

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**масштаба 1 : 200 000**

*Серия Карельская*

**Лист Р-36-ХII (р. Выг)**

**МОСКВА  
2022**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
(Роснедра)

---

Управление по недропользованию по Республике Карелия  
(Карелнедра)

Санкт-Петербургское государственное геологическое унитарное предприятие «Специализированная  
фирма «Минерал»  
(ГГУП «СФ «Минерал»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

*Серия Карельская*

Лист Р-36-ХП (р. Выг)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва  
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2022

УДК 55(470.22)(084.3)  
ББК 26  
Г72

Авторы

*И. А. Житникова, Е. И. Полякова, Г. А. Дударева и др.*

Научные редакторы *Н. В. Лукьянова, Л. Р. Семенова, Ю. Б. Богданов*

Рецензенты

**Т. Е. Салтыкова**  
**А. В. Максимов**

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-36-ХII (р. Выг). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / И. А. Житникова, Е. И. Полякова, Г. А. Дударева и др.; Минприроды России, Роснедра, Карелнедра, ГГУП «СФ «Минерал». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (995 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-00193-173-7 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-174-4**

Дается описание стратиграфии, интрузивных и метаморфических образований юго-восточной части Балтийского щита Восточно-Европейской платформы, развитых в юго-восточной части Карелии. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории. Указаны закономерности их размещения и дана прогнозная оценка на золото и алмазы.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией.

Табл. 2, илл. 35, список лит. 144 назв., прил. 11.

УДК 55(470.22)(084.3)  
ББК 26

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра 27 июня 2013 г.

ISBN 978-5-00193-173-7 (объясн. зап.)  
ISBN 978-5-00193-174-4

© Роснедра, 2022  
© ГГУП «СФ «Минерал», 2013  
© Коллектив авторов и редакторов, 2013  
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013  
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ .....	9
СТРАТИГРАФИЯ .....	18
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ .....	53
ТЕКТОНИКА .....	95
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ .....	108
ГЕОМОРФОЛОГИЯ .....	114
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	117
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА .....	132
ГИДРОГЕОЛОГИЯ .....	140
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА .....	143
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	145
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	148
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полез- ных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-36-ХП Государственной геологиче- ской карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 .....	154
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвер- тичных образований листа Р-36-ХП Государственной геологической карты Российской Федера- ции масштаба 1 : 200 000 .....	155
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископае- мых, шлиховых ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохи- мических ореолов (ВГХО), геофизических аномалий, показанных на карте полезных ископае- мых и закономерностей их размещения листа Р-36-ХП Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 .....	156
<i>Приложение 4.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых .....	167
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых .....	168
<i>Приложение 6.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород .....	169
<i>Приложение 7.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологиче- ской карте .....	170
<i>Приложение 8.</i> Список петротипических и наиболее характерных массивов и площадей, показанных на схеме расположения plutонических комплексов .....	175
<i>Приложение 9.</i> Химический состав горных пород .....	176
<i>Приложение 10.</i> Химический состав пород, затронутых флюидогенными процессами .....	207
<i>Приложение 11.</i> Список проявлений алмазов на площади листа Р-36-ХП по Ю. Б. Головано- ву [87] .....	209

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-36-ХП (р. Выг) по административному делению входит в состав Медвежьегорского и Сегежского районов Республики Карелия (рис. 1). Географическое положение территории определяется координатами 35°00'–36°00' в. д. и 62°40' - 63°20' с. ш., площадь ее равна 3 765,5 км<sup>2</sup>. Располагается в юго-восточной части Фенноскандинавского щита и охватывает фрагменты двух структурно-формационных зон: Восточно-Карельской СФЗ – на архейское время и Центрально-Карельской СФЗ – на карельское время формирования Карельского кратона.

В орографическом отношении рассматриваемая территория находится в пределах Прионежской холмисто-грядовой равнины (преобладающие абс. высоты – 120–160 м, макс. отметка – 257 м). Цепочки холмов и гряд вытянуты преимущественно в северо-западном направлении и разделены плоскими, заболоченными понижениями.

Гидрография района характеризуется густой озерно-речной сетью и повышенной заболоченностью и принадлежит бассейнам Белого моря и Онежского озера. Главной водной артерией района является р. Выг, пересекающая территорию листа с юго-востока на северо-запад. Вторая крупная р. Кумбукса. Озер на площади большое количество. Крупнейшее из них – Онежское озеро – представлено небольшим фрагментом Повенецкого залива в юго-западной части территории. Наиболее крупные озера – Верх. Волозеро, Конжозеро и Рыбозеро. Мелкие озера-лабины с низкими топкими берегами имеют ледниковое происхождение. По всей территории широко развиты болота, преимущественно низовые, реже переходного и верхового типа. Болота занимают значительную площадь, особенно в восточной части территории.

Климат умеренно континентальный. Зима продолжительная (ноябрь–март) холодная с преимущественно пасмурной погодой и метелями. Температура днем +6...+11 °С, ночью –8...–18 °С (минимальная –45 °С). Снежный покров устанавливается в середине ноября, исчезает к началу мая, распутица длится до начала июня. Лето (июнь–август) прохладное, преимущественно с дождливой и пасмурной погодой. Преобладающая дневная температура +14...+18 °С (минимальная до +32 °С), ночная +6...+9 °С. Осадки выпадают в виде затяжных морозящих дождей, нередко ливни с грозами. Осень (сентябрь–октябрь) умеренно холодная, дождливая с туманами.

Территория относится к подзоне северной тайги. Основные древесные породы представлены елью, сосной, реже – березой и осиной. На заболоченных участках лес низкорослый, редкий. Леса сильно захламлены валежником и буреломом.

Экономическая освоенность территории слабая. К западу от площади листа проходят шоссе и Октябрьская железная дорога Санкт-Петербург–Мурманск. Вдоль юго-западной границы листа шоссейной дорогой, соединяются поселок городского типа Пудож и город Медвежьегорск. Основная масса населения сосредоточена в небольших деревнях и поселках сельского типа: Огорельши, Данилово, Тихвин Бор, Волозеро, Новая Габсельга, Лобское, Возрицы, Вожозеро, сообщение между которыми осуществляется по грунтовым дорогам областного и местного значения. Кроме того, на территории имеется сеть лесовозных дорог. Широко развитая по всей территории в 1960–1980-е годы лесозаготовительная промышленность в настоящее время сокращена до минимума и на большей части площади прекратила свою деятельность. Эколого-геологическую обстановку на территории листа в целом можно оценить как благоприятную.

Обнаженность территории средняя и крайне неравномерная. Плохо или участками совсем не обнажены центральная и южная части территории с площадным распространением осадков ледникового комплекса осташковского оледенения и озерных голоценовых отложений.



**Рис. 1. Обзорная схема района работ.**

1 – граница листа Р-36-ХІІ; 2 – административная граница с Архангельской областью; 3 – граница административных районов; 4 – Октябрьская железная дорога Санкт-Петербург–Мурманск. Автомобильные дороги общегосударственного значения: 5 – Санкт-Петербург–Мурманск; 6 – Пудож–Медвежьегорск; 7 – дороги областного и местного значения.

В основу комплекта Госгеолкарты-200 положены результаты доизучения Северо-Онежской площади масштаба 1 : 200 000 [91, 92], проведенного ГГУП «Специализированной фирмой «Минерал», в период со II квартала по IV квартал 2008 г. (подготовительный этап) и в основной этап 2009–2011 годов. На первом этапе выполнен комплекс работ по сбору, анализу и обобщению ретроспективной информации, составлению картограмм геологической, геохимической и геофизической изученности и составлению предварительных карт геологического содержания в масштабе 1 : 200 000. На втором, основном, этапе, в результате проведения значительного объема полевых работ, бурения скважин, аналитических исследований и камеральной обработки всех полученных данных, включая имеющиеся геофизические и аэрофотокосмические материалы, а также использования материалов предыдущих исследователей, были составлены авторский вариант комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-36-ХІІ и Отчет по геологическому доизучению Северо-Онежской площади. Отчет, включающий авторский вариант комплекта

Госгеолкарты-200 листа Р-36-ХІІ, рассмотрен на заседании Бюро НРС Роснедра 19 марта 2012 года, одобрен и рекомендован к принятию Заказчиком.

При составлении геологической карты учтены результаты проведенных в 1960–1990-е годы геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000–1 : 200 000 [87, 102, 110, 124, 125, 140, 143] и поисковых [137, 139, 143] работ. В большей степени, современным требованиям соответствуют геологические карты, составленные в результате проведения ГДП-50 Южно-Выгозерской структуры [143] и ГГК-50 [140] Каменноозерской структуры, и юго-восточной части Онежской структуры [87, 110]. Различная степень детальности и дробности расчленения осадочно-вулканогенных образований и интрузивных комплексов, потребовала доизучения стратифицированных и нестратифицированных образований, корреляции выделяемых геологических подразделений, определения и уточнения их возраста, формационной принадлежности и металлогенической специализации.

В процессе работы широко использовались результаты научно-исследовательских, тематических и региональных обобщающих работ Института геологии КНИЦ РАН, ГГУП РК «Карельская геологическая экспедиция», ВСЕГЕИ, ИГГД РАН и других ведомственных и академических институтов.

В ходе подготовки к изданию Госгеолкарты-200 листа Р-36-ХІІ (Северо-Онежская площадь) в отчетные материалы внесены изменения и исправления в соответствии с замечаниями экспертов и членов НРС.

Все геологические материалы приведены в соответствие с легендой Карельской серии листов ГК-200 [97] включая изменения и дополнения к ней, Петрографическим кодексом [43] и Стратиграфическим кодексом [46].

Дистанционная основа создана ФГУП «ВСЕГЕИ», на базе материалов многозональной космической съемки системы «Ландсат-ТМ», трансформированных в картографическую проекцию и приведенных в топографо-геодезическую систему координат. Использовались снимки семи спектральных диапазонов (каналов). Качество космоснимков, в основном, хорошее, но степень их геологической дешифрируемости слабая и неодинакова для разных геологических комплексов и участков территории. Во многом она определяется характером и интенсивностью наложенных процессов, затушевывающих первичные структурно-текстурные особенности пород.

Вся площадь листа обеспечена аэрогеофизическими материалами масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000 и гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000. Цифровые модели карт аномального магнитного и гравитационного полей масштаба 1 : 200 000 созданы с привлечением сотрудников ЗАО КЦ «Росгеофизика» – главного геофизика Ю. Л. Зуйковой и ведущего геофизика Т. М. Шиловой. Геофизические материалы характеризуются высоким качеством и информативностью.

В ходе работ выполнен значительный объем аналитических исследований. Петрографические определения шлифов выполнены сотрудниками ГГУП «СФ «Минерал» Е. В. Путинцевой, В. А. Богачевым и сотрудником ИГГД РАН Т. А. Мысковой. Атомно-абсорбционный анализ на золото и полуколичественный спектральный анализ выполнялись Центральной лабораторией СЗФ «Невскгеология», ФГУП «Урангео» и в Центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ». В лаборатории ИГГД РАН проведено выделение цирконов из геохронологических проб и Sm-Nd изохронное датирование пород. Возраст пород U-Pb методом по цирконам (SRNIMP-II) определялся в Центре Изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ». В Центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» выполнен силикатный анализ рентгеноспектральным флуоресцентным методом, определение содержаний редких и редкоземельных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) и электрозондовый микроанализ минералов. Палинологические исследования проводились научными сотрудниками ИГ КНИЦ РАН Т. С. Шелиховой и Н. Б. Лавровой.

В полевых работах принимали участие сотрудники ГГУП «СФ «Минерал»: И. А. Житникова, Е. В. Путинцева, Г. А. Дударева, С. И. Кацер, В. А. Богачев, И. Ю. Яковлева, А. А. Архангельский, А. С. Лоцманов, А. И. Соловьева, сотрудник ИГГД РАН Т. А. Мыскова. Буровые работы на подрядной основе выполнены ГУП РК «Карельская геологическая экспедиция». Геологическая карта составлена И. А. Житниковой, Е. И. Поляковой при участии Н. В. Ивановой, М. К. Бетхатовой, А. И. Соловьевой. Карта полезных ископаемых составлена Е. В. Путинцевой, М. К. Бетхатовой, И. А. Житниковой, Е. И. Поляковой при участии Н. В. Ивановой, А. И. Соловьевой, карта четвертичных образований – Г. А. Дударевой при участии С. И. Кацера, И. В. Пестриковой. В составлении текста объяснительной записки принимали участие И. А. Житникова, Е. И. Полякова, Е. В. Путинцева, Г. А. Дударева, В. А. Богачев, М. К. Бетхатова, С. И. Кацер, А. И. Соловьева, А. А. Архангельский. База данных картографической и фак-

тографической информации создавалась М. К. Бетхатовой, Н. В. Ивановой и А. А. Архангельским. Цифровые модели по авторским оригиналам карт в формате ArcInfo ArcView 3.2 созданы М. К. Бетхатовой, А. И. Соловьевой, Н. В. Ивановой и И. В. Пестриковой.

---



## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

На территорию листа Р-36-ХП в 1969 г. составлен комплект Госгеолкарты-200 первого поколения [109], в который вошли геологическая карта и карта полезных ископаемых с объяснительной запиской, изданные в 1975 году. Карта четвертичных образований не составлялась. Использовались материалы геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 25 000–1 : 200 000, проведенных в 1950–1960-е годы [98, 102, 124]. В соответствии с существующими на тот момент Сводными условными обозначениями к листам Госгеолкарты-200 Карело-Кольского региона, на карте выделены раннеархейские интрузии, стратиграфические и интрузивные образования нижнего и среднего протерозоя. В качестве нижнепротерозойских стратиграфических образований, рассматривались гнейсы, сланцы и амфиболиты гимольско-парандовской серии, метавулканиды основного состава, зеленые сланцы, кварцевые порфиры и слюдястые сланцы тунгудско-надвоицкой серии. К раннеархейским были отнесены олигоклазовые граниты и гнейсы, рассматриваемые в качестве интрузивных образований.

Образования тунгудско-надвоицкой серии выделялись, в двух крупных структурах – Южно-Выгозерской и Каменноозерской, занимающих северо-западную и северо-восточную части листа. При этом образования тунгудской свиты, выполняющие Южно-Выгозерскую структуру, были разделены на четыре подсвиты, а в Каменноозерской структуре показаны как нерасчлененные. К среднему протерозою относились осадки и вулканиды сегозерско-онежской серии, представленные на площади крайне ограничено. В северной части это вулканогенно-осадочные образования летнеозерской свиты, слагающие небольшие локальные структуры. Расчленение образований, слагающих южную часть территории, в том числе Северо-Восточное крыло Онежской структуры, было выполнено очень схематично, в связи с повсеместным развитием четвертичных отложений. Практически все образования относились к нерасчлененной сегозерско-онежской и тунгудско-надвоицкой серии, за исключением карбонатных отложений тулоозерской свиты на западе площади.

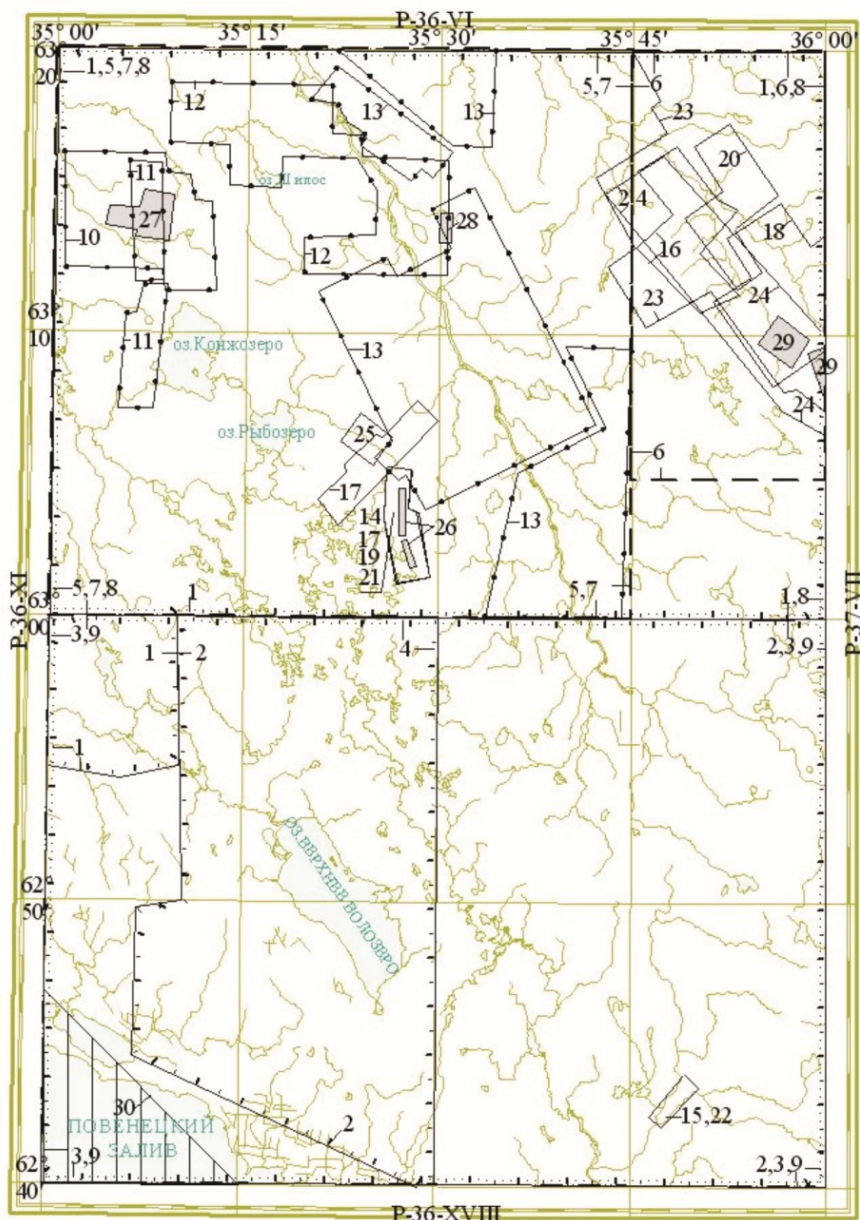
Среди интрузивных образований протерозойского возраста выделялись ранние и поздние нижнепротерозойские гранитоиды; интрузии ультраосновного и основного состава относились к поздним нижнепротерозойским и ранним среднепротерозойским нерасчлененным.

Четвертичные образования, подразделяемые на современные отложения и верхнечетвертичные, частично были показаны на основной геологической карте, где занимали значительную часть листа.

Со второй половины 1970-х годов начинается наиболее интенсивное и разноплановое изучение территории (рис. 2). В это время в пределах площади проведены геологосъемочные работы [87, 110, 140, 143], результаты которых внесли существенный вклад в стратификацию нижнепротерозойских образований, в выделение из их состава архейских супракрустальных пород и их расчленение.

В 1974–1978 гг. на территории северо-восточной части листа было проведено глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 [140]. Это был первый опыт работ по проведению геологической съемки методом ГГК в условиях Карелии. В комплекс работ входили геологические маршруты, аэровизуальные наблюдения, дешифрирование АФС, морфометрический анализ, профильная магнитометрия, бурение, шлиховое и металлометрическое опробование. В результате в пределах Каменноозерской структуры были выделены отличающиеся по составу две вулканогенные подсвиты идельской свиты нижнего протерозоя с горизонтами коматиитов в разрезах нижней подсвиты. В восточной части структуры были выявлены связанные с массивами гипербазитов рудопоявления Cu-Ni руд Вожминского пояса.

Большой вклад в понимание геологического строения Каменноозерской структуры и расчленения зеленокаменных образований внесли поисковые работы медно-никелевых руд, проведенные с большим объемом бурения в 1980–1987 гг. в западной части Каменноозерской структуры [137, 138].



**Рис. 2. Схема геологической изученности.**

1 – Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 (1 – Сиваев В. В., 1958; 2 – Сиваев В. В., 1959; 3 – Михайлюк Е. М., 1988; 4 – Голованов Ю. Б., 1994); 2 – масштаба 1 : 50 000 (5 – Лавров Б. С., 1969; 6 – Химка М. Н., 1978; 7 – Юдин С. Н., 1991); 3 – Аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000 (8 – Тимофеев Г. В., 1983; 9 – Кузьмин Ю. В., 1984); 4 – Поисковые работы масштаба 1 : 25 000 (10 – Пекуров А. В., 1965; 11 – Богданов Л. А., 1978; 12 – Богомольный И. М., 1981; 13 – Сипарова Ю. А., 1988); 5 – масштаба 1 : 10 000 (14 – Кузенков В. Я., 1959; 15 – Сиваев В. В., 1959; 16 – Варгин Г. П., 1975; 17 – Богданов Л. А., 1978; 18 – Сухолетова Г. Н., 1978; 19 – Ушков В. В., 1978; 20 – Морозов С. А., 1979; 21 – Горошко А. Ф., 1980; 22 – Шурьгин В. Н., 1981; 23 – Фурман В. Н., 1983; 24 – Фурман В. Н., 1989; 25 – Фурман В. Н., 1995); 6 – масштаба 1 : 10 000–2 000 (26 – Кузенков В. Я., 1959; 27 – Пекуров А. В., 1965; 28 – Богданов Л. А., 1978; 29 – Морозов С. А., 1979); 7 – Геологическая съемка шельфа масштаба 1 : 500 000 (30 – Макарьев А. А., 2002).

Геологосъемочные работы на всей площади листа: Госгеолкарта-200 I поколения (Михайлюк Е. М., 1969); ГДП-200 (Житникова И. А., 2011).

Общие поиски алмазов (Ушков В. В., 2000); Геолого-минерагеническое картирование на алмазы (ГМК-500, Северо-Онежская площадь, масштаб 1 : 200 000) (Путинцева Е. В., 2007).

На всей территории листа проведено АФГК-50 [99, 130]. Аэрофотогеологическое картирование оказалось малоэффективным для Северо-Онежской площади, ввиду незначительного объема наземных работ, проведенных в ее пределах.

В результате ГДП-50 с общими поисками, проведенными в 1986–1991 гг. [143], составлена геологическая карта Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры и ее обрамления. Эти работы проводились уже с учетом региональной стратиграфической схемы Карело-Кольского региона (Петрозаводск, 1982) и Общей стратиграфической шкалы докембрия России (1991 г.). Впервые для этой площади супракрустальные породы тунгудско-надвоицкой серии были отнесены к вожминской серии верхнего архея с разделением их на четыре свиты, а образования сегозерско-онежской серии отнесены к янгозерскому, медвежьегорскому и туломозерскому горизонтам ятулия. Работами ГДП-50 были достаточно детально изучены разрезы позднеархейских и раннепротерозойских стратифицируемых образований, выделены раннеархейские, позднеархейские и раннепротерозойские плутонические комплексы, дана характеристика метаморфической зональности, выявлены проявления золотой минерализации и установлена их генетическая связь с поздней фазой шилосского комплекса и наложенными зонами метасоматических изменений лиственит-березитового ряда.

При проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000 Онежской структуры [110] на юго-востоке площади листа Р-36-ХП была выделена семереченская свита, которая широкой полосой видимой мощности до 6 км протягивалась в северо-западном направлении практически до сочленения с Рыбозерской структурой и названная авторами Сосновско-Тервозерская структура. Состав слагающих ее пород и площадь распространения не были определены.

В пределах северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления в 1988–1994 гг. проведено среднемасштабное глубинное геологическое картирование второго яруса [87]. Результатом работ явилось разделение туломозерской свиты по литогенетическим признакам на три подсвиты и выделение самостоятельного телекинского комплекса гранитов, не показанного на более ранних геологических картах. Впервые в районе установлены проявления алмазов в погребенных россыпях карстового типа и шлиховые ореолы минералов-спутников алмазов (пироба, хромдиоксида, муассонита и др.).

На акватории Онежского озера выполнено сейсмоакустическое профилирование [107]. Комплекс полевых геолого-геофизических работ, камеральная обработка проводились только по южной, юго-восточной части акватории. По территории листа Р-36-ХП камеральная обработка и составление комплекта карт не выполнены.

На рассматриваемой территории проведено большое количество научно-исследовательских и тематических работ по изучению геологического строения, метаморфизма и металлогении верхнеархейских (лопийских) зеленокаменных поясов [2, 3, 21, 23, 24, 26, 28, 31, 94, 95, 141]; по петрологии, геохимии и условиям образования архейских гранитоидных ассоциаций [10, 18, 41, 50]; по литогенезу, стратиграфии и палеогеографии нижнепротерозойских метаосадков и метавулканитов, а также петрологии и геохимии протерозойских интрузивных комплексов [6, 8, 30, 47, 49].

Учитывая всю совокупность региональных работ, проведенных на площади листа Р-36-ХП, следует констатировать, что полученные ранее картографические материалы увязывались между собой с достаточной долей условности. Это обусловлено как разной детальностью проведенных работ, дробностью и объемом выделяемых разными авторами геологических подразделений, так и временем проведения самих геологических исследований. Многие работы были выполнены до принятия региональной стратиграфической схемы Карело-Кольского региона (Петрозаводск, 1982) и Общей стратиграфической шкалы докембрия России (1991 г.). Для всех работ не были учтены требования «Стратиграфического» [46] и «Петрографического» [43] кодексов, а полученные материалы не соответствовали легенде Карельской серии листов ГК-200 [97]. Для многих выделенных интрузивных комплексов и стратифицируемых образований, в том числе близкого петрографического состава, не было получено петрохимических характеристик, дающих на современном уровне возможность более корректного расчленения геологических образований.

Геохронологическая изученность листа Р-36-ХП на начало работ ГДП-200 [92] была крайне незначительной: имелось одно определение возраста толеитовых метабазальтов вожозерской толщи и то лишь по данным Sm-Nd метода, и по одному определению классическим методом U-Pb по циркону диоритов шилосского комплекса и риолит-порфира из дайки [31].

Изучение четвертичных отложений осуществлялось в процессе всех геологических исследований масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000. На всю площадь листа имеются карты четвертичных образований 1 : 50 000 [87, 99, 102, 140, 143]. Выделенные на этих картах стратиграфические подразделения не сбиваются между собой как по контурам границ, так и по литологическому

составу. Кроме того, часть работ выполнена до принятия Унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы, утвержденной МСК в 1984 году, и впоследствии, положенной в основу легенды Карельской серии листов Государственной геологической карты четвертичных образований [97].

Гидрогеологические работы и специальные геоэкологические исследования на площади листа не проводились. В отчетных геологических материалах встречаются сведения по отдельным водоносным комплексам и гидрохимическому составу подземных вод. Для оценки геоэкологического загрязнения использовались многочисленные данные по опробованию донных осадков площадных и временных водотоков, а также результаты литогеохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния, проведенных в рамках геологосъемочных работ.

Поисковые и поисково-оценочные работы на площади листа были сосредоточены, в основном, в пределах Южно-Выгозерской и западной части Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (ЗКП) (рис. 2).

В пределах Каменноозерской структуры, в результате поисковых работ [111, 112, 137, 138], ориентированных преимущественно на выявление медно-никелевого оруденения, был установлен ряд медно-никелевых и медно-кобальтовых проявлений, основная часть которых находится восточнее рассматриваемой площади (лист Р-37-VII). Целенаправленных поисковых работ на золото в этой части площади не проводилось, однако, попутное опробование на золото выявило одно рудопроявление и ряд пунктов минерализации, связанных с дайками кислого состава и наложенными зонами метасоматоза березит-лиственитового типа.

Отдельные фрагменты Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры изучались в разное время с разной детальностью на различные виды полезных ископаемых (Ni, Cu, Cr, Au и др.). Поиски медно-никелевого оруденения не дали положительных результатов [98, 102, 124, 143]. Выявленные рудопроявления никеля, меди и хрома, генетически связанные с массивами ультрабазитов, на сегодняшний день не представляют промышленного интереса.

Южно-Выгозерская структура является наиболее изученной в плане перспективности территории на выявление золоторудных объектов [81, 88, 143]. В ее пределах выявлены Рыбозерское месторождение золота, а также ряд рудопроявлений и пунктов минерализации золота, выделены перспективные Заломаевская, Петровоямская, Тайгиницкая, Рыбозерская площади.

В 1990–1994 гг. [139, 143] в пределах Рыбозерской структуры были выполнены специализированные поисковые работы по оценке проявления тальковых руд апоультрамафитового типа (Повенчанка).

В пределах северо-восточного крыла Онежской структуры, при проведении АФГК-50 [99] и ГГК второго яруса [87], в полосе развития карбонатно-терригенных отложений туломозерской свиты выявлена асбестовая минерализация. Работами ВСЕГЕИ [119], в углеродсодержащих осадочных породах заонежской свиты зафиксировано платинометалльное оруденение. Ранее в однотипных породах был установлен пункт минерализации с содержанием Au – 0,2 г/т [142].

В качестве важной вещественной информации о перспективах алмазности территории следует рассматривать установленные минералы индикаторы алмазов работами Ashton mining в Карелии [133].

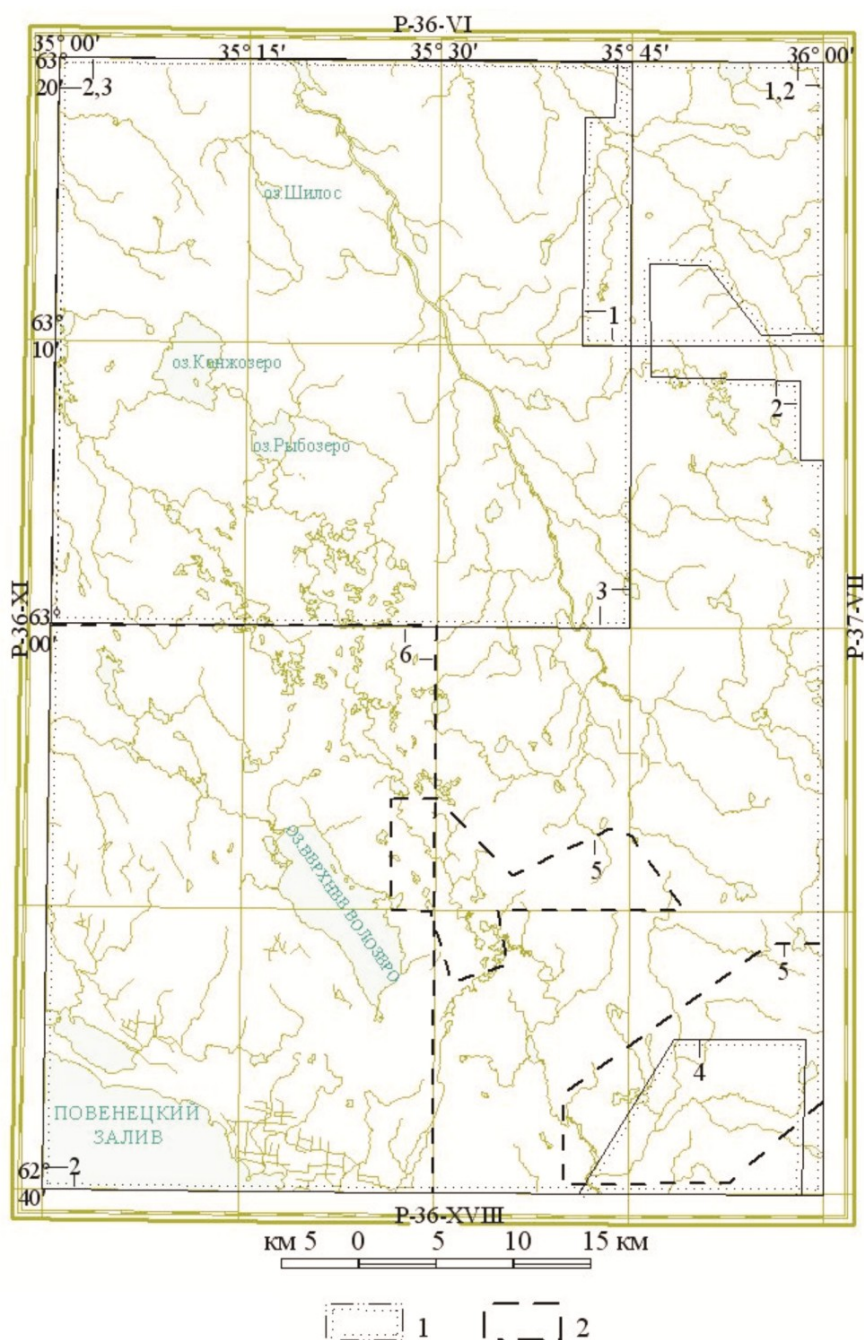
В 2007 году ГГУП «СФ «Минерал», в рамках объекта «Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 500 000 на алмазы листов Р-35, Р-36, Р-37, Q-35, Q-36-B, Г (Восточный склон Балтийского щита и его сочленение с Русской плитой)», завершил работы по обобщению и обработке данных по потенциальной алмазности территории Карелии [116]. В результате этих работ по наличию прямых и косвенных признаков алмазности Северо-Онежская площадь была выделена как перспективная на выявление коренных источников алмазов.

