-Петербург, а также строительством и проведением дноуглубительных работ.

4. Необходимость снижения антропогенной нагрузки на экосистемы Ладожского и Онежского озер.

5. Мониторинг состояния санаторно-курортной зоны Курортного района Санкт-Петербурга.

6. Обнаружение, оценка и устранение накопленного экологического ущерба (промзоны «старых» экологически опасных производств, территории брошенных полигонов, военных городков, авиабаз, ликвидированных предприятий, «забытых» мест хранения экологически опасного оборудования, материалов, отходов, в т. ч. затопленных судов с экологически опасными грузами).

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 сухопутной и акваториальной частей листов Р-(35),36.

Впервые для всей рассматриваемой территории составлена геологическая карта в зональной серийной легенде. Уточнено геологическое строение региона с привлечением геологических, геохимических, геофизических и дистанционных данных. Комплект карт листа Р-(35),36 с объяснительной запиской представляет собой обширную сводку по геологии и полезным ископаемым южной части Балтийского щита и прилегающих территорий Русской плиты. Показано почти непрерывное его развитие от раннего архея до квартера. Охарактеризованы пять тектонических периодов в его развитии – оригинальный ранне- и позднеархейский (эократонный), карельский (протократонный и протогеосинклиальный), рифейский (авлакогенный), палеозойский (платформенный) и кайнозойский. Впервые для Госгеолкарты листа выделены местные стратиграфические подразделения для венда и палеозоя. Уточнена местная стратиграфическая схема позднего лопия. Впервые показаны алмазные кимберлиты и трубки мелилититов позднего карелия. Рассмотрена глубинная структура территории, анализ которой проводился с использованием компьютерных технологий. На карте четвертичных образований впервые для этого масштаба показаны различные стадии ошашковского оледенения. Впервые составлена литологическая карта поверхности дна акватории.

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 верхнего карелия в регионе. Одной из важнейших проблем является изучение опорных (стратотипических) разрезов, так как результаты их изучения не опубликованы. Практически они не сопровождаются изотопным датированием пород.

Крайне недостаточна изученность фанерозойских дайковых образований, которые из-за недостатка данных слабо освещены в представленной работе. Их изучение позволит более корректно проводить тектоническое районирование, выделять и уточнять этапы развития областей, оконтуривать ареалы

развития магматических очагов, проводить структурный и геодинамический анализ развития региона.

В области стратиграфии четвертичных отложений актуальными проблемами, требующими разрешения на следующих этапах геологических исследований, являются.

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 осадков необходимо уточнение границ ранне- и поздневалдайского оледенений (подпорожского и осташковского).

3. Для ледниковых отложений осташковского горизонта необходимо уделить внимание расчленению образований на различные стадии.

Одной из важнейших задач изучения тектоники, связанной с картографией, является составление региональной схемы тектонического строения, отражающей особенности ее проявления в разные этапы развития территории.

Большие перспективы связаны с исследованием туффизитов в Ладожском прогибе, однако данных для решения вопросов об их генезисе и составе недостаточно. Нужна постановка специальных работ, особенно если учитывать, что с туффизитами могут быть связаны месторождения алмазов [181]. Изучение туффизитов Приладожья может иметь не только региональное значение, полученные результаты могут быть использованы в целях разработки фундаментальной проблемы генезиса флюидизатных систем, что, по мнению академика В. А. Коротева [135], станет одним из важнейших направлений петрологии в XXI в.

В регионе известны малые и средние месторождения железа, меди и никеля, серного колчедана, золота, олова, комплексных уран-ванадиевых руд, из нерудных – месторождения графита, керамических пегматитов, стройматериалов, а также более 800 пунктов минерализации, рудопроявлений благородных, редких, цветных металлов и ряда нерудных полезных ископаемых. Некоторые из месторождений нового типа отвечают крупным по масштабам объектам. К ним относятся комплексные золото-уран-ванадиевые, тальк-амфибол-асбестовые и никель-магниево-железные руды; в них оруденение связано с метасоматитами, тела которых имеют мощность в десятки и первые сотни метров и прослежены по простиранию на многие километры, иногда имеют площадное распространение. Этими данными определяется современная геолого-экономическая оценка территории.

Все новые типы месторождений не обнаруживают признаков наложенного метаморфизма и формировались при отсутствии вулканизма или кислого магматизма соответствующего возраста, с которыми их можно было бы связать. Имеющиеся материалы свидетельствуют о существовании протяженных

линейных зон локализации метасоматитов, маркирующих пути проникновения флюидных потоков. Однако вне рудных полей эти образования нередко либо пропускаются, либо интерпретируются по-другому. Таким образом, возникает необходимость комплексного описания, оценки масштаба этих явлений и их систематизации.

К наиболее актуальным проблемам изучения полезных ископаемых Карелии 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, U, асбеста, талька. Несомненно большой потенциальной рудоносностью обладают расслоенные интрузии с Cr, Ni, Pt специализацией. Самостоятельным направлением будущих исследований является изучение областей предрифейского и предвендского несогласий, в которых возможно выявление месторождений этого типа. И, наконец, реальны перспективы обнаружения алмазов в областях развития лампроитового магматизма и трубок взрыва.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрукина Р. Е., Красильникова Г. Н.* Фораминиферы морских межледниковых отложений Кольско-Карельского региона, их стратиграфическое значение и история развития // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. – Л., 1972. С. 39–58.
2. *Агранова Д. А., Гайгерова Л. А.* Флоры древнечетвертичных отложений Южной Карелии Вологодской области // Палинология плейстоцена и плиоцена. Тр. III Международной палинологической конференции. – М.: Наука, 1973.
3. *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.
4. *Арсланов Х. А.* Климатостратиграфия и хронология Среднего Валдая северо-запада и Центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. – М., 1981. С. 12–28.
5. *Астафьев Б. Ю.* Метасоматиты метаморфических комплексов Карельского геоблока. Канд. дисс. – СПб., 1996. 317 с.
6. *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.
7. *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 (тезисы докладов). – СПб., 2000, кн. 1. С. 24–25.
8. *Астафьев Б. Ю.* Флюидопроницаемые тектонические зоны как геологические, металлогенетические 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.
9. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенан Ю. И.* О возрасте последнего ледникового покрова Русской Арктики // Всероссийское совещание «Главнейшие итоги изучения четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке.» Тез. докл. – СПб., 1998. С. 8–9.
10. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
11. Атлас Карельской АССР. – М.: ГУГК СМ СССР, 1989. 40 с.
12. Атлас минерально-сырьевых ресурсов Ленинградской области / Отв. ред. Н. Б. Филиппов. – СПб., 2012. С. 35.
13. *Ауслендер В. Г.* Четвертичная система // Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-(35)–36. – Ленинград. Объяснительная записка. – Л., 1989. С. 98–127.

14. Ауслендер В. Г., Гей В. П. История развития озерной впадины в плейстоцене и голоцене. Материалы II Симпозиума по истории озер Северо-Запада РСФСР. – Минск, 1967.
15. Ахмедов А. М., Крупеник В. А. Выделение корреляционных горизонтов для целей составления опорных стратиграфических разрезов туломозерской и суйсарской свит Онежской структуры. Отчет по т. № 803. – Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
16. Ахмедов А. М., Крупеник В. А., Макарихин В. В. и др. Изотопный состав углерода в карбонатах раннепротерозойских бассейнов. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 62 с.
17. Ахмедов А. М., Крупеник В. А. Литолого-геохимическое изучение опорных разрезов терригенно-карбонатных комплексов раннего протерозоя. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 63 с.
18. Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Левский Л. К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. – СПб.: Наука, 2009. 328 с.
19. 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.
20. Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // ДАН, 1996, т. 348, № 3. С. 353–356.
21. Бархатова В. П. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев реки Онеги. Тр. Сев. геол. упр., 1941. Вып. 9. 68 с.
22. Бархатова В. П. Схема стратиграфии карбона 54 листа общей карты Европейской части СССР // Изв. Ленингр. Геол.-гидрогеод. треста, 1934, № 4–5. С. 3–18.
23. Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе месторождений комплексных руд в южной Карелии // Геология рудных месторождений, 1991, № 6, т. 33. С. 3–14.
24. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. – Петрозаводск, 1959. 307 с.
25. Богданов Ю. Б., Левченков О. А., Комаров А. Н., Яковлева З. С., Макеев А. Ф. Первые результаты изучения стратотипов сумия // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тезисы докладов / Научн. ред. Ю. Б. Богданов, В. В. Иваников, Н. Б. Филиппов. – СПб.: ГСФ «Минерал», 1996. С. 13–14.
26. Булавин А. В., Добрынина Д. Н., Олейник Ц. Л. Новые данные о золотоносности Эльмусской площади (центральная Карелия) // Золото Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: КНУ РАН, 2013. С. 16–19.
27. Бушмин С. А. Фации, фациальные серии метасоматоза и рудная специализация метаморфических поясов // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. – М., 1989. С. 46–63.
28. Бушмин С. А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Зап. ВМО, 1987. Вып. 5. С. 585–601.
29. 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.
30. Вишняков С. Г. Литология карбонатных и залегающих между ними песчано-глинистых пород нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна // Труды Воронежского государственного университета, геол. фак., 1955, т. 39.
31. Водные ресурсы Республики Карелия и пути их использования для питьевого водоснабжения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. 263 с.
32. Воинова О. А. Позднеархейские–раннепротерозойские гранитоиды и метасоматиты западного обрамления Онежской структуры. Канд. дисс. – Л., 1988. 311 с.
33. Воинова О. А., Астафьев Б. Ю. Некоторые типы метасоматитов Онежского блока и условия их локализации / Деп. в ВИНТИ от 18 июля 1986 года, № 4507-86. 12 с.
34. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Отв. ред. В. А. Соколов. – Л.: Наука, 1981. 152 с.

35. *Вяюрюнен Х.* Кристаллический фундамент Финляндии. – М.: ИЛ, 1959. 295 с.
36. *Геккер Р. Ф.* Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции в 1934–1936 гг. // Тр. ПИН АН СССР, 1940, т. 9. Вып. 4. С. 105–118.
37. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Р-36-XXX / Ред. В. С. Кофман, Б. Н. Архангельский. – М., 1978. 127 с.
38. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов / Отв. ред. В. А. Глебовицкий, В. И. Шульдинер. – СПб., 1996. 416 с.
39. 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.
40. Геология и петрология гранитогнейсовой области юго-западной Карелии / Отв. ред. К. О. Кратц. – Л.: Наука, 1969. 226 с.
41. Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Ш. К. Балтыбаев, В. А. Глебовицкий, И. В. Козырева и др.; под ред. В. А. Глебовицкого. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
42. Геология Карелии. – Л., 1987. 231 с.
43. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. В. А. Соколова. – Петрозаводск, 1982. 204 с.
44. Геологический словарь. Т. 3 / Гл. ред. О. В. Петров. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 440 с.
45. Геоморфологическая карта СССР, масштаб 1:2 500 000, 1981. Академия наук СССР. Институт географии.
46. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. – Л.: Недра, 1977. 183 с.
47. Гидрогеология СССР, т. XXVII. Мурманская область и Карельская АССР. – М.: Недра, 1971. 295 с.
48. *Глебова-Кульбах Г. О.* и др. Граниты южной Карелии // Граниты Кольского полуострова и Карелии: Тр. ЛАГЕД АН СССР. – Л., 1963. Вып. 15. С. 161–334.
49. *Глебовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. – Л., 1973. 128 с.
50. *Горошко А. Ф.* Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутоваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. – СПб., 1993. С. 171–192.
51. *Горошко А. Ф.* Кемиститовые метасоматиты – показатель особого режима серпентинизации и гипергенеза ультрамафитов // Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений (тез. докл.). – Петрозаводск, 1996. С. 48–49.
52. *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.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-(35)–37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. – СПб., 2000. 322 с.
54. 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.
55. Гос. доклад «О состоянии окружающей среды Республики Карелии в 2011 году». – Петрозаводск, 2012.
56. Гос. доклад «О состоянии окружающей среды Республики Карелии в 2012 году». – Петрозаводск, 2013.
57. Гос. доклад «Об экологической ситуации в Ленинградской области в 2012 году» – СПб., 2013. 110 с.
58. *Девятова Э. И.* Палеонтологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. – Л., 1972. С. 59–96.
59. *Девятова Э. И.* Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северо-Двинском бассейне и в Карелии. – Петрозаводск, 1982. 156 с.

60. Девятова Э. И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. – М., 1961. 89 с.
61. Докембрийская геология СССР. – Л., 1988. 440 с.
62. Дми́рвева А. В., Кулеше́вич Л. В. Золоторудные проявления Хаутоваарско-Ведлозерской площади (Карелия) // Золото Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: КНУ РАН, 2013. С. 52–56.
63. Докучаев А. Я., Носова А. А., Тытык В. М. Мезотермальные золоторудные месторождения в породах амфиболитовой фации. Новые Пески (центральная Карелия). Его минералогические особенности и возможные аналоги на Балтийском щите // Золото Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: КНУ РАН, 2013. С. 56–60.
64. Дубовикова З. Л., Полюховский Ю. С. Геологические особенности алмазоносных кимберлитов Кимозера (Онежский прогиб, Карелия) // Региональная геология и металлогения, 2009, № 38. С. 31–42.
65. Житникова И. А. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская. Лист Р-36-ХП (Медвежьегорск). Объяснительная записка. – СПб., 2013. 326 с.
66. Заррина Е. П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. – Л.: Недра, 1991. 187 с.
67. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. – Л., 1983. 303 с.
68. 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 // ДАН, 2010, т. 435, № 1. С. 64–68.
69. Злобин В. Л., Богина М. М., Минц М. М. Граница архей–протерозоя по геолого-геохимическим и изотопным данным для метавулканитов Лехтинской структуры // Мат-лы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и металлогения Северо-Запада России». – Петрозаводск, 2007. С. 142–144.
70. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонваарского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. – Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1994. 128 с.
71. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Эпохи и типы вольфрамового оруденения Балтийского щита // Очерки геологии докембрия Карелии. – Петрозаводск, 1995. С. 128–153.
72. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Минералогические особенности каолиновых образований хут. Пролонваара (оз. М. Янисъярви): Опер.-информ. матер. ИГ КарНЦ РАН, 1995. С. 31–33.
73. Изотопные системы и время геологических процессов // Мат-лы IV Российской конференции по изотопной геохронологии 2–4 июня 2009 г. Т. 1. – СПб.: ИП Каталкина, 2009. 354 с.
74. Игнатьев С. В., Николаев А. Ф. Геолого-генетические особенности углеродсодержащих формаций как критерии прогноза и оценки углеродистого сырья (шунгит, графит) // Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений. Тез. докл. – Петрозаводск, 1995. С. 74–75.
75. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1 : 2 500 000, 2004.
76. Карта малонарушенных лесов Карелии. – Петрозаводск, 2007.
77. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита // Ред. В. А. Глебовицкий. – СПб., 1991.
78. Карта радоноопасности России. Масштаб 1 : 10 000 000. Геологический атлас России. Раздел IV. Экологическое состояние геологической среды. – СПб., 1995.
79. Карта четвертичных отложений Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы масштаба 1 : 1 000 000 / Ред.: И. Низмеля, И. М. Экман, А. Д. Лукашов Составлена геологическим научно-исследовательским центром Финляндии и Институтом геологии Карельского научного центра РАН, 1993.
80. Киселев И. И., Проскураков В. В., Саванин В. В. Геология и полезные ископаемые Ленинградской области. – СПб., 1997. 196 с.