Начальным этапом геохимических исследований является металлотрическое опробование рыхлых отложений (рис. 3). Большая часть этих работ [102, 113, 124], проведенных до 1969 г., не удовлетворяет современным требованиям из-за отсутствия единых методик отбора проб и математической обработки результатов анализов. Круг анализируемых элементов ограничивался 5–7, реже 14 элементами.

С 1976 года Центральная геохимическая партия СЗГТУ приступила к выполнению региональных геохимических исследований масштаба 1 : 500 000 в пределах Восточно-Карельской зоны, западной части Ветреного пояса. Геохимические работы по донному и гидрохимическому опробованию позволили выделить потенциально рудоносную Рыбозерско-Конжозерскую площадь, перспективную на рудные металлы, полиметаллы [118].

Поисковые геохимические работы проводились в пределах локальных разобренных площадей, приуроченных к известным рудопроявлениям золота (Южно-Выгозерский рудный район) или геологическим структурам (северо-восточное обрамление Онежской структуры) [80, 89, 120 и т. д.]. Литогеохимическое опробование по первичным ореолам, как правило, выполнено в

комплексе с другими видами работ с целью обнаружения и предварительной оценки рудопроявлений [120, 137, 140, 143].



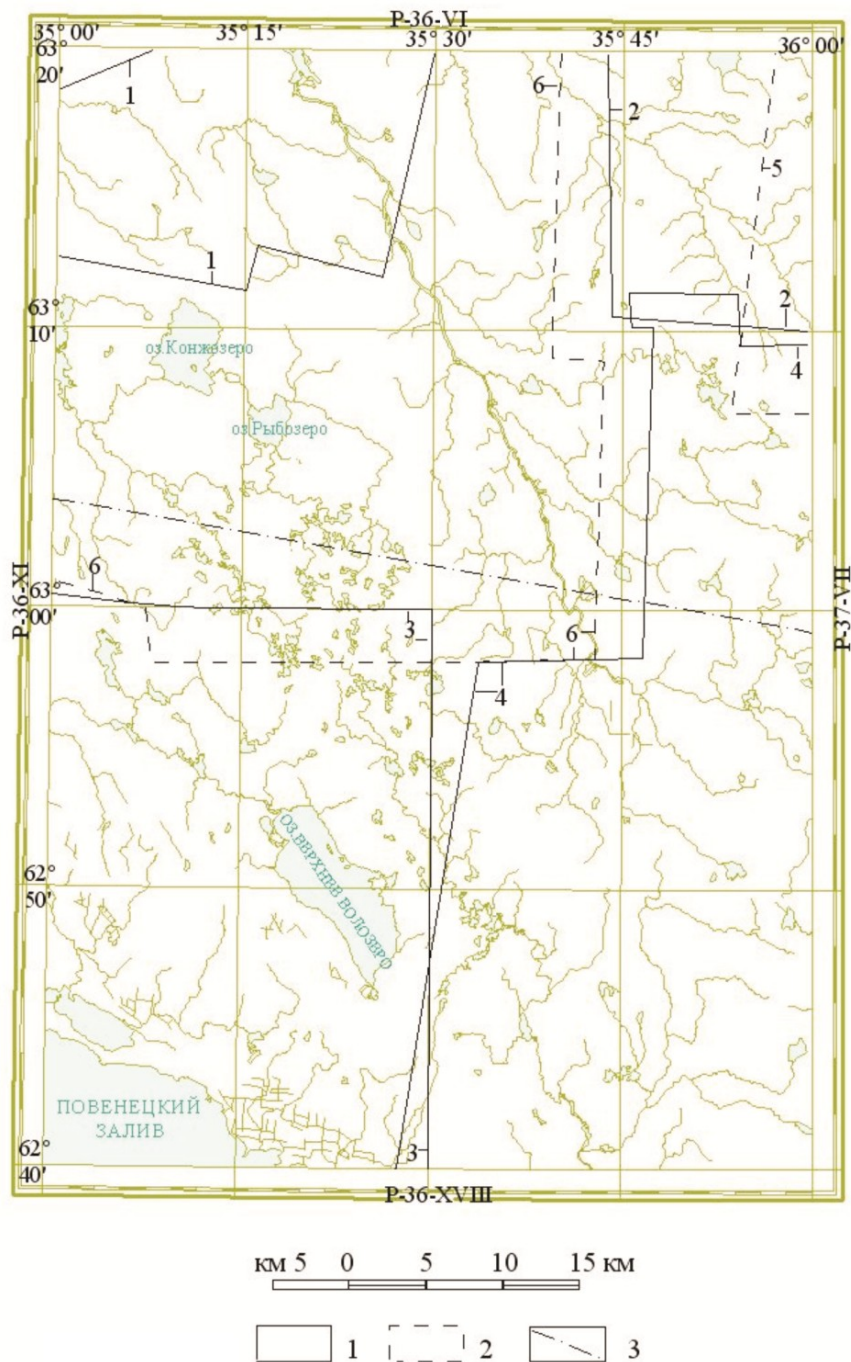
**Рис. 3. Схема геохимической изученности.**

1 – Геохимические работы масштаба 1 : 50 000 (1 – Лавров Б. С., Пекуров А. В., 1969; 2 – Гуменный Ю. К., 1976; 3 – Юдин С. Н., 1991; 4 – Житникова И. А., 2011); 2 – масштаба 1 : 200 000 (5 – Кузьмин Ю. В., 1984; 6 – Голованов Ю. Б., 1993).

Территория листа довольно хорошо изучена геофизическими методами (рис. 4–6). Вся площадь покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000, выполненной в 1964–1965 гг. Центрально-Карельской гравиметрической партией Западного геофизического треста [108]. Практически на всю площадь имеется гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000 [83, 114, 122, 123, 128, 135]. По результатам съемок (в аналоговом виде) построены карты изолиний (аномалии Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 и 2,3 г/см<sup>3</sup>). На всю площадь составлена цифровая карта гравитационного поля масштаба 1 : 500 000 с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см<sup>3</sup>.

Вся площадь покрыта аэромагниторазведочными съемками. С начала 1960-х годов на всей площади листа была проведена аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 100 000–1 : 50 000 [78,

84, 85, 115, 127] и частично масштаба 1 : 25 000 [82, 100, 103]. Материалы съемок в дальнейшем были обобщены в полистном исполнении в масштабе 1 : 200 000. Составленные аэромагнитные карты (в аналоговом виде) являются весьма информативными как для тектонического районирования территории, так и для расчленения геологических образований.



**Рис. 4. Схема гравиметрической изученности.**

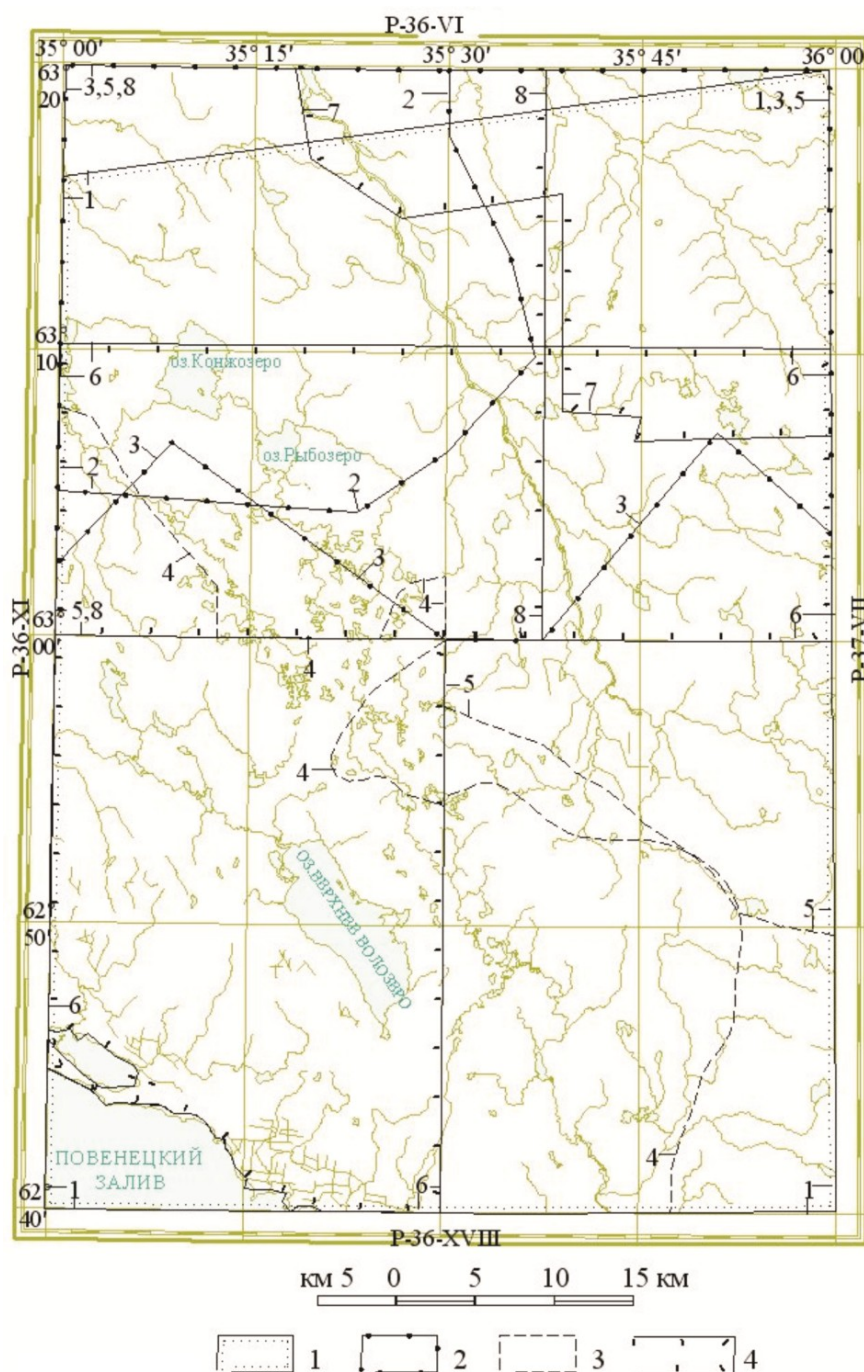
1 – масштаба 1 : 50 000 (1 – Попова Е. Э., 1965; 2 – Варгин Г. П., 1976; 3 – Семенова Т. Л., 1987; 4 – Семенова Т. Л., 1990); 2 – масштаба 1 : 25 000 (5 – Фишгайт А. Л., 1976; 6 – Сипарова Ю. А., 1988); 3 – Линия профиля ГСЗ МОВЗ «Рубин».

Съемка масштаба 1 : 200 000 на всей площади листа (Миронов В. Д., 1966).

На всю площадь составлена цифровая карта магнитного поля с сетью 500×500 м, что соответствует масштабу 1 : 500 000 и на  $\frac{2}{3}$  территории составлена сводная цифровая карта масштаба 1 : 200 000, включающая съемки масштаба 1 : 25 000–1 : 50 000 [93].

На перспективных площадях проводились детальные наземные геофизические работы (магниторазведка, электроразведка) масштабов 1 : 25 000–1 : 10 000 (рис. 6). Результаты исследова-

ний послужили основанием для выделения участков под поисковые работы [81, 83, 86, 90, 103, 114, 123, 128, 129, 136, 137].



**Рис. 5. Схема аэромагниторазведочной изученности.**

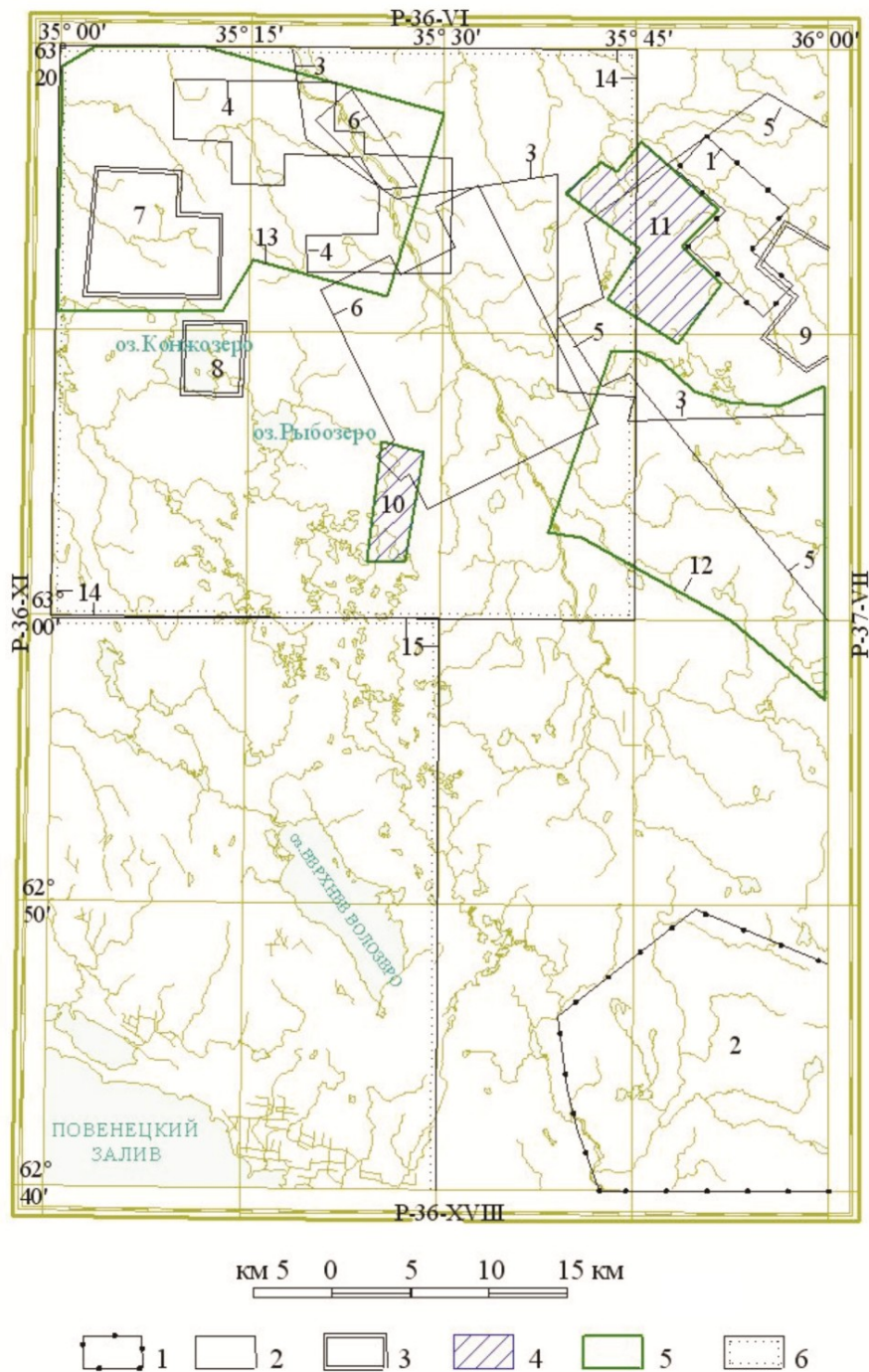
1 – масштаба 1 : 200 000 (1 – Зуйкова Ю. Л., 2000); 2 – масштаба 1 : 100 000 (2 – Баженов Л. А., 1962; 3 – Сипакова М. С., 1964); 3 – масштаба 1 : 50 000 (4 – Васильева Т. Д., 1980; 5 – Васильева Т. Д., 1990); 4 – масштаба 1 : 25 000 (6 – Вальков В. К., 1970; 7 – Левин Г. М., 1972; 8 – Кузьмин Г. И., 1993).

Съемка масштаба 1 : 50 000 на всей площади листа (Поротова Г. А., 1960).

Через исследуемую площадь в широтном направлении проходит Глубинный сейсмический региональный профиль РУБИН (ГСЗ). В пределах листа профиль пересекает южные ответвления Южно-Выгозерской структуры и зону глубинного Рыбозерско-Пажского разлома, являясь фактографической основой для интерпретации глубинного строения и особенностей геологических структур, картируемых на современном эрозионном уровне (рис. 4).

Дискуссионность и неоднозначность многих вопросов геологического строения рассматриваемой площади послужили основанием для проведения в рамках ГДП-200 редакционно-увязочных маршрутов на обнаженных и интересных в геологическом отношении опорных участ-

ках и бурения скважин на участках, перекрытых четвертичными образованиями. Этими работами были охвачены практически все развитые на площади листа комплексы пород. Выполнен большой объем аналитических работ по определению концентраций петрогенных и редкоземельных элементов. Полученные петрохимические характеристики стратифицируемых геологических образований и интрузивных комплексов послужили дополнительным аргументом для их выделения. Впервые для данной территории геохронологически обосновано возрастное положение практически всех интрузивных комплексов.



**Рис. 6. Схема изученности территории наземными геофизическими работами.**

1 – Магниторазведка и электроразведка масштаба 1 : 50 000 (1 – Варгин Г. П., 1975; 2 – Семенова Т. Л., 1990); 2 – масштаба 1 : 25 000 (3 – Левин Г. М., 1972; 4 – Богомольный И. М., 1981; 5 – Фурман В. Н., 1983; 6 – Сипарова Ю. А., 1988); 3 – масштаба 1 : 10 000 (7 – Гальперин Е. Н., 1963; 8 – Дорофеева М. К., 1967; 9 – Фишгайт А. Л., 1978); 4 – Магниторазведка масштаба 1 : 25 000 (10 – Дорофеева М. К., 1967; 11 – Соколова Т. Д., 1977); 5 – Электроразведка масштаба 1 : 10 000 (10 – Дорофеева М. К., 1967; 11–12 – Соколова Т. Д., 1977; 13 – Попова Е. Э., 1965); 6 – Наземные профильные работы при геологосъемочных работах (14 – Юдин С. Н., 1991; 15 – Голованов Ю. Б., 1994).



Комплекс работ, включающий петрографические исследования, электрозондовый микроанализ минералов и определение концентраций редких и редкоземельных элементов позволил впервые диагностировать и охарактеризовать эндогенные флюидогенные образования со специфическим составом, дающие основание рассматривать данную площадь в качестве потенциально алмазоносной и перспективной на выявление коренных источников алмазов кимберлит-лампроитового типа.

---

## СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический разрез территории листа Р-36-ХП представлен регионально метаморфизованными верхнеархейскими и нижнепротерозойскими образованиями, а также кайнозойскими отложениями. Образования верхнего архея принадлежат Восточно-Карельской структурно-формационной зоне (СФЗ) и представлены интенсивно дислоцированными среднелопийскими метавулканогенными породами вожминской серии. В составе серии выделены два вулканогенных комплекса – вожмозерский и кум-буксинский. Они развиты преимущественно в северной части листа, в пределах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. В Водлозерском блоке образованиями вожмозерского комплекса сложены мелкие реликтовые структуры. В разрезах нижнего протерозоя, принадлежащих Центрально-Карельской СФЗ, принимают участие метавулканогенные и метаосадочные отложения ятулийского надгоризонта нижнего Карелия и людиковийского надгоризонта верхнего Карелия. В северной части площади, в Маслозерско-Сегозерской подзоне породы ятулийского надгоризонта представлены янгозерской, северо-сегозерской и телекинской свитами. В южной части площади, в Туломозерско-Онежской подзоне в составе ятулийского надгоризонта выделяются медвежьегорская и туломозерская свиты. Людиковийский надгоризонт представлен заонежской свитой. На размытой поверхности древних кристаллических пород лежат рыхлые четвертичные отложения верхнего звена неоплейстоцена и голоцена. Стратиграфическое расчленение всех отложений проведено в соответствии с легендой Карельской серии листов Госгеолкарты-200 [97]. По результатам ГДП-200 [92] в нее внесен ряд изменений и дополнений.

### ЛОПИЙСКАЯ (ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

#### СРЕДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В разрезе среднелопийских образований Восточно-Карельской структурно-формационной зоны выделены кумбуксинская и вожмозерская толщи, традиционно объединяемые в вожминскую серию. Они представлены регионально метаморфизованными вулканогенными породами, слагающими Южно-Выгозерскую (5) зеленокаменную структуру (ЗКС), Савинскую (6.1) и Кумбуксинскую (6.2) ветви Каменноозерской зеленокаменной структуры (6). К этому же стратиграфическому уровню отнесены и вулканогенные образования, слагающие маломощные «реликтовые» Матвеевскую (7) и Сосновско-Тервозерскую (8) структуры на южном продолжении Южно-Выгозерской ЗКС и многочисленные мелкие структуры в Шелтопорожском блоке.

**Вожминская серия** была выделена В. С. Куликовым [27] в пределах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (ЗКП) по материалам, полученным в результате детальных поисковых работ. В составе вожминской серии по данным разных исследователей выделялось от двух до шести толщ.

Анализ фактического материала, подкрепленный результатами петрографических и аналитических исследований, проведенных в рамках ГДП-200 [92] показал, что на площади листа Р-36-ХП обоснованно может быть выделено две толщи: вожмозерская и в сокращенном объеме кумбуксинская. Выделяемая ранее каменноозерская толща на изученной территории отсутствует. На ее месте картируются в различных частях разрезов – метасоматически измененные и рассланцованные вулканы основного состава, дайки рыбозерского андезит-дацит-риолитового комплекса, которые встречаются и в других частях разрезов вожминской серии. Это же касается и ранее выделяемой пестрой рыбозерской толщи [143], в состав которой включались как рассланцованные, метасоматически измененные метавулканы, так и милонитизированные плагиограниты и дайки средне-кислого состава.

**Кумбуксинский вулканический комплекс. Покровная фация.** Кумбуксинская толща (LP<sub>2</sub>kmb) была выделена в нижнем и среднем течении р. Кумбукса и руч. Лещеевский

(Каменнозерская структура) В. В. Куликовой в 1979 году [26] восточнее листа Р-36-ХІІ. Стратотип разреза находится на сопредельном листе Р-37-VІІ восточнее Северо-Онежской площади в районе Золотых порогов р. Кумбукса.

Кумбуксинская толща уверенно картируется на северо-востоке площади в пределах Савинской ветви Каменнозерской ЗКС и, в меньшем объеме, в основании разрезов Тайгиницкой и Рыбозерской структур Южно-Выгозерской ЗКС. За исключением единичных обнажений вдоль руч. Савинский она изучена только по данным буровых работ [138, 140, 143]. На северо-востоке площади кумбуксинская толща прослеживается в северо-западном направлении в виде полосы шириной от 1,5 до 3,5 км на расстоянии 20 км вдоль руч. Савинский, а в пределах Южно-Выгозерской структуры узкой полосой северо-западного простирания шириной до 0,7 км в районе г. Ворожгора и в восточном борту Рыбозерской структуры субмеридионального простирания.

Кумбуксинская толща характеризуется сложным строением, которое обусловлено как разнообразием литологического состава и фациальной невыдержанностью разрезов, так и наложенными процессами, связанными с ее пространственным расположением в напряженной тектонической зоне влияния Кумбуксинского разлома.

Характерными признаками кумбуксинской толщи являются наличие в ее составе высокомагнезиальных метабазальтов и перидотитовых метакоматиитов, в том числе со структурами спинифекс, а также кварцитов с полосчато-вкрапленной сульфидной минерализацией.

На левобережье р. Кумбукса контакт пород кумбуксинской толщи с гранитоидами сопровождается мощной зоной интенсивного расщепления пород (участками до бластомилонитов) и проработкой метасоматическими процессами, ширина которой по данным бурения достигает 700 м.

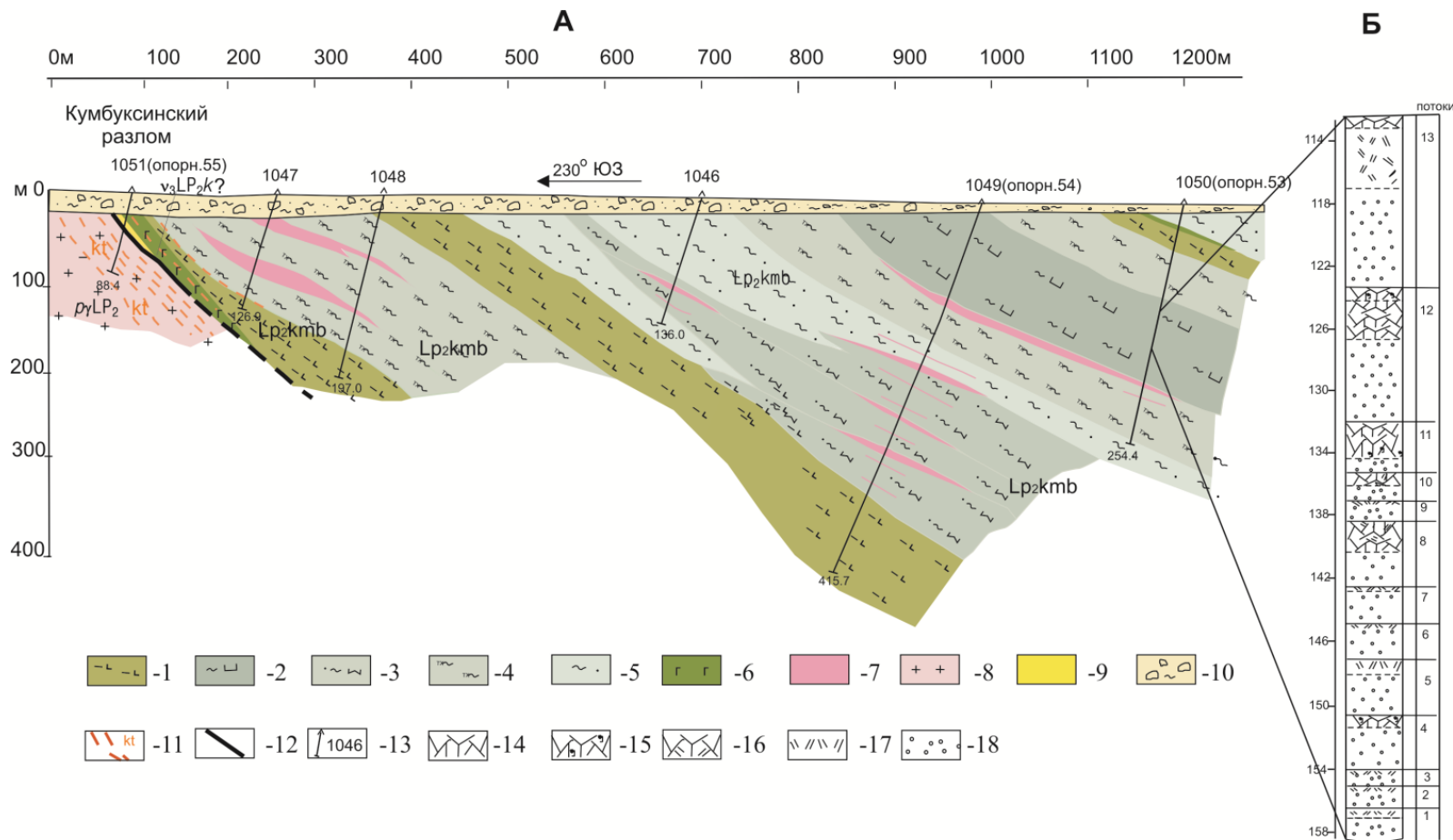
В пределах Савинской ветви Каменнозерской ЗС породы толщи залегают на нерасчлененных гранитоидах нижнего–среднего лопия. Пологое залегание сланцеватости (30–40°), наличие зон метасоматоза и катаклаза, как в метавулканитах толщи, так и в нижележащих гранитоидах, а также отсутствие следов мигматизации метавулканитов свидетельствует о тектоническом налегании пород толщи на гранитоиды.

Перекрывается кумбуксинская толща метавулканитами вожмозерской толщи. Характер контакта этих толщ изучен очень слабо. По данным единичных скважин предполагается согласный тектонизированный контакт – скв. 45 (прил. 7).

В пределах Каменнозерской ЗС выделяется два типа разрезов, представляющих строение кумбуксинской толщи: Щучинский и Савинский.

Щучинский тип разреза установлен в северо-западной части Савинской ветви Каменнозерской структуры. Вскрытый скважинами [138] разрез представлен преимущественно магнезиальными и толеитовыми метабазальтами, в центральной части которых залегают одна пачка высокомагнезиальных базальтов мощностью до 300 м. В основании пачки высокомагнезиальных метабазальтов отмечаются отдельные маломощные тела метакоматиитов. Отличительной особенностью этого типа разреза является отсутствие в нем туфогенных пород. Мощность кумбуксинской толщи здесь оценивается в 850 м.

Савинский тип разреза установлен в районе среднего течения руч. Савинского в пределах зоны влияния Кумбуксинского разлома северо-северо-западного простирания. Для него характерно переслаивание толеитовых, магнезиальных метабазальтов и потоков, измененных перидотитовых метакоматиитов, которые в отдельных случаях переслаиваются с кварцитами, кварц-серицитовыми, карбонат-кварц-хлоритовыми, углеродсодержащими и др. сланцами – скв. 49 (прил. 7). Здесь выделяется три горизонта ультрамафических лав. Первый ультрамафический горизонт наиболее выдержан и прослеживается в пределах всего блока. По латерали мощность горизонта меняется – достигая 200 м в центральной части и уменьшаясь до 50 м в краевых в северо-западных и юго-восточных направлениях. Второй горизонт проявлен локально в виде линз, в раздувах достигающих 150 м. Постепенно выклиниваясь, он выходит на уровень эрозионного среза при мощности 20 м. Третий горизонт, имеющий мощность в центральной части до 200 м, протягивается по латерали на 2 км. Отличительной особенностью этого горизонта является то, что при хорошо сохранившихся структурах спинифекс, в нем выделяется до 20 лавовых потоков мощностью от 1 до 8–10 м. О характере строения кумбуксинской толщи и в том числе потоков метакоматиитов можно судить на примере разреза вскрытого серией скважин 54, 55, 56 в районе руч. Савинского (рис. 7). Мощность кумбуксинской толщи Савинского разреза составляет 1 400–1 500 м в центральной части.



**Рис. 7. А. Строение кумбуксинской толщи в зоне влияния Кумбуксинского разлома по материалам В. Н. Фурман [138].**

**Б. Строение потоков коматиитов, вскрытых скважиной 1050 (скв. 53).**

А. Кумбуксинская толща ( $LP_2kmb$ ): 1 – metabазальты магнезиальные рассланцованные, 2 – серпентиниты оталькованные, карбонатизированные, 3 – переслаивание перидотитовых коматиитов с metabазальтами, карбонат-кварц-хлоритовыми, кварц-серцитовыми и др. сланцами, 4 – тальк-хлоритовые, хлорит-тальковые сланцы, 5 – карбонат-кварц-тальк-хлоритовые сланцы; 6 – габброамфиболиты предположительно каменноозерского комплекса ( $vLP_2k_3$ ); 7 – дайки метариолит-порфиров и метадацит-порфиров рыбозерского комплекса ( $\zeta$ - $\gamma$ дл $LP_2r$ ); 8 – плагиограниты ( $mpyLP_{1-2}$ ); 9 – кварцевая жила; 10 – четвертичные отложения; 11 – зона катаклаза; 12 – Кумбуксинский разлом; 13 – скважины и их номера.

Б. 14 – зона брекчий в кровле потока, 15 – брекчия со стеклом в обломках, 16 – брекчия вулканитов со структурой спинифекс, 17 – зона развития структур спинифекс, 18 – кумулятивная зона.

Многokратное проявление ультраосновных пород в разрезе на разных уровнях и прерывистый характер распространения ультрамафических лав на различных участках могут быть обусловлены как возможной цикличностью вулканической деятельности, так и проявлением наложенных тектонических процессов вдоль зоны Кумбуксинского разлома, которые привели к смещению линейно-клиновидных блоков относительно друг друга.

В целом мощность кумбуксинской толщи в пределах Каменноозерской ЗС однозначно определить не представляется возможным, поскольку вероятно тектоническая редуцированность нижней части и возможная структурно-тектоническая перестройка внутренней части разреза. Ориентировочно мощность оценивается в 500–1 500 м.

В пределах Южно-Выгозерской ЗС метавулканогенные образования, относимые к кумбуксинской толще, имеют ограниченное распространение. Наиболее хорошо сохранившийся ее разрез изучен в восточной части Тайгиницкой структуры в районе г. Ворожгора буровыми скважинами 22, 23 (прил. 7) и др. [128, 143]. Он представляет собой толщу переслаивания потоков метакоматиитов (с сохранившимися структурами спинифекс) мощностью от первых метров до 14–15 м с магнезиальными метабазами и сланцами карбонат-кварц-серицит-хлоритового, карбонат-хлорит-амфиболового, биотит-амфибол-хлоритового состава. Залегание пород моноклиналиное опрокинутое с крутыми углами падения 60–80° на северо-восток. По данным бурения [143] северо-восточный контакт с ниже-среднелопийскими нерасчлененными гранитоидами тектонический с крутым налеганием (взбросом) последних на метавулканиды кумбуксинской толщи. Юго-западный контакт с метавулканидами вожнозерской толщи также тектонизирован. Мощность вскрытой здесь толщи метакоматиит-базальтового состава составляет 175 м.

В пределах Рыбозерской структуры метавулканиды кумбуксинской толщи в наибольшей степени переработаны интенсивно проявленными тектоническими и метасоматическими процессами, в результате которых первичные породы превращены в сланцы различного состава, представляющие собой производные ряда лиственизации и пропилитизации. Редуцированный разрез толщи осложнен также внедрением большого количества даек основного–ультраосновного состава каменноозерского комплекса и андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса.

Метабазальты толеитовые ( $MgO < 9\%$ ) по минеральному составу представляют собой амфибол-хлорит-эпидотовые, амфибол-эпидот-хлоритовые породы. Амфибол представлен преимущественно актинолитом, по которому развиты чешуйки хлорита. Плаггиоклаз полностью деанортитизирован с образованием мелкозернистого кварца и альбита. Из аксессуарных минералов присутствует сфен (ед. зерна), лейкоксен (до 1%), сульфиды (3%). Преобладают рассланцованные разновидности со сланцевато-полосчатой текстурой, в редких случаях встречаются массивные метабазаы. Структура метабазаытов в рассланцованных разновидностях – лепидогранобластовая, нематогранобластовая, в массивных, слабоизмененных разновидностях сохраняется бластоофитовая. По петрохимическому составу они относятся к натриевой серии (среднее  $Na_2O/K_2O=14$ )

Метабазальты магнезиальные ( $MgO - 9-17\%$ ) пользуются наибольшим распространением в разрезах кумбуксинской толщи и являются переходными от толеитовых к высокомагнезиальным метабазаытам и метакоматиитам. По основным петрохимическим характеристикам они более близки к толеитовым метабазаытам, отличаясь от последних относительно повышенной магнезиальностью (прил. 9). Породы характеризуются преимущественно амфибол-эпидотовым, эпидот-амфиболовым составом – опорное обнажение № 44 (прил. 7). Амфибол представлен в основном актинолитом, в редких случаях – роговой обманкой. В незначительном количестве присутствует нацело сосюритизированный плаггиоклаз (от 3 до 10–15%), кварц (до 5%), хлорит (до 5%, реже – 10%), карбонат (ед. зерна). Из аксессуарных минералов отмечается лейкоксен (5–10%), магнетит (ед. зерна), сульфиды (1–3%). Текстура пород массивная. В измененных разновидностях – полосчато-сланцеватая, плейчатая. Преимущественно пойкилофитовая структура исходных пород, легко диагностируемая по наличию пойкилитовых вростков плаггиоклаза в крупных зернах пироксена, замещенного актинолитом, по мере изменения пород переходит в бластопойкилитовую, нематогранобластовую и лепидогранонематобластовую структуры. В составе интенсивно измененных магнезиальных метабазаытов, также как и в коматиитовых метабазаытах, существенную роль начинают играть хлорит (20–40%), карбонат (10–30%), кварц (10–20%).

Метабазальты высокомагнезиальные и метакоматииты в наиболее сохранившихся разновидностях имеют преимущественно амфиболовый (актинолит, редко – роговая обманка) состав и в подчиненном количестве содержат хлорит (10–15%), эпидот (5–10%), кварц (3–5%), карбонат (до 5–10%), альбит (до 3%). Псевдоморфозы амфибола и хлорита удлиненно-призматической

формы свидетельствуют о преобладании в исходных процессах клинопироксена, который был погружен в стекловатую массу, нацело замещенную в настоящее время мелкозернистым агрегатом зерен эпидота, кварца, хлорита и др. минералов. Из аксессуарных минералов отмечается сфен (ед. зерна) и сульфиды (до 1 %). Породы имеют мелко-тонкозернистую структуру, при этом, в ряде случаев, сохраняются реликты структуры спинифекс, которая первоначально была образована разноориентированными удлиненными скелетными выделениями пироксена, впоследствии замещенного тонкозернистым агрегатом зерен актинолита и хлорита. Неизменные породы имеют массивное сложение. По мере увеличения степени изменения они приобретают полосчато-сланцеватую, участками плейчатую текстуры и лепидогранобластовую и гранонематобластовую структуры. В минеральном составе увеличивается количество эпидота (до 20–40 %), хлорита (до 15–35 %), карбоната (5–25 %), кварца (10–20 %) и уменьшается содержание амфибола (до 5–30 %). Кварц и карбонат в измененных метакоматиитах образуют, как правило, самостоятельные линзовидные обособления шириной 5–10 мм, ориентированные согласно сланцеватости. В петрохимическом отношении высокомагнезиальные metabазальты и метакоматииты характеризуются колебанием содержания кремнезема и щелочей и отличаются от других базальтов повышенным содержанием магния, пониженным содержанием глинозема и низким коэффициентом глиноземистости (прил. 9).

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

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

Хлорит-альбит-амфиболовые сланцы по метавулканитам основного и ультраосновного состава представляют собой мелкозернистые зеленовато-серые породы, имеющие сланцеватую, плейчатую текстуру и нематогранобластовую, лепидогранобластовую, гранофибробластовую структуру. Состав сланцев следующий: актинолит – 35–50 %, эпидот – 20–50 %, альбит – 5–30 %, кварц – от зн. до 10 %, хлорит – от зн. до 10 %, лейкоксен – от зн. до 5 %; аксессуарные минералы – магнетит, гематит, сфен, сульфиды – до 1 %. Актинолит встречается в виде игольчатых и удлиненно-призматических кристаллов размером 0,02–0,1 мм. Эпидот образует тонкозернистые удлиненные агрегаты. Иногда сохраняется форма замещенного плагиоклаза. Альбит гранулирован, редко сохраняется в лейстах. Хлорит в разных количествах замещает актинолит. В зонах разломов породы претерпевают регрессивный метаморфизм, в связи с чем, содержание хлорита возрастает до 20–40 %.

В сланцах существенно хлоритовых и серицитовых первичных структур не сохранилось. Они состоят из хлорита, серицита, кварца, карбоната, альбита. Процентные соотношения породообразующих минералов меняются в широких пределах. Хлорит – от зн. до 60 %, кварц – 10–50 %, карбонат – зн.–50 %, серицит – зн.–30 %, эпидот – от 0 до 5 %. Аксессуарные – рутил (в мелких иглах), турмалин, топаз, сфен. Широко распространены сульфиды. Структура гранолепидобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая, плейчатая.

Кварциты в петрохимическом отношении характеризуются весьма высоким содержанием кремнезема (64–88 %) и довольно высокой суммой закисно-окисного железа (среднее  $FeO+Fe_2O_3=14,14\%$ ), что, при незначительных варьирующих содержаниях глинозема, кальция, магния, щелочей, определяет их минеральный состав, а также обособленное место в разрезе пород кумбуксинской толщи. Макроскопически кварциты представляют собой полосчатые породы преимущественно светло-серого цвета, приобретающие темно-серую, зеленовато-темно-серую и серовато-черную окраску в участках тонкого переслаивания, где присутствует значительное число графита и хлорита. Полосчатость обусловлена чередованием карбонат-кварцевых лейкократовых и кварц-хлоритовых, карбонат-графит-кварцевых, кварц-карбонат-хлорит-графитовых меланократовых слоев мощностью от 1–5 до 10 мм. Нередко в кварцитах отмечаются микроплейчатые и микроскладчатые текстуры. Лейкократовые биминеральные слои состоят из карбоната от 3–5 до 20 % и кварца, образующего тонко-мелкозернистую мозаичную гранобластовую структуру породы, на фоне которой карбонат рассеян или образует тонкозернистые агрегатные скопления. Промежуточные по составу более темноокрашенные слои, помимо карбоната и кварца, незначительно обогащены (5–10 %) графитом и хлоритом и характеризуются идентичной для лейкократовых разностей тонко-мелкозернистой мозаичной гра-

нобластовой структурой. Меланократовые слои представляют собой микросланцы с тонкозернистой (0,05–0,3 мм) гранолепидобластовой и лепидогранобластовой структурой и имеют карбонат-кварц-графит-хлоритовый, кварц-хлоритовый, кварц-карбонат-хлоритовый и кварц-карбонат-графитовый состав. Карбонат присутствует в количестве от 3–5 до 15–25 %, содержание кварца колеблется от 10–20 до 50 %, пластинчато-чешуйчатого графита – от 10 до 20–50 %, тонколистовато-чешуйчатого и агрегатного тонкопластинчато-листоватого хлорита – от 10–20 до 40–70 %. Из нетипичных для данной ассоциации минералов в ряде случаев в количестве от 1 до 5 % установлены тонкочешуйчатый серицит, мусковит, зеленоватые гидрослюды, зеленый крупнопластинчатый биотит, актинолит, тремолит, тальк. Кварциты характеризуются постоянным присутствием в них вкрапленной и вкраплено-полосчатой сульфидной минерализации (1–60 %) преимущественно пиритового и пирит-пирротинового составов, которая, как правило, приурочена к меланократовым слоям, реже – к слоям карбонат-кварцевого состава. В ряде случаев, в кварцитах отмечены прослои сплошных колчеданных руд мощностью до 0,5 м. В качестве рассеянной, спорадически встречающейся минерализации, отмечается магнетит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, золото и др. минералы.

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

Следует подчеркнуть четкую пространственную приуроченность сульфидсодержащих кварцитов и вышеперечисленных сланцев, в том числе углеродсодержащих, к зонам ультрамилонитизации и интенсивного рассланцевания, сопровождающих Кумбуксинский глубинный разлом и серию разломов более высокого порядка. Таким образом, велика вероятность того, что как сланцы достаточно пестрого состава по вулканитам основного–ультраосновного состава, так и кварциты и углеродсодержащие сланцы являются продуктами низко-среднетемпературной гидротермально-метасоматической проработки пород под воздействием растворов, обогащенных  $\text{CO}_2$ . При этом по основным и ультраосновным породам образуются производные процесса лиственизации, с которыми традиционно связываются проявления золотой и полиметаллической минерализации.

Вся совокупность пород кумбуксинской толщи дает возможность отнести их к коматиит-толеитовой формации.

Минеральный состав пород кумбуксинской толщи позволяет сделать вывод, что в целом, вулканиты метаморфизованы в переходных условиях от фации зеленых сланцев, представленной широким развитием хлоритов, серпентина, талька, эпидота, серицита, кварца, карбонатов к фации эпидотовых амфиболитов с характерным присутствием роговой обманки и эпидота. В то же время, в отдельных случаях наблюдаются следы регрессивного метаморфизма, характеризующиеся развитием псевдоморфных лейст хлорита по амфиболу.

Физические свойства пород колеблются в широких пределах. Наиболее высокими значениями магнитной восприимчивости обладают коматииты, магнетит-хлорит-амфиболовые и тальк-карбонат-хлоритовые сланцы (от  $100 \cdot 10^{-6}$  до  $19\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). Для metabазальтов характерно колебание от  $(7-10) \cdot 10^{-6}$  до  $100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Плотность коматиитов и базальтов высокая –  $2,85-3,00 \text{ г/см}^3$ , а для сланцев она колеблется от  $2,77$  до  $2,85 \text{ г/см}^3$ . Площадям развития кумбуксинской толщи соответствует резко дифференцированное магнитное поле пониженных значений, на фоне которого выделяются линейные, реже изометричные магнитные аномалии интенсивностью до  $2\,000 \text{ нТл}$ . Последние, как правило, обусловлены присутствием в различной степени измененных тел ультрамафитов каменноозерского комплекса и, в ряде случаев, сульфидсодержащих кварцитов. Площадям развития пород кумбуксинской толщи соответствуют положительные гравитационные аномалии ( $2-6 \text{ мГал}$ ).

На космоснимках породы кумбуксинской толщи не имеют индивидуального изображения, ввиду широкого развития техногенного рельефа.

**Вожмозерский вулканический комплекс. Покровная фация.** Вожмозерская толща ( $\text{LP}_2\text{vg}$ ) впервые выделена в районе оз. Вожмозеро, где и находится ее стратотип [27]. Толща характеризуется однородным составом и представлена преимущественно толеитовыми metabазальтами шаровой и массивной текстуры.

На Северо-Онежской площади метавулканогенные образования толщи слагают основную часть Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры, а также Кумбуксинскую ветвь и восточную часть Савинской ветви Каменноозерской зеленокаменной структуры.

В пределах Южно-Выгозерской ЗКС, имеющей в плане сложную подковообразную форму, породами вожмозерской толщи сложены структуры более высокого порядка, имеющие различ-

ное внутреннее структурно-тектоническое строение: Конжозерская, Заломаевско-Петровоямская, Тайгиницкая и Рыбозерская.

В Заломаевско-Петровоямской ЗС метавулканиты вожмозерской толщи по серии разломов северо-восточного простирания налегают на плагиограниты шилосского комплекса и метаосадки янгозерской свиты нижнего карелия. В целом наблюдается моноклиальное залегание пород с падением на северо-запад. Здесь породы толщи имеют наименьшую мощность, что подтверждается геофизическими данными и результатами буровых работ – в западной части структуры скважиной 17 (прил. 7) под толщей метавулканитов мощностью 41,6 м вскрыты плагиограниты обрамления. Максимальная ширина развития пород вожмозерской толщи составляет 5 км.

В пределах Заломаевско-Петровоямской ЗС метавулканиты имеют относительно хорошую сохранность и представлены чередованием массивных и шаровых лав толеитовых метабазальтов, среди которых отмечаются единичные маломощные прослои рассланцованных метатUFFитов. Они слагают потоки различной мощности от первых метров до 40 м, в целом, 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. Подушечными (шаровыми) лавами сложены потоки мощностью от 5,6 до 30 м. В нижних частях разреза толщи в виде отдельных маломощных (до 9 м) прослоев в единичных обнажениях и скважине 21 картируются метабазальты повышенной магнезиальности ( $MgO$  – 15–18 %).

В разрезах вожмозерской толщи выделяется до 6 вулканических циклов, характеризующихся закономерной сменой пород. Нижние части циклов мощностью 70–100 м сложены крупными (до 40 м) покровами метабазальтов с незначительным объемом метатUFFов. Центральные части мощностью 60–100 м представлены переслаиванием шаровых и массивных лав с туфосланцами. В верхних частях циклов мощностью 70–130 м наблюдается переслаивание потоков метабазальтов меньшей мощности (от первых метров до 10–15 м) с маломощными прослоями туфосланцев.

Мощность толщи оценивается в 1 200–1 800 м.

В зонах разломов северо-восточного простирания породы превращены в амфиболовые сланцы, а ближе к контакту с шилосским массивом – в амфиболиты с наложенным карбонатным порфиробластезом.

Метавулканиты вожмозерской толщи по всей ширине ее распространения прорваны большим количеством даек андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса с наибольшей концентрацией в зонах разломов северо-восточного простирания. По этим же тектоническим нарушениям развиты метасоматиты ряда лиственитов и березитов, с которыми связано золотое оруденение.

В северной части Конжозерской структуры метавулканиты вожмозерской толщи по пологому тектоническому контакту налегают на протерозойские метаосадки янгозерской свиты – скважина 38 (прил. 7). А в южной части залегают на гранитоидах нерасчлененного ниже-среднелопийского комплекса. В целом в пределах Конжозерской структуры метавулканиты имеют моноклиальное залегание с углами падения в западном направлении. Породы представлены в основном амфиболитами, амфиболовыми сланцами по метабазальтам с редко сохранившимися подушечными лавами, которые, как и вся толща, подверглись тектонической переработке. По всему разрезу вожмозерской толщи метавулканиты пронизаны серией разноориентированных кварц-плагиоклазовых, плагиоклазовых, кварцевых, редко с эпидотом и карбонатом, жил и прожилков, что сказывается на петрохимическом составе пород и приводит к смещению фигуративных точек на диаграмме составов в поле андезибазальтов (рис. 8). Ширина развития вожмозерской толщи в пределах Конжозерской структуры составляет от 3 км до 500 м в южной части структуры.

В Тайгиницкой ЗКС породы толщи находятся в зоне влияния региональной Выгозерской зоны разломов северо-северо-западного простирания, предположительно сдвиговой кинематики и претерпели наиболее интенсивную структурно-тектоническую перестройку и метасоматические изменения. При северо-западном простирании породы, в целом, имеют северо-восточное падение. Контакт с нижележащими породами кумбуксинской толщи тектонизирован, как и контакт с плагиогранитами шилосского комплекса.

Рыбозерская ЗС имеет наиболее сложное внутреннее строение, которое разными исследователями трактуется по-разному [88, 143]. С востока структура ограничена Рыбозерско-Пажским разломом, который, вероятно, является шовным структурообразующим. Внутреннее строение толщи осложнено многочисленными интрузиями основного–ультраосновного состава камен-



ноозерского комплекса и дайками андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса, а также интенсивными процессами метасоматоза и рудообразования. Все метавулканиды здесь превращены в амфиболовые сланцы, в разной степени, переработанные метасоматическими процессами лиственизации, образуя ряд переходных пород.

В Каменноозерской ЗКС породами вожмозерской толщи полностью сложена Кумбуксинская ветвь, имеющая видимую мощность от 5,5 до 9 км и восточная часть Савинской ветви видимой мощностью от 0,8 до 2,5 км. Породы залегают на образованиях кумбуксинской толщи и перекрываются вулканидами северо-сегозерской свиты нижнего протерозоя. Контакты с протерозойскими метавулканидами перекрыты чехлом четвертичных отложений.

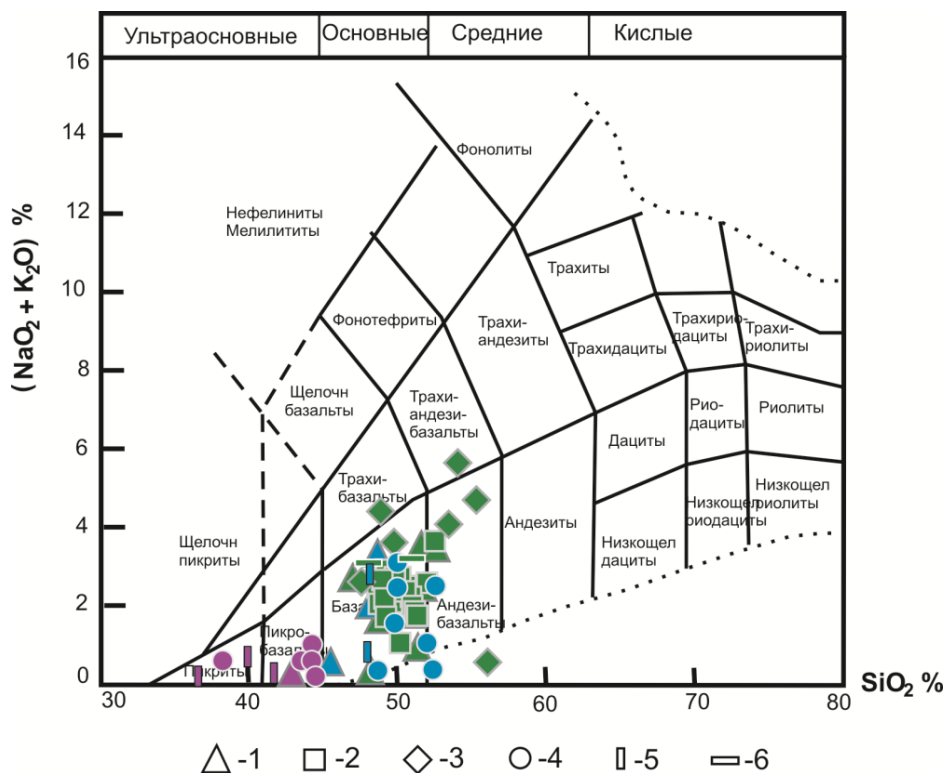


Рис. 8. Классификация метавулканидов вожминской серии на диаграмме TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )– $\text{SiO}_2$ .

Пробы метавулканидов из зеленокаменных структур: 1 – Каменноозерской, 2 – Заломаевско-Петровоямской, 3 – Конжозерской, 4 – Тайгиницкой, 5 – Рыбозерской, 6 – Сосновско-Тервозерской.

Цветом показаны составы: зеленый – толеитовые метабаазальты и метаандезитовые базальты вожмозерской толщи, синий – магнезиальные метабаазальты, фиолетовый – метамагнититы кумбуксинской толщи.

Метабаазальты характеризуются достаточно хорошей сохранностью и внешне представляют собой массивные разности, в том числе и с подушечной отдельностью [92]. По данным буровых работ [138, 140] в разрезе толщи выделяются отдельные потоки метабаазальтов мощностью от 5 до 56 м, разделенные хлорит-серицитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми сланцами, относимыми к туфогенным образованиям. Слои раздела имеют меньшую мощность – от 1 до 7 м.

В восточных частях Савинской и Кумбуксинской ветвей Каменноозерской ЗКС, т. е. в верхних частях разрезов вожмозерской толщи рядом скважин [138, 140] вскрыты метаандезит-базальты и метаандезиты, где они образуют постепенные переходы с нижележащими толеитовыми метабаазальтами. Таким образом, к верхам разрезов наблюдается постепенное раскисление пород толщи. Выделить эту часть разреза в самостоятельное подразделение не представляется возможным из-за недостаточности фактического материала.

На юго-востоке площади метавулканидами предположительно вожмозерской толщи сложена реликтовая зеленокаменная Сосновско-Тервозерская структура, протягивающаяся узкой полосой в северо-западном направлении на 16 км. Работами, проведенными в рамках ГДП-200 [92], в верховьях р. Пажа установлена истинная мощность вулканогенных образований, которая составляет здесь 700–800 м. В целом породы имеют северо-западное простирание с субвертикальными углами падения сланцеватости. Толща сложена однородными амфиболовыми (роговообманковыми) сланцами по метабаазальтам, которые в пределах восточного контакта в зоне мощностью 0,5–2,5 м мигматизированы плагио-микроклиновыми гранитами – обнажение № 82 (прил. 7). В структурном плане толща трассирует южную часть Рыбозерско-Пажского разлома.

Аналогичные по составу metabазальты были закартированы и в западной части площади в пределах Матвеевской ЗС. В целом по всем петрологическим и петрохимическим параметрам (рис. 9–10; прил. 9) амфиболиты и амфиболовые сланцы по metabазальтам слагающие Сосновско-Тервозерскую и Матвеевскую структуры соответствует вышеописанной возмозерской толще и на Геолкарте-200 показаны с индексом (LP<sub>2</sub>vg?). Мощность толщи здесь достигает 500–700 м.

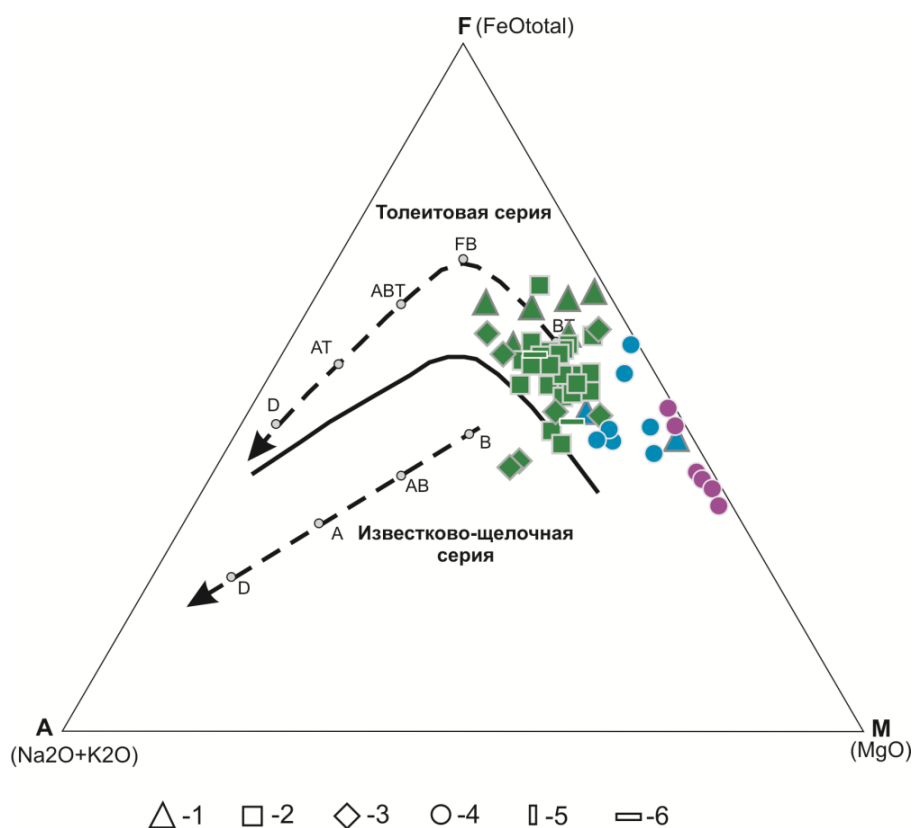


Рис. 9. Диаграмма АFМ для метавулканитов возминской серии.

Пробы метавулканитов из зеленокаменных структур: 1 – Каменноозерской, 2 – Заломаевско-Петровоямской, 3 – Конжозерской, 4 – Тайгиницкой, 5 – Рыбозерской, 6 – Сосновско-Тервозерской.

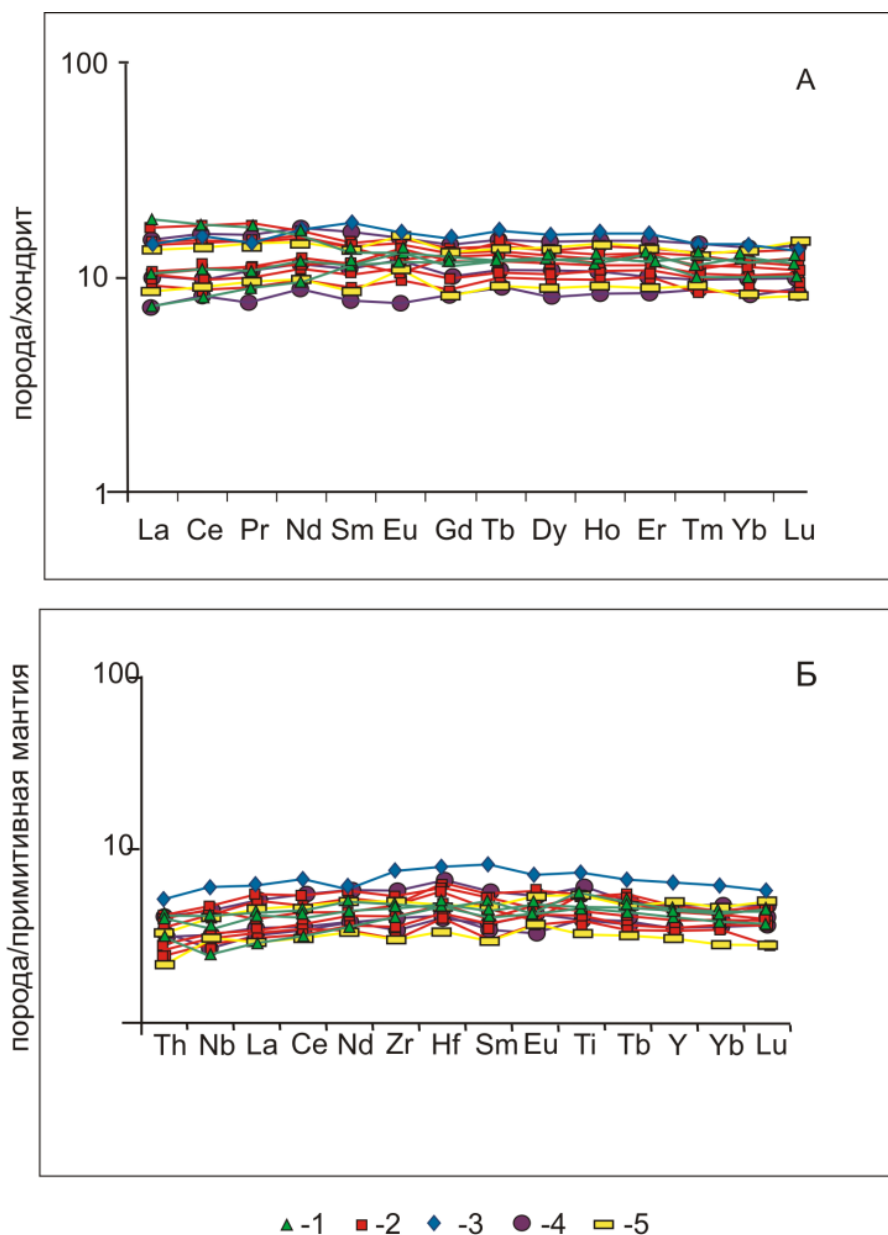
Цветом показаны составы: зеленый – толейтовые metabазальты и метаандезибазальты возмозерской толщи, синий – магнезиальные metabазальты, фиолетовый – метакоматииты кумбуксинской толщи.

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

Раскристаллизованные metabазальты являются характерными породами внутренних частей крупных покровов. Габбровая структура различается как визуально, так и микроскопически за счет вкрапленников амфибола актинолитового ряда, реже – роговой обманки (до 3–10 мм). Породы состоят из лейст амфибола (50–70 %) разноориентированных в массивных и в виде вытянутых по сланцеватости зерен, в рассланцованных разностях. Амфибол часто замещается хлоритом. Диагностируемые реликты лейст плагиоклаза сосюритизированы. Часто присутствуют единичные гнездообразные скопления карбоната и редкие микропрожилки кварца. В виде единичных мелких зерен присутствует рудный минерал. Структура пород габбровая, локальными участками – бластоофитовая, в рассланцованных разностях – нематобластовая.

Подушечные металавы являются характерными породами возмозерской толщи. Наиболее часто встречаются овальные, эллипсоидальные формы «подушек», размеры которых варьируют от 0,3×0,6 до 0,5×1,2 м. Внутренняя часть подушек, как правило, более светлая, сложена микрозернистым девитрифицированным материалом хлорит-цоизит-эпидотового состава.

Межподушечный материал образует петельчатую, сетчатую текстуру и представлен более темноокрашенной афанитовой породой, в которой часто развиваются гнезда кварц-карбонатного агрегата. По минеральному составу он представлен материалом более основного состава по сравнению с метабазальтами самих «подушек» и состоит из плагиоклаза (25–35 %), амфибола и хлорита (60–70%).



**Рис. 10.** Распределение редких и редкоземельных элементов в метавулканитах вожминской серии Северо-Онежской площади: А – нормированные по хондриту, Б – нормированные к примитивной мантии по Sun, McDonough [74].

Пробы метавулканитов из зеленокаменных структур: 1 – Каменноозерской, 2 – Заломаевско-Петровоямской, 3 – Конжозерской, 4 – Тайгиницкой, 5 – Сосновско-Тервозерской.

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

В метаандезибазальтах первично-магматические феррические минералы нацело замещены хлоритом, изредка, в небольших количествах присутствует амфибол тремолит-актинолитового ряда. Лейстовидный плагиоклаз альбитизирован или сосюритизирован, присутствует в количестве от 50 до 75–80 %. Стекловатый базис девитрифицирован и имеет эпидот-карбонат-альбит-кварц-хлоритовый состав. В милонитизированных и рассланцованных разновидностях появляются значительные количества карбоната (5–10 %), эпидота (15–33 %), иногда кварца (5–

10 %). Аксессуарная и рудная минерализация представлена апатитом, сфеном, магнетитом, сульфидами. Микроскопически диагностируются тонкозернистые интерсертальные, в меньшей степени более кристаллические субофитовые и редко порфириновые структуры, в милонитизированных и рассланцованных разностях появляются милонитовые, бластомилонитовые, гранолепидобластовые структуры.

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

Метабазальты повышенной магнезиальности ( $MgO$  – 15–18 %) представляют собой амфибол-хлоритовые сланцы с лепидобластовой структурой. Минеральный состав метавулканитов указывает на то, что в целом, они метаморфизованы в переходных условиях от зеленосланцевой фации к эпидот-амфиболитовой низких давлений. Производные предороженного зеленосланцевого метаморфизма сохранились на отдельных участках, в меньшей степени затронутых последующими процессами тектоно-метаморфической проработки, в пределах центральных частей (на современном эрозионном срезе) Каменноозерской ЗС и в западной части Южно-Выгозерской ЗС (Заломаевско-Петровоямская структура). Для него характерна парагенетическая ассоциация минералов:  $Act+(Pl, Al-Olg)+(Ep, Czo)\pm Bi\pm Chl\pm Ca\pm Q$  с сохранением реликтового плагиоклаза № 30–50.

Эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма неконтрастно проявлена в зонах глубинных долгоживущих разломов в пределах Тайгиницкой и Рыбозерской структур краевой части Заломаевско-Петровоямской структуры, южной части Конжозерской моноклинали и в зоне влияния Кумбуксинского разлома, достигая высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких давлений. Она маркируется появлением сине-зеленой роговой обманки в метавулканитах основного состава и парагенетической ассоциацией минералов:  $Nb+(Pl, Al-Olg)\pm (Ep, Czo)\pm Chl+Q\pm Bi$ .

Степень метаморфизма метавулканитов, слагающих реликтовые Сосновско-Тервозерскую и Матвеевские структуры, отвечает амфиболитовой фации. Породы полностью превращены в амфиболиты и амфиболовые сланцы без сохранения первичных магматических структур. Характерным парагенезисом является:  $Nb+Pl, Al-Olg\pm Ep\pm Chl\pm Q$ . Роговая обманка представлена темно-зелеными разностями.

Породы вожмозерской толщи имеют весьма однородный химический состав, как петрогенных, так и редкоземельных элементов в независимости от их структурно-текстурных особенностей (прил. 9). Исключением являются отдельные пробы Тайгиницкой ЗС и района оз. Конжозера, где породы в большей степени подвержены метасоматическим изменениям. По классификации метавулканитов породы толщи относятся к толеитовым базальтам нормальной щелочности, натровой серии ( $NaO/KaO=2,86-17,99$ ) с умеренной магнезиальностью ( $mg=0,47-0,60$ ), низкой глиноземистостью ( $al=0,33-0,60$ ) (рис. 8–9) с плоским распределением РЗЭ (рис. 10),  $La/Yb$  близкий к 1,  $La/Sm=0,68-1,34$ , без признаков контаминации коровым веществом –  $(Nb/La)_N=0,53-1,07$ . При общем плоском распределении РЗЭ наблюдается слабая дифференциация вещества, характеризующаяся для отдельных разностей слабоотрицательными аномалиями  $Sm, Nb$  или  $Eu$ .

На дискриминационной диаграмме  $Nb/Y-Zr/Y$  (рис. 11) фигуративные точки метабазальтов располагаются в основном на и выше линии  $\Delta Nb$ , что свидетельствует об их наиболее вероятном образовании из плюмового источника. Большая часть точек располагается вблизи источника РМ, а часть их незначительно отклоняется в область обогащенного источника ЕН. Это свидетельствует о том, что источником магмы являлась примитивная мантия, а слабо растянутый тренд указывает на незначительное смешение магмы с коровым веществом.

Работами ИГГД РАН был получен возраст метабазальтов вожмозерской толщи по  $Sm/Nd$ , который составил  $2\,915\pm 30$  млн лет [31]. Однако полученный при проведении ГДП-200 [92] возраст цирконов из метагаббродолеритов субвулканической фации вожмозерского вулканического комплекса составляющий  $2\,857\pm 7$  млн лет может свидетельствовать о более молодом возрасте образования метавулканитов покровной фации (вожмозерской толщи).

По петрофизическим свойствам породы характеризуются, в целом, низкой магнитной восприимчивостью –  $18\cdot 10^{-6}$  ед. СГС и высокой плотностью –  $2,78-3,0$  г/см<sup>3</sup>. Магнитные свойства пород резко меняются в контактовых зонах тел плагиопорфиринов с метабазальтами – в зонах интенсивной гидротермальной проработки от  $(200-500)\cdot 10^{-6}$  до  $2\,000\cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

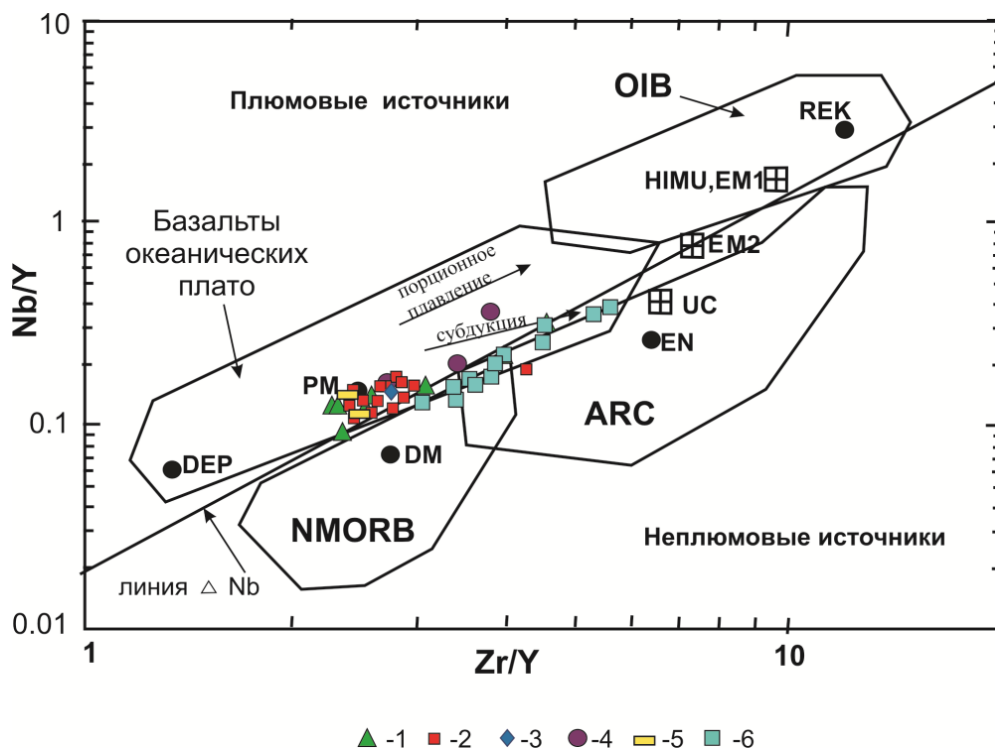


Рис. 11. Дискриминационная диаграмма Nb/Y–Zr/Y для метавулканитов вождинской серии среднего лопия и северо-сегозерской свиты нижнего протерозоя.

Пробы метавулканитов из зеленокаменных структур: 1 – Каменноозерской, 2 – Заломаевско-Петровоямской, 3 – Конжозерской, 4 – Тайгиницкой, 5 – Сосновско-Тервозерской; 6 – пробы метавулканитов северо-сегозерской свиты.

Поля геодинамических обстановок и отношения в мантийных и коровых источниках приведены по К. С. Condie [60].

В геофизических полях площадь развития вождозерской толщи характеризуется повышенными значениями гравиметрического поля изменяющемся от 0 до 10 мГал, полосовидными аномалиями дифференцированного знакопеременного магнитного поля интенсивностью 0–500 нТл в пределах Южно-Выгозерской ЗКС и отрицательным слабо дифференцированным магнитным полем в Каменноозерской ЗКС.

## КАРЕЛЬСКАЯ (НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

### НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

В разрезах нижнего протерозоя (карелия) Центрально-Карельской структурно-формационной зоны принимают участие метавулканогенные и метаосадочные отложения ятулийского надгоризонта нижнего Карелия и людиковийского надгоризонта верхнего Карелия. Они залегают на верхнелопийских гранитоидах и среднелопийских метавулканитах с резким структурным несогласием и длительным стратиграфическим перерывом. В основании разреза нижнепротерозойских отложений картируется предьятулийская кора химического выветривания, предположительно сумийско-сариолийского времени формирования.

Предьятулийская **кора выветривания** ( $KR_1^{1-2?}$ ). Значительный временной перерыв между периодом формирования верхнелопийских гранитоидов и откартированных на площади, нижнепротерозойских отложений фиксируется корой выветривания физико-химического типа. Она установлена на различных участках площади. В северной части площади установлены фрагменты коры выветривания. Здесь одной скважиной [124] она вскрыта в основании протерозойского разреза Салмозерской синклинали и зафиксирована в одном обнажении [92] в основании разреза Колойгорской синклинали. В пределах северо-восточного крыла Онежской структуры кора выветривания фрагментарно вскрыта серией скважин [87, 92, 99], что позволило показать ее площадное развитие. Работами ГДП-200 [92] скважиной 85 (прил. 7) на интервале 88,4–98,3 м вскрыт ее полный разрез мощностью 9,9 м.

Профиль коры выветривания снизу вверх:

100,0–98,3 м – Материнская неизменная порода: массивный среднезернистый порфирированный плагиогранит. Выше по разрезу в нем появляются трещины, причем интенсивность трещиноватости снизу вверх постепенно возрастает. Трещины, как правило, выполнены кварц-серицитовым материалом.

98,3–90,6 м – Зона частичной серицитизации. Переход от предыдущего интервала постепенный. Структурно-текстурные особенности порфирированного плагиогранита хорошо сохраняются. Крупные вкрапленники плагиоклаза серицитизированы вдоль трещин спайности и по поперечным трещинам. Скопления серицита часто имеют причудливые пятнисто-ветвистые формы, обрамляя неизменные участки плагиоклаза (как бы являясь прообразом будущего цемента). Основная масса гранита мелкозернистая, неравномернозернистая. В ней наблюдается полностью серицитизированный плагиоклаз с обилием мелких и крупных зерен карбоната.

Выше по разрезу – порфирированный плагиогранит интенсивно изменен процессами серицитизации и карбонатизации. На участках с сохранившейся гранитовой структурой зерна плагиоклаза сильно серицитизированы, по ним развиваются крупные пластины мусковита с обильными включениями мелких рудных зерен и мелкие зерна карбоната. На отдельных участках процесс серицитизации и мусковитизации настолько сильный, что плагиоклазовые зерна выступают как реликтовые. При этом происходит раскисление плагиоклаза с образованием альбитовой каймы.

90,6–90,2 м – Зона полной серицитизации полевых шпатов. Переход от предыдущей зоны постепенный. Породы отличаются по текстурно-структурным особенностям и внешне похожи на мелкообломочную брекчию. Макроскопически, в них, заметны лишь зерна кварца, погруженные в плотную тонкошелухчатую массу зеленовато-серого цвета. При микроскопическом изучении: зерна плагиоклаза превращены полностью в агрегат серицит-хлорит-биотит-карбонатного состава, разделяемых крупными агрегатами кварцевых зерен или мелкозернистой дробленой массой кварц-плагиоклазового состава с наложенными крупными зернами карбоната и пластинками биотита. Это уже собственно кора выветривания по гранитам.

90,2–88,9 м – Под микроскопом наблюдаются полностью измененные зерна плагиоклаза серицитизированные, биотитизированные, карбонатизированные, практически утратившие свои контуры. Они являются уже как бы цементом для зерен кварца неправильной формы.

88,9–88,4 м – Слюдисто-карбонатная порода.

88,4–88,0 м – Песчаник с псаммитовой структурой. Цемент карбонат-серицитовый, образовавшийся в результате полной дезинтеграции зерен плагиоклаза (иногда чуть заметны их контуры). Обломки – угловатые неровные зерна кварца. То есть перемычка и переотложения коры еще не было.

Конгломераты, гравелиты, песчаники нижнего протерозоя с размывом залегают на породах выветривания. Нижнепротерозойские осадочные отложения по своему составу кварцевые со значительным количеством серицита в цементе, т. е. содержат минералы, которые, в основном, входят в состав коры выветривания. Подобная генетическая связь составов, позволяет считать, что кора выветривания, в областях сноса, имела большое площадное распространение.

Все это придает большое значение имеющимся горизонтам кор выветривания, как маркирующим уровням, характеризующим крупный перерыв в осадконакоплении в доятулийское время.

**Ятулийский надгоризонт.** Осадочные и вулканогенные образования ятулийского надгоризонта в Маслозерско-Сегозерской подзоне представлены янгозерской, северо-сегозерской и телекинской свитами. Ими сложены Мяндовогорская, Колойгорская, Ворожгорская, Салозерская синклинальные структуры. В Туломозерско-Онежской подзоне в составе ятулийского надгоризонта выделяются медвежьегорская и туломозерская свиты, слагающие основной объем Северо-Восточного крыла Онежской структуры.

На этом временном отрезке наблюдается смена литолого-фациальных обстановок формирования осадочных отложений. Для разрезов нижнего ятулия, представленных отложениями янгозерской свиты, характерны условия терригенного, а для разрезов верхнего ятулия (туломозерская и телекинская свиты) – терригенно-карбонатного осадконакопления. Это является свидетельством практически полного трансгрессивно-регрессивного цикла развития водного бассейна в протерозойское время.

Разрезы среднего ятулия выполнены вулканогенными образованиями покровных фаций северо-сегозерского и медвежьегорского вулканических комплексов.

Янгозерская свита ( $KR_1^3jn$ ) на площади листа Р-36-ХІІ картируется только в пределах Маслозерско-Сегозерской подзоны. Терригенные породы свиты, представляющие разрез нижнего ятулия, широко развиты в бортах сложнодислоцированной Мяндовогорской синклинали (9). К югу от Мяндовогорской синклинали породы свиты картируются в южном и редуцированном северном бортах Колойгорской синклинали (10), которая в субширотном направлении протягивается от западной рамки площади до района г. Колойгора. Породами свиты сложены также северо-восточные крылья узких запрокинутых синклинальных структур северо-западного простирания Ворожгорской (11), Салозерской (12).

Образования янгозерской свиты несогласно залегают на химической коре выветривания верхнеархейских гранитоидов либо на метавулканитах и сланцах вождозерской толщи средне-го лопия и перебиваются метавулканитами северо-сегозерской свиты.

Контакты как с ниже- так и вышележащими комплексами пород часто носят тектонический характер. Так, в южном борту Колойгорской синклинали канавами [102] был вскрыт контакт кварцитопесчаников (с прослоями метагравелитов и кварцевых метаконгломератов) с позднеархейскими граносиенитами Конжозерского массива (1). Вблизи зоны контакта порфиридные плагио-микроклиновые граниты интенсивно трещиноватые, раздробленные, кварцитопесчаники рассланцованы, раздроблены, интенсивно обохрены и приобретают кавернозный облик. Сама зона тектонического нарушения мощностью 3–3,5 м выполнена мягкой дезинтегрированной породой буровато-коричневого цвета с обломками кварца, сглаженными обломками гранитов и песчаников. Видимая мощность зоны влияния разлома – рассланцевания в кварцитопесчаниках – составляет около 10 м. При субширотном простирании пород углы падения варьируют от 40 до 70° в северных румбах. Подобный же характер контакта, но с ниже-среднелопийскими нерасчлененными плагиогранитами, выявлен и в 8 км восточнее, по простиранию Колойгорского разлома (4) [117]. В зоне контакта мощностью 10 м породы превращены в глинисто-дресвяный материал с обломками кварца, гранитов, метапесчаников и метагравелитов. Глина пластичная зеленовато-серого цвета по плагиогранитам и буровато-красного по метапесчаникам. Нарушенные породы интенсивно трещиноваты, иногда микроплойчатые. Кварцитопесчаники превращены в тонкозернистые параллельнослоистые серицит-кварцевые сланцы розовато-серого цвета. Вверх по разрезу они сменяются толщей серицит-кварцевых мелко-среднезернистых метапесчаников с прослоями (0,7–1,5 м) кварцевых метаконгломератов и линзами метагравелитов.

Основной объем янгозерской свиты сложен кварцитопесчаниками, которые картируются на всей площади ее распространения. В небольшом объеме, в наиболее полных разрезах, присутствуют кварцевые метаконгломераты и метагравелиты, карбонатсодержащие метапесчаники, и метаалевролиты и метааргиллиты.

По составу отложений, их текстурным особенностям и характеру распространения на площади в составе свиты условно можно выделить три пачки пород: нижнюю – конгломерат-гравелит-кварцитопесчаниковую, среднюю – кварцитопесчаниковую и верхнюю – глинисто-песчаниковую. Ввиду малой мощности нижней и верхней пачек, а также из-за их фрагментарного распространения в разрезах свиты на Геолкарте-200 янгозерская свита выделяется без дробного расчленения.

Отложения *нижней пачки* фрагментарно прослеживаются вдоль южного борта Колойгорской синклинали от южного склона г. Колойгора и далее на запад до рамки площади, а на северном склоне г. Колойгора вскрыты скважинами [102]. В районе Мяндовогорской синклинали конгломерато-кварцитопесчаниковые отложения установлены в западном борту. Мощность пачки изменяется от 0 до 80–100 м. Для разрезов пачки характерно ритмичное, груборитмичное строение с мелкогалечными кварцевыми метаконгломератами в основании ритмов. Текстуры пород преимущественно горизонтальнослоистые, в редких горизонтах – линзовидно- и косо-слоистые. Масштаб слоистости различен от мелко- до крупнослоистых. Состав отложений и характер слоистости может свидетельствовать об образовании осадков в прибрежной и пляжной части бассейна при участии водных потоков.

Отложения *средней пачки*, представленные преимущественно кварцевыми метапесчаниками, присутствуют во всех разрезах янгозерской свиты и составляют от 50 до 90–100 % ее объема. Отличительной особенностью пачки является ее однородное строение и незначительная фациальная изменчивость, а также развитие косо-слоистых текстур. Характер слоистости может свидетельствовать о формировании отложений в нестабильных условиях прибрежной мелководной части бассейна.

Контакты кварцитопесчаников средней пачки с отложениями верхней и нижней пачек носят согласный постепенный характер. На участках отсутствия нижней пачки они с угловым несогласием залегают на сланцах и метавулканиках лопия либо на гранитоидах. Во многих случаях отложения средней пачки согласно и без видимого перерыва перекрываются метавулканиками северо-сегозерской свиты. Мощность средней пачки изменяется от 30 до 350–400 м.

Образования *верхней пачки*, завершающей разрез янгозерской свиты, развиты очень незначительно. Они установлены в западном борту Мяндовогорской синклинали, где картируется их максимальная мощность (80 м) и вскрыты скважинами на северном склоне г. Колойгора. Представлены горизонтальнослоистыми филлитовидными сланцами, слюдисто-кварцевыми метапесчаниками, залегающими на кварцитопесчаниках средней пачки.

Общая мощность свиты в пределах изученной площади не превышает 100–560 м.

Наиболее полный разрез свиты был изучен в западном борту Мяндовогорской синклинали, где они с севера контактируют через узкую (20 м) заболоченную ложбину с метавулканиками

вожмозерской толщи. Разрез приводится с северо-запада на юго-восток по данным работ ГДП-200 – обнажение № 33 [92], с учетом ранее проведенных работ [143]:

*Нижняя пачка* (общая мощность – 74 м):

1. Кварцевый гравелитистый метапесчаник с содержанием крупных зерен кварца размером до 0,5–0,7 см – до 20 % ..... 1 м
2. Крупнозернистые кварцитопесчаники светло-серые массивные ..... 1,5 м
3. Кварцевый мелкогалечный метаконгломерат. Содержание гальки – от 10 до 60 %. Размеры галек – до 2–2,5 см. Форма овальная округлая. Цемент – серицит-кварцевый мелко-среднезернистый кварцевый песчаник. Контакты слоя постепенные за счет уменьшения количества гальки ..... 1,5 м
4. Переслаивание мелкозернистых и средне-крупнозернистых кварцитопесчаников. Породы плотные массивные серого, светло-серого цвета. Средне-крупнозернистые метапесчаники содержат примесь до 5 % мелко-го гравия и редкие прослои метагравелитов мощностью 5–10 см, отмечается редкая мелкая галька кварца. Мощность прослоев – от 0,6 до 2,2 м. Слоистость параллельная ..... 10 м
5. Кварцевый метаконгломерат. Цемент – неравномерно средне-крупнозернистый кварцевый песчаник с единичными лейстами слюды ярко-зеленого цвета – фуксита. Галька кварца размером от 1–2 до 4–5 см. Содержание гальки – 10–15 % ..... 5 м
6. Кварцевый метаконгломерат. Массивная порода светло-серого цвета с плитчатой отдельностью. Галька размерами 1–3 см округлой, овальной, линзовидной формы. Содержание гальки варьирует от 10–20 до 30–40 %. Цемент – мелко-среднезернистый кварцитопесчаник ..... 30 м
7. Пачка переслаивания средне-крупнозернистых кварцитопесчаников светло-серого цвета с примесью гравия и с редкими маломощными прослоями (до 2 см) метагравелитов с мелкозернистыми кварцитопесчаниками розовато-светло-серого цвета. Вверху пачки преобладают крупнозернистые метапесчаники с примесью 5–7 % мелко-го гравия. Слоистость параллельная ..... 20 м
8. Кварцевые метагравелиты средне-крупнообломочные розовато-белые массивные. Цемент – серицит-кварцевый крупнозернистый песчаник ..... 5 м

*Средняя пачка* (общая мощность – 118 м):

9. Кварцитопесчаники разнозернистые розовато-белого цвета. Содержат маломощные прослои кварцевых гравелитов ..... 9,3 м
10. Кварцитопесчаники среднезернистые зеленовато-серые косослоистые. Серийные швы прямолинейные, клиновидные. Форма слоев вогнуто-выпуклая (S-образная), слои однонаправленные ..... 10,7 м
11. Переслаивание белых мелкозернистых розовато-белых среднезернистых кварцитопесчаников. Мощность прослоев – 1,5–4 см. Слоистость параллельная ..... 8 м
12. Кварц-серицитовые сланцы зеленовато-серые ..... 0,6 м
13. Кварцитопесчаники мелко- и среднезернистые желтовато-белые косослоистые. Серийные швы прямые, параллельные, подчеркнуты «присыпкой» крупных зерен кварца. Форма слоев S-образная. Соседние слои отличаются крупностью слагающих их зерен. Мощность серий – 15–25 см ..... 15,4 м
14. Кварцитопесчаники мелкозернистые косослоистые ..... 6 м
15. Кварцитопесчаники среднезернистые желтовато-белые косослоистые. Слоистость сложного типа. Косослоистые серии и группы серий (до 10–20 серий мощностью в 15–20 см каждая) чередуются с горизонтально-слоистыми сериями мощностью 5–15 см. Серийные швы непараллельны, сильно срезанные как прямые, так и изогнутые. Косые слои, отличающиеся по цвету (белые и розовато-белые) как однонаправленные, так и противоположнонаправленные в смежных сериях. Форма слоев различная – от прямолинейных до выпуклых и S-образных ..... 26 м
16. Кварцитопесчаники разнозернистые желтовато-белые со сложным типом слоистости. Группы из 2–3 косослоистых серий чередуются со слабоволнистыми (вогнуто-выпуклыми) сериями. Серийные швы слабоволнистые, серии клиновидно-выклинивающиеся. Слои в сериях S-образные и вогнутые, однонаправленные, различаются по цвету. Волнистые серии состоят из более крупных зерен кварца, чем косослоистые серии ..... 8 м
17. Кварцитопесчаники мелкозернистые зеленовато-белые косослоистые ..... 10 м
18. Кварциты мелко- и тонкозернистые светло-серые сливные ..... 9 м
19. Кварцево-серицитовые сланцы светло-серые с зеленоватым оттенком тонкозернистые. Содержат маломощные (несколько см) прослои мелкозернистых кварцитопесчаников ..... 12 м

*Верхняя пачка* (общая мощность – 80 м):

20. Филлитовидные сланцы–метааргиллиты темно-бурые и черные в ритмичном переслаивании. Мощность прослоев – 30–40 см. Сланцы тонкозернистые, интенсивно рассланцованные с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Содержат редкие прослои разнозернистых кварцевых метапесчаников светло-серого цвета ..... 30 м
21. Переслаивание метааргиллитов темно-бурого и желто-бурого цвета тонкоплитчатых с кварцевыми метапесчаниками светло-серыми и розовато-серыми. Мощность прослоев – от 3–5 до 30–50 см. В конце интервала наблюдается рассланцевание пород под острым углом к слоистости. Азимут простирания слоистости северо-восточный 70°, падение вертикальное. Азимут простирания сланцеватости северо-западный 285°, угол падения северо-восточный 65° ..... 50 м

Конгломераты характеризуются мономинеральным кварцевым составом обломочного материала. Кварц в гальках серый, реже – молочно-белый, матово-серый, сливной, иногда мелкозернистый сахаровидный. Окатанность хорошая до идеальной. Размеры галек колеблются в пределах 1,0–2,5 см, редко – до 5–7 см. Форма округлая или овальная, в тектонических зонах часто линзовидная, вытянутая в направлении сланцеватости. Содержание гальки в породе от 10



до 60 %. Очень редко конгломераты содержат пластинчатые обломки серовато-зеленого филлитовидного сланца и хорошо окатанные гальки малиново-красного, светло-серого, зеленовато-серого кварцитопесчаника. Единично отмечена галька мелкозернистого плагио-микроклинового гранита. Цемент – серицит-кварцевый, кварцевый разномасштабный песчаник. Кварц в хорошо окатанных зернах составляет 70–90 %, содержание серицита в цементе – от 1–5 до 25 %. Структура цемента псефито-псаммитовая, лепидогранобластовая. Постоянна примесь тонкораспыленного гематита от единичных знаков до 7 %, иногда присутствует магнетит (до 3 %). Акцессорные минералы – эпидот, турмалин, рутил, сфен, апатит, присутствуют в единичных зернах.

Кварцевые гравелиты отличаются от конгломератов лишь размерами обломочного материала. Преимущественно это мелкий и средний гравий (2–5 мм, редко – до 7 мм), сцементированный разномасштабным кварцевым песчаником.

Кварцитопесчаники представляют собой массивные, реже сланцеватые породы светло-серого, розовато-, зеленовато-серого цвета. Кварцевый обломочный материал характеризуется слабой сортировкой, хорошей и средней степенью окатанности. Содержание его в породе составляет 60–90 %. Под микроскопом породы обнаруживают псефито-псаммитовую, псаммитовую структуру. Цемент – серицит-кварцевый, кварцевый мелко- и тонкозернистый, базального типа, участками соприкосновения, пленочный. Акцессорные минералы – сфен, эпидот, рутил, турмалин, гематит.

Кварциты характеризуются хорошей и средней степенью сортировки обломочного материала, представленного окатанными, реже угловатыми, зернами кварца. Содержание обломочного материала колеблется в пределах 25–70 %. Для кварцитов более характерна гранобластовая, лепидогранобластовая структура с реликтами псаммитовой и бластопсаммитовой. Преобладающий состав цемента серицит-кварцевый, хлорит-серицит-кварцевый, в отдельных случаях – серицит-хлоритовый, хлорит-плагиоклаз-кварцевый, карбонатсодержащий. Структура цемента лепидогранобластовая, лепидобластовая. В качестве акцессорных минералов в небольших количествах присутствуют циркон, рутил, турмалин, апатит, гематит, иногда магнетит.

Метаалевролиты и метааргиллиты превращены в сланцы кварц-хлоритового, серицитового, хлорит-плагиоклаз-кварц-серицитового состава и отличаются между собой только размерностью обломочного материала, которая представлена кварцем и кислым плагиоклазом. В состав цемента, составляющего до 70 %, входят хлорит (10–40 %), серицит (40–90 %), карбонат (5–10 %). Бурая окраска сланцев вызвана присутствием гематита в количестве до 15 %. Структура бластоалевролитовая, лепидобластовая, лепидогранобластовая.

Кварцевые метапесчаники в пачках переслаивания с метааргиллитами имеют преимущественно мелко-среднезернистое строение. Структура бластопсаммитовая с участками гранобластовой, мозаичной. Обломочный материал, составляющий 40–50 %, представлен кварцем с примесью кислого плагиоклаза в количестве 3–5 %. Цемент слюдисто-кварцевый. Характерно постоянное присутствие в цементе карбоната (5–10 %) и хлорита (первые %).

По данным минералогического анализа протолочных проб [117], отобранных из кварцевых конгломератов и вмещающих кварцитопесчаников, в составе тяжелой фракции преобладает циркон, заметную роль играет рутил, сфен, апатит, монацит, турмалин. Почти постоянно встречаются магнетит, эпидот, пироксен, амфибол, гранат, пирит, лейкоксен, гематит, ильменит. Более редкими минералами шлиха являются халькопирит, пирротин, сфалерит, барит, малахит, и очень редко встречаются молибденит, флюорит, галенит, кианит, шеелит, шпинель, ксенотим, анатаз, перовскит и ставролит. Шлихи, в целом, характеризуются очень низким (редко более 1 г на 2–4 кг исходного веса пробы) выходом тяжелой фракции.

По химическому составу метаосадки янгозерской свиты варьируют от мономиктовых песчаников до пелитов (рис. 12). Все метапесчаники малощелочные, их общая щелочность ( $n$ ) минимальная (0,02–0,08), а метапелиты – умереннощелочные ( $n=0,14$ ) (прил. 9). Метапесчаники являются высоконатровыми породами с величиной ( $k$ ), равной 0,01–0,07, а метапелиты – умеренно натровыми ( $k=0,13$ ). Изученные метатерригенные породы характеризуются умеренными значениями индекса химического выветривания ( $СИА=63–70$ ) [68], свидетельствующими о средней степени зрелости терригенного материала. Химический индекс зрелости  $СИА=100 \cdot [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO_{sil} + Na_2O + K_2O)]$  позволяет судить о сохранности полевых шпатов. Для сравнения стоит привести значения  $СИА$  для: полевых шпатов – 50, гранита – 45–55, иллита – 75, каолинита – 100. Состав и зрелость метатерригенных пород янгозерской свиты, рассмотренные с позиции возможных источников, представлены на диаграмме  $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) - (FeO_{общ} + MgO)$  [69] (рис. 13). Положение метаосадков янгозерской свиты на среднем удалении от тренда дифференциации магматических пород между кислыми и основными магматическими источниками указывает на умеренную зрелость обломочного материала и сме-

шанный состав пород в области сноса. По содержаниям и характеру распределения РЗЭ метapelиты янгозерской свиты близки постархейскому среднему глинистому сланцу Австралии (РАAS) (рис. 14). Для них характерен умеренно дифференцированный редкоземельный спектр с  $La_N/Lu_N=12$  и суммой РЗЭ – 124 мкг/г (прил. 9). Метapесчаники имеют идентичные конфигурации кривых распределения РЗЭ с  $La_N/Lu_N=10-14$ , но обеднены всеми без исключения лантаноидами ( $\Sigma$ РЗЭ – 16–37 мкг/г). Исключение составляет одна проба метакварцитopесчаника, имеющая своеобразный V-образный спектр распределения за счет отчетливого европиевого минимума ( $Eu/Eu^*=0,69$ ) и обогащенности тяжелыми лантаноидами ( $La_N/Lu_N=2,7$ ) (рис. 14).

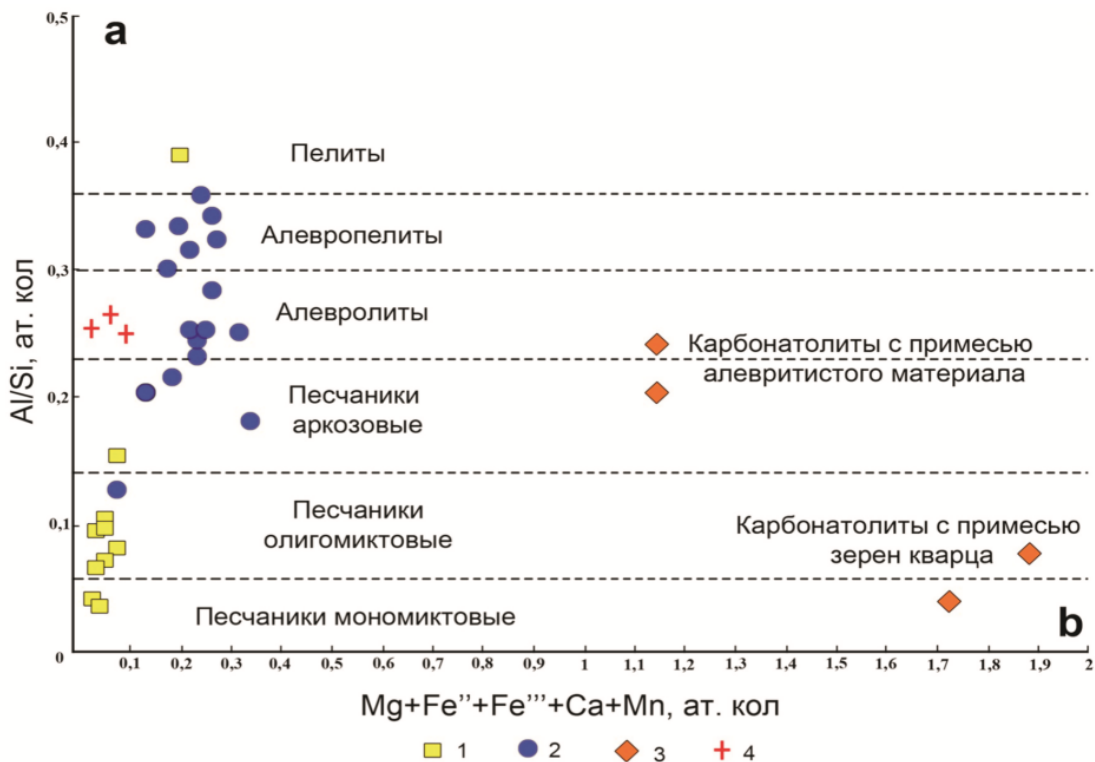


Рис. 12. Диаграмма классификации [39] метаосадочных пород Северо-Онежской площади.