81. *Коровкин В. А., Турылева Л. В.* Недра Северо-Запада Российской Федерации. – СПб., 2003. 250 с.
82. *Коросов В. И.* Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). – Петрозаводск. Карельский научный центр АН СССР, 1991. 118 с.
83. *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.
84. *Котова Л. Н.* Условия метаморфизма гнейсогранитных ареалов Карелии: канд. дисс. – СПб., 1993. 270 с.
85. *Краснов И. И., Заррина Е. П.* (ред.) Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград–Полтава–Москва, 1983) с региональными стратиграфическими схемами. – Л., 1986. 156 с.
86. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР. – М.–Л.: АН СССР, 1963. Вып. 16. 205 с.
87. *Кратц К. О., Шуркин К. А., Лобач-Жученко С. Б., Масленников В. А.* Региональная схема стратиграфии докембрийских образований // *Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита.* – Л., 1971. С. 120–129, 131–141.
88. *Кулешевич Л. В.* Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. – Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1992. 267 с.
89. *Куликов Г. В., Желваков А. В., Бондаренко С. С.* Минеральные лечебные воды в СССР. Справочник. – М.: Недра, 1991. 368 с.
90. *Лавров О. Б., Иващенко В. И.* О вольфрамовой минерализации Ялонваарского рудного поля // *Опер.-информ. матер. ИГ КарНЦ РАН.* – Петрозаводск, 1991. С. 46–51.
91. *Лавров О. Б.* Минералогические аспекты вольфрамового оруденения Ялонваарского рудного поля // *Вопросы геологии докембрия Карелии.* – Петрозаводск, 1993. С. 70–78.
92. *Лаврова М. А.* Основной разрез верхнего плейстоцена Ленинградского района // *Стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР.* – М.: Гостехиздат, 1962.
93. *Лак Г. Ц., Эжман И. М.* О трансгрессии Ладожского озера в голоцене // *ДАН СССР,* 1975, т. 222, № 1. С. 175–178.
94. Ландшафтная карта России. Масштаб 1 : 10 000 000 // *Геологический атлас России. Раздел IV. Экологическое состояние геологической среды.* – М., 1995.
95. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. И. С. Гудилин. – М.: НПО «Гидроспецгеология», 1980.
96. *Ларин А. М., Амелин Ю. В., Неймарк Л. А.* Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // *Геология рудных месторождений,* 1991, т. 33, № 6. С. 15–34.
97. *Левченко О. А., Богданов Ю. Б., Матреничев В. А., Саватенков В. М.* и др. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии // *Мат-лы 3-го Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия».* – Апатиты, 2000. С. 143–145.
98. *Левченко О. А., Шульдинер В. И., Гайдамако И. М.* и др. Новые данные изотопного датирования свекофенских событий в Северном Приладожье // *Докембрий Северной Евразии: тез. докл.* – СПб.: ИГД РАН, 1997. 54 с.
99. *Легкова В. Г.* Северо-Запад Архангельской области // *Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР.* – Л.: Недра, 1967. С. 161–191.
100. *Легкова В. Г., Бопбенкова В. А., Щукин Л. А.* Основные генетические категории и морфоструктурный анализ строения поверхности Карелии и Кольского полуострова // *Геоморфология Карелии и Кольского полуострова.* – Л.: Недра, 1977. С. 80–128.
101. *Легкова В. Г., Щукин Л. А.* Стратиграфия четвертичных отложений и их вещественный состав // *Четвертичный покров Балтийского щита.* – Л.: Недра, 1987. С. 22–64.
102. *Лобач-Жученко С. Б., Глебовицкий В. А.* Геология и геохронология Балтийского щита // *Геология и геохронология докембрия.* – Л., 1989. С. 71–81.

103. *Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А.* Новые данные по геохронологии Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. – Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1985. С. 5–26.
104. *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.
105. *Лобиков А. Ф.* О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. – Киев, 1982. С. 90–91.
106. *Мельников Е. К., Петров Ю. В., Савицкий А. В.* Новый район с месторождениями богатых комплексных руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр, 1992, № 5. С. 15–19.
107. *Мельникова Е. В.* Комплексная оценка антропогенного воздействия ЦБК на состояние окружающей среды Сяського региона: автореф. дисс. – СПб., 2001. 24 с.
108. *Металлогения Карелии.* – Петрозаводск: Изд-во КарФ АН СССР, 1982. 277 с.
109. *Миллер Ю. В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. – Л., 1988. 144 с.
110. *Миллер Ю. В.* Тектоно-метаморфические циклы. – Л., 1982. 160 с.
111. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1 / Отв. ред. В. П. Михайлов, В. Н. Аминов. – Петрозаводск, 2006. 280 с.
112. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2 / Отв. ред. В. П. Михайлов, В. Н. Аминов. – Петрозаводск, 2006. 356 с.
113. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 6, Ленинградская область. 1993. 251 с.
114. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 4, Республика Карелия, 1993. 190 с.
115. Морские среднеплейстоценовые отложения в юго-восточной Карелии / Д. А. Агранова, О. Ф. Барановская, М. А. Травина и др. // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера Европейской части СССР. – Петрозаводск, 1977. С. 88–93.
116. *Невесский Е. Н.* и др. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. – М. Наука, 1977. 236 с.
117. *Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. – Л.: Недра, 1984. 270 с.
118. *Негруца В. З., Полеховский Ю. С.* Геодинамические критерии прогнозно-металлогенической оценки черносланцевых ассоциаций Балтийского щита // Отечественная геология, 1995, № 5. С. 54–60.
119. *Негруца В. З.* Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. – Л., 1971. С. 133–152.
120. Недра России. Т. 2. Экология геологической среды. – СПб.–М., 2002. 662 с.
121. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.
122. 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.
123. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
124. *Петров Ю. В.* Особенности локализации золотого оруденения в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (месторождение Педролампии) // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России (тез. докладов). – Петрозаводск, 1995. С. 134–135.

125. Петрографический кодекс (магматические и метаморфические образования). – СПб., 1995. 128 с.
126. Плейстоцен Северо-Запада Российской Федерации / В. Г. Легкова, В. Г. Ауслендер, Л. А. Щукин и др. // Геология Северо-Запада Российской Федерации. – СПб., 1993. С. 75–91.
127. *Полюховский Ю. С., Волошин А. В., Тарасова И. П.* и др. Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 7. С. 86–96.
128. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 25. – Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 62 с.
129. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 26. – СПб., 1992. 69 с.
130. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 25. – Л., 1991. 63 с.
131. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 31. – СПб., 1999. 41 с.
132. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. – СПб., 2002.
133. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб., 2008. 149 с.
134. Проблемы золотонности Карелии. – Петрозаводск, 1997. 300 с.
135. *Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Ашихмина Н. А.* Sm-Nd возраст суйсарской свиты Балтийского щита // ДАН СССР, 1992, т. 326, № 4. С. 706–711.
136. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В. А. Глебовицкий. – СПб., 2005. 711 с.
137. Республика Карелия. Доклад «Фракция Зеленая Россия». – М.: Изд-во «КМК», 2011.
138. 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.
139. *Рыбаков С. И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. – Л., 1987. 266 с.
140. *Рыбаков С. И.* Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. – Петрозаводск, 1980. 136 с.
141. *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.
142. *Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Спиридонова Е. А.* и др. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеографии в плейстоцене–галоцене // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 38–52.
143. *Рябов Ю. В.* Разработка универсальной методики расчета экологического риска возникновения пожара на несанкционированных свалках. – СПб.: Санкт-Петербургский научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, 2011. 24 с.
144. *Саватенков В. М., Беляев А. М.* и др. Изотопно-геохимические особенности кремне-калиевых метасоматитов в роговиках зоны экзоконтакта гранитов рапакиви Салминского массива (Карелия) // Закономерности эволюции земной коры (тез. докл.). – СПб., 1996, т. 2. 153 с.
145. *Саватенков В. В., Богданов Ю. Б., Иваников В. В., Франк-Каменецкий Д. А.* Изотопный возраст вулкаников салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза (тезисы), 2003.
146. *Савинов Ю. А.* Четвертичная геология севера Русской равнины. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. 90 с.

147. *Савицкий А. В., Афанасьева Е. Н., Гукасян Г. О.* и др. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. – Л., 1986. С. 39–52.
148. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л.: Недра, 1982. 343 с.
149. *Салоп Л. И.* Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Т. 175. – Л., 1971.
150. *Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г.* и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.
151. *Самсонов А. В., Бибикина Е. В., Пухтель И. С., Щипанский А. А., Журавлев Д. З.* 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. Иваников, Н. Б. Филиппов. – СПб.: ГСФ «Минерал», 1996. С. 74–75.
152. *Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И.* Геохимия сумийских андезитобазальтов центральной Карелии // Геохимия, 2004, № 7. С. 729–739.
153. *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.
154. *Светов С. А., Хухма Х.* Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (центральная Карелия) // ДАН, 1999, т. 369, № 2. С. 261–263.
155. *Светова А. И.* Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1988. 148 с.
156. *Свириденко Л. П., Светов А. П.* Валаамский силл габбродолеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. – Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. 123 с.
157. *Слюсарев В. Д., Куликов В. С.* Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). – Л.: Наука, 1973. 104 с.
158. *Спиридонов М. А., Рябчук Д. В.* и др. Изменение береговой зоны восточной части Финского залива под воздействием природных и антропогенных факторов // Региональная геология и металлогения, 2010, № 41. С. 107–118.
159. Сапропелевые ресурсы России (Республика Карелия, Ленинградская область). – М., 1999.
160. *Старицкий Ю. Г.* Основные проблемы металлогении платформ // Проблемы региональной металлогении. Тр. ВСЕГЕИ, 1973, т. 191. С. 33–40.
161. *Степанов К. И.* и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская. Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX (Сортавала). Объяснительная записка. – СПб., 2004. 220 с.
162. Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е, дополненное. – СПб.: МСК, 1992. 120 с.
163. Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
164. Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита: материалы конференции, 21–23 февраля 1967 г. / Отв. ред. К. О. Кратц. – Л.: Наука, 1971. 179 с.
165. *Сыстра Ю. Й.* Тектоника Карельского региона. – СПб.: Наука, 1991. 176 с.
166. Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов в масштабе 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Т. Н. Спизарский. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1975.
167. *Тимофеев В. М.* Петрография Карелии. – М.–Л.: АН СССР, 1935. 256 с.
168. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. – Л., 1990. 144 с.
169. *Филиппов Н. Б., Вревский А. Б.* Золото Фенноскандии: от статистики к стратегии // Золото Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: КНУ РАН, 2013. С. 166–171.
170. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. – М.: Недра, 1966. 359 с.

171. Хейсканен К. И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. – Петрозаводск: Карел. науч. центр. АН СССР, 1990. 126 с.
172. Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вуланизм Карелии. – Л.: Наука, 1977. 217 с.
173. Чухонин А. Н., Шулешико И. К., Кожевников В. Н. Минералогическое исследование цирконов из древнейших пород Западной Карелии // Зап. ВМО, 1985. Вып. 5. С. 585–590.
174. Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вестник СПбГУ, 1997, сер. 7, вып. 3. С. 63–69.
175. Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К., Поваркова А. В., Хрестенков С. А. Плутоно-метаморфическая эволюция западного Приладожья (новая модель) // Региональная геология и металлогения, 1995, № 4. С. 52–62.
176. Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований северо-западного Приладожья // Стратиграфия и корреляция, 1996, т. 4, № 3. С. 11–22.
177. Экман И. М. Четвертичная система // Геология Карелии. – Л.: Наука, 1987. С. 79–93.
178. Якобсон К. Э. Соотношение вольинской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы // Сов. геология, 1971, № 2. С. 66–76.
179. Якобсон К. Э., Крылов Н. С. Нижняя граница венда в его стратотипической местности // Сов. геология, 1977, № 7. С. 59–70.
180. Якобсон К. Э. Проблемы венда Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения, 2014, № 60. С. 109–116.
181. Янишевский М. Э. К вопросу о стратиграфии нижнего карбона Ленинградской области // Изв. Ленингр. гидрогеол. треста, 1935, 2–3. С. 5–18.
182. Amantov A., Laitakari I., Poroshin Ye. Jotnian and Postjotnian sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland // Explanation to the Map of Precambrian basement of Gulf of Finland and surrounding area 1:1 mill, 1996. Pp. 141.
183. Amelin Yu., Larin A. U-Pb and Sm-Nd zircon and garnet geochronology of skarn formation associated with rapakivi granite magmatism: an example of the Pitkäranta ore district, south-eastern Karelia. – Anorthosites, Rapakivi Granites and Related Rocks (absr). – McGill University, Montreal, Canada, 1994. P. 1.
184. Belyaev A. M., Bogdanov Y. B., Levchenkov O. A. Petrogenesis of the bimodal rapakivi-related volcanites of the Island of Hogland, 1.64 Ga Wiborg batholith, Russia // 1998 International Field Conference: Proterozoic Granite System of the Penokean Terrane in Wisconsin, Madison. – Wisconsin, USA, 1998. P. 139–140.
185. Ekman J., Jlyin V. Deglaciation, the Younger Dryas and moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas. Geological Survey of Finland. Opus-guide 32. Espoo 1991. P. 73–101.
186. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domtn, NW Ladoga lake region, Russian Karelia // Precambrian Research, 2003. V. 120. P. 37–53.
187. Korsman K., Hölltä P., Hautala T., Wasenius P. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland // Bull. Geol. Surv. Fin., 328, 1984. 40 p.
188. Rainio H. The Younger Dryas ice – marginal formations of southern Finland. Opus-guide 32. Espoo 1991. P. 25–72.
189. Rämö O. T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of south-eastern Fennoscandia. Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Bull. Geol. Surv. Finland, 355, 1991. 161 p.
190. Rämö O. T., Manttari M., Upton B. G. J., Sveridenko L. P. Age and significance meso-proterozoic magmatism, lace Ladoga region, NW Russia. GSA Annual Meeting. – Boston. 2001.
191. Ramsay W. Om Hoglands geologiska byggnad // Forhandlingar. – Stockholm, 1890. PP. 471–490.

192. *Stein H. J., Markey R. J.* et al. Re-Os dating of molybdenites from Pitkjaranta, Russia. Reveals two temporally distinct periods of ore formation: a mask on late svecofennian Mo-W-ores. – Rapakivi Granites and Related Rocks (abstr.). – Helsinki, 1996. P. 68–70.
193. *Suominen V.* The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reverence to Postjotnian and Subjotnian diabases // Bull. Geol. Surv. of Finland, 356, 1991. 100 p.
194. *Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland / M. Lehtinen et al. (Eds) // Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian shield. – Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 195–236.
195. *Wahl W.* A composite lava flow from Lounatkorkia, Hogland // Bulletin de la Commission geologique de Finlande, 1947, № 140. P. 287–301.

Фондовая

196. *Александрова Н. А., Черваков Ю. И., Вербицкий В. Р.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 северной части Тихвинского бокситоносного района. Пашозерская группа листов (P-36-141-Г; 142-В,Г; P-36-9-Б, Г-а,б; 10-А,Б,В,Г), проведенной Вологодской партией в 1981–1985 гг. – Л., 1986. ИФО СЗРГЦ, № 25119.
197. *Апхутин Н. И.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу P-35-XXXVI (серия Карельская). – М., 1966. 101 с.
198. *Артамонова Н. А.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. – Петрозаводск, 1989. ИФО СЗРГЦ, № 25943; фонды ВСЕГЕИ, № 15985.
199. *Афанасов М. Н.* Отчет о проведении работ на объекте ГДП, ГГД-ЭГИК-200 и ГСП-200 Карельского перешейка и западной части акватории Ладожского озера P-35-XXIX, XXX, XXXIII–XXXVI, P-36-XXV, XXXI (24 869 км²), 2002.
200. *Бжезинская Л. С.* Отчет о работах по оценке эксплуатационных запасов железистых минеральных вод, используемых на курорте «Марциальные воды Карельской АССР» по состоянию на 1.03.1986, фонды Севзапгеологии.
201. *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. ИФО СЗРГЦ, № 24899.
202. *Бозачёв 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.
203. *Богданов Ю. Б., Беляев А. М., Левченков О. А.* Информационный отчет «Изучение Хогландского регионального опорного разреза нижнего протерозоя с целью усовершенствования стратиграфической базы Ильменской и Карельской серии листов Госгеолкарты-200 и 1000», 1999. ГСФ «Минерал».
204. *Бурцева З. А.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу P-36-XV (серия Карельская). – М., 1962. 74 с.
205. *Буслович А. Л., Лутковская О. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. P-36-XXXVI, P-37-XXXI, 1988, ИФО СЗРГЦ, № 25794.
206. *Буслович А. Л.* Информационный отчет о производстве геологического доизучения Онежской площади масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 (изд. 2-е) листов P-36-XXX, P-37-XXV. Объект Онежский. – СПб., 2003. Фонды «Севзапгеология».
207. *Буслович А. Л.* Отчет о групповой геологической съемке и гидрогеологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 территории Белоручейского горнодобывающего района (Вытегорская группа листов P-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, ТГФ СЗРГЦ.
208. *Вигдорчик М. Е.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу P-36-XXX (серия Тихвинско-Онежская). – М., 1978. 127 с.

209. *Вигдорчик М. Е.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XXIX (серия Тихвинско-Онежская). – М., 1983. 140 с.
210. *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, ФГУ СЗРФГИ.
211. *Ганин В. А.* (отв. исп.). Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенных Гимольской партией на севере Суоярвского района КАССР. – Петрозаводск, 1974. ИФО СЗРГЦ.
212. *Ганин В. А.* (отв. исп.). Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 в южной части Западно-Карельской синклирной зоны в Суоярвском районе КАССР. – Петрозаводск, 1978. ИФО СЗРГЦ.
213. *Ганин В. А.* (отв. исп.). Отчет по групповой съемке и геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Елмозерского синклинория и его обрамления в Муезерском, Медвежьегорском, Сегежском районах КАССР в 1978–1983 гг. – Петрозаводск, 1983. ИФО СЗРГЦ.
214. *Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А.* Геологическая карта Северо-Запада Российской Федерации масштаба 1 : 500 000, 1998.
215. *Гаскельберг Л. А., Кофман В. С., Попов А. А.* и др. Создание эталонов горных пород основных геологических комплексов Карело-Кольского региона и палеозойских отложений Северо-Запада РСФСР (составление местных стратиграфических схем среднего и верхнего палеозоя), 1985, ТГФ СЗРГЦ, № 24926.
216. *Голованов Ю. Б.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления. – Петрозаводск, 1995. ИФО СЗРГЦ, № 26506.
217. Государственный водный кадастр. Сводка по учету подземных вод территории деятельности Северо-Западного регионального геологического центра за 2013 г. / Отв. исп. Н. А. Займак. – СПб., 2014, СЗРГЦ.
218. *Гулякова Г. А., Бандример Б. Н.* Доразведка запасов месторождения Линновара для керамической промышленности в КАССР, 1990. Фонды СЗРГЦ.
219. *Дверницкий Б. Г.* и др. Отчет по массовым поискам, проведенным СЗТГУ в 1977 г. – Л., 1977. Фонды СЗРГЦ.
220. *Дерюгин Ю. М.* (отв. исп.). Условия локализации и оценка перспектив золотого оруденения архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита. – Л., 1989. ИФО СЗРГЦ, № 25950.
221. *Дюков С. А.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Q-36-IV (серия Карельская). – М., 1967. 68 с.
222. *Задорожный И. М.* (отв. исп.). Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 северной части Тихвинского бокситоносного района (Южно-Онежская группа листов Р-36-129-Г, 130-Б,ВГ, 131-А,Б,В, 141-Б, 142-А,Б, 143-А), проведенной Вологодской ГРП в 1983–1988 гг., 1988. ИФО СЗРГЦ, № 25784.
223. *Заможняя Н. Г.* Комплексные геофизические исследования по опорному геофизическому профилю государственной сети 1-ЕВ (Кольская СГ-3–Воронеж–Эльтон). Этап II, 2001.
224. *Кель Н. Л.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XXVIII (серия Тихвинско-Онежская). – М., 1977. 86 с.
225. *Киселев И. И.* Отчет по теме: «Составление карты россыпной минерализации Карело-Кольского региона масштаба 1 : 500 000 с целью выделения перспективных площадей на поиски россыпей», 1993, ПРГПЦ, № 26333.
226. *Колокольцев В. Г.* (отв. исп.). Отчет по теме «Оценка рудоносности палеозойских эпох корообразования на севере Русской платформы», 1982, Фонды ВСЕГЕИ.
227. *Корсакова М. А.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-VIII (серия Карельская). – М., 1983. 95 с.
228. *Корсакова М. А.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-I (серия Карельская). – М., 1985. 82 с.

229. *Кофман В. С.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XXXV (серия Тихвинско-Онежская). – М., 1965. 69 с.
230. *Купряков С. В.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде. – Л., 1985. ИФО СЗРГЦ, № 25770.
231. *Леонтьев А. П.* (отв. исп.). Отчет Янгозерской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками масштаба 1 : 50 000, проведенными в юго-восточной части Янгозерской структуры. – Петрозаводск, 1989. ИФО СЗРГЦ.
232. *Макарова Г. В.* (отв. исп.). Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Тохмайковской партией в 1969–1970 гг. – Петрозаводск, 1972. ИФО СЗРГЦ.
233. *Макарова Г. В.* и др. Объяснительная записка к сводной геологической карте северного Приладожья масштаба 1 : 100 000. – Л., 1977. ИФО СЗРГЦ.
234. *Макарьев А. А.* Геологическая съемка масштаба 1 : 500 000 дна Онежского озера (объект Онежский озерный), 2002.
235. *Мальшев В. П.* (отв. исп.). Отчет по теме «Составление прогнозно-металлогенических карт на железные руды Карело-Кольского региона», 1985. ИФО СЗРГЦ, № 24917.
236. *Мильштейн Е. Д., Ронин А. Л.* Разработка геолого-методических основ создания Государственной сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 322 с.
237. *Михайлова Д. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Туломозерской структуры и Салминского массива. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000. – Петрозаводск, 1995. Фонды СЗРГЦ, № 26581.
238. *Михайлюк Е. М.* (отв. исп.). Составление сводной геологической карты 1 : 200 000 Онежской структуры. 1984–1988 гг. – Л., 1988, ИФО СЗРГЦ, № 25688.
239. *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, 1982, ТГФ СЗРГЦ.
240. *Москаленко П. Е.* Проведение геологической съемки шельфа Финского залива масштаба 1 : 200 000 (ГСШ-200), геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200), гидрогеологического доизучения с экологическими исследованиями и картографированием масштаба 1 : 200 000 территорий островов листов Р-35-XXIX, XXXIII, XXXIV, XXXV, 2003.
241. *Насонова Л. Д.* (отв. исп.). Анализ и переоценка сырьевых баз глин на территории деятельности ПКГЭ (Ленинградская, Псковская, Новгородская и Вологодская области), 1994. ИФО СЗРГЦ.
242. *Недригайлова И. С.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XXVII (серия Карельская). – М., 1977. 83 с.
243. *Петров Ю. В.* (отв. исп.). Отчет о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 и крупнее по оценке перспектив рудоносности Кумчозерско-Остерской, Кумсинской и Челмужской площадей. – Л.: ПГО Невскгеология, 1990.
244. *Попова В. А.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-III (серия Карельская). – М., 1973. 90 с.
245. *Потрубович Л. Н.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XX (серия Карельская). – М., 1962. 99 с.
246. *Потрубович Л. Н.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листам Р-35-XXIV, Р-36-XIX (серия Карельская). – М., 1969. 76 с.
247. *Потрубович Л. Н.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XIII (серия Карельская). – М., 1964. 76 с.
248. *Редько Т. И.* (отв. исп.). Анализ движений прогнозных ресурсов с целью геолого-экономического обоснования направления работ на основные полезные ископаемые территории деятельности ПГО «Севзапгеология». – Л., 1988. ИФО СЗРГЦ, № 25717.

249. *Савицкий А. В.* (отв. исп.). Оценка перспектив Онежского рудного района на выявление крупных месторождений комплексных руд на основе прогнозно-металлогенических исследований и составление комплекта прогнозных карт масштаба 1 : 200 000. – Л., 1991. Фонды ВСЕГЕИ.

250. *Саморуков Н. М.* (отв. исп.). Условия локализации и критерии прогнозирования золотого оруденения в конгломератах восточного борта Янгозерской и в кварцевых жилах Куоляярвинской структур (участок Майский). – Л., 1989. ИФО СЗРГЦ, № 25915.

251. *Сиваев В. В.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые Улягского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и среднемасштабного глубинного картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983–1988 гг. в Южной Карелии. – Петрозаводск, 1988. ИФО СЗРГЦ.

252. *Сиваев В. В.* (отв. исп.). Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. – Петрозаводск, 1983. ИФО СЗРГЦ.

253. *Скопенко Н. Ф.* Отчет по теме: «Глубинные сейсмические исследования по профилю, пересекающему Онежскую мульду и Ладожско-Пашский авлакоген (объект Пашско-Онежский)», 2002.

254. Составление геологической карты Карело-Кольского региона и северо-запада Восточно-Европейской платформы / Отв. исп. Л. А. Гаскельберг, Е. С. Кофман, 1988. ИФО СЗРГЦ.

255. *Тимофеев В. М.* и др. (отв. исп.). Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 Восточно-Карельской структурной зоны и ее обрамления в 1974–1983 гг. Петрозаводск, 1989. ИФО СЗРГЦ.

256. *Тихонов Н. В.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисков железистых кварцитов на Большезерской площади в пределах Западно-Карельской структурной зоны в 1980–1982 гг., 1983. ИФО СЗРГЦ, № 24285.

257. Торфяные месторождения Карельской АССР. – М., 1979. ИФО СЗРГЦ.

258. Торфяные месторождения Ленинградской области. – М., 1980, т. 1. ИФО СЗРГЦ.

259. *Уиков В. В.* (отв. исп.). Отчет о поисково-ревизионных работах по изучению рудоносности кварцевых конгломератов Карелии за 1983–1984 гг., 1984. ИФО СЗРГЦ, № 24540.

260. *Хазова В. И.* (отв. исп.). Отчет Восточно-Ладожской и Китильской партий о геолого-поисковых работах на олово и цветные металлы, проведенных в Питкярантском и Суоярвском районах КАССР в 1964–1967 гг., 1968. ИФО СЗРГЦ, № 20476.

261. *Шебеста Е. А.* Информационный отчет о выполненных объемах работ по геологическому, гидрогеологическому доизучению, эколого-геологическим исследованиям и картографированию Южно-Ладожской площади масштаба 1 : 200 000, подготовке к изданию комплектов Госгеолкарты-200 (новая серия) листов Р-36-XXXII, XXXIII, О-36-II, III, 2002.

262. *Шокальский С. П., Каиубин С. Н.* Разработка и создание структурно-тектонической и геодинамической моделей Арктического бассейна и концепция его развития. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.

263. *Шокальский С. П.* Создание тектонической карты Российской Арктики масштаба 1 : 5 000 000, увязанной с тектоническими картами Приарктических государств и актуализированной по материалам опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. – СПб.: ВСЕГЕИ.

264. *Экман И. М.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XXXII (серия Карельская). – М., 1976, 101 с.

265. *Юдин С. Н.* Информационный отчет по геологическому доизучению, гидрогеологической съемке и доизучению, эколого-геологическим исследованиям и картографированию масштаба 1 : 200 000, подготовке к изданию комплектов Госгеолкарты-200 Р-36-XVI, XVII, XVIII, проведенной в центральной части Онежской структуры в 1992–2001 гг., 2002.

266. Юдин С. Н. (отв. исп.). Информационный отчет на производство геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 и общих поисков никеля, молибдена, золота в пределах северной части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. – СПб., 1994. ИФО СЗРГЦ, № 26440.

267. Юдин С. Н. (отв. исп.). Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенными в восточной Карелии (Южно-Выгозерская структура). – СПб., 1991. ИФО СЗРГЦ.

268. Юдин С. Н. (отв. исп.). Отчет по групповой съемке масштаба 1 : 50 000 Парандово-Надвоицкого синклиория и его обрамления, проведенный Надвоицким отрядом в Беломорском и Сегежском районах КАССР. – Л., 1985. ИФО СЗРГЦ.

269. Язов Ю. М. Отчет о работах по общим поискам лечебных радоновых вод с целью выявления перспектив их использования в Карельской АССР. – Л., 1989. ИФО СЗРГЦ, № 25885.

270. Яковлева В. В. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XXI (серия Карельская). – М., 1983. 107 с.

271. Яковлева В. В. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-V (серия Карельская). – М., 1968. 56 с.

272. Яковлева В. В. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XXVII (серия Карельская). – М., 1961. 71 с.

273. Яковлева В. В., Молоткова Е. П. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XI (серия Карельская). – М., 1962. 83 с.

274. Яковлева В. В., Савина А. М. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-X (серия Карельская). – М., 1965. 76 с.

275. Яковлева В. В., Савина А. М. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-IX (серия Карельская). – М., 1965. 63 с.

276. Яковлева В. В., Савина А. М. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Р-36-XVI (серия Карельская). – М., 1962. 92 с.

277. Яновский А. С. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листам Р-36-XXXIV (серия Тихвинско-Онежская). – М., 1977. 81 с.

278. Яновский А. С. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листам Р-36-XXXII, XXXIII (серия Ильменская). – М., 1978. 87 с.

279. Яновский А. С. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листам Р-35-XXXIV, XXXV (серия Карельская). – М., 1983. 99 с.

280. Яновский А. С. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листам Р-35-XXIX (серия Карельская). – М., 1986. 117 с.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков,
показанных на карте полезных ископаемых и на карте четвертичных образований
листа Р-(35),36 – Петрозаводск Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
Торф				
I-7-19	Торф	МК	Гонгузоя	257
I-9-24	Торф	МК/О	Зимнее	257
I-9-25	Торф	МК/О	Выгозерское	257
II-8-48	Торф	МК/О	Паданское	257
II-9-58	Торф	МК/У	Гнусное	257
III-7-29	Торф	МК/О	Якковаран-Суо (торф. месторож. 973)	257
III-7-31	Торф	МК/Э	Паперо	257
III-7-34	Торф	МК/О	Няльма	257
IV-4-10	Торф	МК/Э	Васкиламмен-Суо	257
IV-7-57	Торф	МК/О	Питсиоки	257
IV-7-59	Торф	МК/О	Майтран-Суо	257
IV-7-60	Торф	МК/О	Посадско-Наровожское III	257
IV-7-61	Торф	МК/О	Посадско-Наровожское VI	257
IV-7-62	Торф	МК/У	Посадско-Наровожское VII	257
IV-7-64	Торф	МК/О	Гарьюладвинское	257
IV-7-65	Торф	МК/О	Пелдосуо-Кивиниемское	257
IV-7-68	Торф	МК/Э	Финское	257
IV-8-25	Торф	МК/ГР	Волуссуо	257
IV-8-28	Торф	МК/О	Маньга	257
V-4-45	Торф	МК/Э	Исо-Сури-Суо	258
V-4-48	Торф	МК/ГР	Каун-Суо	258
V-6-5	Торф	МК/Э	Тулен-Суо (Каркку)	257
V-7-7	Торф	МК/О	Кукша-Гора	257
V-7-10	Торф	МК/У	Ильинское (заболоченность 754)	257
V-7-13	Торф	МК/Э	Сармягское № 768	257
V-8-10	Торф	МК	Ритсу	258
V-8-12	Торф	МК	Олонецкое	258
V-8-15	Торф	МК/У	Сегежское	257
V-8-17	Торф	МК/ГР	Великий Мох	258
VI-4-14	Торф	МК/О	Лейпя-Суо	258
VI-5-15	Торф	МК/Э	Соколье	258
VI-5-19	Торф	МК/У	Сестрорецкое	258
VI-5-22	Торф	МК/У	Борисовское	258

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-6-1	Торф	МК/ГР	Край	258
VI-6-3	Торф	МК/ГР	Волокосарское	258
VI-6-4	Торф	МК/Э	Соловьёво-Веготское	258
VI-7-6	Торф	МК/Э	Пашский Мох	258
VI-7-7	Торф	МК/ГР	Гурьин Остров	258
VI-7-8	Торф	МК/О	Елохово	258
VI-7-9	Торф	МК/Э	Гладкий Мох	258
VI-7-10	Торф	МК/Э	Селивановский Мох	258
VI-7-11	Торф	МК/О	Соколий Мох	258
VI-7-13	Торф	МК/ГР	Масельгский Мох	258
VI-8-3	Торф	МК/ГР	Шилтовский Мох	258
VI-8-4	Торф	МК/ГР	Кересенский Мох	258
VI-8-5	Торф	МК/О	Косковские Борки	258
VI-8-6	Торф	МК/ГР	Поддубно-Кусегский Мох	258
VI-10-6	Торф	МК	Шем-Болото	258
VI-10-7	Торф	МК	Большое	258
VI-10-8	Торф	МК	Болото Межевое	258
VI-10-9	Торф	МК	Добро-Озерское	258

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Ж е л е з о

III-8-21	Железо, титан, ванадий	МК/У	Койкарское	238
III-10-21	Железо, титан, ванадий	МК/ГР	Пудожгорское	111
II-7-6	Железо	МС/ГР	Межозерское	211
II-7-13	Железо	ММ/У	Гимолы-1	211
II-8-31	Железо	ММ/У	Совдозерское	213
IV-6-14	Железо, титан, ванадий	ММ/У	Велимяское	111
IV-7-34	Железо	ММ/У	Туломозерское	111
IV-8-8	Железо	ММ/У	Киндасово	111
I-6-1	Железо	П	Южный	111
I-7-11	Железо	П	Воломское	213
I-7-15	Железо	П	Тумбареченское	213
II-7-1	Железо	П	Арянукс	211
II-7-5	Железо	П	Заозерное	111
II-7-11	Железо	П	Васхъярви	111
II-10-13	Железо, титан, ванадий	П	Тайгиницы	65
II-10-23	Железо, титан, ванадий	П	Северо-Рыбозерское	65
II-10-33	Железо	П	Повенецкое	65
III-7-17	Железо	П	Сювяярви	111
III-8-7	Железо	П	Корбозеро	111
III-8-8	Железо	П	Рудник Белая Гора	111
III-8-37	Железо	П	Пялозеро	111
III-8-47	Железо	П	Спасогубское	111