1 – метаосадки янгозерской свиты, 2 – углеродсодержащие сланцы заонежской свиты, 3 – карбонатные осадки туломозерской свиты, 4 – кора выветривания по гранитоидам.

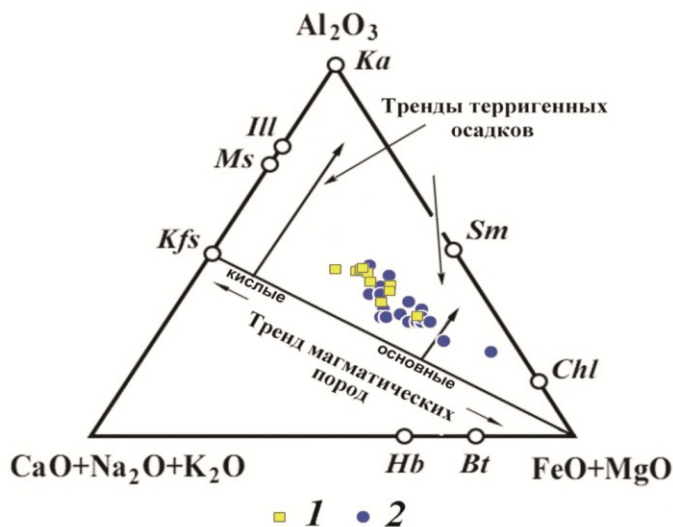


Рис. 13. Положение метаосадков янгозерской и заонежской свит на тройной диаграмме  $Al_2O_3-(CaO+Na_2O+K_2O)-(FeO_{общ}+MgO)$ , мол. % [68].

1 – метаосадки янгозерской свиты, 2 – углеродсодержащие сланцы заонежской свиты.

Стрелками показаны направления изменения состава кислых и основных магматических пород при химическом выветривании. Буквами показаны идеализированные составы минералов: Hb – роговая обманка, Bt – биотит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Ill – иллит, Ka – каолинит, Sm – смектит, Chl – хлорит.

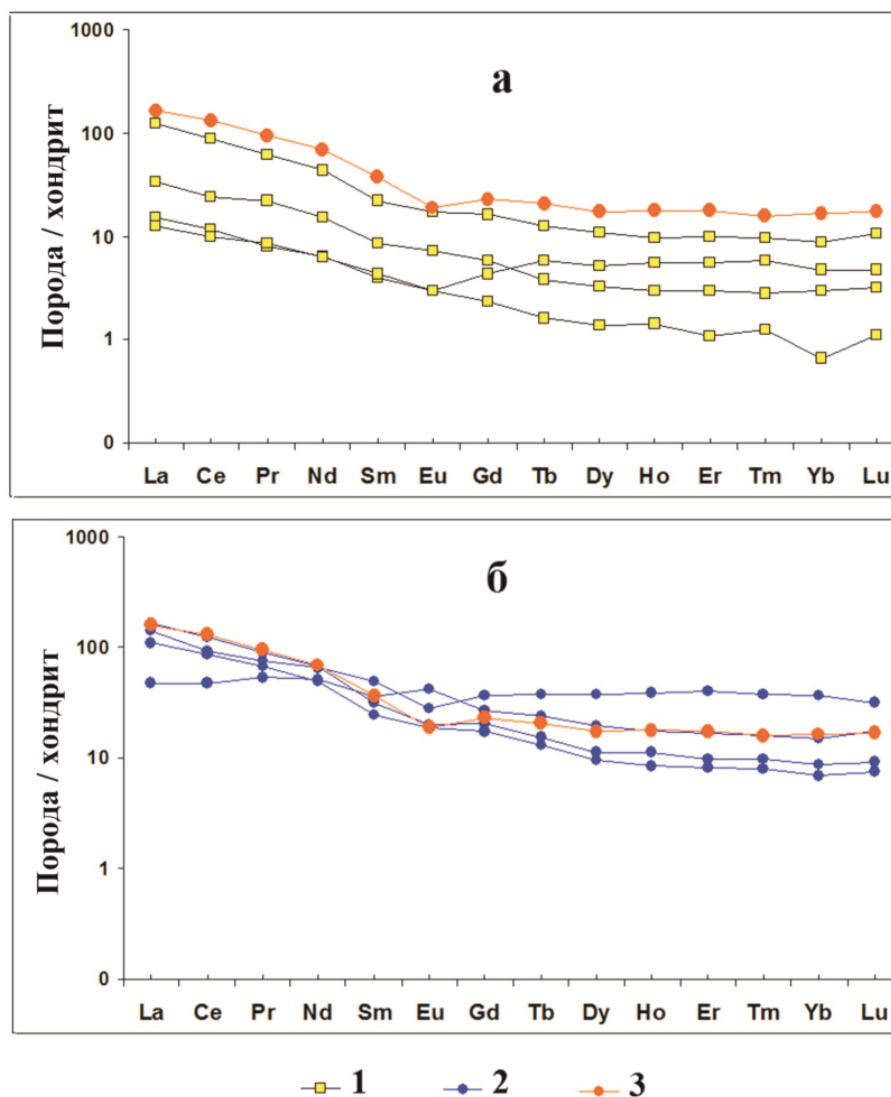


Рис. 14. Распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту по Sun, McDonough [74] в метаосадках янгозерской (а) и заонежской (б) свит Северо-Онежской площади.

1 – метаосадки янгозерской свиты, 2 – углеродсодержащие сланцы заонежской свиты, 3 – средний состав постаршейского глинистого сланца Австралии (PAAS).

По своим физическим свойствам породы свиты слабо дифференцированы. Средняя плотность метаконгломератов составляет  $2,55 \text{ г/см}^3$ , метагравелитов –  $2,61 \text{ г/см}^3$ , кварцитопесчаников –  $2,65 \text{ г/см}^3$ , металаввролитов –  $2,72 \text{ г/см}^3$ . Породы не магнитны, магнитная восприимчивость их колеблется в пределах  $(12\text{--}32) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Площади распространения свиты характеризуются отрицательным магнитным полем. В гравитационном поле не имеет индивидуального выражения.

На материалах КС янгозерская свита, обладает довольно устойчивыми признаками дешифрирования и выделяется монотонным серым тоном изображения и тонкоштриховым рисунком изображения, подчеркивающим структуру залегания пород.

**Северо-сегозерский вулканический комплекс. Покровная фация.** Северо-сегозерская свита ( $KR_1^{3ssg}$ ) на площади листа Р-36-ХII картируется в пределах Маслозерско-Сегозерской подзоны. Разрез свиты сложен преимущественно металавами базальтового состава, туфогенные породы находятся в подчиненном количестве и выявлены, в основном, по результатам буровых работ.

В большинстве своем участки распространения metabазальтов характеризуются хорошей обнаженностью, слагают возвышенности (г. Мяндова, г. Колойгора, г. Ворожгора).

Наиболее широко вулканогенные образования свиты развиты в северо-западной части площади, где они слагают в районе г. Мяндова одноименную синклиналиную структуру с конфигурацией осложненного треугольника, а также прослеживаются узкой полосой 1,5–2 км запад-

но-северо-западного направления от западной рамки площади практически до левобережья р. Выг, слагая ядерные части сложнодислоцированной Колойгорской синклинали. Кроме того, образованиями свиты сложен основной объем Ворожгорской и Салмозерской структур северо-западного простирания, представляющие собой узкие клиновидные синклинальные складки с опрокинутым падением на северо-восток и тектонически срезанными юго-западными крыльями, а также ряд более мелких структур.

Контакты metabазальтов северо-сегозерской свиты с нижележащими терригенными отложениями, как правило, тектонизированы. Так в юго-западном борту ворожгорской синклинали, скважинами [128], вскрыт тектонический контакт с среднелопийскими метавулканитами кумбуксинской толщи. Зона контакта представлена переслаиванием амфибол-хлоритовых, ожелезненных тальковых, серицит-кварц-карбонатных, ожелезненных кварц-серицитовых сланцев, кварцевых метапесчаников, брекчии кварц-карбонат-эпидотового состава, metabазальтов, плагиоклаз-амфибол-хлоритовых сланцев и интервалами с нулевым выходом керна мощностью от 1 до 10 м (шлак с обломками сланцев различного состава). Таким образом, в тектоническое зоне происходит смешение вещества кумбуксинской толщи (амфибол-хлоритовые, тальковые сланцы) и редуцированного юго-западного крыла ворожгорской структуры сложенного метаосадками янгозерской (кварц-серицитовые сланцы, кварцевые метапесчаники) и метавулканитами северо-сегозерской (metабазальты, плагиоклаз-амфибол-хлоритовые сланцы) свит. В рельефе эта тектоническая зона выражена депрессией шириной около 300 м. В северном крыле Колойгорской синклинали буровыми работами [128], был закартирован тектонизированный контакт metabазальтов северо-сегозерской свиты и метаосадков янгозерской свиты, представляющий собой переслаивание хлоритовых, актинолит-хлоритовых, мелкоплотчатых серицитовых, хлорит-серицитовых, карбонатизированных серицит-плагиоклаз-кварцевых сланцев.

В структурах, находящихся в более спокойных тектонических условиях, наблюдается согласное залегание пород северо-сегозерской свиты. В западном борту Мяндовогорской синклинали скважиной [102] вскрыт согласный, без видимых изменений, контакт metabазальтов северо-сегозерской свиты с нижележащими метаосадками янгозерской свиты.

Вулканогенные образования северо-сегозерской свиты по составу достаточно однородны и сложены преимущественно крупными покровами metabазальтов (мощностью от первых метров до десятков метров). Чаще всего нижние части покровов сложены мелкозернистыми до афанитовых миндалекаменными metabазальтами. Средние части покровов обычно хорошо раскристаллизованы и представлены metabазальтами габбрового облика с крупными таблитчатыми зернами амфибола (1–3 мм) и плагиоклаза в мелкозернистом амфибол-плагиоклазовом агрегате. В кровле покровов преобладают миндалекаменные разности. Межпокровные метатифы, в целом, по разрезу имеют резко подчиненное значение, и зачастую наблюдается налегание потоков друг на друга. Кроме того, в отличие от металав они хуже обнажены и располагаются в понижениях рельефа под наносами.

Непрерывный разрез свиты не установлен ввиду недостаточной обнаженности. Ниже приводится фрагмент разреза по скважине, пройденной в восточной части Колойгорской синклинали. Снизу вверх вскрыты:

1. Хлорит-плагиоклазовые сланцы .....	3,0 м
2. Амфибол-хлорит-плагиоклазовые сланцы по базальтовому метапорфиру.....	2,0 м
3. Переслаивание амфибол-хлоритовых сланцев с маломощными (около 1 м) прослоями массивных metabазальтов .....	15,0 м
4. Миндалекаменные metabазальты.....	5,8 м
5. Хлорит-полевошпат-кварцевые сланцы гематитизированные.....	5,4 м
6. Покров металав: в кровле и подошве – миндалекаменные metabазальты, в центральной части – базальтовый метапорфирит .....	3,6 м
7. Хлорит-эпидот-кварцевый сланец.....	0,2 м
8. Миндалекаменный metabазальт .....	6,4 м
9. Кварц-амфибол-хлоритовые сланцы тонкополосчатые.....	1,2 м
10. Эпидот-амфиболовые сланцы по metabазальтам .....	0,4 м
11. Хлорит-кварц-амфиболовые сланцы .....	1,8 м
12. Поток металав: в кровле и подошве – миндалекаменные, в центральной части – раскристаллизованные metabазальты .....	1,8 м
13. Поток metabазальтов среднезернистых, в кровле – миндалекаменных .....	3,1 м
14. Амфибол-кварц-хлоритовые сланцы.....	0,7 м
15. Миндалекаменные metabазальты.....	3,0 м

В целом мощность свиты оценивается в 400–500 м.

Литолого-петрографическая характеристика пород северо-сегозерской свиты.

Метабазальты, базальтовые метапорфириты имеют темно-зеленый цвет, массивную, реже неявно полосчатую текстуру, мелко-среднезернистое сложение. Состав пород: амфибол (роговая обманка или актинолит; 30–40 %) часто хлоритизирован и эпидотизирован, плагиоклаз (15–40 %) в основной массе в виде реликтовых лейст и более крупный в виде порфировых вкрапленников (до 15–20 %), частично сосюритизирован; вторичные минералы – хлорит (15–35 %), эпидот (5–30 %), присутствует пирит и магнетит (до 5 %), карбонат (до 5 %), кварц (до 3 %), лейкоксен. Структура пород бластоофитовая, бластопорфировая, в рассланцованных измененных разностях – гранонематобластовая, нематобластовая.

Миндалекаменные метабазальты обладают тем же минеральным составом, за исключением миндалинов. Содержание миндалинов колеблется от 3–7 до 25–30 %. Размеры миндалинов – от 2–3 до 5–10 мм, реже – крупнее, до 3 см, форма чаще шаровидная и эллипсоидальная с одной выпуклой стороной. Состав миндалинов: эпидот-цоизит-хлоритовый, карбонат-эпидот-цоизит-хлоритовый, кварц-эпидот-цоизитовый с редкими сульфидами и гидроокислами железа. Структура основной массы бластоофитовая, в рассланцованных разностях – нематобластовая.

Раскристаллизованные метабазальты являются характерными породами центральных частей мощных покровов. Порфировидная структура обусловлена наличием вкрапленников амфибола, представленного актинолитом, реже – роговой обманкой (до 50 %), частично эпидотизированного и хлоритизированного и плагиоклаза, отчасти сосюритизированного в виде хорошо сохранившихся реликтовых лейст. Размеры вкрапленников – от 1–2 до 4–6 мм, часто они различаются макроскопически. Основная масса представлена мелкозернистым агрегатом амфибола, плагиоклаза, эпидота, хлорита, в небольшом количестве (до 1–2 %) – в виде гнездообразных скоплений – соразмерные с основной массой зерна карбоната, в интерстициях в небольшом количестве присутствуют зерна кварца, рудные минералы присутствуют в виде мелкой рассеянной вкрапленности (до 3 %). Структура породы бластоофитовая.

«Краснокаменные» метабазальты» (восточная часть Колойгорской синклинали) – это буровато-зеленые мелкозернистые породы с тонкораспыленной вкрапленностью вишневого гематита, в кровле и подошве содержат одновыпуклые линзовидные миндалины. Краснокаменные изменения выражаются в эпидотизации плагиоклазов с образованием гематита и гидроокислов железа. Степень преобразования различна: при слабой – наблюдаются пятна вишневой окраски среди слабоизмененных зеленовато-серых метабазальтов; при полной – среди вишневой основной массы выделяются зеленые таблички амфибола. Минеральный состав метабазальтов: плагиоклаз (40–51 %), эпидот (12–17 %), амфибол (9–37 %), хлорит (0–20 %), гематит (3–8 %), карбонат, гидроокислы железа, магнетит, лейкоксен.

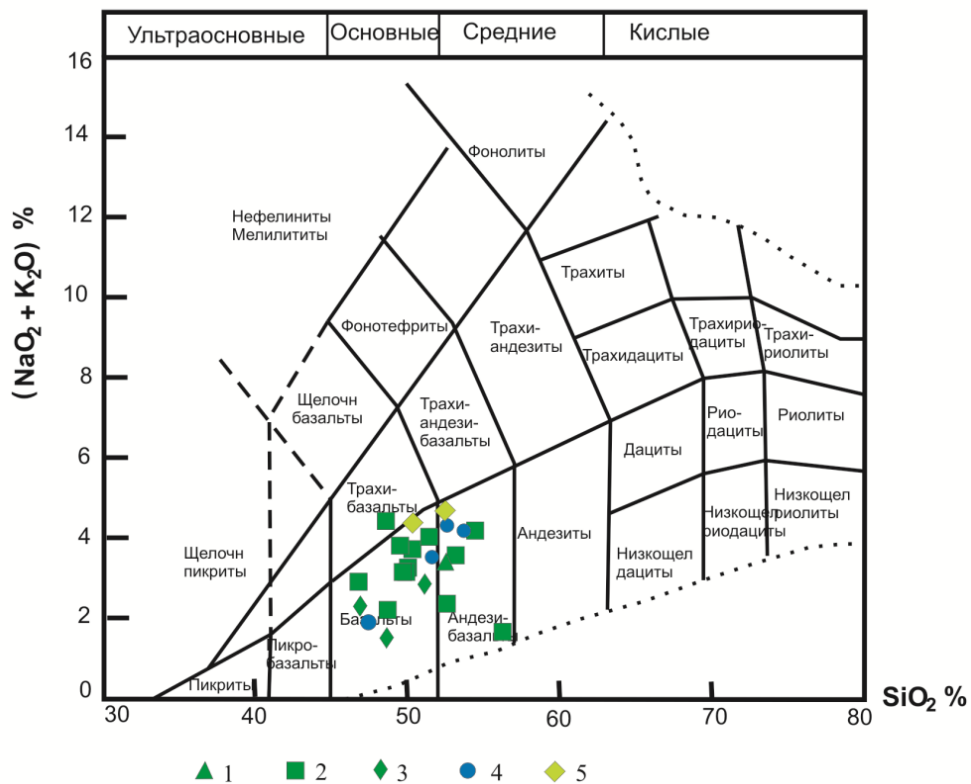
Сланцы, ассоциируемые с метатугафами и метатугфитами, состоят в различных пропорциях из: плагиоклаза (15–45 %), эпидота (2–5 %), хлорита (40–57 %), кварца (7–20 %), гематита (от 3–5 до 13 %), лейкоксена и магнетита (2–3 %), серицита, карбоната, турмалина. Здесь же присутствуют кварц (12–22 %)-карбонат (20–40 %)-хлоритовые (8–42 %) сланцы с примесью серицита (10–16 %), магнетита (2–5 %), гематита (до 4 %), турмалина. Структуры пород преимущественно лепидобластовые, гранолепидобластовые.

Минеральный состав метавулканитов указывает на то, что в целом, они метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, участками достигая высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких давлений.

Породы северо-сегозерской свиты весьма однородны по содержанию петрогенных элементов (прил. 9). По классификации TAS (рис. 15) они относятся к группе базальтов–андезитобазальтов, а на тройной диаграмме AFM (рис. 16) составы метавулканитов лежат в поле толеитовой серии. Расчетные коэффициенты химических составов метабазальтов свиты, показывают, что, в целом, они относятся к мезократовым ( $f=0,46–0,63$ ) разностям натровой серии ( $NaO/KaO=2,84–20,55$ ), умеренной магнезиальности ( $mg=0,41–0,54$  при редких отклонениях  $mg=0,37–0,65$ ) и низкой глиноземистости ( $al=0,36–0,59$ ) (прил. 9).

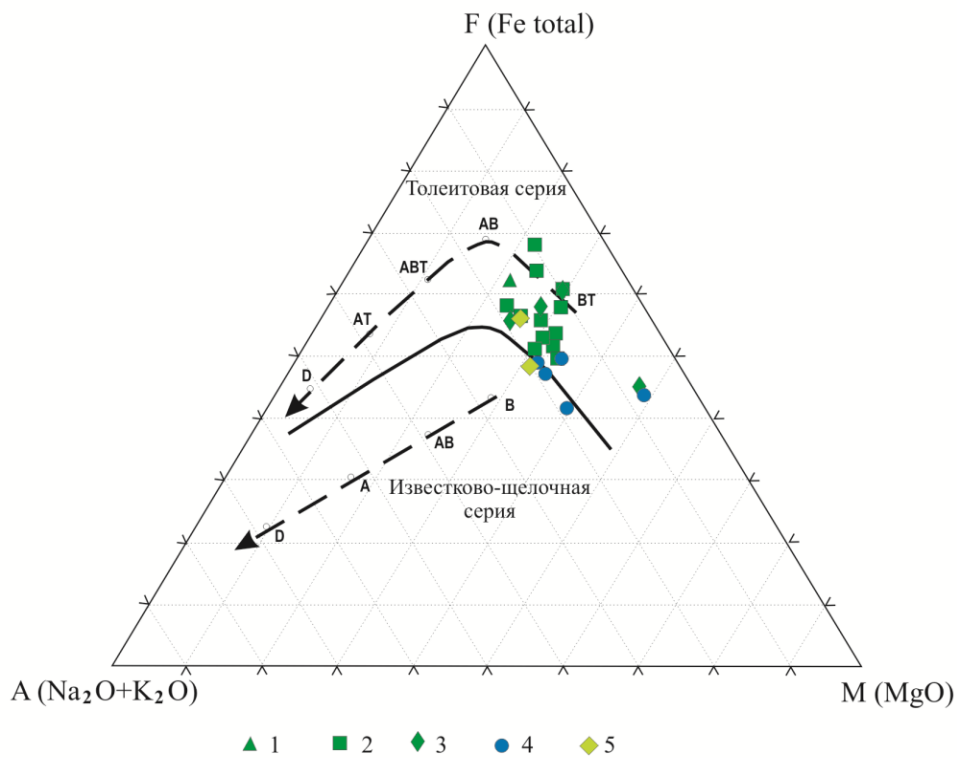
В отличие от лопийских метавулканитов, породы северо-сегозерской свиты обогащены редкоземельными элементами:  $\Sigma P3Э – 73–161$  и характеризуются умеренно дифференцированными спектрами их распределения с  $La_N/Yb_N=1,93–7,03$ ,  $(La/Sm)_N=1,08–2,52$ , что можно объяснить процессами контаминации коровым веществом  $(Nb/La)_N=0,40–0,74$  (рис. 17). При общем сходстве редкоземельных спектров наблюдается незначительное разделение составов по группе легких P3Э, отражающее, видимо, различие в режиме кристаллизации пород.

На дискриминационной диаграмме  $Nb/Y–Zr/Y$  (рис. 11) видно, что фигуративные точки метабазальтов располагаются в основном на линии  $\Delta Nb$ , между источниками PM и DM смещаясь, в отличие от метавулканитов лопийского возраста, в область обогащенного источника EN. Это может свидетельствовать как о контаминации базальтовых расплавов коровым веществом, так и образованием их в условиях субдукции.



**Рис. 15. Классификация метавулканитов протерозойского возраста на диаграмме TAS  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ .**

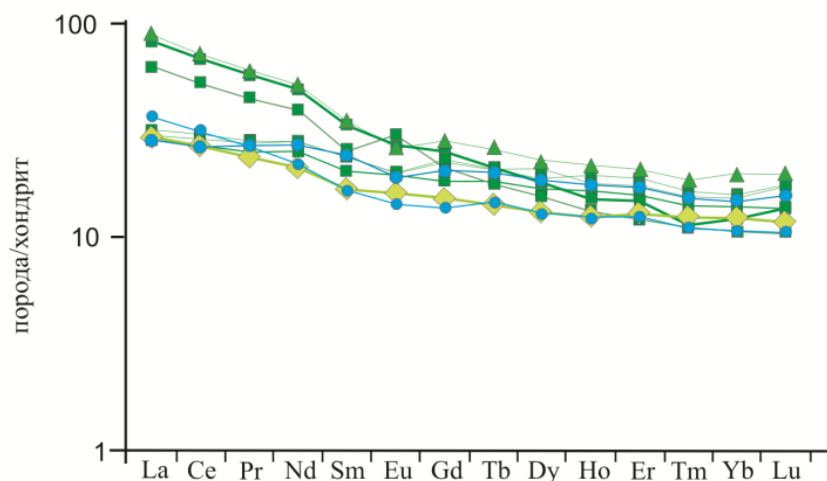
Пробы метавулканитов из структур: 1 – Каменноозерской; 2 – Мяндовогорской; 3 – Колойгорской; 4 – Ворожгорской; 5 – Северо-Онежской.



**Рис. 16. Диаграмма AFM для метавулканитов протерозойского возраста.**

Пробы метавулканитов из структур: 1 – Каменноозерской; 2 – Мяндовогорской; 3 – Колойгорской; 4 – Ворожгорской; 5 – Северо-Онежской.

А



Б

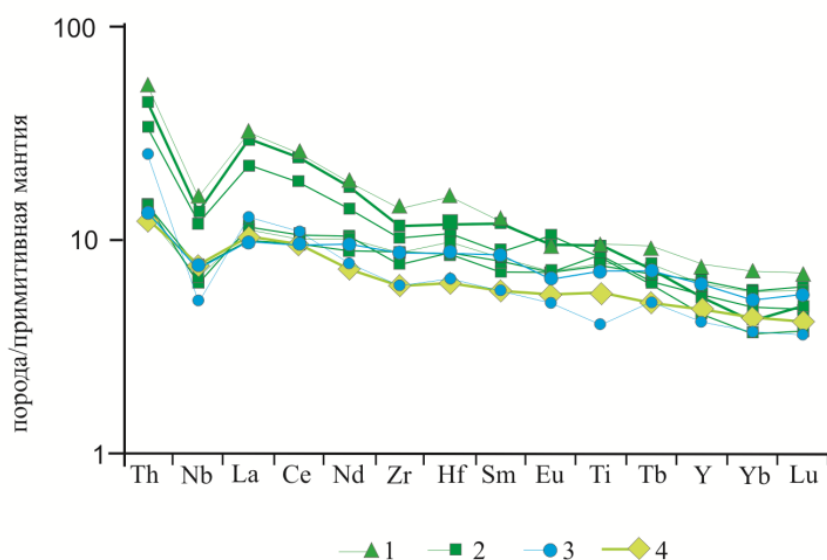


Рис. 17. Нормированные к хондриту (А) и примитивной мантии (Б) по Sun, McDonough, [74] распределения редких и редкоземельных элементов в метавулканитах протерозойского возраста Северо-Онежской площади.

Пробы метавулканитов из структур: 1 – Каменноозерской; 2 – Мяндовогорской; 3 – Ворожгорской; 4 – Северо-Онежской.

Крупные покровы metabазальтов практически на всю мощность имеют низкую магнитную восприимчивость (средняя –  $18 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). Повышенные значения магнитной восприимчивости (до  $2000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС) [128] отмечаются в межпокровных туфогенно-осадочных образованиях. Метавулканиты, обогащенные гематитом, обладают магнитной восприимчивостью от  $(30-50) \cdot 10^{-6}$  до  $200 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Плотность metabазальтов составляет  $2,8-2,98$  г/см<sup>3</sup>, метатуфов –  $2,75-2,9$  г/см<sup>3</sup>. Северо-сегозерская свита характеризуется дифференцированным, резко контрастным магнитным полем положительного и отрицательного знака, обусловленным наличием туфогенных горизонтов, обогащенных магнитными минералами, в поле силы тяжести локальной аномалией амплитудой 0–2,5 мГал выделяется только Мяндовогорская структура.

**Медвежьегорский вулканический комплекс. Покровная фация.** Медвежьегорская свита ( $KR_1^3md$ ). Вулканогенные образования медвежьегорской свиты картируются в пределах Туломозерско-Онежской подзоны и коррелируются с образованиями северо-сегозерской свиты Маслозерско-Сегозерской подзоны. Стратотипический разрез свиты изучен [87] к западу от рассматриваемой площади, где он состоит из пяти покровов лав metabазальтов, чередующихся с маломощными прослоями туфогенно-осадочных пород и имеет среднюю мощность 110 м. В пределах листа Р-36-ХII образования свиты имеют ограниченное развитие и фрагментарно картируются в основании северо-восточного крыла Онежской структуры. Породы свиты вскрыты

скважинами [87] у западной рамки площади, а также в основании северного крыла, отделенного от основной структуры выступом фундамента.

Породы медвежьегорской свиты несогласно залегают на верхнелопийских гранитоидах телекинского комплекса и согласно перекрываются карбонатно-терригенными отложениями нижней подсвиты туломозерской свиты. На отдельных участках в основании разрезов, по данным буровых работ [87], фиксируется кора выветривания по гранитоидам.

В западной части площади вскрыт [87] практически полный разрез медвежьегорской свиты мощностью 93,3 м, сложенный пятью потоками металов основного состава, переслаивающихся прослоями хлоритовых сланцев и силицитов. Мощности потоков в среднем составляют от 8 до 13 м, а центрального потока – 38,7 м. В кровле и подошве потоков породы интенсивно эпидотизированы. Мощность межпотоковых прослоев, выполненных хлоритовыми сланцами и силицитами, составляет от 1 до 7 м. На остальных участках картируются только фрагменты полного разреза медвежьегорской свиты, представленные метабазами с массивной и миндалекаменной текстурой, а также базальтовыми метапорфиритами.

Вулканогенные породы медвежьегорской свиты метаморфизованы в условиях альбит-хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

В физических полях образования медвежьегорской свиты фиксируются согласными с простиранием пород, слабоамплитудными линейными магнитными аномалиями на фоне нормального слабopоложительного поля. Плотность вулканогенных пород колеблется в пределах 2,65–3,2 г/см<sup>3</sup> (средняя – 2,81 г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость – в пределах  $0,79 \cdot 10^{-2}$  ед. СИ [87].

На МАКС, в масштабе 1 : 200 000, породы свиты не имеют индивидуального выражения ввиду малой мощности и незначительного развития по площади. Ввиду своего структурного положения, в основании Северо-Восточного крыла Онежской структуры, фиксируются зонами разрывных нарушений.

Верхняя часть разреза ятулийского надгоризонта в Маслозерско-Сегозерской подзоне сложена отложениями телекинской свиты, а в Туломозерско-Онежской подзоне – отложениями туломозерской свиты.

Телекинская свита ( $KR_3^{tlk}$ ). Терригенно-карбонатные отложения телекинской свиты установлены в пределах северной части площади только в ядерной части Мяндовогорской синклинали, которая выражена в рельефе небольшой (около 4 км<sup>2</sup>) узкой заболоченной депрессией западно-северо-западного простирания с крутыми бортами. Впервые она была вскрыта скважинами [102], а затем изучена при проведении ГДП-50 [143]. Метаосадки телекинской свиты согласно залегают на метавулканитах северо-сегозерской свиты и перекрываются четвертичными отложениями. В составе свиты выделяется две пачки: нижняя – сланцево-кварцито-песчаниковая и верхняя – карбонатная. Из-за небольшой мощности свиты и недостаточной обнаженности участка, расчленение ее не представляется возможным.

Разрез *нижней пачки* начинается с монотонной толщи хорошо сортированных кварцитопесчаников с горизонтальной слоистостью, обусловленной переслаиванием тонко-, мелко- и среднезернистых разностей, которые, в свою очередь, чередуются со слоями кварц-серицитовых сланцев мощностью первые миллиметры и металевролитов мощностью до 15 см. Мощность толщи не превышает 100 м. Кварцитопесчаники характеризуются хорошей окатанностью и сортировкой обломочного материала. Содержание его в породе составляет 60–70 %. Структура бластосаммитовая. Цемент хлорит-серицит-кварцевый, серицит-хлоритовый, в верхах толщи кварцитов в цементе появляется карбонат.

Вверх по разрезу они сменяются пачкой переслаивания карбонатсодержащих кварцитопесчаников с пестроцветными сланцами по алевролитам с прослоями доломитов. Пестроцветные сланцы по алевролитам представляют собой тонкозернистые породы, состоящие преимущественно из кварца и кислого плагиоклаза, хлорита (5–10 %), углистого вещества (15–20 %), карбоната (10–20 %) и гидроокислов железа. Окраска пород, в зависимости от содержания углистого вещества и гидроокислов железа, варьирует от светло-серой до буровато-красной и черной. Структура пород лепидогранобластовая и микрогранобластовая.

Доломиты и кварцевые доломиты характеризуются неравномернозернистой структурой. Составляют на 90 % из доломита с примесью до 10 % хлорита и серицита. В кварцевых доломитах содержание кварца составляет 15–20 %. Структура пород гетерогранобластовая, гранобластовая, участками – микролепидогранобластовая.

Кварцевые метapесчаники состоят на 70–90 % из кварца с карбонат-серицит-кварцевым цементом. Карбонат представлен доломитом, его содержание составляет 5–10 %. Постоянно присутствует примесь гидроокислов железа. Структура пород бластосаммитовая, гранобластовая.

*Верхняя пачка* представлена монотонными неслоистыми доломитами мощностью 75 м, которая вверх по разрезу сменяется переслаиванием пестроцветных глинистых, глинисто-извест-



ковистых сланцев с гравелитистыми кварцевыми метапесчаниками и метагравелитов с доломитовым и хлорит-серицитовым цементом. Мощность пачки составляет 32 м. Сидеритовые породы, образующие редкие прослои мощностью до 1,5–4 м в верхах пачки представляют собой неравномернозернистые массивные или брекчированные образования с пестрой от желтоватосерой до буровато-красной неравномерной окраской. Они состоят на 60–70 % из сидерита, образующие скопления и прослои, сцементированные доломитом. Гидроокислы железа и гематита в основном развиты в межзерновых промежутках. В небольших количествах присутствует хлорит (2–3 %), редко – мусковит и кварц (ед. зерна). Доломиты представляют собой массивные неравномернозернистые породы от светло-серого до красновато-бурого цвета. Породы на 98–99 % состоят из доломита с небольшой примесью хлорита, кварца и редко – серпентина. Структура пород гетерогранобластовая, гранобластовая.