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоённость	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-8-49	Железо	П	Гальозерское	111
III-9-36	Железо	П	Сялнага	111
III-10-33	Железо, ванадий, титан	П	Онежское	111
IV-7-51	Железо, титан, ванадий	П	Палалахтинское	111
IV-8-6	Железо	П	Северная группа аномалий	111
IV-8-9	Железо	П	Восточно-Маньгинское	111
IV-8-10	Железо	П	Маньгинское	111
IV-8-15	Железо, титан	П	Вагозерское	111
V-7-1	Железо	П	Салминское	111
IV-7-56	Железо, титан	ПМ	Кукойнваара	111
М а р г а н е ц				
VI-2-2	Железо-марганцевые конкреции	ММ/ГР	Кургальское	88
VI-3-8	Железо-марганцевые конкреции	ММ/ГР	Вихревое	88
VI-3-11	Железо-марганцевые конкреции	ММ/ГР	Рондо	88
Х р о м				
II-10-27	Хром	П	Скв. 88	65
II-10-29	Хром	П	Скв. 9Р	65
II-10-30	Хром	П	Ладвозерское	65
В а н а д и й				
III-10-13	Ванадий, уран, платиноиды	МК/ГР	Средняя Падма	111
III-10-20	Ванадий, уран, платиноиды	МК	Царевское	111
III-10-25	Ванадий, уран, платиноиды	МК	Космозерское	111
III-10-12	Ванадий, уран, платиноиды	МС	Весеннее	111
III-10-14	Ванадий, уран, платиноиды	ММ	Верхняя Падма	111
II-9-52	Ванадий, уран, медь	П	Шульгиновское	111
III-9-5	Ванадий, уран	П	Святуха	111
III-9-6	Ванадий, уран	П	Побережье	111
III-10-9	Ванадий	П	Ковкозеро	111
III-10-24	Ванадий, уран	П	Южно-Космозерское	111
III-10-27	Ванадий, уран	П	Великогубское	111
III-10-28	Ванадий, уран	П	Яндомозерское	111
IV-6-9	Ванадий	П	Леппясюрский участок	111
IV-7-47	Ванадий	П	Ковадъярвинское	111
IV-6-2	Ванадий	ПМ	Яймаярви	111

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Цветные металлы				
М е д ь				
I-6-2	Медь	П	Муезерский рудник	213
I-7-3	Медь	П	Нюралампи	213
I-7-4	Медь	П	Казармавара	213
I-7-5	Медь, золото	П	Мойна	213
I-7-8	Медь, свинец	П	Юрикковара	213
I-7-10	Медь	П	Хотейлампи	213
I-8-2	Медь, свинец, золото	П	Рокжозеро	213
I-8-3	Медь	П	Типиниенозеро	213
I-8-16	Медь	П	Рудник Кеч (Кальярви, Лукунвара)	213
I-8-17	Медь	П	Баранова Гора	213
I-8-23	Медь, уран	П	Юккогубское 1,2	213
I-8-26	Медь	П	Юккогубское II	213
I-8-29	Медь, золото	П	Шаноншари	111
I-8-30	Медь	П	Ваксон-саари	111
I-9-14	Медь	П	Губа Урокса	111
I-9-18	Медь	П	Сумеричи	111
II-8-6	Медь	П	Южно-Сегозерское (обн. № 506)	213
II-8-7	Медь	П	Петтель-Наволоч	252
II-8-20	Медь, золото	П	Маймьярви	231
II-8-28	Медь	П	Южно-Орехозерское	252
II-8-41	Медь	П	Таразмо	231
II-8-43	Медь	П	Северо-Эльмусское (обн. № 7236)	252
II-8-46	Медь	П	Талпус-I	238
II-9-16	Медь	П	Чорнозерское (Чорнозерский рудник)	111
II-9-27	Медь	П	Медная Гора (Вакси-вара)	111
II-9-32	Медь	П	Развилка	65
II-9-48	Медь	П	Восточно-Повенецкое	65
II-10-18	Медь	П	Черногорское	65
III-6-9	Медь	П	Доломитовый карьер	111
III-6-14	Медь	П	Хатуноя	233
III-8-38	Медь	П	Рагуй-ламби	238
III-8-39	Медь	П	Рудник Пертозеро IV	238
III-8-48	Медь	П	Карбалампи	238
III-8-54	Медь	П	Рудник Шурай-губа	238
III-8-55	Медь	П	Линдолампи	356
III-9-4	Медь	П	Лобская Матка	111
III-9-12	Медь	П	Водлозерская Гора	270
III-9-15	Медь	П	Цилополь	272
III-9-18	Медь	П	Юнозеро	272
III-9-20	Медь	П	Михеева Сельга	272

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоённость	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-9-21	Медь, золото, серебро	П	Рудопроявление № 29	111
III-9-33	Медь	П	Остров Илем	272
III-10-6	Медь, никель	П	Рудник Гижозерский (ур. Русло)	272
III-10-7	Медь	П	Успенский Рудник (Ковшозерский)	111
III-10-16	Медь	П	Медные Ямы	238
IV-5-13	Медь	П	Сури-суо	111
IV-5-16	Медь	П	Виссу	232
IV-5-20	Медь, цинк, свинец	П	Кирьявалахтинское	232
IV-5-23	Медь, уран	П	Харлу	232
IV-5-28	Медь, уран	П	Варалахти	332
IV-7-42	Медь	П	Пячин-коски	111
IV-8-5	Медь	П	Руданское	111
IV-9-3	Медь	П	Карнаволок	111
I-8-1	Медь	ПМ	Ондозерский рудник	170
I-8-4	Медь	ПМ	Узкое-ламби	170
I-8-6	Медь	ПМ	Сигозерский	111
I-8-8	Медь	ПМ	Восточно-Елмозерский	213
I-8-14	Медь	ПМ	Западно-Липъярвинский	213
I-8-19	Медь, свинец	ПМ	Сяргозерский	213
II-6-1	Медь	ПМ	Вуоттоярви	227
II-6-2	Медь	ПМ	Лиусвара	227
II-9-21	Медь	ПМ	Шаровары, дер.	227
II-10-7	Медь, молибден, цинк	ПМ	Шилос	65
III-9-17	Медь	ПМ	Ригматка	272
С в и н е ц				
I-8-18	Свинец, цинк, золото	П	Лебедевогорское	213
I-8-21	Свинец, цинк	П	Тухкозеро	213
I-9-8	Свинец, цинк, медь	П	Южно-Надвоицкое	111
II-7-23	Свинец, цинк	П	Вехкаярви	212
II-7-27	Свинец, цинк	П	Соярви	212
II-7-28	Свинец, цинк, молибден	П	Мегриярви	212
II-9-8	Свинец	П	Озеро Глухое	111
IV-6-32	Свинец	П	Мурсульское	212
IV-6-49	Свинец, цинк, олово	П	Валкеалампинское	212
IV-7-28	Свинец, цинк, медь	П	Жила Западная	237
IV-7-29	Свинец, цинк, золото	П	Фаддейн-Келья	237
IV-7-30	Свинец	П	Кориолан-Каланус	237
IV-7-38	Свинец, цинк	П	Кайнооя	237
IV-7-39	Свинец, цинк	П	Кайназъярвинское (скв. 82, 74)	237
VI-3-1	Свинец	П	Муникониemi	111
I-8-12	Свинец	ПМ	Сюяярви	111
I-8-15	Свинец, медь	ПМ	Кивиярви	111
II-8-11	Свинец	ПМ	Южно-Остерозерский-1	111

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Ц и н к				
IV-7-46	Цинк	ММ/У	Коват-Ярви	251
III-7-27	Цинк	П	Хаутоваарское полиметаллическое	251
III-8-11	Цинк, свинец	П	Корбозерское	251
IV-6-40	Цинк, олово	П	Винберг	198
IV-6-58	Цинк, олово	П	Ристиоя	198
IV-6-60	Цинк	П	Ристиниемское	198
IV-7-2	Цинк	П	Виетукка-ламби	251
IV-7-27	Цинк, свинец	П	Южное	251
IV-7-31	Цинк, медь	П	Суваярвинское-1	251
IV-7-32	Цинк, свинец	П	Суваярвинское	251
IV-7-37	Цинк, свинец	П	Кайноваарское	251
IV-7-44	Цинк, свинец	П	Нялмозерское	227
IV-7-49	Цинк, свинец	П	Детальное	227
V-6-3	Цинк, свинец, медь	П	Каркунлампи	227
VI-1-1	Цинк	П	Суур-Сомерикон	227
VI-1-2	Цинк	П	Хауккауори	227
VI-1-3	Цинк	П	Селькяапаяниemi	111
I-8-25	Цинк	ПМ	Южно-Маслозерский	213
Н и к е л ь				
I-10-7	Никель	П	Пулозеро-II	111
II-8-17	Никель	П	Семчозерское	111
II-10-9	Никель	П	Северо-Конжозерское	65
II-10-10	Никель	П	Центрально-Конжозерское-1	65
II-10-16	Никель	П	Южно-Конжозерское	65
II-10-17	Никель	П	Ламбозерское-1	65
II-10-24	Никель	П	Рыбозерское	65
II-10-26	Никель	П	Западно-Рыбозерское	65
II-10-28	Никель	П	Ядлозерское	65
III-7-19	Никель	П	Кивач	111
III-7-23	Никель	П	Петус-Ярви	251
III-8-58	Никель	П	Гомсельское-1	251
IV-7-10	Никель	П	Хюрсюля-1	251
IV-7-21	Никель	П	Суриярвинское	251
IV-7-33	Никель	П	Кайноважа	251
V-4-3	Никель	П	Тоунанское	251
I-10-1	Никель	ПМ	Пулозеро-I	266
I-10-2	Никель	ПМ	Голец	266
I-10-3	Никель	ПМ	Водораздельный	266
I-10-4	Никель	ПМ	Нюхча	266
I-10-5	Никель	ПМ	Левушка	266
I-10-9	Никель, золото	ПМ	Коросозерское	266

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоённость	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-10-13	Никель	ПМ	Шунозерский	111
II-8-12	Никель	ПМ	Симон-ламби	111
II-10-5	Никель	ПМ	Ворожгора	111
М о л и б д е н				
I-8-5	Молибден, ниобий	П	Энингилампи (Сельги)	231
II-7-15	Молибден, уран	П	Щельозеро-2	211
II-8-4	Молибден, свинец, цинк	П	Бергаульское	252
II-8-9	Молибден	П	Сельга	111
II-8-10	Молибден	П	Гемми-ламби	111
II-8-40	Молибден, серебро, золото	П	Суглампи	252
II-8-42	Молибден, ниобий	П	Лижма (Картыши)	252
II-9-9	Молибден	П	Петтельгубское	252
II-9-44	Молибден	П	Трехглавое	238
III-6-11	Молибден	П	Ялонваарское-2	233
III-6-15	Молибден, цинк, свинец	П	Хатуноя 1	233
III-6-16	Молибден	П	Ялонваарское-1	233
IV-5-1	Молибден	П	Палолампинское	198
IV-6-39	Молибден	П	Куйваниеми	198
IV-7-5	Молибден	П	Хаутоваарское молибденовое	252
I-9-2	Молибден	ПМ	Обнажение 1545	271
I-9-17	Молибден	ПМ	Столовое, оз.	271
II-7-4	Молибден	ПМ	Окуневское	211
II-7-30	Молибден	ПМ	Лиусвара	211
II-8-47	Молибден	ПМ	Лоубалтеозерский	231
II-9-12	Молибден	ПМ	Черноозерский	255
III-6-1	Молибден	ПМ	Уирвиллампи	233
III-6-2	Молибден	ПМ	Калатонлампи	233
III-6-3	Молибден	ПМ	Куйккалампи	233
III-6-4	Молибден	ПМ	Ваксаусъярви	233
III-6-5	Молибден	ПМ	Валкиаярви	233
В о л ь ф р а м				
II-8-44	Вольфрам	П	Скважина 32	111
III-6-10	Вольфрам	П	Ремссинкорпи	111
III-6-12	Вольфрам	П	Ялонваарское вольфрамовое	233
IV-5-18	Вольфрам	П	Рюттюярвинское	161
IV-5-24	Вольфрам, свинец, цинк	П	Иокирантское	161
IV-5-25	Вольфрам	П	Западно-Латвасюрское	161
IV-5-29	Вольфрам	П	Латвасюрское	161
IV-5-34	Вольфрам	П	Кварцитовое	161
IV-5-35	Вольфрам, медь, свинец	П	Савайнйокское	161
IV-5-36	Вольфрам	П	Менсунваарское	161

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-5-38	Вольфрам	П	Коммунарское	161
IV-5-39	Вольфрам, медь	П	Красный Победитель	161
О л о в о				
IV-6-20	Олово, цинк	МС/ГР	Кительское	198
IV-6-50	Олово, цинк, уран	МС	Питкяранта	198
II-7-7	Олово, бериллий	П	Окунеево	198
IV-5-5	Олово, бериллий	П	Пирттипохское	198
IV-6-13	Олово, цинк	П	Кулисмайокское	198
IV-6-46	Олово, цинк, флюорит	П	Хопунваара	198
IV-6-52	Олово, цинк, медь, флюорит	П	Хопунлампи	198
IV-6-56	Олово, цинк, бериллий, флюорит	П	Юго-Западное Люпикко	198
IV-6-59	Олово, медь	П	Хепосельское	198
IV-6-62	Олово, цинк, бериллий, флюорит	П	Уксинское	198
IV-7-50	Олово, вольфрам	П	Хутор Григорьева	198
А л ю м и н и й				
VI-10-1	Алюминий	МС	Ладвинское	239
VI-9-2	Алюминий	ММ	Мягозерское	229
VI-10-3	Алюминий	П	Шимозерское	226
VI-10-4	Алюминий	П	Корвала	226
VI-10-5	Алюминий	П	Лижма, дер.	226
VI-9-1	Алюминий	ПМ	Соозеро	322
VI-10-2	Алюминий	ПМ	Маткручей	239
М ы ш ь я к				
II-7-9	Мышьяк	ПМ	Руголамби	252
Редкие металлы и редкоземельные элементы				
Б е р и л л и й				
III-5-5	Бериллий, вольфрам	П	Яккимское	161
IV-5-2	Бериллий	П	Руокоярвинское	161
IV-5-3	Бериллий	П	Руокоярвинский массив	161
IV-5-4	Бериллий	П	Ломайокское	161
IV-6-24	Бериллий, тантал, ниобий	П	Линнаваара	198
VI-2-1	Бериллий	П	Скипарлахти	111
III-8-9	Бериллий	ПМ	Холодный Колодец	111
Л и т и й				
IV-5-27	Литий	П	Туоксъярвинское	111

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Тантал, ниобий				
I-9-15	Ниобий, иттрий, литий	П	Уросозерское	271
II-8-33	Тантал	П	Совдоостровское	111
IV-6-26	Ниобий	П	Хаукаселька	198
IV-6-30	Ниобий	П	Локансаари-1	198
IV-6-55	Тантал, ниобий	П	Хепооя	198
IV-7-1	Тантал	П	Вершинное	251
IV-7-4	Тантал, ниобий	П	Жила Случайная	251
IV-7-22	Тантал, ниобий	П	Суриярви	251
IV-7-25	Тантал, ниобий	П	Мюзиламби	251
Редкие земли				
IV-7-24	Редкие земли	П	Соддер	251
IV-7-26	Редкие земли	П	Камень Наволок	251
IV-7-40	Редкие земли	П	Нимийоки	251
V-4-7	Редкие земли цериевой группы	ПМ	Хийтольское	279
V-4-37	Редкие земли цериевой группы	ПМ	Вуоксинское	279
Иттрий				
III-8-57	Иттрий, ниобий	П	Липчагское	111
IV-7-11	Иттрий	П	Магоярви	251
I-7-2	Иттрий	ПМ	Евжозерский	244
Благородные металлы				
Золото				
II-8-34	Золото	ММ	Педролампи	111, 124
II-9-43	Золото, медь	ММ	Воронов Бор	111, 134, 210
II-10-25	Золото	ММ	Рыбозерское	65
IV-7-18	Золото	ММ/НР	Новые Пески	63
IV-7-23	Золото	ММ/НР	Хюрсюльское	62, 251
I-8-20	Золото, медь	П	Орченьгубское	213
I-9-4	Золото	П	Шавань	220
I-9-10	Золото, медь	П	Воицкое	271
I-10-6	Золото, медь, цинк	П	Пулозеро-III	111
II-8-16	Золото	П	Питкулампинское	231
II-8-18	Золото, уран	П	Пейъярвинское (скв. 92)	231
II-8-19	Золото, уран	П	Маймъярви-1	231
II-8-22	Золото	П	Скважина 98	231
II-8-24	Золото, уран	П	Маймъярвинское	231
II-8-25	Золото	П	Путисьярви (А-97)	231
II-8-27	Золото	П	Орехозеро	252
II-8-29	Золото	П	Ятулий-1	231