В целом, общая мощность свиты не превышает 250–300 м.

По петрофизическим свойствам породы свиты характеризуются низкой магнитной восприимчивостью –  $(6-21) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и невысокой плотностью пород, которая варьирует от  $2,85 \text{ г/см}^3$  у доломитов до  $2,63-2,67 \text{ г/см}^3$  у метаалевролитов и метагравелитов.

На КС телекинская свита выделяется серым гладким фототонном.

Туломозерская свита. Образования туломозерской свиты слагают верхнюю часть разреза ятулийского надгоризонта и представлены разнофациальными отложениями – терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными. Они являются единым генетическим комплексом, который был сформирован в бассейновой обстановке при относительно спокойных условиях седиментации, и который отражает крупный трансгрессивно-регрессивный цикл бассейнового обособления.

Терригенно-карбонатные породы туломозерской свиты прослеживаются вдоль северо-восточного побережья Повенецкого залива от западной рамки листа до р. Пажа, и к северо-востоку от оз. Верхнее Волозеро, где от основного поля их развития в северо-западном направлении отходит языкообразное ответвление шириной 6–8 км и протяженностью более 30 км. Они повсеместно закрыты чехлом четвертичных образований мощностью 10–30 и более метров. Выходы на поверхность зафиксированы в единичных обнажениях только за пределами площади листа. В связи с этим, изучение разрезов туломозерской свиты на территории листа Р-36-ХП проведено по результатам буровых работ [87, 92, 99].

Установлено, что породы свиты согласно залегают на метабазах медвежьегорской свиты или через кору химического выветривания на гранитоидах телекинского комплекса. Взаимоотношения туломозерской свиты с вышелегающими отложениями заонежской свиты не установлены. О характере верхней границы свиты, которая является границей между ятулийским и людиковийским надгоризонтами, можно судить по результатам бурения в западной части Онежской структуры, которые дают основание рассматривать ее как непрерывную [33, 36].

Породы туломозерской свиты собраны в сложные мелкие складки и разбиты малоамплитудными трещинами-разрывами при общем пологом, местами горизонтальном залегании и погружении к юго-западу, в сторону центральной части Онежской структуры.

На сегодняшний день нет общепринятой схемы расчленения туломозерской свиты. На Госгеолкарте-200 первого поколения [109] выделялся объединенный туломозерский горизонт. Аналогичным образом туломозерская свита отображена и в действующей СЛ-200 КС.

Существует несколько вариантов стратиграфического деления, которые не сбиваются между собой. При этом подчеркивается, что туломозерская свита является сложнопостроенным и латерально изменчивым подразделением, а ее разрезы, изученные многими исследователями коррелируются друг с другом в самых общих чертах [92].

В составе свиты по литогенетическим признакам выделяется три пачки: нижняя – терригенная, средняя – терригенно-карбонатная (с метавулканидами в верхах разреза) и верхняя – карбонатно-терригенная.

*Нижняя пачка* ( $KR_1^{tl}$ ). Отложения нижней пачки в северной части согласно залегают на метаэффузивах медвежьегорской свиты [87], а на юге и юго-востоке – на коре химического выветривания по гранитоидам.

В вертикальном разрезе пачки наблюдается постепенная смена грубообломочных пород песчано-глинистыми и карбонатными, указывающая на трансгрессивный характер осадконакопления, что дает основание для выделения двух литостратиграфических горизонтов: нижнего преимущественно терригенного и верхнего – терригенно-известковисто-доломитового (переходного).

По скважине 85 получен следующий разрез (снизу вверх):

100,0–98,3 м – плагио-микроклиновые граниты телекинского комплекса массивные однородные среднезернистые;

98,3–88,4 м – полный профиль коры выветривания;  
88,4–88,0 м – метапесчаник мелкозернистый, серого цвета, массивный с карбонат-серицитовым цементом;  
88,0–81,4 м – метаалевролит кирпично-красного – терракотового цвета с редкими тонкими прослоями метапесчаников мощностью до 1–2 см;  
81,4–69,9 м – переслаивание метагравелитов, гравелитистых метапесчаников с метаалевропесчаниками. Метагравелиты светло-серого цвета, гравийные зерна кварцевого, полевошпатового состава, хорошо окатанные мелкие, размер зерен – 2×2 мм. Цемент серицитовый глинистый, присутствуют чешуйки талька. Мощности слоев – 0,5–1,5 м. Метаалевропесчаники светло-серого цвета массивные серицитизированные, оталькованные, слабо карбонатизированные;  
69,9–61,8 м – переслаивание метааргиллитов темно-вишнево-серого цвета и метапесчаников мелкозернистых светло-терракотового цвета. Мощность прослоев – от 0,5 до 20 см;  
61,8–55,9 м – метаалевропесчаники аркозовые бежево-серого цвета серицитизированные, слабо карбонатизированные и оталькованные с редкими прослоями метагравелитов мощностью 2–10 см;  
55,9–52,9 м – метагравелиты светло-серого цвета, интенсивно трещиноватые, серицитизированные. Гравийные зерна кварцевого и плагиоклазового состава мелкие (до 2×2 мм) окатанные. Цемент тальк-серицитовый;  
52,9–49,6 – метаконгломерат мелкогалечный. Галька песчаников светло-терракотового цвета, хорошо окатанная размером от 0,5×0,5 до 2×2 см. Цемент тальк-серицит-кварц-карбонатный песчаный;  
49,6–27,4 – пестрое переслаивание метапесчаников с примесью гравийного материала, карбонатных метапесчаников с прослоями доломитовых брекчий (мощностью 4–7 м) терракотового цвета и метаалевролитами серого цвета (мощностью до 10 см).

Таким образом, вскрыт полный разрез нижнего терригенного горизонта (слои 3–9) нижней пачки туломозерской свиты, мощность которого здесь составляет 38,8 м. По простиранию нижний горизонт не выдержан и на отдельных участках выклинивается. В целом, мощность его варьирует от 9 до 64,7 м.

Выше по разрезу скважиной 85 (слой 10) вскрыты нижние слои верхнего терригенно-известняково-доломитового горизонта.

Верхний терригенно-известняково-доломитовый горизонт согласно залегает на нижнем терригенном горизонте и характеризует постепенную смену в осадконакоплении от терригенных пород к карбонатным. Сложен горизонт тонко- и мелкозернистыми кварцсодержащими доломитами от светло-серого до темно-коричневых тонов, с которыми переслаиваются доломитовые известняки, метаалевролиты и метапесчаники с примесью гравийного материала. Характерной особенностью горизонта, наряду с его однородностью, является наличие у пород тонкой горизонтальной слоистости. При этом мощности прослоев разного литологического состава варьируют от первых сантиметров до 10–20 см.

Мощность горизонта достаточно выдержана по простиранию и составляет 100–150 м.

Суммарная мощность нижней пачки составляет 170–200 м.

*Средняя пачка* ( $KR_3^3tl^2$ ). Образованиями средней пачки туломозерской свиты выполнен наибольший объем Северо-Восточного крыла Онежской структуры. С нижележащими образованиями она связана постепенным переходом. Разрез средней пачки, сложенный терригенно-карбонатными отложениями отражает наибольшую трансгрессию туломозерского бассейна.

Весь разрез пачки можно разделить на два горизонта: нижний – терригенно-карбонатный и верхний – вулканогенный.

Нижний горизонт имеет своеобразное строение из-за резкого преобладания в его разрезе брекчий сланцевого и доломитового состава, в которых остроугольные, угловатые обломки глинистых сланцев и реже – доломитов, сцементированы кварцево-слюдисто-карбонатным материалом. Обломки сланцев окаймляются тальком, который в значительном количестве отмечается и в цементе брекчий в виде гнезд и жилкообразных включений. Брекчии в разрезе перемежаются с разнозернистыми, разноцветными песчанстыми доломитами и прослоями кварцитопесчаников и глинистых сланцев.

Разноуровневые части разреза горизонта фрагментарно вскрыты серией скважин 81, 83, 87, 91, 92, 93, 95 (прил. 7).

Для разрезов нижней части горизонта характерно преобладание карбонатных пород над терригенными. Переслаивание разнозернистых доломитов, кварцсодержащих известняков, известковистых доломитов, седиментогенных брекчий и редких прослоев кварцитопесчаников и алевролитов отражает неравномерную ритмичность осадконакопления. Мощность отдельных ритмов варьирует от первых метров до 20 м. При этом в подошве ритмов залегают сланцеватые и доломитовые брекчии, в кровле – разнозернистые доломиты. Мощность отдельных прослоев брекчий составляет от первых метров до 15 м, доломитов – от первых сантиметров до 5 м, метаалевролитов и метапесчаников – от первых сантиметров до 1–2 м. В доломитах нередко присутствуют кремнистые включения, примесь глинистого и гематитового материала.

Мощность этой части разреза составляет 50–75 м.

Выше по разрезу по серии скважин 87, 91, 95 (прил. 7) и др. картируется сложное частое переслаивание известковистых метапесчаников, метаалевропесчаников, метаалевролитов с доломитами, песчанистыми известняками, брекчиями метаалевролитов и седиментогенными брекчиями с преобладанием терригенной составляющей в разрезе. Мощность прослоев карбонатных пород и седиментогенных брекчий колеблется от первых сантиметров до 0,5–1 м, реже – до 2–4 м. Мощности прослоев метаалевролитов и метапесчаников составляют от 1 до 4–5 м. Метаалевролиты серого цвета в различной степени карбонатизированы, серицитизированы и окварцованы с многочисленными кварц-серицит-карбонатными прожилками. Доломиты розовые, фиолетовые, красные, обогащенные кварцем в виде прослоев и желваков. Псаммитовые разности варьируют по зернистости и содержанию карбоната. Мощность этой части разреза достигает 70 м.

Увеличение объема терригенных пород отражает начало регрессивного цикла развития туломозерского бассейна.

Завершается разрез нижнего горизонта средней пачки туломозерской свиты ритмичным переслаиванием терригенных пород, представленным тонкослоистыми и песчано-глинистыми образованиями, обогащенными гематитом, иногда с тонкими прослоями доломитов. В основании ритмов чаще всего залегают бурые алевролиты, обогащенные гематитом, а в кровле – кварцевые песчаники, редко – метаконгломераты с доломитовым цементом и гнездами гематита.

Скважиной 81 (прил. 7) на контакте с вышележащим вулканогенным горизонтом вскрыт следующий разрез (снизу вверх):

- 120,5–119,0 – метааргиллит темно-коричневого цвета массивный слаботрещиноватый;
- 119,0–118,6 – метаконгломерат с галькой метааргиллита плохой окатанности размером до 3×4 см и песчанистым цементом;
- 118,6–117,3 – метааргиллит темно-коричневого цвета массивный сильно раздробленный;
- 117,3–116,5 – метаконгломерат полимиктовый с галькой метааргиллита, кварца плохой окатанности;
- 116,5–114,5 – метапесчаник кварцевый светло-серого цвета, по трещинам ожелезненный;
- 114,5–112,8 – метаалевропесчаник розового цвета массивный;
- 112,8–108,4 – метаконгломерат мелкогалечный кварцевый;
- 108,4–99,85 – альбит-хлорит-актинолитовые сланцы по вулканитам основного состава тонко-мелкозернистые зеленовато-серого цвета;
- 99,85–93,95 – метаконгломерат полимиктовый мелкогалечный. Галька средней и плохой окатанности, представлена метааргиллитами кирпично-коричневого цвета, метаалевролитами и среднезернистыми метапесчаниками.

Мощность этой верхней части разреза варьирует от 10 до 25 м.

Общая мощность нижнего горизонта средней пачки туломозерской свиты составляет 120–150 м.

Выше по разрезу на интервале 93,95–32,6 м скважины 81 вскрывается верхний вулканогенный горизонт средней пачки, представленный альбит-хлорит-актинолитовыми сланцами по метабазальтам. Участками в породе наблюдаются миндалекаменные разности с вытянутыми вдоль сланцеватости миндалинами размером от 1×1 мм до 1×0,5 см, выполненные карбонат-кварцевым агрегатом. Вскрытая мощность верхнего горизонта составляет 61 м.

На этом уровне стратиграфического разреза туломозерской свиты северо-восточного крыла Онежской структуры эффузивные метавулканиты впервые были вскрыты Ю. Б. Головановым [87] – скважина 78.

Общая мощность средней пачки составляет 200–250 м.

*Верхняя пачка* ( $KR_1^{3t}l^3$ ). Породы верхней пачки занимают незначительную площадь и слагают локальные брахиформные структуры. По своему литологическому составу пачка подразделяется на два горизонта: нижний – карбонатно-глинистый и верхний – карбонатный.

Нижний горизонт характеризуется переслаиванием доломитов, мергелей, глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых пород. В довольно монотонном разрезе горизонта выделяются различные типы пород, преимущественно глинистого состава. Эти породы имеют довольно широкий спектр разновидностей: аргиллиты, алевритистые аргиллиты, алевролиты, карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные породы и мергели. Для них характерно частое переслаивание друг с другом и постепенные переходы между ними. Мощности прослоев различного литологического состава варьируют от первых миллиметров до 1–2 м. Метааргиллиты и доломиты находятся в соотношении примерно 60:40.

Верхний горизонт характеризуется постоянством состава. Доломиты имеют тонко-, мелкозернистые структуры. В результате перекристаллизации первичного серого доломита образовались серые пятнистые с расплывчатыми контурами последних.

Мощность верхней пачки составляет 100–150 м.

По литологическому составу отложения туломозерской свиты подразделяются на группы: песчанниковых, карбонатных и глинистых пород. Взаимопереходы разновидностей пород от груботерригенных и глинистых к карбонатным породам постепенные. Резкие контакты отмечаются в основании прослоев песчанников или глинистых пород, залегающих на карбонатах.

Песчаниковая группа представлена различными по зернистости породами от гравелитов до тонкозернистых песчанников. Обломочный материал хорошей сортированности и окатанности. Породы светло-серые, сложенные существенно кварцевым материалом с редкими зернами гематита, магнетита, циркона, цоизита, хлорита. В гравелитистых разностях обломочный материал преимущественно гранитоидного состава, в меньших количествах присутствуют кварц и основные породы. Цемент пород кварцево-слюдистый, карбонатный. Структура бластосаммитовая с поровым цементом. Текстура массивная.

Карбонатные породы по составу подразделяются на доломиты, известняки, доломитовые известняки. Указанные разности могут составлять однородные слои или находиться в сложном соотношении между собой и не всегда имеют четкие разграничения.

Доломиты – мелкозернистые породы розоватых, красноватых оттенков, сахаровидные, иногда с раковистым изломом, с тонкой или неотчетливой слоистостью. Породы местами осложнены мелкой плйчатостью. Характерной особенностью пород является наличие ноздреватых пустоток различной размерности, которые в некоторых случаях выполнены кальцитом или покрыты цепочками кварца. Доломиты состоят на 80–100 % из доломита, 1–2 % – кварца, 2–3 % – серицита, 2–% – гидроокислов железа, иногда других, преимущественно вторичных минералов. Структура, большей частью, мозаичная, текстура массивная, иногда пятнистая, слабосланцеватая.

Известняки – светло-серые, серые с розоватыми, красноватыми оттенками, слоистые, неяснослоистые, пятнистые. Отмечаются мраморовидные разновидности, которые состоят главным образом из кальцита, в резко подчиненном количестве присутствует кварц, иногда доломит, слюда, рудные минералы. Доломит в основной массе кальцита образует прослойки, гнездообразные скопления. Структура пород мозаичная, мелкозернистая, гранобластовая, текстура массивная, слоистая.

Доломитовые известняки, известковые доломиты от доломитов и известняков отличаются, в основном, присутствием того или другого минерала, содержанием более 15–20 %. Между собой отличаются только по преобладанию кальцита или доломита. Из остальных присутствуют те же минералы (кварц, слюда, рудные).

Среди группы глинистых пород выделяются карбонатно-глинистые и глинистые породы.

Карбонатно-глинистые породы по содержанию карбоната разновидности этих пород могут варьировать в широких пределах от карбонатно-глинистых до глинисто-карбонатных. Цвет пород может быть красновато-вишневый, зеленый, серый, темно-серый. В некоторых случаях в них отмечается слоистость. В составе пород кроме глинистого материала и карбоната (доломит, кальцит) отмечаются кварц, слюды, гидроокислы железа. Структура пород криптозернистая, текстура – массивная или слоистая.

Глинистые породы объединяют аргиллиты и алевролиты и отличаются слоистыми или нечеткослоистыми разновидностями. Цвета – красноватые, серовато-зеленые, серые, темно-серые. По составу выделяются слюдистые (глинистые), кварцево-слюдистые (песчано-глинистые), кварцево-слюдистые с карбонатом. К слюдистым минералам примешиваются кварц, рудные минералы (тонкопылеватые), амфибол, гидроокислы железа и некоторые другие минералы. Структура пород – пелитовая, алевро-пелитовая.

Седиментогенные брекчии по составу слагающих их обломков и цемента разделены на три группы: а) брекчии с обломками алевролитов в слюдисто-карбонатно-песчанном цементе; б) брекчии с обломками доломитов в слюдисто-песчано-доломитовом цементе; в) полимиктовые брекчии с обломками доломитов и алевролитов в известково-песчано-слюдистом цементе.

Интересным фактом является развитие «карстовых» полостей, характерных для всех карбонатных образований туломозерской свиты, которые были выявлены при ГГС-50 [87]. «Карстовые» полости разнообразны по морфологии, условиям образования и заполнения. Среди них выделяются линейные полости различной мощности и глубины, реже – воронки. Форма полостей щелевидная, пластовая, линзовидная, гнездовая, неправильная. Установленная глубина охвата пород процессами «карстообразования» ограничивается глубиной изученности до 130 м. Выявленный «карст» является погребенной формой и установлен только буровыми работами по провалам бурового инструмента, по полному или частичному поглощению промывочной жидкости, по материалу заполнения, пористости, кавернозности. Степень «закарстованности» по разбуренным полигонам составляет 5 %. «Карстовые» полости заполнены разнообразными

по литологическому составу осадками. Среди них выделяются следующие литотипы: песчаный, песчано-глинистый, глинистый. Пески мелкозернистые, бурого цвета, реже – желтовато-серого, со щебнем алевролитов, кварц-полевошпатовые, слюдистые. Глина светло-коричневая и красновато-коричневая, иногда со щебнем алевролитов и доломитов. Гранулометрический состав изменчив. Содержание щебня колеблется от 1–2 до 15–20 %. Песчано-алевролитовые классы составляют 65–85 %, глинистые – 4–20 %. Частицы крупнее 5 мм сложены метаалевролитами и доломитами, в значительных количествах встречаются гидрослюды. Характеристика гранулометрического состава свидетельствует о слабой гидродинамической переработке материала.

Работами ГГС-50 [87] в ходе опробования материала, выполняющего полости, были выявлены алмазы и наряду с ними их минералы-индикаторы: пироп, хромшпинелиды, хромдиопсиды.

При электророндовом микроанализе минералов пород «закарстованных» участков позволил диагностировать развитие в них флюидогенных образований [92].

Выраженность отдельных частей разреза туломозерской свиты в геофизических полях различна. Полоса развития пород нижней пачки туломозерской свиты характеризуется отрицательным (от –50 до –200 нТл) безаномальным магнитным полем. Для площади развития терригенно-карбонатных пород средней пачки характерно резкое знакопеременное повышенное магнитное поле, вероятно, обусловленное неравномерной проработкой флюидогенными процессами и метасоматической изменчивостью пород. Неизменные разности карбонатно-терригенных пород туломозерской свиты являются практически немагнитными. Их магнитная восприимчивость низкая и составляет  $(6-21) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Плотность осадочных пород туломозерской свиты изменяется в широких пределах в зависимости от их состава, а также различной степенью метасоматической переработки, кавернозности и пористости. Среди метаосадочных пород наибольшую плотность имеют доломиты – 2,71–2,79 г/см<sup>3</sup>. Плотность пород слагающих толщу переслаивания метааргиллитов, метаалевролитов, мергелей и брекчий значительно ниже и колеблется от 2,59 до 2,68 г/см<sup>3</sup>. Метапесчаники и метагравелиты характеризуются самой низкой плотностью – от 2,62 до 2,66 г/см<sup>3</sup>. Метабазальты верхнего горизонта средней пачки туломозерской свиты имеют плотность 2,75–2,81 г/см<sup>3</sup>[87].

Отложения туломозерской свиты на материалах КС-съемки опознаются опосредованно, по рельефу современной поверхности, представляющему собой слабонаклонную озерную террашированную равнину Онежского бассейна и примыкающую к ней ледниково-озерную. По прямым признакам дешифрирования (тон и структура изображения КС) отложения не выделяются, из-за большой мощности четвертичных отложений (порядка 17–28 м по данным бурения). На дистанционной основе «композиции отмывки рельефа и сочетания 6,5 и 3 каналов КС-Landsat» туломозерская свита имеет серый «размытый» тон изображения. Протяженная однонаправленная ступень фоновых высот рельефа (100–120 м) маркирует крупный продольный разлом, который хорошо коррелируется с прямолинейной границей аномальных областей магнитного поля и фиксирует границу развития осадков туломозерской свиты. На КС-изображении разлом, выраженный ступенью фоновых высот рельефа, ограничивает блок серого (размытого) тона, обусловленный слабой горизонтальной и вертикальной расчлененностью рельефа. В данном случае, характер и степень расчлененности рельефа являются показателем структурно-литоморфных особенностей осадочных отложений туломозерской свиты. Структурные линии и протяженные линеаменты, преимущественно северо-западной ориентировки, которые дешифрируются на космоснимках других каналов по скученности и прямолинейности форм рельефа, возможно, фиксируют локальные структурные особенности дочетвертичного рельефа. К северо-востоку от оз. Верх. Волозеро развитие отложений туломозерской свиты подчеркивается серией дугообразных структурных линий.

## ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

Верхнекарельские образования, представленные **людиковийским надгоризонтом**, развиты только в юго-восточной части Северо-Онежской площади, где слагают краевую часть северо-восточного крыла Онежской структуры. Людиковий знаменует собой очередную смену литолого-фациальных обстановок осадконакопления, которая характеризуется постепенной сменой карбонатно-терригенных отложений к углеродсодержащим метапелитам.

**Заонежская свита (KR<sub>2</sub>zn).** Отложения заонежской свиты развиты в бассейне нижнего течения р. Пажа, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние более 20 км при ширине распространения от 4 км на северо-западе до 10 км на юго-востоке.

Коренные выходы пород заонежской свиты из-под покрова четвертичных отложений наблюдаются только вдоль долин р. Пажа и ее притока – р. Кочкома, где они непрерывно прослеживаются на протяжении 5 км. Двумя картировочными скважинами предшествующих работ [99] они вскрыты в юго-восточной части площади, а также скважиной 98 (прил. 7) – в районе руч. Сухая Кочкома.

Породы заонежской свиты при общем пологом субгоризонтальном залегании (углы падения меняются от 15 до 30°) на отдельных участках осложнены мелкой складчатостью высоких порядков. Значительная напряженность складок отмечается в приразломных зонах, преимущественно северо-западного направления.

Обобщенный разрез отложений заонежской свиты представляется как переслаивание метаалевролитов, метааргиллитов, углистых метаалевролитов, углисто-глинистых сланцев, среди которых отмечаются прослои метабазальтов мощностью первые метры и тонкие редкие прослои туфов основного состава мощностью от 1 до 15 см (обнажение № 96; прил. 7). Отдельные интервалы разреза имеют однородный, существенно алевролит-аргиллитовый или углисто-сланцевый состав. Окраска сланцев варьирует от светло-серого до черного цветов в зависимости от содержания в них углистого вещества, содержание которого варьирует от 1–2 до 50–60 % и редко – до 90 % в шунгитовых сланцах. Осадочные породы прорываются силами метагаббро, метагаббродолеритов заонежского комплекса. В приконтактных частях с силлами метагаббродолеритов сланцы подвергаются значительным изменениям. Здесь они изменяют окраску и по внешнему облику напоминают пористый землистый агрегат. Сланцеватость и слоистость исчезает, порода заметно обогащается карбонатным материалом. На контакте с наиболее мощной дайкой метагаббродолеритов вмещающие породы брекчированы. Отдельные неправильные обломки и прерывистые измятые прослои сланцев мощностью 3–4 мм цементируются загрязненным карбонатным материалом. Более поздний белый кальцит выполняет поперечные трещины. Для приконтактных разностей сланцев характерно обогащение альбитом (45 %), карбонатом (35 %), хлоритом и биотитом. Иногда появляются пучки и иголки бесцветной актинолитовой роговой обманки, содержание которой достигает 5–6 %.

По составу отложений, их текстурным особенностям в разрезе заонежской свиты условно можно выделить две пачки, контакт между которыми носит постепенный характер.

*Нижняя пачка* представлена кварцево-доломитовыми сланцами и устанавливается практически по сплошным коренным выходам, от слияния рек Пажа и Кочкома в северо-восточном направлении по р. Кочкома на 200 м.

Кварцево-доломитовые сланцы представлены тонкозернистой рассланцованной тонкослоистой и тонкополосчатой породой с характерной крупноплитчатой отдельностью, с мощностью «плиток» 10–40 см, серого и серого цвета с зеленоватым оттенком. Слоистость обусловлена чередованием слоев с большим или меньшим содержанием кварца и слоев с ясно различимой зернистостью (размер зерен – до 1 мм). Направление слоистости и сланцеватости часто не совпадает: аз. простирания слоистости 300°, угол падения северо-восточный 30–35°, аз. простирания сланцеватости 300°, угол падения юго-западный 60°. Под микроскопом кварцево-доломитовые сланцы обнаруживают алеврито-пелитовую структуру и содержат до 60 % доломита, до 30 % кварца, присутствуют также чешуйки хлорита, биотита и полимиктовые глинистые частицы. Вверх по разрезу в северном направлении указанные сланцы, постепенно обогащаясь углистым веществом, переходят в углисто-глинистые. Постепенный переход осуществляется через пачку тонкополосчатых мелко-тонкоплитчатых сланцев. Полосчатая текстура обусловлена чередованием тонких прослоев метаалевролитов более светло-серого цвета и более темных метааргиллитов, содержащих углеродистое вещество. Мощность прослоев варьирует от 1–2 мм до 1–2 см.

*Верхняя пачка* сложена углисто-глинистыми, глинисто-углистыми сланцами, представляющими собой плотные тонкозернистые тонкослоистые породы с почти черной окраской и матовым блеском. Излом ровный, реже – ступенчатый. В достаточно однородных углисто-глинистых сланцах встречаются участки тонкополосчатых пород. Полосчатая текстура обусловлена чередованием серых песчано-глинистых прослоев с черными углисто-глинистыми сланцами.

На р. Кочкома устанавливается 5 пластов шунгитовых пород мощностью до 9–10 м. По немногочисленным определениям приведена энергия активации углерода в пробах, взятых из шунгитовых пород, которая колеблется в пределах 4,4–4,6 ккал/моль. В зависимости от содержания углерода шунгитовые породы согласно классификации П. А. Борисова [9] подразделяются на 5 разновидностей (Ш-I или шунгит – 75–98 %; Ш-II – 35–75 %; Ш-III – 20–35 %; Ш-IV – 10–20 % и Ш-V – менее 10 %). Согласно этой классификации, сланцы р. Пажа и Кочкома можно отнести к IV–V разновидностям.

Под микроскопом сланцы обнаруживают алевритовую и пелитовую структуру. Основная масса породы сложена глинистыми пелитовыми частицами с тонкораспыленным углистым веществом (от 5–6 до 15–20 %). В обогащенных углистым веществом прослоях его содержание повышается до 30–35 %. Отдельные прослои выполнены практически нацело анизотропным шунгитовым веществом. В проходящем свете глинистая масса грязно-серого цвета, почти непрозрачная с редкими единичными зернами кварца, плагиоклаза, листочками биотита, чешуйками серицита, хлоритом и неправильными одиночными включениями углистого вещества. В глинистых сланцах содержание пелитового материала достигает 90 %, углистого материала – 1–2 %. Практически на всем интервале развития углистых сланцев в них наблюдается тонкая вкрапленность сульфидов, на отдельных участках переходящая в тонкополосчатую. В обнажении № 99 (прил. 7) на р. Кочкома в углистых сланцах выявлен горизонт видимой мощностью 1,0 м, обогащенный сульфидными конкрециями пиритового состава размером от 2–3 до 5–6 см. Объем конкреций от общего объема вмещающих сланцев составляет около 30 %.

Туфосланцы развиты в подчиненном количестве и определяются преимущественно только микроскопическими исследованиями. Мощность их прослоев варьирует от микроскопических до 2–3 см. Под микроскопом эти породы обнаруживают различные структуры. Алевролитовая структура характерна для массивных туфовых прослоев, сложенных изотропным пепловым и глинистым материалом с примесью округлых зерен кварца, чешуек хлорита и серицита. Туфосланцы с алеврито-пелитовыми структурами характеризуются значительно большим содержанием обломочного материала (кварца – до 55 %, плагиоклаза – до 20 %). Иногда цементирующий материал помимо туфоглинистой массы обогащается значительным количеством карбонатного вещества. Для алеврито-пелитовых структур характерно чередование темных глинистых прослоев и светлых туфовых с обломками кварца, плагиоклаза и биотита.

По химическому составу углеродсодержащие сланцы заонежской свиты варьируют от олигомиктовых песчаников до алевропелитов (рис. 12). Преобладают умереннощелочные ( $n=0,10-0,16$ ), в подчиненном количестве находятся малощелочные разности, имеющие  $n=0,02-0,09$ . Все они относятся к высоконапоровым осадкам с  $k=0,01-0,09$ . Большинству сланцев свойственны умеренные значения индекса химического выветривания (CIA) – от 58 до 72, свидетельствующие о средней степени выветривания терригенного материала. И лишь в одном случае CIA повышается до 82, указывая на более высокую степень зрелости (прил. 9). На тройной диаграмме  $Al_2O_3-(CaO+Na_2O+K_2O)-(FeO_{общ}+MgO)$ , углеродистые сланцы занимают положение, близкое метаосадкам янгозерской свиты, свидетельствующее об умеренной зрелости углеродистых сланцев и о смешанном характере их источника сноса (рис. 13).

Все проанализированные углеродистые сланцы заонежской свиты по сумме и характеру распределения РЗЭ весьма близки постархейскому глинистому сланцу Австралии (РААС), хотя и имеют варьирующие по наклону редкоземельные спектры: от умеренно дифференцированных ( $La_N/Lu_N=15-18$ ) до слабо дифференцированных ( $La_N/Lu_N=3-4$ ). Сумма редкоземельных элементов сходна с таковой в РААС и варьирует от 96–171 мкг/г. Отрицательная европиевая аномалия хорошо выражена в двух случаях ( $Eu/Eu^*=0,66$  и  $Eu/Eu^*=0,79$ ), в одном – слабо ( $Eu/Eu^*=0,92$ ), и имеется сланец с небольшим европиевым максимумом – ( $Eu/Eu^*=1,38$ ) (рис. 14; прил. 9).

По петрофизическим свойствам породы заонежской свиты характеризуются следующими параметрами: для алевролитов и аргиллитов плотность составляет  $2,72-2,82$  г/см<sup>3</sup> (средняя –  $2,77$  г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость –  $(5-50) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, для углистых сланцев и алевролитов плотность составляет  $2,53-2,78$  г/см<sup>3</sup> (средняя –  $2,71$  г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость –  $(25-30) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Для площади развития образований заонежской свиты характерно повышенное знакопеременное магнитное поле с насыщенными магнитными аномалиями интенсивностью до 2 000 нТл, имеющими четкую северо-западную ориентировку. В гравитационном поле образования свиты, ввиду своей маломощности, отражения не имеют.

На материалах КС-съемки отложения заонежской свиты не дешифрируются.

Вскрытая мощность отложений заонежской свиты по скважинам составляет порядка 100 м. По расчетным данным [123], глубина залегания кровли фундамента в центральной части площади развития заонежской свиты на рассматриваемой территории составляет 800–600 м, увеличиваясь в юго-восточном направлении за пределы листа до 1 км. Мощность терригенных отложений заонежской свиты с учетом мощности карбонатно-терригенных образований тулозерской свиты составляют 200–220 м.

**ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА**  
**КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА**  
**ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА**

Четвертичные отложения, представленные, в основном, осташковским комплексом ледниковых образований, прерывистым плащом покрывают кристаллический фундамент. Мощность четвертичного покрова на склонах и вершинах холмов и гряд, сложенных архейскими и протерозойскими породами, минимальна и составляет 0,5–3 м. Иногда четвертичные образования полностью отсутствуют, обнажая породы фундамента. Наибольшей мощности четвертичные отложения достигают в пределах аккумулятивных гряд краевых ледниковых образований и в депрессиях дочетвертичного рельефа. Максимальная мощность (49,0 м) отмечается восточнее оз. Верхнее Волозеро.

Расчленение четвертичных образований произведено в соответствии с легендой Карельской серии листов Государственной геологической карты четвертичных отложений Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 [97], в основу которой положена региональная унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Севера и Северо-Запада Восточно-Европейской платформы, утвержденная МСК в 1984 г.

Четвертичные образования представлены осадками верхнего звена неоплейстоцена и голоцена. В неоплейстоценовое время территория подвергалась многократным оледенениям. В результате каждого из них уничтожались сформированные ранее рыхлые образования. На западной сопредельной площади только в глубоких депрессиях рельефа коренных пород фрагментарно сохранились осадки московского и микулинского горизонтов, вскрытых рядом скважин при строительстве Беломоро-Балтийского канала [87]. К настоящему времени на исследуемой площади сохранились ледниковые комплексы лишь последнего осташковского оледенения. Осташковский горизонт валдайского надгоризонта соответствует четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена. В осташковские образования вложены голоценовые озерные, болотные и аллювиальные осадки.

**ПЛЕЙСТОЦЕН**

**НЕОПЛЕЙСТОЦЕН**

**Верхнее звено**

**Осташковский горизонт**, относящийся к четвертой ступени верхнего звена **валдайского надгоризонта**, представлен основной мореной, краевой мореной, флювиогляциальными и ледниково-озерными осадками. Возраст ледникового комплекса осташковского горизонта обосновывается результатом спорово-пыльцевого анализа, выполненного Н. Б. Лавровой [92] и условиями залегания и на основании разреза четвертичных отложений.

*Основная морена (g<sub>1</sub>lllos)* развита на большей части территории листа, залегая непосредственно на кристаллических породах фундамента. На вершинах и крутых склонах варак морена иногда отсутствует или имеет мощность от 0,5 до 3 м. На пологих склонах гряд и в депрессиях мощность ее составляет 5–20 м, максимально достигает 38 м (скв. 8). Перекрывается морена осташковскими водно-ледниковыми осадками, голоценовыми болотными и озерными отложениями. Представлена морена преимущественно валунными пылеватыми песками и супесями, реже – суглинками, которые различно распространены по латерали и в вертикальном разрезе, границы постепенные.

Моренные пески и супеси, суглинки имеют цвет от светло-серого до темно-серого, иногда с желтоватым или бурым оттенком, текстура матрикса массивная. Содержание крупнообломочного материала неравномерное, меняется от 20 до 40 %, редко достигает 80 %. Максимальное содержание крупнообломочного материала часто приурочено к верхней части разреза. Валунный материал представлен валунами, галькой, гравий плохой и средней окатанности. Средний размер валунов составляет 0,3–0,8 м. Обломочный материал представлен сланцами, кварцем, гранитами, гранитогнейсами, гнейсами.

Типовой разрез морены вскрыт скважиной 2:

27,4–27,0 м – суглинок серо-бежевого цвета с включениями гравия;

27,0–26,3 м – супесь серо-бежевого цвета;

26,3–24,9 м – суглинок серо-бурого цвета с гравием, галькой и валунами;

24,9–18,4 м – переслаивание песка пылеватого серо-бежевого цвета с супесью серого цвета с гравием и



галькой;

18,4–0,75 м – песок серого, реже серо-бежевого цвета, пылеватый с гравием, галькой, валунами;

0,75–0,45 м – песок рыже-коричневого цвета;

0,45–0,2 м – валуны.

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. Абляционная морена чаще образуется ближе к периферической части ледника в стадии его деградации.

При таянии ледника имеющийся внутри него и на поверхности обломочный материал осажается, накладываясь на основную морену. От основной морены отличается увеличением песчаного и грубообломочного материала, что связано с влиянием движущихся ледниковых вод, перемывающих, захватывающих и уносящих то или иное количество более мелких частиц. Мощность абляционной морены, развитой в районе оз. Рыбозеро, оз. Конжозеро, оз. Волозеро в виде небольших участков в поле распространения основной морены, составляет около 0,5 м. На МАКС морена имеет крупно- и мелкопятнистую структуру фотоизображения серого и темно-серого цвета. Суровые арктические условия свидетельствуют об отсутствии растительности. В кратковременные межстадиальные потепления беллинга и аллереда происходило некоторое улучшение климата с постепенным развитием хвойных древесных пород. В позднем дриасе похолодание вызвало ухудшение климатических условий с развитием тундровых ассоциаций.

*Краевые ледниковые образования (g<sub>k</sub>lllos)* мощностью до 40 м развиты в центральной части территории и находятся в тесной ассоциации с водно-ледниковыми отложениями.

Грядово-холмистый рельеф краевых аккумулятивных образований сильно расчленен. Относительная высота холмов составляет 30–35 м. Моренные гряды и холмы сложены, большей частью, несортированными пылеватыми песками и супесями, реже – суглинками с высоким содержанием гальки и валунов. Участками морена сложена мелкозернистыми пылеватыми песками без включений, иногда с линзами отмытых песков крупнозернистых с гравием и галькой. Ледниковые отложения сильно деформированы. Водно-ледниковые образования краевого комплекса в виде озоподобных гряд и камовых холмов представлены разнозернистыми песками. Расположение на площади исследований краевых ледниковых образований обусловило сложные условия накопления морены. Единой трактовки положения границы стадии оледенения нет [87, 99, 140, 143] и достоверно не определен возраст стадии. Сопоставление с прилегающими территориями позволяет предположить, что краевые образования сформировались в Сязозерскую стадию осташковского оледенения.

*Флювиогляциальные отложения (flllos)* залегают на осташковской морене или на коренных породах. Они слагают озовые гряды и сопутствующие им участки зандровых равнин. Перекрываются флювиогляциальные отложения биогенными, реже озерными осадками. Мощность их определяется в большинстве случаев высотой слагаемых ими форм рельефа и составляет от 1 до 46 м. Представлены хорошо отмытыми кварц-полевошпатовыми косослоистыми песками светло-серого, серо-бежевого цвета различной зернистости с прослоями и линзами песков с гравием и галькой.

Вершины и склоны озовых гряд часто покрыты валунами. Зандровые равнины, в основном, сложены мелко-тонкозернистыми бежевыми песками. На МАКС флювиогляциальные отложения имеют мелкопятнистый и мелкоточечный рисунок с чередованием светло-серого и серого тонов, для озов характерна вытянутая форма того же фотоизображения.

*Ледниково-озерные отложения (lglllos)* имеют широкое распространение в пределах территории листа, слагая равнины и камы. Они залегают на осташковской морене, перекрыты озерными и болотными отложениями голоценового возраста. Они слагают прекрасно выраженную в рельефе террасированную равнину, протягивающуюся вдоль всего побережья Повенецкого залива, тыловой шов которой достигает абсолютной отметки 100 м. Ледниково-озерными осадками сформированы равнины на западе и востоке листа. Прослеживаются они и в долине р. Выг. Литологический состав осадков, слагающих озерно-ледниковые равнины, представлен комплексом фаций от ленточных глин, супесей, разнозернистых песков до песчано-гравийных отложений. Для ледниково-озерных отложений характерна горизонтальная слоистость, реже – наклонная. Иногда слоистость может совсем отсутствовать.

Типовой разрез ледниково-озерных осадков вскрыт придорожным карьером на старой дороге Повенец–Пудож:

- 0,4–0,2 м – переслаивающаяся толща песка мелкозернистого светло-серого и серо-бежевого цвета;
- 0,2–1,9 м – песок серо-бежевого цвета среднезернистый с гравием;
- 1,9–0,7 м – мелкозернистый песок серо-бежевого цвета с прослоями среднезернистого песка мощностью 0,5–0,7 см;
- 0,7–0,3 м – песок разнозернистый рыжего цвета;
- 0,3–0 м – ПРС.

Генезис отложений, слагающих равнины, подтверждается результатами диатомового анализа, выполненного Т. С. Шелеховой [92]. 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 обростателей *Tetracyclus lacustris*, *T. emarginatus*, *Tabellaria flocculosa*+*T. fenestrata*.

На МАКС глины имеют мелкоточечный и полосчатый рисунок фотоизображения светло-серого и серого цвета. Для песков характерен мелкоточечный рисунок фотоизображения светло-серого и серого тонов.

Камовые массивы широко развиты в восточной и южной частях территории. Осадки, слагающие камы, представлены хорошо сортированными горизонтальнослоистыми и косослоистыми песками с линзами гравия, гальки, прослоями супесей, реже – неслоистыми песками различной зернистости, супесями. Иногда поверхность камов покрыта чехлом морены, обогащенной валунным и галечно-валунным материалом. Камы с моренной покрывкой образуются в подледных пустотах вблизи края ледникового языка.

Мощность ледниково-озерных отложений зависит от форм рельефа и составляет от 1–2 до 20 м. На МАКС отчетливо дешифрируются по округлой форме и светло-серому и серому тону фотоизображения.

## ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

К нерасчлененным осадкам верхнего звена неоплейстоцена–голоцена относятся элювиальные и делювиальные отложения.

Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII–H) приурочены к вершинам, склонам и подножию наиболее высоких возвышенностей, сложенных кристаллическими породами и занимают незначительные площади. В масштабе карты они выделяются в районе г. Мяндова. Элювиальные и делювиальные отложения представлены скоплениями продуктов физической дезинтеграции кристаллических пород и представлены щебнисто-глыбовым материалом. Размер глыб достигает в диаметре 2 м. Процесс их развития активно продолжается и в настоящее время. На МАКС они имеют четкий мелкопятнистый рисунок с чередованием светло- и темно-серого цвета.

## ГОЛОЦЕН

Отложения голоцена представлены озерными, болотными и аллювиальными отложениями.

Озерные отложения слагают обширную равнину, наклоненную к Онежскому озеру, осложненную серией террас, береговых валов и уступов. На основании данных по стратиграфии, палеогеографии и возрасту стоянок первобытнообщинного человека, расположенных западнее границы листа на Оровском полуострове (Голованов, 1994ф), удалось выделить три части голоценовых озерных отложений, слагающих эту равнину.

## НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

Озерные отложения (I<sup>H</sup>) IX–VII зоны Поста представлены слоистыми и неслоистыми разнозернистыми светло-серыми песками с прослоями гравия пребореального и бореального возраста, залегающие на абсолютных отметках 47–62 м, слагающие пятую и четвертую террасы Онежского озера. Мощностью осадков – 3,5 м. Основанием определения возраста пятой террасы (10,2–9,3 тыс. лет назад) послужила пыльца хорошей сохранности, представляющая, в основном, перегляциальный комплекс с комплексом пыльцы растений-пионеров. В бореальный период улучшение климата сказалось на перестройке растительных сообществ. Сформировались

сосновые леса с примесью березы и ели. Возраст – 9,3–7,7 тыс. лет назад – был установлен при археологических раскопках поселений, найденных на четвертой террасе.

#### СРЕДНЯЯ ЧАСТЬ

*Озерные отложения* ( $\text{I}\text{H}^2$ ) VI–IV 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 абсолютных отметках 41–47 м, слагая третью террасу Онежского озера. Возраст осадков (7,7–4,7 тыс. лет назад) 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, характеризующие относительно теплый и мягкий климат.

#### ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ

*Озерные отложения* ( $\text{I}\text{H}^3$ ) I–III зоны Поста представлены хорошо отмытыми разнозернистыми песками, чередующимися с гравием и галькой суббореального и субатлантического возраста. Общая мощность осадков – до 1,5 м. Залегают на озерных отложениях атлантического возраста или на отложениях позднего бореала. Располагаются на абсолютных отметках 33–40 м, слагая вторую и первую террасы Онежского озера. Возраст осадков, слагающих вторую террасу (4,7–2,5 тыс. лет назад), определен при археологических раскопках и на основании спорово-пыльцевых комплексов, свойственных суббореальному времени. Возраст первой террасы (от 2,5 тыс. лет назад до II века н. э.) определен на основании геоморфологического положения и характера спорово-пыльцевых спектров, свидетельствующих о несколько ухудшившихся климатических условиях. В суббореале сократилось количество широколиственных пород, и широкое развитие имели сосново-еловые леса. В субатлантический период единственным эдификатором лесной растительности становится ель.

#### НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

*Озерные отложения* ( $\text{I}\text{H}$ ) имеют достаточно широкое распространение на территории листа. Они наблюдаются по берегам наиболее крупных озер, слагая пляжи и отмели. В их составе преобладают слоистые мелкозернистые пески, пески с гравием и галькой. Преимущественным развитием пользуются в акватории Повенецкого залива, где представлены песками, алевритами с глиной и алевритами с песком. Мощность озерных отложений достигает 3 м. Залегают они на ледниковых, флювиогляциальных и ледниково-озерных отложениях осташковского горизонта, что позволяет время их формирования отнести к голоцену. На МАКС озерные отложения имеют рисунок мелкозернистый темновато-серого и серого тона.

*Болотные (палюстрий) отложения* ( $\text{pI}\text{H}$ ) имеют широкое распространение на всей территории. По составу торф сфагновый и сфагново-осоковый средней и низкой степени разложения. При низкой степени разложения структура торфа обычно неслоистая, волокнообразная. При средней – аморфная. Степень разложения торфа увеличивается с глубиной. Мощность торфа – от 0,5 до 3,5 м. Влажность торфа составляет 75–95 %. Пористость слаборазложившихся торфов – 70–80 %.

Залегают болотные отложения на коренных породах, на образованиях осташковского ледникового комплекса, на озерных послеледниковых отложениях. По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного для аналогичных болотных образований западнее и восточнее листа [13, 87] значительное содержание пыльцы *Picea* и *Pinus* свидетельствует о начале формирования торфа не ранее бореального или атлантического периодов, характеризующихся достаточно теплыми климатическими условиями. На МАКС торф имеет рисунок фотоизображения типа ряби с общим светло-серым тоном.

*Аллювиальные отложения* ( $\text{a}\text{H}$ ) имеют ограниченное распространение и развиты в долинах рек. Картируются в масштабе только в долине реки Выг, где слагают фрагментарно развитую первую надпойменную террасу, высокую и низкую пойму, отмели и выстилают днища реки. В составе аллювия, слагающего первую надпойменную террасу, преобладают супеси. Пойменный аллювий представлен супесями, косослоистыми песками с гравием, галечниками и валунами. Русловой аллювий отличается от пойменного большим содержанием крупных гранулометрических фракций. Мощность аллювиальных отложений достигает 3 м. Аллювий залегают

на коренных породах, ледниковых, ледниково-озерных отложениях осташковского горизонта, что позволяет определить его возраст как голоценовый. На МАКС аллювиальные отложения дешифрируются по принадлежности к речным долинам. Рисунок фотоизображения может быть различным.

---

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматическими породами сложена большая часть площади листа Р-36-ХП. Они представлены плутоно-метаморфическими, плутоническими, гипабиссальными и вулканическими образованиями, объединенными в несколько магматических комплексов. Состав магматических пород широко варьирует от ультрамафитов до лейкогранитов и умереннощелочных гранитов, а их формирование происходило в возрастном диапазоне архей–ранний протерозой.

Список выделенных петротипических и эталонных массивов и площадей приведен в приложении 8.

## АРХЕЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Архейские магматические образования принадлежат Восточно-Карельской СФЗ и подразделяются на саамско-раннелопийские, ранне-средне-, средне- и позднелопийские. Они представлены разнообразными по составу и генезису гранитоидами, многообразными морфологически типами мигматитов по различному субстрату, дифференцированными плутоническими комплексами габбро-диорит-плагиогранитов и оливинит-пироксенит-габбро, гипабиссальным комплексом андезит-дацит-риолитового состава, а также вулканическими комплексами основного состава.

## СААМСКО-РАННЕЛОПИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Саамско-раннелопийские плутонические образования представлены **водлозерским комплексом диорит-тоналитовым ( $\gamma\delta SM-LP_1V$ )**, который установлен и изучен [31, 92] в районе среднего течения р. Выг, в северо-западной части выделяемого на региональных схемах древнего Водлозерского блока (с диапазоном изотопного возраста 3,24–3,1 млрд лет). С большой долей условности к этому комплексу отнесены и показаны на геологической карте с единым индексом все образования диорит-плагиогранит-тоналитового состава в пределах Шелтопожского блока в северо-западном замыкании Водлозерского регионального блока.

Среди картируемых на площади плагиогранитоидов комплекса особое положение занимают кварцевые диориты–тоналиты–плагиограниты, слагающие ряд обнажений в долине р. Выг (опорные обнажения № 58, 65) и которые существенно отличаются по химическому составу и своим структурно-текстурным особенностям от других групп плагиогранитоидов. Подавляющим развитием пользуются тоналиты, реже – плагиограниты, а кварцевые диориты отмечены только в сближенных обнажениях в устье р. Овьть (опорное обнажение № 58). Взаимоотношения между ними достоверно не установлены, но отличия в химическом составе кварцевых диоритов с одной стороны и тоналитов–плагиогранитов – с другой может указывать, как на наличие двух фаз образования плагиогранитоидов, так и на дифференциацию вещества в процессе их становления. По сути своей, комплекс соответствует выделяемой многими исследователями ТТГ ассоциации древней составляющей архейской континентальной коры.

Кварцевые диориты–тоналиты–плагиограниты представляют собой породы зеленовато-темно-серого цвета, средне-, чаще крупнозернистые, повсеместно и интенсивно катаклазированные, с гнейсовидной текстурой. Визуально и в шлифах наблюдаются кристаллы плагиоклаза размером до 10–12 мм, что говорит о первичной крупнопорфировидной структуре. Основная масса породы имеет лепидогранобластовую с элементами гипидиоморфнозернистой структуру и сложена олигоклазом (50–70 %), кварцем (20–40 %), биотитом (6–10 %), роговой обманкой (0–3 %), эпидотом (5–8 %); вторичными микроклином и альбитом (по 0,5–5 %). Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен, магнетит, рутил, редко – ортит.

Выделить достаточно крупный массив плагиогранитов не представляется возможным в силу крайне плохой обнаженности территории. Наибольшая прослеженная длина выходов плагиогранитов в устье и южнее р. Овьть составляет около 600 м при ширине первые десятки метров.

Участками плагиограниты огнейсованы, милонитизированы и превращены в гнейсы, гнейсо-сланцы с мелко-среднеполосчатой текстурой. В обнажениях наблюдается перемежаемость плагиогранитоидов мощностью в десятки метров с полосами гнейсов сопоставимой мощности. Ориентировка, гнейсоватость и милонитизация пород имеют северо-западные простирания ( $320\text{--}350^\circ$ ) при крутых падениях к востоку, согласно с зоной Выгозерского разлома. Подобная геологическая ситуация описана и в скважинах между оз. Шелтозеро и р. Выг [102]. Разрез скважин представлен толщей полосчатых биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев с участками менее измененных гнейсоплагиогранитов и плагиогранитов.

В плагиогранитах часто наблюдаются рститы и будины амфиболитов, которые были отмечены предшествующими работами [102, 143], а также наблюдались в обнажениях при проведении ГДП-200 [92]. Подобные образования характерны для всех древних ТТГ комплексов и их генезис разными исследователями рассматриваются с разных точек зрения и как продукт базификации, и как реликты протокоры, и как древние дайки мафитов [10].

Характерной особенностью, гнейсов и, в меньшей степени, плагиогранитоидов является их мигматизация с образованием в гнейсах послойных мигматитов, занимающих до 30 % объема. В гранитоидах количество жил мигматитов значительно меньше, но широко развиты процессы порового (объемного) натрий-калиевого и кремнекислотного метасоматоза.

Содержания петрогенных элементов в основных группах пород выдержанные, без резких колебаний (прил. 9). Однако в рядах кварцевых диоритов и тоналитов существует разрыв по содержанию  $\text{SiO}_2$  и резко меняются содержания Al, Ca, Na, Rb, а содержания Mg, Ti, P образуют свои тренды в кварцевых диоритах и тоналитах–плагиогранитах, что говорит скорее о фазовом характере их взаимоотношений. Практически одинаковый характер распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 18) указывает на генетическое единство всех пород.

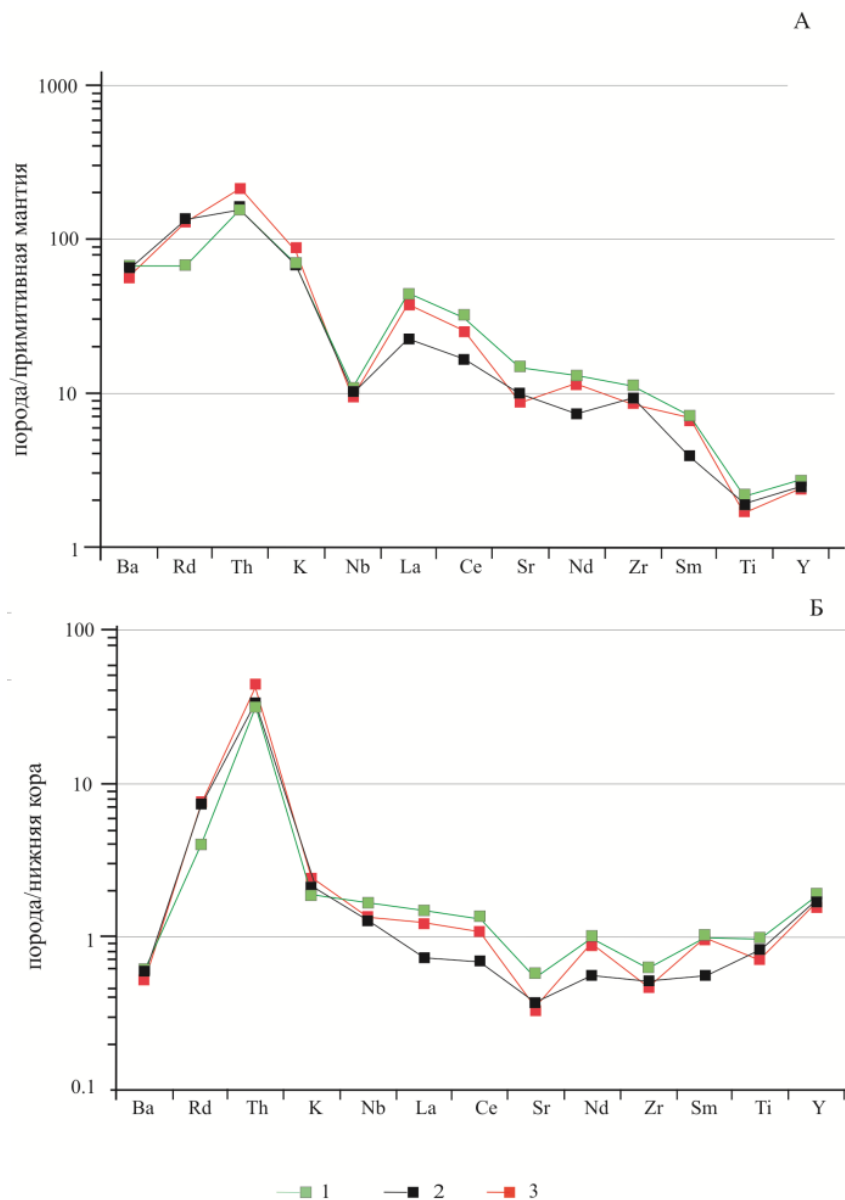
Плагиогранитоиды водлозерского комплекса существенно отличаются от нерасчлененных ранне-среднелопийских плагиогранитоидов, слагающих основную площадь листа. Они содержат меньше Al и Na и значительно больше Ca, K, Ti, Fe и особенно Mg, что соответствует повышенному содержанию в них темноцветных минералов. Отличаются породы и по содержаниям редких элементов. В плагиогранитах резко понижены концентрации Rb, Th, U, La, Ce, Nb, Y, Co и повышены – Sr и Zr.

От гранитоидов Шилосского массива водлозерские тоналиты–плагиограниты отличаются, в целом, значительно более высокими концентрациями K, Ba, Rb, Th, U, La, Ce, Nb, Y и относительно пониженными содержаниями Ca, Na при равных содержаниях Ti, Fe, Mg.

Выполнено определение абсолютного возраста цирконов [92] из кварцевых диоритов (опорное обнажение № 58) и плагиогранитов (опорное обнажение № 65) (прил. 6). Для кварцевого диорита зерна циркона имеют дискордантный возраст кристаллизации, значение которого, рассчитанное по 10 точкам, составляет  $3\,140 \pm 12$  млн лет (СКВО – 0,64). Для плагиогранита возраст кристаллизации по 11 зернам циркона также является дискордантным и составляет  $3\,144 \pm 9,7$  млн лет (СКВО – 0,71). Значения  $\epsilon\text{Nd}$  равны +0,5, а TDM –  $3\,308$  и  $3\,221$  млн лет соответственно. Полученные значения полностью совпадают с возрастом метатоналитов района д. Ниж. Шелтопорог, которые были получены ранее «классическим» методом и равны  $3\,138 \pm 63$  млн лет (СКВО – 39, 7 точек) и  $3\,141 \pm 12$  млн лет (СКВО – 1,5, 3 точки) [31].

## РАННЕ-СРЕДНЕЛОПИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Ранне-среднелопийские плагиограниты нерасчлененные** ( $\text{mpyLP}_{1-2}$ ). В это подразделение объединены близкие по составу, но различные по возрасту и тектоническому положению плагиогранитоиды, которые слагают основную площадь архейских пород в северной части территории, в пределах Восточно-Карельской СФЗ, где образуют Выгозерский выступ (блок) фундамента, разделенный зеленокаменными структурами на разновеликие блоки сложной конфигурации. В южной части площади листа нерасчлененные образования гранитоидов слагают Северо-Онежский блок. Здесь они в большей степени переработаны в процессе становления более позднего комплекса мигматит-анатектит-гранитов. Расчленение плагиогранитоидов из-за близости состава и текстурно-структурных особенностей практически невозможно. Отрицательным фактором для расчленения является и крайне плохая обнаженность площадей их развития.



**Рис. 18.** Распределения редких и редкоземельных элементов в гранитоидах водлозерского комплекса, нормированные к примитивной мантии (А), к нижней коре (Б).

1 – кварцевый диорит (n=2); 2 – тоналит (1024); 3 – плагиогранит (3010/5).

Образование этого комплекса пород можно рассматривать как результат сложного и неоднократного реоморфизма первичнокоровых ассоциаций, представителем которых на рассматриваемой территории является водлозерский комплекс. Формирование плагиогранитоидов проходило в широком возрастном интервале от 3,2 до 2,85 млрд лет.

На более ранних геологических картах этой территории нерасчлененные плагиогранитоиды соответствуют олигоклазовым гранитам архея и плагиогранитам–тоналитам раннего протерозоя [102, 124, 125, 140]. Согласно СЛ-200/2 Карельской серии листов [97], они относятся к водлинскому и выгозерскому мигматит-плагиогранитовым комплексам Восточно-Карельской СФЗ. В настоящее время, указанные комплексы не соответствуют требованиям к выделению магматического комплекса, изложенным в Петрографическом кодексе [43].

Имеющиеся данные по структурно-текстурным, минералого-петрографическим и петрогеохимическим данным позволяют выделить среди нерасчлененных архейских плагиогранитоидов две группы пород: биотитовые плагиограниты и порфиоровидные тоналиты–плагиограниты.

Наибольшим развитием пользуются биотитовые плагиограниты, которые имеют близкие и выдержанные на больших территориях структурно-текстурные и петрографо-минералогические характеристики. Они представляют собой породы светло-серого цвета, обычно равно- и неравнозернистой, реже порфиоровидной структуры. При этом, отмечаются как мелко-среднезернистые, так и крупнозернистые разновидности. Все породы, в той или иной мере, подвер-

жены динамометаморфизму, на что указывают повсеместное развитие катакластических структур, различно ориентированных зон рассланцевания и милонитизации, гнейсовидных текстур. Состав пород весьма прост и однообразен: плагиоклаз (олигоклаз) – 40–70 %, кварц – 20–40 %, биотит – 0,5–5 %. Повсеместно развиты вторичные минералы: хлорит – 0,1–5 %, эпидотцоизит – 1–7 %, мусковит – 1–10 %. Преобладают лейкократовые разности. Типоморфными аксессуарными минералами являются сфен, апатит, циркон. Иногда отмечается гранат, сульфиды. Отмечаются поздние наложенные процессы Na-Ка метасоматоза.

Взаимоотношения рассматриваемых плагиогранитов с вулканогенными и осадочными породами зеленокаменных структур достоверно не установлены. На северо-востоке контакты между супракрустальными образованиями Каменноозерской структуры и плагиогранитами тектонические; в плагиогранитах на значительном расстоянии от контактов отмечаются включения (ксенолиты?) амфиболитов [140].

Верхний возрастной предел формирования биотитовых плагиогранитов определяется прорыванием их жилами микроклин-плагиоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов, что отмечается на всей территории листа, с образованием послонных или теневых мигматитов. К югу от пос. Волозеро, биотитовые плагиограниты прорваны порфиroidными микроклин-плагиоклазовыми гранитами (скв. 95) с возрастом  $2\,798 \pm 9$  млн лет (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), и это значение принимается за верхний предел формирования плагиогранитов.

Плагиограниты отличаются низкими содержаниями кальция, титана фосфора, железа и особенно магния и повышенными содержаниями натрия (прил. 9). Из геохимических особенностей плагиогранитов отмечаются высокие содержания стронция и низкие тория и ниобия и особенно редких земель иттриевой группы. По содержаниям и характеру распределения редких элементов плагиограниты близки к плагиогранитам Шилосского массива.

Порфиroidные тоналиты–плагиограниты выделены на основе изучения составов пород из керна нескольких скважин. Эти скважины пробурены на южном и северном продолжении Рыбозерской зеленокаменной структуры [88, 92, 143]. Порфиroidные тоналиты–плагиограниты – отчетливо порфиroidные породы темно-серого цвета с мелко-среднезернистой основной массой, варьирующие по составу от тоналитов (редко – кварцевых диоритов) до плагиогранитов. Большой частью породы катаклизированы и рассланцованы, но без образования гнейсовидных текстур. При этом сохраняется первичная порфиroidная структура пород с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Вкрапленники размером 2–5 мм представлены плагиоклазом, иногда совместно с кварцем. Темноцветные минералы – биотит и редко – амфибол в кварцевых диоритах, и биотит в тоналитах–плагиогранитах. Количество биотита составляет от 3–4 до 8–10 %.

Химические составы плагиогранитоидов обладают характерными особенностями (прил. 9). С ростом  $\text{SiO}_2$  (от 63 до 69 %) происходит резкое линейное уменьшение содержаний Fe, Mg, Ti, Sr, Rb, Ba при некотором увеличении содержаний Al. Содержания Ca, K, Na, P сильно варьируют. Однако характер распределения редких и редкоземельных элементов однотипен во всех породах.

В физических полях и на МАКС ранне-среднелопийские плутонические образования практически не находят своего индивидуального выражения, так как из-за неоднократных процессов деформации и метаморфизма целиком утратили признаки первичного происхождения, и лишь площади развития мигматит-гранитов часто содержат значительное количество структурных линий, отражающих кольцевые и полукольцевые структуры в КС-изображении.

## СРЕДНЕЛОПИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На рассматриваемой территории среднелопийские интрузии имеют достаточно широкое развитие и представлены контрастными дифференцированными комплексами: шилосским габбро-диорит-плагиогранитовым и каменноозерским оливинит-пироксенит-габбровым. К этому же временному уровню относятся рыбозерский комплекс даек андезит-дацит-риолитового состава и возмозерский вулканический комплекс. Наибольшее площадное развитие они имеют в пределах Сумозерско-Кенозерского пояса, пространственно и, видимо, генетически связаны с образованием зеленокаменных структур. В Водлозерском блоке среднелопийские плутониты развиты в весьма ограниченном объеме и представлены преимущественно интрузиями ультраосновного–основного состава.

Образования **возмозерского вулканического комплекса** представлены покровными и субвулканическими фациями. Первые сложены преимущественно толеитовыми метабазальтами шаровой и массивной текстуры. Более подробное их описание дано в главе «Стратиграфия».