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-8-36	Золото, уран	П	Совдозеро-1	231
II-8-38	Золото	П	Талпус, Талпус-II	252
II-8-39	Золото, свинец, уран	П	Пальеозерское-1	252
II-8-45	Золото, медь, цинк	П	Эльмус	252
II-10-1	Золото	П	Петровоямское	65
II-10-3	Золото	П	Заломаевское	65
II-10-4	Золото	П	Восточно-Заломаевское	65
II-10-6	Золото	П	Южно-Заломаевское	65
II-10-8	Золото	П	Щучинский (скв. 574)	65
II-10-12	Золото	П	Тайгиницкое	65
II-10-14	Золото	П	Центрально-Конжозерский	65
II-10-15	Золото	П	Ламбозерское	65
III-6-6	Золото, цинк	П	Соанваарское	233
III-7-26	Золото	П	Хаутоваарское золоторудное	251
III-8-2	Золото	П	Заозерное	252
III-8-12	Золото, уран	П	Пальеозерское-2	252
III-8-20	Золото	П	Шаргилампи	251
III-8-26	Золото	П	Черный Наволок	251
III-8-28	Золото	П	Кедри-лампи	251
III-8-29	Золото	П	Койкары	252
III-8-33	Золото, платина, уран	П	Сухозерское	111
III-8-42	Золото, платина	П	Кивачское	111
III-8-45	Золото, платина	П	Красный Ручей	111
IV-6-10	Золото	П	Алатту	160
IV-7-3	Золото	П	Центральное	251
IV-7-43	Золото	П	Нялмозерское	251
IV-7-52	Золото	П	Ведлозерское	251
I-6-7	Золото	ПМ	Волома, уч.	213
I-7-6	Золото	ПМ	Рокжозеро-1	213
I-7-12	Золото	ПМ	Волома (А-121)	213
I-8-10	Золото	ПМ	Без названия	213
I-8-13	Золото	ПМ	Шалговаара (Баранова Гора)	213
I-8-22	Золото	ПМ	Без названия	213
I-8-24	Золото	ПМ	Без названия	213
I-8-27	Золото	ПМ	Без названия	213
I-8-28	Золото	ПМ	Сондалы	213
I-9-3	Золото	ПМ	Нижний Выг, р.	111
I-9-6	Золото	ПМ	Выгозеро, оз., северная часть	111
I-9-7	Золото	ПМ	Выгозеро, оз., северная часть	111
I-9-9	Золото, медь, молибден	ПМ	Серебряная Горка	111
I-10-10	Золото, медь, свинец	ПМ	Хижозеро	111
I-10-11	Золото	ПМ	Восточно-Хижозерский	111
I-10-14	Золото	ПМ	Вожма, р.	111

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-10-15	Золото	ПМ	Без названия	111
I-10-16	Золото	ПМ	Дорожное	111
I-10-17	Золото	ПМ	Без названия	111
I-10-18	Золото	ПМ	Вожмозерский	220
II-7-20	Золото	ПМ	Суриярви, оз.	231
II-7-21	Золото	ПМ	Суриярви, оз.	231
II-7-25	Золото	ПМ	Без названия	231
II-8-3	Золото	ПМ	Лужма	231
II-8-13	Золото	ПМ	Энинги-ламби	231
II-8-15	Золото, медь	ПМ	Район пос. Гумарино	231
II-8-21	Золото	ПМ	Руагьярви	252
II-8-23	Золото	ПМ	Руагьярвинский	252
II-9-26	Золото	ПМ	Кумса, р.	252
II-9-30	Золото	ПМ	Падун	252
II-9-37	Золото	ПМ	Плотичье	252
II-10-2	Золото	ПМ	Вожма, р.	65
II-10-19	Золото	ПМ	Савинский (скв. 626)	65
III-5-4	Золото	ПМ	Северо-Янисьярвинский	259
III-6-13	Золото	ПМ	Ялонваараярви	233
III-7-11	Золото	ПМ	Сариярви	252
III-8-3	Золото	ПМ	Салвилампи	252
III-8-5	Золото	ПМ	Святнаволок, пос.	252
III-8-27	Золото	ПМ	Янишьярви	252
IV-4-8	Золото	ПМ	Кайвомяки	211
IV-4-9	Золото	ПМ	Муроумяки	211
IV-6-1	Золото, медь	ПМ	Койтоньярви	198
IV-6-11	Золото	ПМ	Гористый Хутор	198
IV-6-12	Золото	ПМ	Пуасу	198
IV-7-7	Золото	ПМ	Коруд	251
IV-7-35	Золото	ПМ	Каллеоя	251
IV-8-7	Золото	ПМ	Киндасовское	238
V-5-2	Золото	ПМ	Скв. 23	111
V-5-3	Золото	ПМ	Скв. 24	111
Платина и платиноиды				
II-10-42	МПГ	П	Пажское	111
III-8-40	МПГ	П	Мунозерское	111
III-8-53	МПГ	П	Кончезерское	111
III-9-2	МПГ	П	Кяппесельгское	111
III-9-14	МПГ	П	Нижнеуницкое	111
III-10-5	МПГ	П	Голвуйское	111
III-10-18	МПГ	П	Поля	111
III-10-19	МПГ	П	Пургинское	111
I-8-7	Платина	ПМ	Сигозеро	213

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Радиоактивные элементы				
У р а н				
V-6-2	Уран	МС	Карку	111
I-7-7	Уран	П	Аминдомаоя	111
I-7-9	Уран	П	Елмозерское	111
I-7-16	Уран	П	Райньярви	111
I-7-17	Уран	П	Западное	111
II-7-2	Уран	П	Пизанец	111
II-7-8	Уран	П	Межозерское	211
II-7-26	Уран	П	Котчозерское	212
II-9-22	Уран	П	Светлое	210
II-9-35	Уран	П	Теплюкса	210
III-5-6	Уран	П	Яккима (скв. 28)	111
III-6-17	Уран	П	Ялонвара	111
III-7-7	Уран	П	Октябрьское	219
III-7-8	Уран	П	Марангярви	219
III-7-10	Уран	П	Марьявара	219
III-7-12	Уран	П	Радужное	219
III-7-13	Уран	П	Суоярви	219
III-7-16	Уран	П	Хуккала	219
III-8-34	Уран	П	Гирвасское	252
III-9-7	Уран	П	Лахново	111
III-9-11	Уран	П	Уницкое	111
III-10-29	Уран	П	Нулица	111
IV-5-6	Уран	П	Мраморная Гора	161
IV-5-9	Уран	П	Рускеала	161
IV-6-25	Уран	П	Соланселька	198
IV-6-28	Уран	П	Мурсула	198
IV-6-29	Уран	П	Импилаhti	198
IV-6-31	Уран	П	Коренное	198
IV-9-7	Уран	П	Птицефабрика	111
V-6-1	Уран	П	Матала	206
VI-7-2	Уран	П	Черноушевское	206
VI-7-6	Уран	П	Ново-Ладожское	206
II-7-24	Уран	ПМ	Вахкарви	252
II-9-29	Уран	ПМ	Оз. Матка	252
V-10-4	Уран	ПМ	Без названия	206
V-10-5	Уран	ПМ	Без названия	206
V-10-11	Уран	ПМ	Без названия	206
V-10-22	Уран	ПМ	Без названия	206
Т о р и й				
I-6-3	Торий	П	Купинас	111

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-8-26	Торий	П	Янгозерское	111
II-8-30	Торий	П	Сергозерское аномальное	111
II-9-36	Торий	П	Келдоварское	111
II-9-40	Торий	П	Вакшозерское	111
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
Пирит, пирротин (серный колчедан)				
III-7-25	Серный колчедан	МК/ГР	Хаутоваарское	251
III-7-24	Серный колчедан	МС/ГР	Шуйское	251
IV-7-48	Серный колчедан	МС/ГР	Нялмозерское	251
III-6-18	Серный колчедан	ММ	Ялонваарское	233
III-7-20	Серный колчедан	ММ	Чалкинское	251
IV-7-17	Серный колчедан	ММ	Улялегское	251
IV-7-53	Серный колчедан	ММ	Ведлозерское	251
II-8-5	Серный колчедан, золото	П	Рудник Бергаул	251
II-10-20	Серный колчедан	П	Северо-Савинское	65
III-6-7	Серный колчедан	П	Соанваарское	251
III-8-10	Серный колчедан	П	Корбозерское	252
III-8-24	Серный колчедан	П	Койкарское	252
III-10-1	Серный колчедан	П	Шабалино (обн. 137)	112
Ф л ю о р и т				
III-8-1	Флюорит	П	Калливолампи	210, 252
IV-6-46	Флюорит	П	Хопунваара	198
IV-6-52	Флюорит	П	Хопунлампи	198
IV-6-56	Флюорит	П	Юго-Западное Люпикко	198
IV-6-62	Флюорит	П	Уксинское	198
И з в е с т н я к (ф л ю с)				
II-9-24	Известняк (флюс)	МК	Медвежьегорское	112
I-8-9	Известняк (флюс)	ММ	Елмозерское	112
VI-9-3	Известняк (флюс)	ММ	Палгушское	112
Минеральные удобрения				
А п а т и т				
III-8-4	Апатит	П	Вичкареченское	112
IV-4-3	Апатит	П	Райвямякское	112
IV-4-5	Апатит	П	Кайвомякское (Элисенваарское)	112
V-4-11	Апатит	П	Оярвинское	112
Ф о с ф о р и т				
VI-7-3	Фосфорит	ММ	Посадница	278
VI-7-5	Фосфорит	ММ	Волхов-Сясь	278
VI-7-7	Фосфорит	ММ	Златынь-Пеньчинское	278

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Керамическое и огнеупорное сырье				
К в а р ц				
II-8-14	Кварц	ММ	Фенькина Лампи	252
III-5-2	Кварц	П	Питкяниemi-1	112
III-7-14	Кварц	П	Суоярвская жила	112
III-8-22	Кварц	П	Гирвасский уч. (Койкары)	252
П о л е в о й ш п а т				
I-7-1	Полевошпатовое сырье (сиенит)	П	Кайдалампи	112
IV-6-53	Полевошпатовое сырье	П	Муста-лампи	112
П е г м а т и т к е р а м и ч е с к и й				
IV-6-57	Пегматит керамический	МК/ГР	Люпикко	198
IV-7-15	Пегматит керамический	МК/ГР	Брусничное	251
IV-7-19	Пегматит керамический	МК/ГР	Жильный шток Большое	251
IV-7-20	Пегматит керамический	МК/ГР	Кюрьяла	251
IV-6-24	Пегматит керамический	МС/ПО	Линнаваара	198
IV-6-44	Пегматит керамический	МС/ГР	Булка	251
IV-6-47	Пегматит керамический	МС/ГР	Хепониemi	198
IV-6-48	Пегматит керамический	МС/ГР	Серая Горка	198
I-10-12	Пегматит керамический	П	Викшозерское	112
II-7-18	Пегматит керамический	П	Ушкальское	112
II-7-19	Пегматит керамический	П	Саймогуба	112
III-7-9	Пегматит керамический	П	Вегарусъярви	112
IV-5-46	Пегматит керамический	П	Соролансаари	198
К а о л и н				
III-6-8	Каолин	П	Проланваара	112
Абразивные материалы				
Д и а т о м и т				
I-6-8	Диатомит	ММ	Озеро Тедрилампи	112
I-6-9	Диатомит	ММ	Озеро Леппалампи	112
I-6-10	Диатомит	ММ	Озеро Проточное	112
I-7-20	Диатомит	ММ	Муезерское	112
I-9-26	Диатомит	ММ	Уросозеро	112
V-7-12	Диатомит	МС	Олонецкое	112
Горнотехническое сырье				
А с б е с т				
II-9-34	Асбест	П	Сапеницкое	216
II-9-39	Асбест	П	Краснополянское	216
II-9-41	Асбест	П	Повенецкое	216

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоённость	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-9-42	Асбест-рибекитовый	П	Гремяченское	216
II-10-11	Асбест	П	Центрально-Конжозерское	65
II-10-21	Асбест	П	Конжозеро	65
II-10-38	Асбест-рибекитовый	П	Лобское	65
II-10-41	Асбест-рибекитовый	П	Лобское I	65
IV-7-9	Асбест	П	Игнойла-1	251
IV-7-13	Асбест	П	Игнойла-2	251
III-8-56	Асбест	ПМ	Линдолампи	251
Т а л ь к (т а л ь к о х л о р и т)				
II-8-8	Талькохлорит	МК/ПО	Турган-Койван-Аллушта	252
II-9-3	Талькохлорит	ММ/ПО	Листегубское (Каллиево-Муренваара)	252
I-10-19	Тальк	П	Вожмозерское-1	112
II-8-32	Талькохлорит	П	Мустаниеми (Совдозерское, Чёрный Наволок)	231
II-8-35	Талькохлорит	П	Столбовая Гора (Мяндусельга)	252
II-9-2	Талькохлорит	П	Катучья Щелья	112
II-9-4	Талькохлорит	П	Кропот-Наволок	181
II-9-5	Талькохлорит	П	Коргий-Ваара	112
II-9-6	Талькохлорит	П	Калаламби	112
II-9-7	Талькохлорит	П	Петель-Наволок	112
II-9-11	Талькохлорит	П	Нижний Петель, Озеро	112
II-9-14	Талькохлорит	П	Участок Вожемский (Вожема озеро)	112
II-9-33	Тальк	П	Пиндушское	112
II-10-22	Тальк	П	Повенчанка (Северо-Рыбозерское)	65
II-10-35	Тальк	П	Габсельское	65
IV-7-8	Тальк	П	Игнойла (Коруд-ярви)	251
IV-7-14	Тальк	П	Хюрсюля-Тальк	251
IV-7-36	Тальк	П	Саригора	112
I-9-13	Талькохлорит	ПМ	Уросозеро-I	112
Г р а ф и т				
IV-4-2	Графит	ММ	Ихальское (участок Ша)	161
IV-4-1	Графит	П	Ликолампинское	161
IV-5-22	Графит	П	Теньярвинское	232
IV-5-30	Графит	П	Туоксъярвинское-1	232
IV-5-31	Графит	П	Южно-Туоксъярвинское	232
IV-5-37	Графит	П	Красный Победитель	112
IV-6-5	Графит	П	Майсульское	198
IV-6-7	Графит	П	Полвилампи	198
IV-6-8	Графит	П	Романовская аномалия	198
IV-6-15	Графит	П	Руокоярви-1	198

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-7-6	Графит	П	Нинисельга	251
IV-7-16	Графит	П	Гижозерское	251
IV-7-41	Графит	П	Каляярвинское	251
IV-7-54	Графит	П	Паннисельга	251
V-6-4	Графит	П	Салминское	251
Ш у н г и т				
III-9-32	Шунгит	МК/Э	Нигозерское	230
III-10-3	Шунгит	МК	Зажогинское, Максовская залежь	230
III-10-4	Шунгит	МС	Зажогинское, уч. Зажогинский	230
III-9-13	Шунгит	ММ	Шунгское	230
III-9-16	Шунгитовый сланец (ок)	ММ/ПО	Турастамозерское	230
II-10-43	Шунгит	П	Кочкомское	230
III-8-23	Шунгит	П	Лычноостровское	230
III-8-32	Шунгит	П	Сандальское	230
III-8-41	Шунгит	П	Чеболакша	230
III-8-44	Шунгит	П	Спасогубская группа проявлений	230
III-8-52	Шунгит	П	Мартнаволок	230
III-10-8	Шунгит	П	Фоймогуба	230
III-10-17	Шунгит	П	Керацкое	230
III-10-22	Шунгит	П	Яндомозерское	230
III-10-26	Шунгит	П	Великогубское	230
IV-9-5	Шунгит	П	Петровоздовское	230
IV-10-2	Шунгит	П	Остров Березовец	230
Драгоценные и поделочные камни				
А л м а з ы				
II-9-38	Алмаз	П	Шлюз № 5 (скв. 65)	112
II-9-45	Алмаз	П	Северо-Гремяченское-1 (скв. 85)	112
II-9-46	Алмаз	П	Северо-Гремяченское (скв. 81)	112
II-9-47	Алмаз	П	Шлюз № 1 (скв. 801)	112
II-10-32	Алмаз	П	Верхнее Волозеро (скв. 96)	65
II-10-34	Алмаз	П	Восточно-Габсельгское (скв. 30)	65
II-10-36	Алмаз	П	Куйкозерское (скв. 109)	65
II-10-39	Алмаз	П	Дедов Ручей (скв. 29, 99, 100)	65
II-10-40	Алмаз	П	Оз. Лобское (скв. 27)	65
III-10-10	Алмаз	П	Кимозерское	112
IV-4-7	Алмаз	П	Кайвомякское	112
III-10-30	Алмаз	ПМ	Заонежское	112
IV-5-43	Алмаз	ПМ	Аномалия 119	112
Г р а н а т				
IV-6-17	Гранат	МК	Кительское	198
IV-6-23	Гранат	П	Сюскюяньйоки	198

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Камни поделочные				
III-10-2	Лидит	ММ	Тетюгинское	112
IV-6-36	Пегматит графический	ММ	Куйваниеми	112
I-9-5	Фукситовый кварцит	П	Каменноборское	112
II-9-51	Лидит, шунгит	П	Кяппесельга	112
III-8-15	Кривозерит	П	Тивдия	112
III-8-31	Цветной мрамор	П	Кариостровское	112
III-9-10	Аметист, горный хрусталь	П	Ладмозерское	112
III-10-32	Аметист	П	Волкостровское	112
IV-8-1	Плагиоклазовый порфирит	П	Нижнее Падозеро	112
IV-9-1	Халцедон	П	Суйсари	112
IV-9-4	Вариолит	П	Ялгубское	112
IV-9-19	Кварцит	П	Прионежское	112
Строительные материалы				
Магматические породы				
Кислые интрузивные породы				
I-9-11	Гранит	МК/ПО	Сегежа-1	112
I-9-12	Гранит	МК/ПО	Сегежа-4	112
I-9-16	Гнейсогранит	МК/ПО	Уросозерское	112
II-7-10	Гнейсогранит	МК/ПО	Руголампи	112
II-7-12	Гнейсогранит	МК/Э	Расиалампи	112
II-7-29	Гнейсогранит	МК/Э	Егоркина Горка	112
II-7-31	Гранит	МК/ПО	Поросозеро	112
II-9-10	Гранит	МК/ПО	Лисьеламбинское	112
II-9-17	Гранит (ок)	МС/ГР	Ванжозеро	112
II-9-18	Гранит	МК/ПО	Гюттелампи	112
II-9-19	Гранит	МК/ПО	Братское	112
II-9-23	Гранит	МК/ПО	Кивогорское	112
II-9-25	Гранит (ок)	ММ/ГР	Пиндушское	112
II-9-28	Гнейсогранит	МК/Э	Серый Карьер	112
II-9-31	Гранит	МК/ПО	Южное	112
II-9-49	Гнейсогранит	МК/Э	Лобское	112
III-7-1	Гранит	МК/ПО	Костомукское	112
III-7-2	Гранит	МК/ПО	Куйманлампи	112
III-7-4	Гранит	МК/ПО	Хюппиовара	112
III-7-5	Гранит	МК/Э	Калалампи	112
III-7-21	Гранит	МК/Э	Салон-Ярви	112
III-7-22	Гранит	МК/Э	Паперо	112
III-8-43	Гранит (ок)	МС/ПО	Моторинское	112
III-10-31	Гранит (ок)	МК/У	Сиверское	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-10-34	Гранит (ок)	МК/У	Орвогубское	112
IV-4-6	Гнейс	МК/Э	Удачное	112
IV-5-21	Гранит	МК/Э	Кирьвалахти	112
IV-5-26	Гранит	МК/Э	Ляскеля	112
IV-5-40	Гнейсогранит	МК/ПО	Кирккомьяки	112
IV-5-45	Гнейсогранит	МК/ПО	Лумивара	112
IV-6-3	Гранит	МК/ПО	Суйстамо	112
IV-6-6	Гранит	МК/Э	Леппясюрья	112
IV-6-16	Гнейсогранит	МК/ПО	Варанмяки	112
IV-6-18	Гнейсогранит	МК/ПО	Койриноя	112
IV-6-19	Гнейсогранит (ок)	МК/ПО	Сулку	112
IV-6-21	Гранит (ок)	ММ/ГР	Репомьяки	112
IV-6-22	Гнейсогранит	МК/ГР	Вуорилампи	112
IV-6-24	Гнейсогранит	МС/ГР	Линнаваара	112
IV-6-27	Гнейсогранит	МК/ПО	Суримьяки	112
IV-6-33	Гнейсогранит	МС/ГР	Хауккавуори	112
IV-6-34	Гнейсогранит (ок)	МК/ГР	Уккомьяки (Мурсула)	112
IV-6-35	Гнейсогранит	МК/Э	Мурсульское	112
IV-6-38	Гранит (ок)	МК/ГР	Импиниемское	112
IV-6-41	Гранит рапакиви (ок)	МК/ГР	Муставара	112
IV-6-42	Гнейсогранит	МК/Э	Нюрин-Саари 1	112
IV-6-43	Гнейсогранит	МК/Э	Нюрин-Саари 2	112
IV-6-45	Гранит (ок)	МК/Э	Сюскюянсаари	112
IV-6-51	Гнейсогранит	МК/ГР	Уксунийоки	112
IV-6-54	Гнейсогранит	МК/ГР	Ристиоя	112
IV-6-57	Гнейсогранит	МК/Э	Льупикко	112
IV-6-61	Гранит рапакиви (ок)	ММ/ГР	Лукуноя	112
IV-6-63	Гнейсогранит (ок)	МС/ГР	Уксунлахти	112
IV-8-2	Гранит	МК/ПО	Виллагорское	112
IV-10-5	Гранит	МК/Э	Большой Массив	112
V-3-1	Гранит	МК/Э	Вуокса	12
V-3-2	Гранит	МК/ГР	Сопка 92	12
V-3-3	Гранит (ок)	МК/Э	Возрождение	12
V-3-4	Гранит	МК/Э	Эркиля	12
V-3-5	Гранит (ок)	МК/ГР	Ильинское	112
V-4-2	Мигматит	МК/ПО	Муртомяки	112
V-4-4	Мигматит-гранит (ок)	ММ	Тоунан	112
V-4-6	Мигматит	МК/ГР	Хийтольское	112
V-4-8	Граносиенит (ок)	МС/Э	Ириновское	12
V-4-9	Граносиенит (ок)	ММ/Э	Балтийское	12
V-4-12	Граносиенит (ок)	МС/Э	Елизовское	12
V-4-13	Мигматит-гранит	МК/ПО	Кропоткинское	12
V-4-14	Гранит	МК/Э	Ровное I	12

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-15	Гранит (ок)	МС/ГР	Кузнечное (Каарлахтинское)	12
V-4-16	Гранит (ок)	ММ/Э	Кузнечное-2	12
V-4-17	Гнейсогранит	МК/Э	Кузнечное-1	12
V-4-18	Гранитогнейс (ок)	ММ/ГР	Татьянинское	12
V-4-19	Гранит (ок)	ММ/ГР	Коминтерн	12
V-4-20	Гранит (ок)	ММ/ГР	Богатыри	12
V-4-21	Гранит (ок)	ММ/ГР	Севастьяновское	12
V-4-22	Гранит	МК/Э	Пруды-Моховое	12
V-4-23	Гранит	МК/ПО	Красновское	12
V-4-24	Гранит (ок)	ММ/ПО	Бородинское	12
V-4-25	Гранит, гнейсогранит	МК/Э	Каменногорское	12
V-4-26	Гранит	МК/Э	Петровское	12
V-4-27	Гранит	МК/Э	Сысоевское	12
V-4-28	Гранит	МК/ГР	Любимовское	12
V-4-29	Гранит (ок)	МС/Э	Каменногорское	12
V-4-30	Гранит	МК/Э	Киркинское	12
V-4-35	Гранит (ок)	МС/ГР	Полиловское	12
V-4-36	Гранит (ок)	МК/Э	Ала-Носкуа	12
V-5-1	Гнейсогранит	МК/Э	Приозерское	12
VI-4-1	Гранит (ок)	МС/ГР	Перовское	12
VI-4-2	Гранит	МК/Э	Гаврилово	12
VI-4-3	Гранит	МК/Э	Гавриловское	12
Средние интрузивные породы				
IV-4-4	Сиенит (ок)	ММ/Э	Райвимаки-1	112
IV-5-41	Гнейсодиорит	МК/Э	Яккима	112
IV-5-42	Гнейсодиорит	МК/ПО	Яккима-2	112
V-4-1	Диорит	МК/Э	Алхо	112
V-4-5	Диорит	МК/ПО	Кивинкомьяки	112
V-4-10	Сиенит (ок)	ММ/Э	Дымовское	12
Основные интрузивные породы				
II-7-17	Габбродолерит	МК/Э	Ушкальское	112
II-9-50	Долерит	МК/Э	Белолоамбинское	112
III-7-15	Габбродолерит	МК/ПО	Южно-Хакосельское	112
III-7-18	Габбро (ок)	ММ/Э	Маварское	112
III-8-16	Габбро (ок)	ММ/ПО	Скальный	112
III-8-17	Габбро (ок)	МС/Э	Шаргилампи	112
III-8-18	Габбро (ок)	ММ/ГР	Сандал	112
III-8-19	Габбро (ок)	ММ/ПО	Конди Камень	112
III-8-25	Габбро	МК/Э	Койкарское	112
III-8-46	Габбродолерит (ок)	ММ/ГР	Спасская Губа	112
III-9-1	Габбродолерит	МК/Э	Кяппесельгское	112
III-9-3	Долерит	МК/Э	Ситозерское	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-9-19	Долерит	МК/Э	Наволоковское	112
III-9-22	Габбродолерит	МК/Э	Лижемское	112
III-9-24	Долерит	МК/ПО	Лижма-1	112
III-9-25	Долерит	МК/ГР	Кедрозерское	112
III-9-26	Долерит	МК/ПО	Илемручейское	112
III-9-27	Габбродолерит	МК/ПО	Мясельга	112
III-9-29	Долерит	МС	Западно-Восозерское	112
III-9-30	Габбродолерит	МС/Э	Восозерское	112
III-9-31	Долерит	ММ	Западно-Кондопожское	112
III-9-34	Долерит	МК/Э	Суна	112
IV-5-10	Габбро	МК/Э	Коккомьяки	112
IV-5-12	Габбро-диорит	МК/Э	Ранга-Мяки	112
IV-5-14	Габбронорит (ок)	ММ/ГР	Северный Кейносет	112
IV-5-15	Габбронорит	МК/ПО	Кейносет	112
IV-5-17	Амфиболит (ок)	ММ/ГР	Нинимьяки	112
IV-6-4	Долерит	МК/Э	Райконкоски	112
IV-8-3	Долерит	МК/Э	Чевжавара	112
IV-8-11	Долерит	МК/ПО	Видансельгский	112
IV-9-12	Габбродолерит	МК/Э	Голодай-Гора	112
IV-9-14	Габбродолерит	МК/Э	Большая Уя	112
IV-9-17	Габбродолерит	МК/Э	Гора Железная	112
IV-9-24	Габбродолерит	МК/ПО	Пухтица	112
IV-9-27	Габбродолерит (ок)	МС/ПО	Братов	112
IV-9-28	Габбродолерит	МК/Э	Лесное	112
IV-10-1	Габбронорит (ок)	МС/Э	Купецкое	112
IV-10-3	Габбродолерит (ок)	ММ/Э	Восход	112
IV-10-4	Габбродолерит (ок)	МС/ГР	Большой Массив-2	112
IV-10-8	Долерит	МС/ГР	Шокшинское	112
IV-10-13	Габбродолерит (ок)	МС/Э	Шелтозерское	112
IV-10-15	Габбродолерит (ок)	ММ/ПО	Розмега-габбро	112
IV-10-16	Габбродолерит	МК/Э	Западно-Каккаровское	112
V-4-31	Габбронорит (ок)	ММ/ПО	Красносокольское, уч. 4	12
V-4-32	Габбронорит	МК/ПО	Красносокольское	12
V-4-33	Габбронорит	МК/Э	Островское	12
V-4-34	Габбронорит	МК/Э	Славянское	12
V-10-1	Габбро	МК/ПО	Каккаровское	112
V-10-2	Габбро (ок)	ММ/ПО	Еленваара	112
V-10-3	Габбродолерит	МК/Э	Южно-Каккаровское	112
V-10-7	Габбро (ок)	ММ/ПО	Роп-Ручей-4	112
V-10-8	Габбро (ок)	МС/Э	Роп-Ручей	112
V-10-10	Габбро (ок)	ММ/Э	Роп-Ручей-2	112
V-10-12	Габбродолерит (ок)	ММ/ПО	Чёрный гранит	112
V-10-13	Габбро, габбродолерит (ок)	МК/Э	Другорецкое	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоённость	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-10-14	Габбро (ок)	ММ/ГР	Южно-Каскесручейское-2	112
V-10-15	Габбро (ок)	ММ/ГР	Каскесручейское	112
V-10-16	Габбродолерит (ок)	ММ/ГР	Гиморецкое-2	12
V-10-17	Габбродолерит	МК/Э	Щелейкинское	12
V-10-18	Габбродолерит (ок)	ММ/ГР	Щелейкинское	12
V-10-19	Габбродолерит (ок)	ММ/ПО	Онежское	12
Основные эффузивные породы				
I-9-1	Базальт	МК/ПО	Мирный	112
II-9-20	Метабазальт (ок)	МС/ПО	Красное	112
IV-8-4	Базальт	МК/ПО	Станционное	112
Карбонатные породы				
Мрамор				
III-8-6	Мрамор (ок)	МК/ГР	Белогорское	112
III-8-13	Мрамор (ок)	ММ	Красногорское	112
III-8-14	Мрамор (ок)	ММ	Миногорское	112
IV-5-7	Мрамор	МК/ГР	Рускеала 1	112
IV-5-8	Мрамор	МК/ГР	Рускеала 2	112
IV-7-45	Мрамор (ок)	МК/ПО	Ковадъярви	112
III-8-30	Мрамор	П	Уссунское	112
III-9-8	Мрамор	П	Губа Долгая	112
III-9-9	Мрамор	П	Лижморерское	112
III-10-15	Мрамор	П	Кузарандовское	112
Известняк				
VI-7-4	Известняк	МК/Э	Сельцо-Бабино	278
Доломит				
III-8-35	Доломит	ММ/ГР	Райгубско-Пялозерское	276
III-8-36	Доломит	МС	Пялозеро	276
III-10-35	Доломит	ММ	Оленеостровское	112
Глинистые породы				
Глины кирпичные				
IV-9-30	Глина	МК/ГР	Ивинское	112
IV-9-31	Глина	ММ/ГР	Ладвинское	112
VI-7-1	Глина	МК/ГР	Манихинское	12
II-10-47	Глины кирпичные	ММ	Шойваны	112
III-9-39	Глины кирпичные	МС/Э	Вороновское	112
IV-5-49	Глины кирпичные	ММ/ГР	Ляскельское	112
IV-5-51	Глины кирпичные	ММ/ГР	Куокканиемское	112
IV-9-32	Глины кирпичные	ММ/ГР	Бесовецкое	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-41	Глины кирпичные	ММ/ГР	Бородинское	12
V-10-24	Глины кирпичные	ММ/ГР	Рыборецкое	112
V-10-25	Глины кирпичные	МС/ГР	Травники	12
VI-4-20	Глины кирпичные	МК/ГР	Кирилловское	12
VI-5-29	Глины кирпичные	ММ/ГР	Ириновское	12
VI-5-31	Глины кирпичные	ММ/ГР	Красная Заря	12
VI-6-2	Глины кирпичные	МК/ГР	Вагановское	12
VI-7-14	Глины кирпичные	МС/ГР	Любаевское	12
VI-9-8	Глины кирпичные	МК/ГР	Оятское	12
Обломочные породы				
Песчано-гравийный, валунно-гравийно-галечно-песчаный материал				
I-6-11	ПГМ	МК/ГР	Лендеры	112
I-8-31	ПГМ	МС/ГР	Зб км	112
I-8-32	ПГМ	МС/ГР	Китайские Горы	112
I-9-20	ПГМ	ММ/ГР	Ондское	112
II-7-32	ПГМ	ММ/ГР	Чазма-Ярвинское	112
II-7-33	ПГМ	ММ/ГР	Суккозеро	112
II-7-34	ПГМ	МС/ГР	126 км	112
II-7-35	ПГМ	МК/ГР	Гимольское	112
II-9-56	ПГМ	ММ/ГР	Вичка	112
II-9-57	ПГМ	МС/Э	Пиндушское	112
II-10-46	ПГМ	ММ	Лобское	65
III-7-28	ПГМ	МС/ГР	Тумасозерское	112
III-7-33	ПГМ	ММ/ГР	Питсайокское	112
III-7-35	ПГМ	ММ/ГР	Шуяреченское	112
III-9-38	ПГМ	ММ/ГР	Сосновый Бор	112
III-9-40	ПГМ	ММ/Э	Сунско-Кончезерский	112
III-9-42	ПГМ	ММ/ГР	Кулмуksинское	112
IV-4-11	ПГМ	ММ/ГР	Соанлампи	112
IV-4-12	ПГМ	ММ/ГР	Элисенваара (уч. I)	112
IV-4-14	ПГМ	ММ/ГР	Леюхенлампи	112
IV-5-48	ПГМ	МК/ГР	Сальпаусселья	112
IV-5-50	ПГМ	МК/ГР	Хуканойское	112
IV-5-52	ПГМ	МК/ГР	Ниясьярви	112
IV-5-53	ПГМ	МС/ГР	Кортелампи	112
IV-6-64	ПГМ	ММ/Э	Керисюръя	112
IV-6-65	ПГМ	ММ/Э	Лаваярвское	112
IV-6-68	ПГМ	МК/ГР	Кивиоя-1,II	112
IV-7-58	ПГМ	ММ/ГР	Вирталампинское	112
IV-8-19	ПГМ	ММ/Э	Эсойла	112
IV-8-22	ПГМ	МС/Э	Южно-Савальское	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоённость	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-9-38	ПГМ	МС/ГР	Деревянское	112
V-3-6	ПГМ	ММ/ГР	Гвардейское	12
V-3-7	ПГМ	ММ/ГР	Сяйние	12
V-4-39	ПГМ	ММ/Э	Куликово	112
V-4-40	ПГМ	ММ/ГР	Берёзово	12
V-4-42	ПГМ	ММ/ГР	Боровинское	12
V-4-47	ПГМ	МС/Э	Вещево	12
V-5-7	ПГМ	МК/ГР	Коммунары-2	12
V-5-9	ПГМ	МС/Э	Первомайское, уч. Первомайское 1	12
V-5-10	ПГМ	ММ/ГР	Веснино-1	12
V-5-13	ПГМ	ММ/ГР	Варшко	12
V-7-4	ПГМ	ММ/ГР	Ряймяля	112
V-7-8	ПГМ	МС/ГР	Сарьямгское	112
V-7-11	ПГМ	ММ/ГР	Ильинское (Старый Центр)	112
V-8-9	ПГМ	МС/Э	Толстое Б-1480	12
V-9-5	ПГМ	МК/Э	Граждановское	12
V-9-6	ПГМ	ММ/ГР	Свирь	12
V-9-8	ПГМ	ММ/ГР	Никифоровское	12
VI-3-4	ПГМ	МС/Э	Гаврилово-2	279
VI-3-5	ПГМ	ММ/ГР	Желанное-2	279
VI-3-9	ПГМ	МС/ГР	Прибыловское	279
VI-4-15	ПГМ	ММ/Э	101-й км Выборгского шоссе	12
VI-4-17	ПГМ	МС/Э	Желанное	12
VI-4-26	ПГМ	МК/Э	Семиозерье-2	12
VI-4-28	ПГМ	МС/ГР	Семиозерье-1	12
Песок строительный				
I-9-20	Песок строительный	ММ/ГР	Ондское	112
I-9-22	Песок строительный	МС/ГР	Медвежье	112
II-7-34	Песок строительный	МС/ГР	126 км	112
II-9-57	Песок строительный	ММ/Э	Пиндушское	112
II-10-45	Песок строительный	ММ	Оровгуба	65
III-7-28	Песок строительный	ММ/ГР	Тумасозерское	112
III-8-60	Песок строительный	МС/Э	Краснореченское	112
III-9-38	Песок строительный	ММ/ГР	Сосновый Бор	112
III-9-40	Песок строительный	МС/Э	Сунско-Кончезерский	112
IV-4-11	Песок строительный	ММ/ГР	Соанлампи	112
IV-4-13	Песок строительный	ММ/ГР	Элисенваара (уч. II)	112
IV-5-47	Песок строительный	ММ/О	Нутъярви	112
IV-6-68	Песок строительный	МК/ГР	Кивиоя-1,II	112
IV-7-58	Песок строительный	ММ/ГР	Вирталампинское	112
IV-8-18	Песок строительный	МК/ГР	Эссойла-2	112
IV-8-19	Песок строительный	ММ/Э	Эссойла	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-8-27	Песок строительный	МК/Э	Пряжинское	112
IV-9-34	Песок строительный	ММ/Э	Сулажгорское	112
IV-9-37	Песок строительный	МС/ГР	Деревянская губа-4	112
V-4-38	Песок строительный	ММ/ГР	Хийтола	199
V-4-39	Песок строительный	ММ/Э	Куликово	199
V-4-43	Песок строительный	ММ/ГР	Студеное-1	199
V-4-46	Песок строительный	МС/ГР	Орлиный	199
V-5-4	Песок строительный	ММ/ГР	Ларионовское	12
V-5-5	Песок строительный	МС/ГР	Коммунары-3	12
V-5-8	Песок строительный	МК/ГР	Пришоссейное	12
V-5-11	Песок строительный	МС/Э	Первомайское, уч. Первомайское 1	12
V-5-12	Песок строительный	ММ/ГР	Веснино-1	12
V-5-14	Песок строительный	МК/ГР	Варшко	12
V-8-8	Песок строительный	ММ/ГР	Ламберо-1, Ламберо-2	12
V-8-11	Песок строительный	МК/Э	Толстое	224
V-8-14	Песок строительный	МС/ГР	Навдия	224
V-8-18	Песок строительный	ММ/ГР	Резерв № 9	224
VI-3-2	Песок строительный	ММ/ГР	Резерв № 9-1	12
VI-3-3	Песок строительный	ММ/ГР	50-й квартал	12
VI-3-6	Песок строительный	МК/ГР	Желанное-2	12
VI-3-7	Песок строительный	ММ/Э	Желанное	12
VI-3-10	Песок строительный	МС/ГР	Рябово	12
VI-4-11	Песок строительный	МС/ГР	Гранитное	12
VI-4-12	Песок строительный	МС/Э	Гавриловское, уч. Северный	12
VI-4-13	Песок строительный	МК/Э	Гаврилово-2	12
VI-4-21	Песок строительный	МС/Э	27 км	12
VI-4-22	Песок строительный	МС/Э	Рощинский Лесхоз-1	12
VI-4-23	Песок строительный	МС/ГР	Победа-1	12
VI-4-24	Песок строительный	МК/ГР	Майское	12
VI-4-27	Песок строительный	МС/Э	Семиозерье-2	12
VI-4-29	Песок строительный	ММ/ГР	Семиозерье-1	12
VI-4-30	Песок строительный	МС/Э	Первомайское	12
VI-4-31	Песок строительный	МК/Э	Воронцовское-2	12
VI-5-8	Песок строительный	МС/ГР	Кривко	12
VI-5-10	Песок строительный	ММ/ГР	Пятиречье	12
VI-5-11	Песок строительный	МС/ГР	Крутая Горка	12
VI-5-16	Песок строительный	МК/Э	Хитоловское	12
VI-5-17	Песок строительный	МК/Э	Ново-Токсово	12
VI-5-23	Песок строительный	МС/Э	Кузьмолдовское	12
VI-5-26	Песок строительный	МС/Э	Пугарево	12
VI-5-27	Песок строительный	МС/Э	Углово-1	12
VI-5-28	Песок строительный	ММ/Э	Змеиный	12
VI-8-1	Песок строительный	ММ/ГР	Люговичи	12

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-9-4	Песок строительный	МК/ГР	Ратигора	229
VI-9-5	Песок строительный	МС/ГР	Ефремково	229
Песчаник, кварцитопесчаник				
IV-9-16	Кварцитопесчаник	МК/ГР	Пухтинское	112
IV-10-7	Кварцитопесчаник	МК/Э	Шокшинское (уч. Северный)	112
V-10-20	Кварцитопесчаник	МК/Э	Юксовское	12
IV-8-14	Кварцитопесчаник (ок)	ММ/ПО	Кашканы	112
IV-9-21	Кварцитопесчаник (ок)	ММ/ПО	Петручейское	112
V-10-6	Кварцитопесчаник (ок)	ММ/ПО	Матвеева Сельга	112
IV-8-17	Кварцитопесчаник (ок)	П	Пай-1, Пай-2	112
IV-9-15	Песчаник	П	Педасельга-1	112
IV-9-18	Кварцитопесчаник	П	Прионежская площадь	112
IV-9-20	Песчаник	П	Пухта-I	112
IV-9-23	Песчаник	П	Пухта-II	112
IV-9-25	Песчаник	П	Курсельгское	112
IV-10-10	Песчаник	П	Брусненское	112
IV-10-11	Кварцитопесчаник	П	Яни-Губа	112
IV-10-12	Песчаник	П	Ишанинское	112
IV-10-14	Кварцитопесчаник	П	Сухой Нос	112
Прочие ископаемые				
К в а р ц и т				
IV-9-11	Кварцит	МК/Э	Голодай-Гора Северный	112
V-10-9	Кварцит	МК/Э	Рыборецкое	112
V-9-1	Кварцит	МС/ГР	Ровское	209
II-7-3	Кварцит	ММ/ПО	Метчанг-Ярви	112
IV-10-6	Кварцит (ок)	ММ/Э	Шокшинское (уч. Южный)	112
IV-10-9	Кварцит (ок)	ММ/ПО	Шокшинское-2	112
I-6-4	Кварцит	П	Купинас-Ярви	112
I-6-5	Кварцит	П	Киви-ярви-1	112
I-6-6	Кварцит	П	Пиролампи	112
I-7-13	Кварцит	П	Нестерова Гора	112
I-7-14	Кварцит	П	Чиасьярви	112
I-7-18	Кварцит	П	Унотозеро	112
I-8-11	Кварцит	П	Веньги-Гора	112
II-6-3	Кварцит	П	Саркиярви	112
II-7-14	Кварцит	П	Кужелампинское	112
II-7-16	Кварцит	П	Пюксинское	112
II-7-22	Кварцит	П	Юдозеро	112
II-8-1	Кварцит	П	Боканвара	274
II-8-2	Кварцит	П	Киви-Кангас	274
II-8-37	Кварцит	П	Чумой-Гора	274
II-9-1	Кварцит	П	Кодайламбинское	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-9-13	Кварцит	П	Ламозерское	112
II-9-15	Кварцит	П	Чорнозерское	112
III-5-1	Кварцит	П	Кухиласвара	112
III-5-3	Кварцит	П	Кухилас Лампи	112
III-7-3	Кварцит	П	Костомукское	112
III-7-6	Кварцит	П	Паланварское	112
IV-5-32	Кварцит	П	Тулолансари	112
IV-6-37	Кварцит	П	Халинсельья	112
IV-8-12	Кварцит	П	Мункажа	112
IV-8-13	Кварцит	П	Каллиноя	112
IV-8-16	Кварцит	П	Сурен-Кузен-Пис	112
IV-9-9	Кварцит	П	Кюльмей	112
IV-9-13	Кварцит	П	Педасельга	112
Сырье для каменного литья				
III-9-28	Пироксеновый порфирит	МС/Э	Хавчозерское	112
III-8-51	Пикробазальт	П	Линдаваарское	112
III-9-37	Пикробазальт	П	Лингорское	112
IV-7-12	Амфиболит	П	Восточное	112
Глины красочные и другие минеральные краски				
IV-8-23	Минеральные краски	МС/ГР	Половининское	112
IV-8-32	Минеральные краски	МС	Верхне-Важинское	112
V-8-6	Минеральные краски	МС/ГР	Раудо-Суо	112
III-10-38	Минеральные краски	ММ	Ново-Поселковское	112
IV-6-67	Минеральные краски	ММ	Питкяранта-отвалы	112
IV-6-71	Минеральные краски	ММ/ГР	Раймяля	112
IV-7-66	Минеральные краски	ММ	Туломозерское (отвалы)	112
IV-7-73	Минеральные краски	ММ/ГР	Райселька	112
IV-8-29	Минеральные краски	ММ/ГР	Святозерское	112
V-7-5	Минеральные краски	ММ/ГР	Погран-Кондушское-2	112
V-7-6	Минеральные краски	ММ/ГР	Погран-Кондушское-1	112
V-8-3	Минеральные краски	ММ	Чезозерское	112
V-8-13	Минеральные краски	ММ	Васильев Бор	112
VI-5-6	Минеральные краски	ММ	Южно-Петяярвское	12
VI-5-7	Минеральные краски	ММ	Мякрилинское	12
VI-5-9	Минеральные краски	ММ	Лейникюлевское	12
VI-5-13	Минеральные краски	ММ	Путкеловское	12
VI-5-14	Минеральные краски	ММ	Гарболовское	12
VI-5-18	Минеральные краски	ММ	Токсовское	12
VI-5-25	Минеральные краски	ММ	Парголовское I,II	12
III-9-41	Минеральные краски	П	Отвальное	112

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоённость	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-5-55	Минеральные краски	П	Валаам, о-в	112
IV-6-69	Минеральные краски	П	Кеска-Маткасельга	112
IV-6-70	Минеральные краски	П	Тулемайокское	112
IV-7-70	Минеральные краски	П	Юргилицкое	112
IV-7-72	Минеральные краски	П	Ведлозерское	112
IV-8-30	Минеральные краски	П	Крошнозерское	112
IV-8-31	Минеральные краски	П	Каскес-Наволоокское	112
IV-9-33	Минеральные краски	П	Сулажгорское	112
IV-9-36	Минеральные краски	П	Деревянное	112
V-7-9	Минеральные краски	П	Ильинское	112
V-8-2	Минеральные краски	П	Рондозерское	112
V-8-4	Минеральные краски	П	Улванское	112
V-8-5	Минеральные краски	П	Долгское	112
V-8-7	Минеральные краски	П	Лоянское	112
Сапропель				
I-9-21	Сапропель	МС	Гамбо-озеро (акватория Выгозера)	159
I-9-23	Сапропель	ММ	Сенная Губа	159
II-9-53	Сапропель	ММ	Учмаламби	159
II-9-54	Сапропель	ММ	Четвертое	159
II-9-55	Сапропель	ММ	Вичка 2	159
II-10-44	Сапропель	ММ	Лепозерское	159
III-7-30	Сапропель	ММ	Койль-ярви	159
III-8-59	Сапропель	ММ	Пертлампи	159
III-8-61	Сапропель	ММ	Чуксолампи	159
III-10-37	Сапропель	ММ	Ганьковское	159
IV-5-54	Сапропель	ММ	Лухилампи	159
IV-6-66	Сапропель	ММ	Мустолампи	159
IV-7-67	Сапропель	ММ	Сярьярви	159
IV-7-70	Сапропель	ММ	Оравуярви	159
IV-8-20	Сапропель	ММ	Окунь	159
IV-8-21	Сапропель	ММ	Савала	159
IV-8-24	Сапропель	ММ	Ламиниеми	159
IV-9-35	Сапропель	ММ	Уварово	159
V-3-8	Сапропель	ММ	Треугольное	159
V-4-44	Сапропель	ММ	Бол. Низовское	159
V-5-6	Сапропель	ММ	Сточное	159
V-6-4	Сапропель	МС	Каркунлампи	159
V-8-16	Сапропель	МС	Среднее	159
V-8-19	Сапропель	МС	Савозеро	159
V-9-4	Сапропель	МС	Пайозеро	159
V-9-7	Сапропель	ММ	Салм-Озеро	159
V-9-9	Сапропель	ММ	Чачозеро	159

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышлен- ная освое- нность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-10-23	Сапропель	ММ	Кодъярви	159
VI-4-16	Сапропель	МС	Журавлевское	159
VI-4-18	Сапропель	МС	Вишневское	159
VI-4-19	Сапропель	ММ	Бол. Кирилловское	159
VI-4-25	Сапропель	МС	Победное	159
VI-4-32	Сапропель	ММ	Сенновское	159
VI-7-12	Сапропель	ММ	Белое	159
VI-8-2	Сапропель	ММ	Заозерное	159
VI-9-6	Сапропель	ММ	Азик-озеро	159
VI-9-7	Сапропель	ММ	Ваджарь	159
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ				
III-8-50	Минеральные железистые воды	СМ/Э	Марциальные Воды	200
IV-9-6	Питьевые воды	СМ/ГР	Лососинское, уч. Южный	112
IV-9-8	Питьевые воды	СМ/Э	Ужесельгское	112
IV-9-29	Питьевые воды	СМ/Э	Ладвинское	112
V-7-3	Питьевые воды	СМ/Э	Олонецкое	112
V-7-3	Минеральные воды	СМ/Э	Олонецкое	112
V-8-1	Питьевые воды	СМ/Э	Лодейнопольское	112
V-9-2	Питьевые воды	СМ/Э	Важинское	112
V-9-3	Питьевые воды	СМ/Э	Подпорожское	217
VI-4-4	Питьевые воды	СМ/ГР	Заходское	217
VI-4-5	Питьевые воды	СМ/ГР	Солодовское	217
VI-4-6	Питьевые воды	СМ/ГР	Рощинское	217
VI-4-7	Питьевые воды	СМ/Э	Смолячковское	217
VI-4-8	Питьевые воды	СМ/Э	Териокское	217
VI-4-9	Питьевые воды	СМ/Э	Репинское	217
VI-4-10	Минеральные хлоридно-натриевые воды	СМ/Э	Сестрорецкое	217
VI-5-1	Питьевые воды	СМ/ГР	Сосновское	217
VI-5-2	Питьевые воды	СМ/Э	Лемболовское	217
VI-5-3	Питьевые воды	СМ/Э	Васкеловское	217
VI-5-4	Питьевые воды	СМ/Э	Стекланное	217
VI-5-5	Питьевые воды	СМ/Э	Чернореченское	217
III-10-36	Минеральные радоновые воды	СП	Деревня Песчаное	217
IV-7-55	Минеральные йодные воды	СП	Скв. IV-2 (пос. Рямяля)	112
V-7-2	Минеральные воды	СП	Скв. 22723 (дер. Алексала)	112
III-7-32	Питьевые воды	СМ/ГР	Суоярвское	217
IV-7-71	Питьевые воды	СМ/Э	Ведлозерское	217
IV-8-26	Питьевые воды	СМ/ГР	Пряжинское	217

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-4-33	Питьевые воды	СМ/Э	Ушковское	217
VI-4-34	Питьевые воды	СМ/Э	Зеленогорское	217
VI-4-35	Питьевые воды	СМ/Э	Молодежное	217
VI-4-36	Питьевые воды	СМ/ГР	Приветнинское	217
VI-4-37	Питьевые воды	СМ/Э	Солнечное	217
VI-5-12	Питьевые воды	СМ/Э	Карасарское	217
VI-5-20	Питьевые воды	СМ/ГР	Дибуновское	217
VI-5-21	Питьевые воды	СМ/ГР	Песоченское	217
VI-5-24	Питьевые воды	СМ/ГР	Гражданское	217
VI-5-30	Питьевые воды	СМ/Э	Долинное	217
ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ				
III-8-62	Лечебная грязь	МС/Э	Габозеро	112
III-8-63	Лечебная грязь	МС/ГР	Малая Линдаламба	112
VI-4-38	Лечебная грязь	МС/Э	Сестрорецкое	80
ШЛИХОВЫЕ ОРЕОЛЫ МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ АЛМАЗОВ				
I-9-19	Спутники алмазов	СА		81
I-10-8	Спутники алмазов	СА		81
II-10-31	Спутники алмазов	СА		81
II-10-37	Спутники алмазов	СА		81
III-9-23	Спутники алмазов	СА		81
III-9-35	Спутники алмазов	СА		81
III-10-11	Спутники алмазов	СА		81
III-10-23	Спутники алмазов	СА		81
IV-5-11	Спутники алмазов	СА		81
IV-5-19	Спутники алмазов	СА		81
IV-5-33	Спутники алмазов	СА		81
IV-5-44	Спутники алмазов	СА		81
IV-9-2	Спутники алмазов	СА		81
IV-9-10	Спутники алмазов	СА		81
IV-9-22	Спутники алмазов	СА		81
IV-9-26	Спутники алмазов	СА		81
V-10-21	Спутники алмазов	СА		81

Примечание. МК – крупное месторождение; МС – среднее месторождение; ММ – малое месторождение; СМ – водоносные скважины, малое месторождение; СП – водоносные скважины, проявление; П – рудопроявление; ПМ – пункт минерализации; ГР – Государственный резерв (Нераспределенный фонд); Э – эксплуатируемые; ПО – подготовленные к освоению; У – утратившие промышленное значение; О – оцененные; НР – находящиеся в разведке и изучении; В – выработанные; СА – спутники алмазов. При перечислении полезные компоненты указаны в порядке убывания значимости.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С					Забалансовые запасы	Глубина прогноза, м	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	Сумма А+В+С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃ или МП*	
Карельская субпровинция															
<i>Минерагенические зоны и рудные узлы позднеархейского возраста</i>															
Ялонваара-Иломантси-Тулосская золото-молибденовая минерагеническая зона 1 Мо, Au/AR ₂															
1	Ялонваарский потенциальный золото-молибденовый рудный узел 1.0.1 Мо, Au	Мо	тыс. т	220							300			30	[81, 111]
		Au	т								150			50	
Гимольско-Костомукшская золото-железородная минерагеническая зона 2 Fe, Au/AR ₂															
2	Гимольский железородный узел 2.0.1 Fe	Fe	млн т	789						78,52	300				[81, 111]
Семченско-Хаутоваарская серноколчеданно-золоторудная минерагеническая зона 3 Au, ру, руг/AR ₂															
3	Хаутоваарский серноколчеданно-золоторудный узел 3.0.1 Au, ру, руг	Серный колчедан	млн т руды	870				7,55	0,29	0,5	500			45	[111]
		Au	т						0,4		200		20	21,2	Авторские

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С					Забалансовые запасы	Глубина прогноза, м	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	Сумма А+В+С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃ или МП*	
Полихронные минерагенические зоны и рудные районы и узлы архейско-протерозойского возраста Восточно-Карельская потенциальная хром-никель-золоторудная минерагеническая зона 4 Au,Ni,Cr/AR ₂ -PR ₁ Сумозерско-Каменноозерский медно-никелево-золоторудный потенциальный район 4.1 Au,Ni,Cu															
4	Вожозерско-Савинский потенциальный золоторудный узел 4.1.1 Au	Au	т	110									26,5	[111]	
5	Шомбозерско-Лехтинский золото-серноколчеданно-молибденовый рудный район вне минерагенической зоны 0.1 Mo,py,Au/AR ₂ -PR ₁ <i>Примечание: запасы и ресурсы молибдена и серного колчедана локализованы на листе Q-36</i>	Au	т	120						0,074		14		[111]	
Южно-Выгозерский потенциальный золоторудный район вне минерагенических зон 0.2 Au/AR ₂ -PR ₁															
6	Заломаявско-Рыбозерский потенциальный золоторудный узел 0.2.1 Au	Au	т	142					3,28		300	3,3	5	71	[111]
Минерагенические зоны и рудные районы и узлы протерозойского возраста Центрально-Карельская уран-молибден-золоторудная минерагеническая зона 5 Au,Mo,U/PR ₁ Северо-Онежский тальк-асбестовый потенциальный рудный район 5.1 asb,t															
7	Повенецкий тальк-асбестовый потенциальный рудный узел 5.1.1 asb,t	asb	тыс. т	120								60	542	[111]	
		t	млн т								11,3	19,5			
8	Эльмусский золоторудный узел вне рудных районов 5.0.1 Au	Au	т	410					0,93			15,5	65	[81, 111]	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С					Забалансовые запасы	Глубина прогноза, м	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	Сумма А+В+С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃ или МП*	
9	Пудожгорский благороднометалльно-титан-железорудный узел вне рудных районов 5.0.2 Fe,Ti,V	Fe,Ti, V	млн т (руда)	135						316,69			200		[111]
10	Янгозерский потенциальный золоторудный узел вне рудных районов 5.0.4 Au	Au	т	110									18,4	30	[111]
<i>Онежская благороднометалльно-ванадий-урановорудная область 6 U,V,Pt/PR₁</i>															
11	Заонежский благороднометалльно-ванадий-урановорудный узел 6.0.1. U,V,Pt	U	тыс. т	960			1,553		7,083			2,8			[111]
		V ₂ O ₅	млн т				2,112		9,03			11,52			
		Pt	т						3,29			0,165	25		
<i>Ладожская потенциальная уран-вольфрам-редкометалльно-золоторудная зона 7 Au,Ta,Nb,W,U/PR₁₋₂</i>															
12	Янисъярвинский потенциальный золоторудный узел вне рудных районов 7.0.1 Au	Au	т	650									30,24	20	[161]
13	Маткасельско-Питкярантский потенциальный уран-вольфрамовый рудный район 7.1 W, U	W	тыс. т	880									8,5	22,5	[161]
		U	т									650			
<i>Алмазные районы и узлы протерозойско-палеозойско-четвертичного возраста</i>															
14	Заонежский потенциальный алмазодобывающий район 0.3di/PR ₁ -PZ	Алмазы	млн карат	6400							150			30	[112]

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С					Забалансовые запасы	Глубина прогноза, м	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	Сумма А+В+С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃ или МП*	
15	Петрозаводский потенциальный алмазоносный район вне минерагенических зон 0.4 di/PR ₁ ;PZ	Алмазы	млн карат	4760							100			15	[112]
16	Волозерский потенциальный алмазоносный узел вне минерагенических зон 0.0.1 di/PR ₁ ;PZ	Алмазы	млн карат	350							200			15	[65]
17	Габсельгский потенциальный алмазоносный узел вне минерагенических зон 0.0.2 di/PR ₁ ;Q	Алмазы	млн карат	270							200			20	[65]
Свекофеннская субпровинция <i>Рудные районы и узлы протерозойского и палеозойского возраста</i> Лахденпохский потенциальный алмазоносный район вне минерагенических зон 0.5 di/PR ₂ ;PZ															
18	Пюхьярвинский потенциальный алмазоносный узел 0.5.1 di	Алмазы	млн карат	280							200			15	[161]
Минерагеническая провинция Русской плиты															
19	Прибалтийская фосфоритоносная минерагеническая зона 8 ф/O ₁	P ₂ O ₅	млн т	1100				14,31	0,85			0,87	0,01	0,07	[81]
20	Тихвинско-Онежская бокситоносная минерагеническая зона 9 Al/C ₁	Al	тыс. т	2450				1,379							[81]
21	Невельско-Подпорожская потенциальная алмазоносная зона 10 di/D ₂₋₃ -C ₁	Алмазы	млн карат	2600							100			15	[81]

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Единица измерения	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С					Забалансовые запасы	Глубина прогноза, м	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	Сумма А+В+С ₁	С ₂			Р ₁	Р ₂	Р ₃ или МП*	
22	Невско-Волховский потенциальный урановорудный район вне минерагенических зон 0.6 U/V ₂	U	тыс. т	7000							300			312	[81]
23	Прибалтийский урановорудный район вне минерагенических зон 0.7 U/O ₁	U	тыс. т	3800							60			10	[81]

*Минерагенический потенциал.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические				
Черные металлы	Ванадий	1 РУ	P ₂ , млн т	11,52
Цветные металлы	Молибден	1 РУ	P ₃ , тыс. т	30
Благородные металлы	Золото	1 РР	P ₂ , т	14
		3 РУ	P ₁ , т	3,3
		3 РУ	P ₂ , т	65,9
		6 РУ	P ₃ , т	313,8
	Платина	1 РУ	P ₂ , т	0,165
			P ₃ , т	25
Радиоактивные элементы	Уран	2 РР	P ₃ , тыс. т	322
		1 РУ	P ₁ , тыс. т	2,8
Комплексные месторождения	Железо, титан, ванадий	1 РУ	P ₂ , млн т	200
Неметаллические				
Минеральные удобрения	Фосфорит	1 МЗ	P ₁ , млн т	0,87
			P ₂ , млн т	0,01
			P ₃ , млн т	0,07
Горнотехническое сырье	Асбест	1 РУ	P ₂ , тыс. т	60
			P ₃ , тыс. т	542
	Тальк		P ₁ , тыс. т	11,3
			P ₃ , тыс. т	19,5
Драгоценные и поделочные камни	Алмазы	1 АЗ	P ₃ , млн карат	15
		2 АР	P ₃ , млн карат	45
		3 АУ	P ₃ , млн карат	50

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа
Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых
и их прогнозных ресурсов**

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		
Хаутоваарский золото-серноколчеданный рудный узел 3.0.1 Золото	50	Р ₃ – 21,2 т	–	Продолжение поисково-оценочных и разведочных работ на уже выделенных объектах, первая очередь

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS)

№ п/п	Номер лаб.	Шифр пробы	Be ppm	Cr ppm	Ga ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Cs ppm	Ba ppm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Hf ppm	Th ppm	U ppm
1	25913	4305	<1	159	13,9	32,8	101	9,91	97,8	2,59	187	7,69	13,6	1,35	4,45	1,19	0,61	1,19	0,27	1,77	0,37	1,03	0,17	1,12	0,15	2,68	3,65	1,09
2	25914	4307	1,5	8,07	21,9	76,7	193	3,79	103	2,46	600	5,68	14,5	1,77	6,76	1,62	0,53	1,27	0,16	0,7	0,12	0,28	0,04	0,28	0,025	2,94	4,03	1,29
3	25915	4309	1,57	46,1	18,8	39,7	170	15,9	162	1,23	425	17	37,7	5,09	21,3	4,43	1,1	3,95	0,58	3,22	0,62	1,77	0,27	1,63	0,22	4,11	3,69	0,64
4	25916	4308/1	4,57	168	18,2	3,53	215	26,1	67,5	0,48	29,2	3,45	9,38	1,54	7,85	2,66	0,87	3,04	0,64	4,51	0,94	2,85	0,45	2,62	0,4	1,91	0,3	<0,1
5	25917	4308/2	3,37	172	20,5	175	118	30,1	69,4	20,8	376	3,82	10,5	1,75	9,28	3,17	1,04	3,42	0,75	5	1,09	3,24	0,48	2,84	0,41	1,96	0,41	0,78
6	25918	4200	1,41	144	17,6	137	491	10,5	113	5,55	1050	12,1	26,3	3,2	12,6	2,82	0,83	2,35	0,32	1,97	0,41	1,12	0,19	1,06	0,16	2,92	3,73	1,22
7	25919	4200/1	1,51	171	18	118	505	13,6	130	3,46	574	8,14	16,9	2,09	8,05	2,32	0,96	2,08	0,38	2,53	0,49	1,56	0,22	1,3	0,2	3,37	4,24	1,47
8	25920	4421	<1	376	12,6	<2	74,1	14,2	34,8	0,38	33,3	1,62	4,61	0,78	4,46	1,44	0,48	1,51	0,35	2,47	0,52	1,6	0,27	1,51	0,23	1	0,24	<0,1
Нижние пределы			1	1	0,1	2	1	0,1	0,5	0,1	3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,1	0,1

Примечание. Анализ выполнили В. А. Шишлов и В. Л. Кудряшов, 16.09.2013.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Ю. Б. Богданов, А. В. Максимов</i>	3
Стратиграфия. <i>Ю. Б. Богданов, И. О. Евдокимова, О. Л. Коссовая, А. В. Максимов, А. В. Амантов, А. С. Никонова, А. Н. Шишлянников, А. С. Яновский</i>	14
Магматизм. <i>Ю. Б. Богданов, В. А. Богачев, А. С. Воинов</i>	125
Метаморфические и метасоматические образования. <i>Ю. Б. Богданов, Б. Ю. Астафьев, О. А. Воинова</i>	152
Тектоника и глубинное строение. <i>Ю. Б. Богданов, Е. А. Андросов, О. А. Тарасова</i>	172
История геологического развития. <i>Ю. Б. Богданов, А. В. Максимов</i>	190
Геоморфология. <i>А. Р. Бахтеев</i>	200
Полезные ископаемые. <i>О. А. Воинова, М. Ю. Ногина</i>	209
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка прогнозных ресурсов. <i>О. А. Воинова, Б. Ю. Астафьев</i>	281
Гидрогеология. <i>С. В. Саванин</i>	318
Эколого-геологическая обстановка. <i>Н. Р. Горбацевич</i>	329
Заключение. <i>Ю. Б. Богданов, А. В. Максимов</i>	346
Список литературы	349
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на карте полезных ископаемых и на карте четвертичных образований. <i>М. Ю. Ногина</i>	363
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений. <i>О. А. Воинова</i>	392
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых. <i>О. А. Воинова</i>	397
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов. <i>О. А. Воинова</i>	398
<i>Приложение 5.</i> Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS)	вклейка

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Балтийская
Лист Р-(35),36 – Петрозаводск
Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 15.11.2015. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 25. Уч.-изд. л. 36,7.
Тираж 150 экз. Заказ 81114021

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153