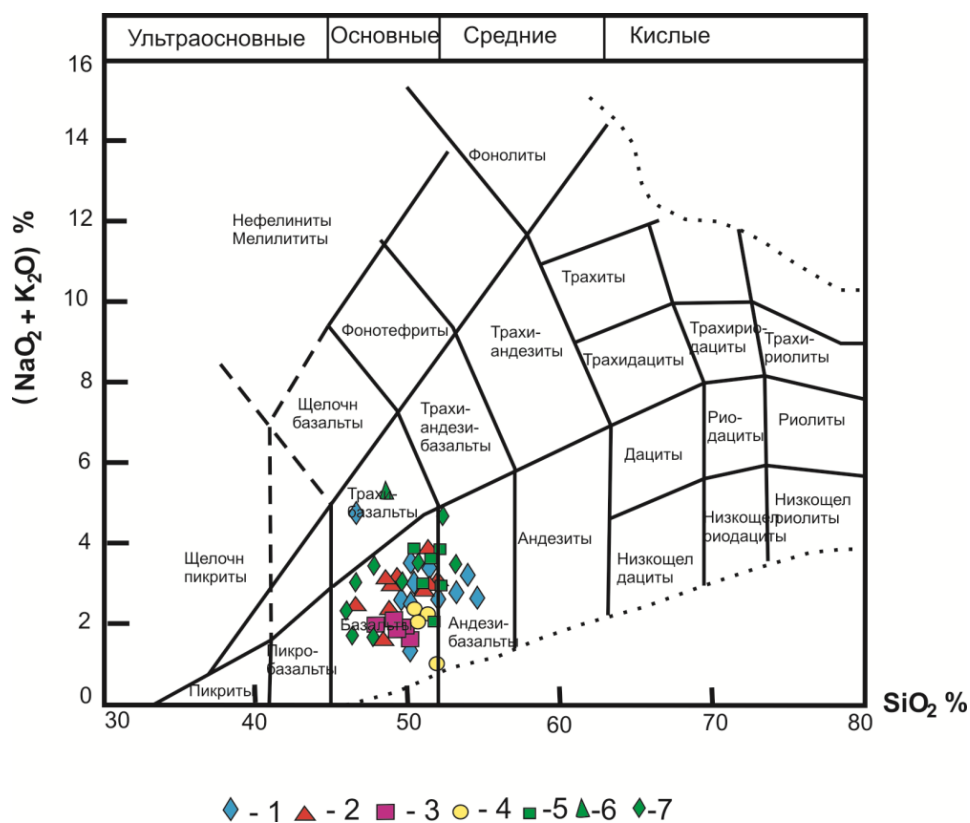


**Субвулканическая фация** ( $vLP_2vg$ ;  $vLP_2vg?$ ) достаточно широко развита в пределах всей Южно-Выгозерской структуры и Кумбуксинской ветви Каменноозерской структуры. Она составляет небольшие тела и дайки метагаббро довольно однородного состава мощностью от 10–20 до 100 м, редко – более 200 м, длиной 0,5–1 км. В плане залегает согласно и субсогласно с вмещающими ее метавулканиками вожминской серии.

Метагаббро интрузируют вмещающие metabазальты вожминской серии и прорываются дайками андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса.

По петрографическому составу породы представлены амфиболитами, которые сложены амфиболом, актинолитового ряда и сине-зеленой роговой обманкой (20–45 %), частично – сосюритизированным плагиоклазом–олигоклазом (20–50 %), хлоритом (5–25 %), цоизитом (10–20 %) и небольшим количеством кварца, биотита, серицита, сфена и лейкоксена. Структура преимущественно гранобластовая, нематобластовая и гетеробластовая участками сохраняется бластогаббровая. Типоморфные минеральные ассоциации свидетельствуют об их метаморфических изменениях в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации.

По химическому составу породы субвулканической фации отвечают габбро (рис. 19). Характеризуются умеренными содержаниями как петрогенных, так и редких и редкоземельных элементов (прил. 9). Они имеют плоские графики распределения редкоземельных элементов ( $La_N/Yb_N=0,72-1,17$ ) с содержаниями, превышающими хондритовое в 6–15 раз при общей их сумме 23–33 мкг/г. Метагаббро относятся к толеитовой серии и характеризуются умеренной магниальностью  $Mg\#=0,43-0,59$  (рис. 20, 21; прил. 9).



**Рис. 19. Классификация метагабброидов Северо-Онежской площади на диаграмме TAS ( $Na_2O+K_2O$ )– $SiO_2$ .**

Средний лопий: 1 – метагаббро субвулканической фации вожозерского вулканического комплекса; 2 – метагаббро ранней фазы шилосского комплекса; 3 – металеикогаббро каменноозерского комплекса; 4 – метамеланогаббро каменноозерского комплекса. Протерозой: 5 – метагаббро субвулканической фации северо-сегозерского вулканического комплекса; 6 – метагаббродолериты койкарского комплекса; 7 – метагаббродолериты заонежского комплекса.

По своему петрохимическому и минералогическому составу породы комплекса очень близки metabазальтам вожозерской толщи, что предполагает единый магматический источник их образования, а также близкое время кристаллизации.

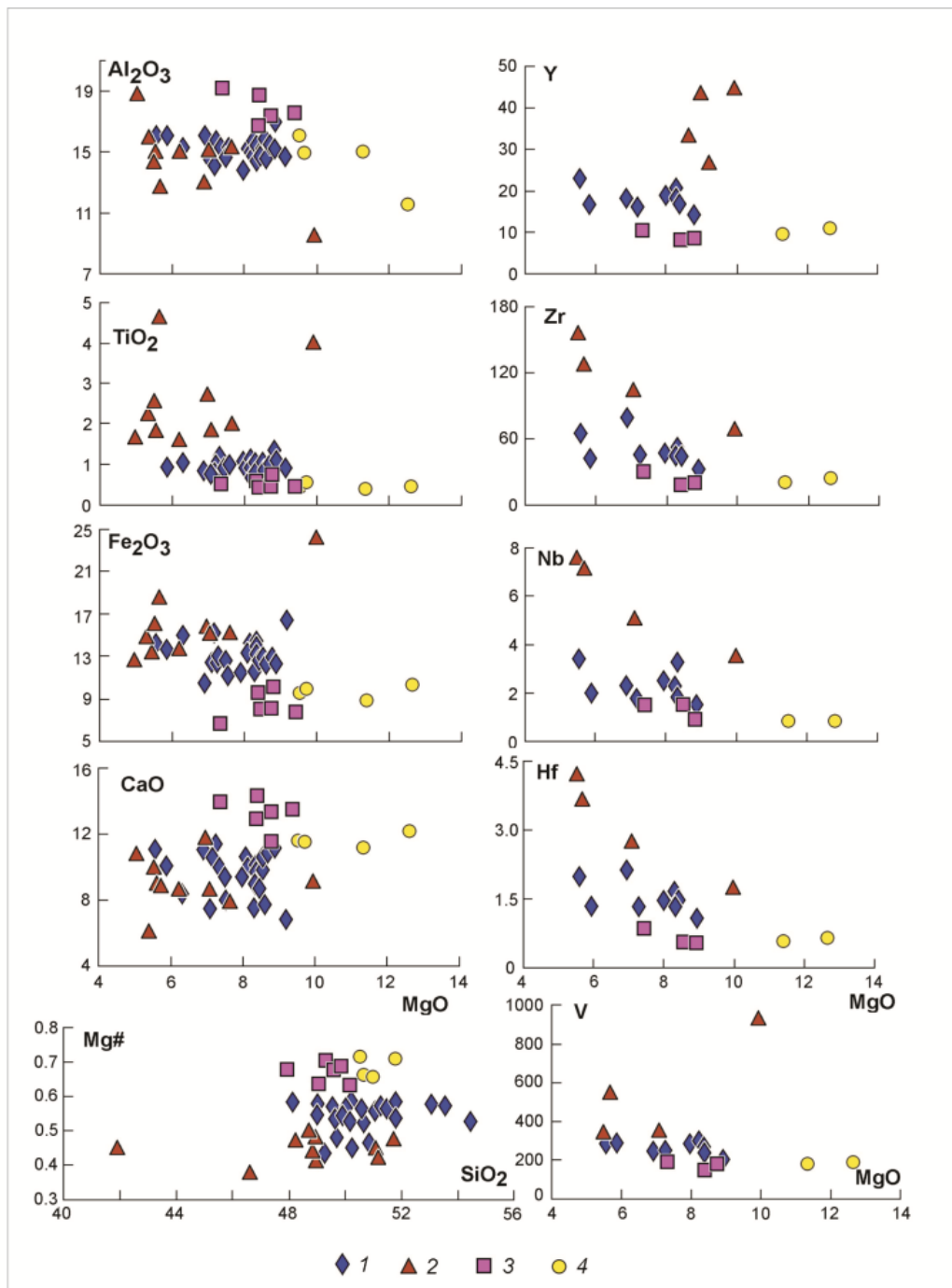


Рис. 20. Вариационные диаграммы для метагабброидов среднелопийского возраста.

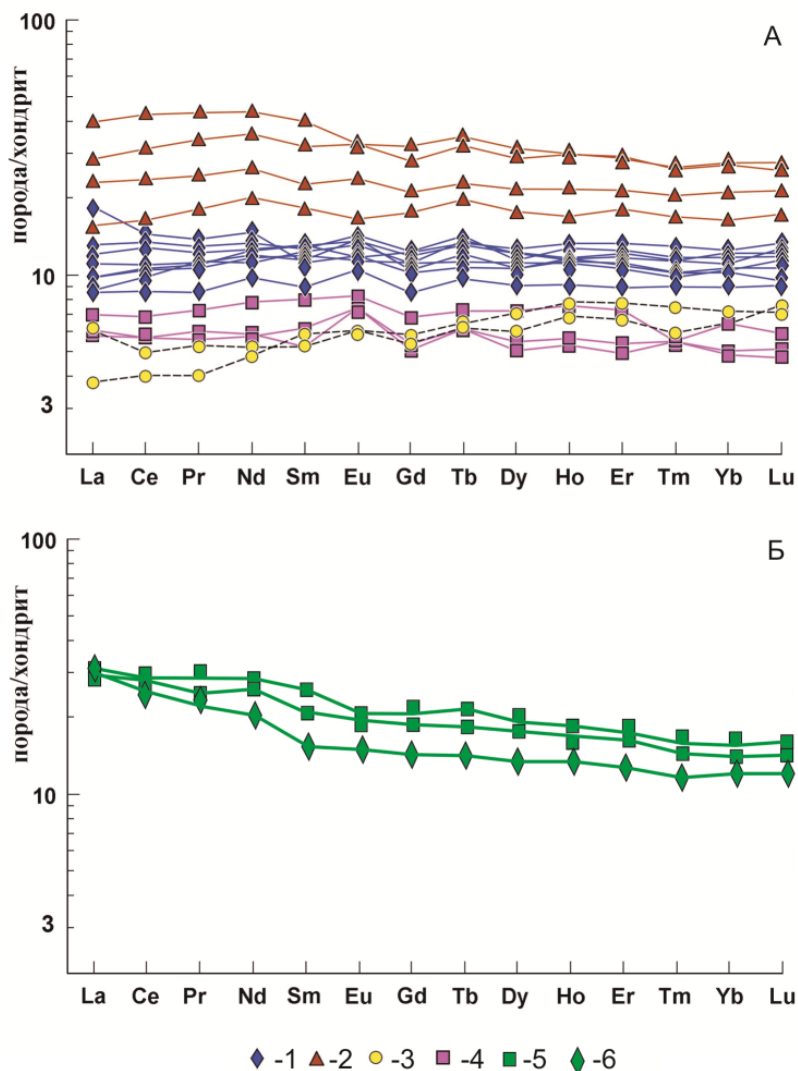
1 – метагаббро субвулканической фации вождозерского вулканического комплекса; 2 – метагаббро ранней фазы шилосского комплекса; 3 – металеикогаббро каменноозерского комплекса; 4 – метамеланогаббро каменноозерского комплекса.

По своим петрофизическим свойствам они также близки метабазальтам вождозерской толщи, исключением является повышение плотности в отдельных случаях до  $3,0\text{--}3,2\text{ г/см}^3$ . Из-за своих небольших размеров в геофизических полях и на КС не имеют своего выражения.

Метаморфизм габброамфиболитов субвулканической фации, как и покровной фации вождозерского вулканического комплекса, проходил в условиях переходных от зеленосланцевой фации низкотемпературной субфации к высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких давлений.

Характерной парагенетической ассоциацией зеленосланцевого метаморфизма является  $\text{Act}+(\text{Pl}, \text{Ab}-\text{Olg})+(\text{Ep}, \text{Czo})\pm\text{Vt}\pm\text{Chl}\pm\text{Ca}+\text{Q}$  с сохранением реликтового плагиоклаза № 42–58. Амфиболы представлены темно- и светло-зелеными разновидностями, относящимися к железистым и магнезиальным роговым обманкам, роговым обманкам актинолитового ряда и актинолитам. По соотношению  $\text{Al}_{\text{IV}}-\text{Al}_{\text{VI}}$  роговые обманки располагаются в полях зеленосланцевой-амфибо-

литовой фаций и попадают в поле разрыва смесимости между роговой обманкой и актинолитом [23]. Эпидот развит в ассоциации с бледно-зеленой роговой обманкой актинолитового ряда. Клиноцоизит замещает центральные части плагиоклаза и образует игольчатые кристаллы. Хлорит развивается по плагиоклазу и амфиболу и представлен преимущественно бледно-зеленым клинохлором. Биотит образует редкие тонкопластинчатые кристаллы, плеохроирующие от коричневых до светло-коричневых тонов и ассоциирует с амфиболом.



**Рис. 21.** Нормированные к хондриту по Sun, McDonough [74] распределения редких и редкоземельных элементов в метагаббродах архейского (А) и протерозойского (Б) возраста.

1 – метагаббро субвулканической фации вожмозерского вулканического комплекса; 2 – метагаббро ранней фазы шилосского комплекса; 3 – металеикогаббро каменноозерского комплекса; 4 – метамеланогаббро каменноозерского комплекса; 5 – метагаббро субвулканической фации северо-сегозерского вулканического комплекса; 6 – метагаббродолериты заонежского комплекса.

Эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма ребольского этапа маркируется появлением в породах сине-зеленой роговой обманки.

Для габброамфиболитов пробы № 120100 (опорное обнажение № 15) Южно-Выгозерской структуры определен U-Pb по циркону изотопный возраст  $2\ 857 \pm 7$  млн лет (прил. 6).

Моделирование геодинамической обстановки с использованием Nb-Zr-Y систематики [60] позволяет сделать вывод о сходстве расплавов изученных габброамфиболитов с базальтами океанических плато, выплавленным, вероятнее всего, из плюмовых источников. Так, на диаграмме Zr/Y–Nb/Y фигуративные точки описываемых амфиболитов располагаются выше линии  $\Delta Nb$  ( $\Delta Nb > 0$ ) на границе с неплюмовыми источниками и близки по составу примитивной мантии (PM) (рис. 22). Большинство проб лишены Nb минимума, в двух случаях он намечается (рис. 21), что не исключает небольшую контаминацию расплава коровым материалом.

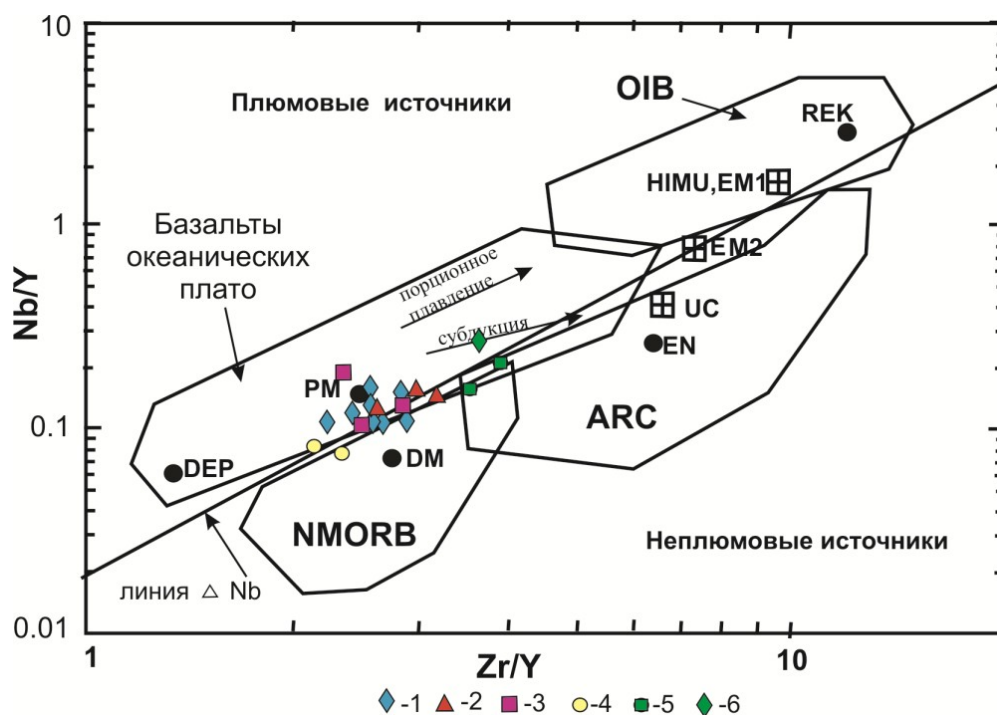


Рис. 22. Дискриминационная диаграмма Nb/Y–Zr/Y для метагабброидов среднего лопия и нижнего протерозоя.

1 – метагаббро субвулканической фации возмозерского вулканического комплекса; 2 – метагаббро ранней фазы шилосского комплекса; 3 – металейкогаббро каменноозерского комплекса; 4 – метамеланогаббро каменноозерского комплекса; 5 – метагаббро субвулканической фации северо-сегозерского вулканического комплекса; 6 – метагаббро долериты заонежского комплекса.

Поля геодинамических обстановок и отношения в мантийных и коровых источниках приведены по К. С. Condie [60].

Образования **шилосского комплекса габбро-диорит-плагиигранитового** слагают одноименный массив (3), расположенный на северо-западе территории в пределах Южно-Выгозерской ЗКС. Массив изучался в рамках съемочных и тематических работ [102, 143], а также сотрудниками ИГГД РАН [31]. На горизонтальной поверхности интрузив имеет эллипсоидальную форму площадью около 100 км<sup>2</sup> и вытянут в северо-западном направлении на расстояние 17 км. По геофизическим данным в вертикальном разрезе он распространяется не менее чем на 3 км в глубину и имеет общее падение в северо-восточном направлении. Северо-восточный контакт массива относительно пологий под углом 40–50°. Южный и юго-западные контакты тектонические, обусловленные заложением Колойгорской и Мяндовогорской структур протерозойского возраста. По длинной оси массив предположительно полого погружается в северо-западном направлении.

Контакты массива с вмещающими породами обычно тектонизированы. В редких случаях зоны контактов, как в плане, так и в разрезе представлены чередованием линейных тел гранитоидов и вмещающих пород. В северной эндоконтактной части массива наблюдается зона эруптивного контакта плагиигранитов с вмещающими метабазами возмозерской толщи. Метабазальты плагиоклаз-хлорит-эпидот-роговообманкового состава пересечены жилами плагиигранитов мощностью от 0,5 до 1 м. При этом наиболее мощные жилы содержат остроугольные ксенолиты метабазальтов, метагаббро и сланцев [31, 143]. В этом же районе были закартированы выходы амфибол-кварц-полевошпатовых пород, которые возможно свидетельствуют о процессах гибридации плагиигранитов и вмещающих метавулканитов.

Массив характеризуется спокойным отрицательным полем ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> интенсивностью –150–250 нТл. Наиболее четко в изолиниях магнитного поля фиксируется северная и восточная граница массива. В гравитационном поле массив выражен отрицательным переменным полем  $\Delta g$  (–3–15 мГал). По более детальным данным гравиметрических работ в центральной части массива наблюдается относительное повышение поля  $\Delta g$ , которое может быть связано с развитием на глубоких срезях более плотных тоналитов.

На КС строение массива подчеркивается дугообразными линияментами.

В составе комплекса выделяются две последовательно внедрившиеся фазы: ранняя – магматическая фаза, представленная метагаббро и метагаббродиоритами, и поздняя – магматическая фаза, представленная плагиигранитами, гранодиоритами.

Образования *ранней фазы шилосского комплекса* ( $vLP_2\check{s}_1$ ) представлены метагаббро, метагаббродиоритами, слагающими изометричные и линейные тела по периферии Шилосского массива, преимущественно в его северной и северо-восточной части. В северной части расположен массив габброидов размером  $3 \times 1$  км, пространственно ориентированный в северо-западном направлении и имеющий сложные контакты с плагиогранитами. Массив вскрыт скважинами [102, 143] (опорная скв. 19), а также изучен в обнажениях при ГДП-200 (опорное обнажение № 18; прил. 7). Ряд линейных тел габброидов картируется в северо-восточном обрамлении Шилосского массива в обнажениях № 39, 42 и др. Самое большое линейное тело имеет протяженность 3 км при видимой мощности до 300 м. В целом ориентировка тел габброидов повторяет контур Шилосского массива.

Габброиды содержат ксенолиты вмещающих метабазальтов (обнажение № 39) и прорываются жилами плагиоганитов второй фазы шилосского комплекса и дайками андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса (обнажение № 42). Метагаббро представляют собой полнокристаллические породы темно-зеленого, зеленовато-серого цвета, массивной текстуры. Лучше всего сохранившиеся разности сложены амфиболом (роговая обманка), сосюритизированным плагиоклазом и небольшим количеством кварца. Количество амфибола варьирует от 30 до 50 %. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, карбонатом, а акцессорные – сфеном, апатитом и рудными минералами. Содержание титаномагнетита достигает 3–6 %. Структура пород бластогаббровая, нематобластовая и нематогранобластовая.

Во многих случаях габброиды сильно изменены более поздними метасоматическими процессами. В зонах тектонических нарушений они превращены в полевошпат-хлорит-амфиболовые, амфибол-хлорит-полевошпатовые породы с повышенным содержанием кварца, хлорита и карбоната. Участками появляется новообразованный альбит и серицит. Вблизи контактов с плагиогранитами в них значительно повышается содержание эпидота до 15–20 %.

Типоморфные минеральные ассоциации, близкие вышеописанному возмозерскому вулканическому комплексу, свидетельствуют о формировании габброамфиболитов в переходных условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации на гипабиссальных уровнях.

С габброидами ранней фазы шилосского комплекса связано бедное титановое оруденение и медная минерализация.

Породы по химическому составу отвечают габбро (рис. 19) и так же как габброамфиболиты субвулканической фации возмозерского вулканического комплекса характеризуются умеренными содержаниями большинства петрогенных элементов, за исключением  $TiO_2$ , концентрации которого повышены и варьируют в диапазоне от 1,63 до 2,74 мас. %, в единичных случаях достигая 4,62 мас. % (прил. 9). Для данной группы пород характерны высокие содержания V (325–928 мкг/г), умеренные и высокие концентрации Zr (70–156 мкг/г), Nb (3,5–7,6 мкг/г), Hf (1,77–4,21 мкг/г), высокие содержания Y (27–45 мкг/г) и всего диапазона редкоземельных элементов с относительно высокой их суммой (45–96 мкг/г) и недифференцированным распределением ( $La_N/Yb_N=0,96-1,44$ ). Подобно габброамфиболитам субвулканической фации возмозерского вулканического комплекса они имеют плоские графики распределения редкоземельных элементов, но отличаются более высокими их содержаниями, превышающими хондритовое в 20–40 раз (рис. 21). Концентрации петрогенных и редкоземельных элементов свидетельствует о толеитовой природе исходного расплава. Магнезиальность пород ниже, чем у габброамфиболитов вышеописанного возмозерского вулканического комплекса и составляет 0,38–0,50 (прил. 9).

По петрофизическим свойствам породы характеризуются повышенной плотностью – до  $3,1 \text{ г/см}^3$  и низкой магнитной восприимчивостью – до  $60 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Из-за небольшой мощности в гравитационном поле не выражаются, а в магнитном поле (только по детальным съемкам) соответствуют линейным магнитным аномалиям слабой интенсивности.

На КС собственного выражения не имеют.

Выполнено U-Pb датирование циркона из апогаббрового амфиболита (опорное обнажение № 42) в северо-восточной части массива. Дискордия, построенная по девяти зернам циркона по верхнему пересечению с конкордией, дала возраст кристаллизации габброамфиболитов  $2\ 869 \pm 12$  млн лет (прил. 6).

На диаграмме Zr/Y–Nb/Y фигуративные точки описываемых метагаббро занимают такое же положение, как и габброамфиболиты возмозерского вулканического комплекса, располагаясь выше линии  $\Delta Nb$  ( $\Delta Nb > 0$ ) и вблизи состава примитивной мантии (PM) (рис. 22), что позволяет предположить расплав близкий к базальтам океанических плато и плюм в качестве их источника. Учитывая отсутствие признаков коровой контаминации: отрицательная Nb аномалия не проявлена ( $(Nb/La)_N=0,8-1,0$ ) (рис. 21; прил. 9) и положение составов изученных пород на дискриминационных диаграммах можно предположить в качестве источника смешение расплавов

из глубинно-деплетированных (DEP) и недеплетированных (PM) мантийных источников (рис. 22).

Породами *поздней фазы шилосского комплекса* ( $r\gamma LP_2 S_2$ ), представленными плагиогранитами и диоритами, сложен практически весь объем Шилосского массива. Плагиограниты имеют преобладающее распространение, слагая основную часть массива. Диориты установлены преимущественно в его северной части, образуя единичные выходы среди плагиогранитов и габброидов ранней фазы комплекса. Взаимоотношения диоритов и плагиогранитов сложное с постепенными переходами. Прямые контакты с габброидами ранней фазы не наблюдались.

Плагиограниты и диориты и по внешнему облику представляют собой полнокристаллические, часто катаклазированные породы серого, зеленовато-серого цвета. Их минеральный состав включает сосюртитизированный плагиоклаз (альбит–олигоклаз), кварц и измененные низкотемпературными процессами темноцветные минералы: эпидотизированный и хлоритизированный амфибол, представленный роговой обманкой, иногда замещенной актинолитом и хлоритизированный биотит, часто образующий характерные крупные до 0,5–1 см лейсты. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудными минералами. Плагиограниты от диоритов отличаются меньшим содержанием темноцветных минералов и повышенным – кварца и плагиоклаза. Для неизмененных гранитоидов характерна четко выраженная первичная гипидиоморфнозернистая структура, а для измененных – катакластическая, бластогранитная и лепидогранобластовая структуры.

Породы часто рассланцованы и катаклазированы. Ориентировка сланцеватости, полосчатости и катаклаза согласна и субсогласна контакту массива с вмещающими породами и имеет общее северо-западное простирание, которое в северной части массива плавно меняется на субширотное.

По химическому составу породы варьируют от гранодиоритов–тоналитов до низкощелочных гранитов (рис. 23А; прил. 9). Они слабо дифференцированы по содержаниям всех петрогенных элементов, подчиненных единому эволюционному тренду, но с широким разбросом значений для глинозема и титана. По особенностям химического состава породы близки раннедокембрийским гранитоидам ТТГ ассоциации. Общим для них является обедненность такими несовместимыми элементами как K, Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Th, U, Hf (прил. 9). Согласно классификации Б. Р. Фроста [62] гранитоиды относятся к известковистой серии с преобладанием натрия над калием ( $K_2O/Na_2O < 1$ ), за исключением двух проб трондьемитов с противоположной тенденцией: значительным преобладанием калия над натрием ( $K_2O/Na_2O > 1$ ) (рис. 23Б). Изученные гранитоиды Шилосского массива являются низкожелезистыми (рис. 23В.), умеренно- и высокоглиноземистыми образованиями, что иллюстрируется диаграммой  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  (рис. 23Г) [67]. Повышенная глиноземистость подтверждается и величиной индекса ASI, колеблющейся для проанализированных пород в пределах 0,97–1,26, что согласно [4], присуще высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам.

Гранитоидам шилосского комплекса свойственны слабо и умеренно дифференцированные спектры распределения редкоземельных элементов с  $La_N/Yb_N = 5-21$  и невысокие суммы их концентраций – от 24 до 85 мкг/г. При относительном общем сходстве редкоземельных спектров имеются небольшие вариации. Две пробы слабо обогащены европием ( $Eu/Eu^* = 1,32-1,46$ ), третья – обеднена этим элементом ( $Eu/Eu^* = 0,80$ ), но при этом обогащена легкими лантаноидами (рис. 24).

Составы гранитоидов, нормированные на примитивную мантию, имеют отрицательные аномалии Nb, что типично для архейской континентальной коры [72]. В двух случаях породы обогащены стронцием, что, вероятно, связано с отсутствием плагиоклаза в рестите. Во всех трех пробах наблюдаются отчетливые циркониевые максимумы (рис. 24).

Плотность пород изменяется от 2,72 г/см<sup>3</sup> (плагиограниты) до 2,75 г/см<sup>3</sup> (диориты), магнитная восприимчивость характеризуется низкими значениями до  $20 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Возраст гранодиоритов Шилосского массива ранее был определен классическим U–Pb методом по циркону и составил  $2\,859 \pm 24$  млн лет [31]. В рамках ГДП-200 [92] определение изотопного возраста по циркону произведено в пробе гранодиорита, отобранной в юго-восточной части массива (опорное обнажение № 34), с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II. Дискордия, рассчитанная для одиннадцати зерен, дает значение по верхнему пересечению с конкордией  $2\,867 \pm 13$  млн лет, а конкордантный возраст по 8 зернам имеет близкое значение  $2\,853 \pm 11$  млн лет (прил. 6).

Источником магматического расплава для образования гранитоидов, вероятно, служили продукты плавления и дифференциации толеит-базальтовых магм. По классификации Б. Чаппела и А. Уайта [58], дополненной В. Коллинзом [59] и Дж. Валенном [75], фигуративные точки составов большей своей частью соответствуют полям гранитов М-типа (рис. 25).

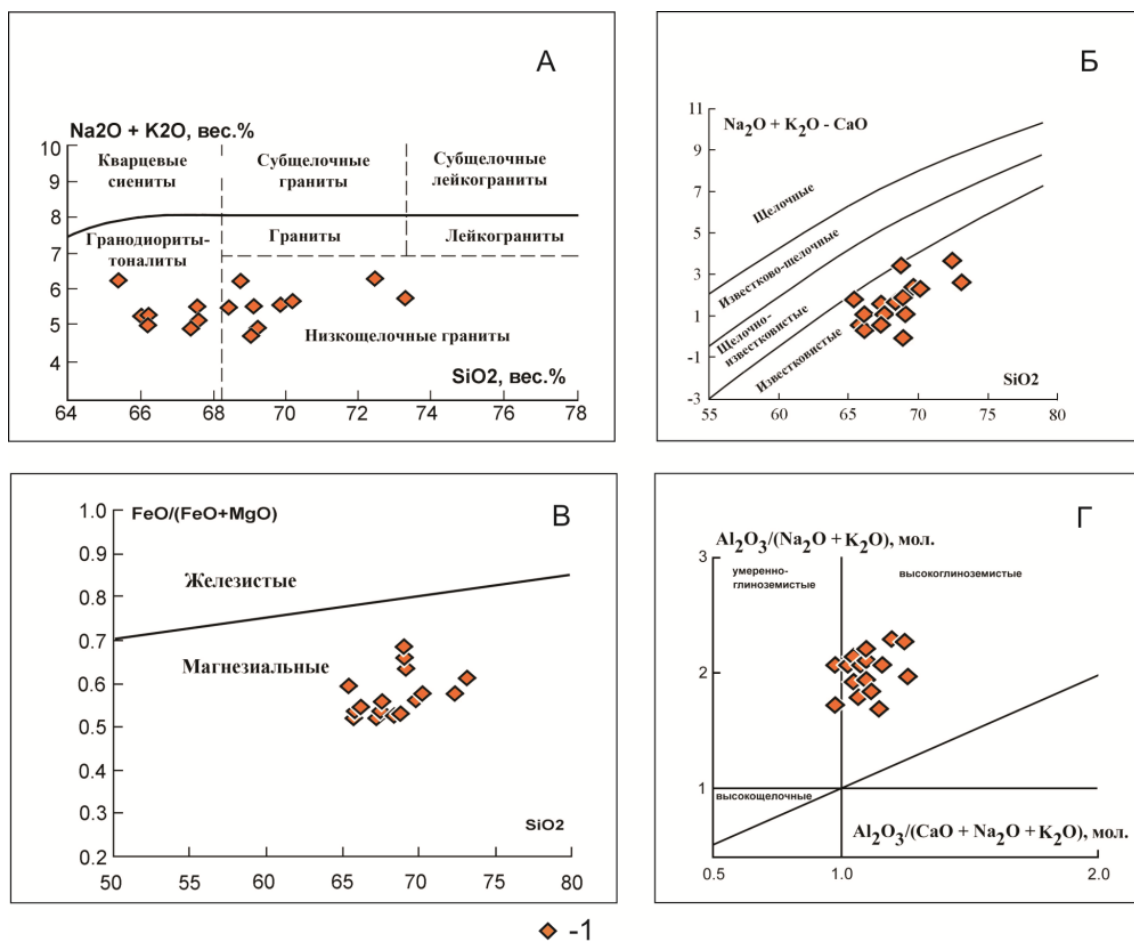


Рис. 23. Диаграммы классификации гранитоидов шилосского комплекса: А – в координатах  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ ; Б – в координатах  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  по [62]; В – в координатах  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  по [62]; Г – в координатах  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ .

1 – фигуративные точки составов гранитоидов шилосского комплекса.

Образования **рыбозерского комплекса** представлены гетерогенной группой пород, варьирующей по составу от андезибазальтов до риолитов (рис. 26). Они распространены во всех архейских структурах изученной территории, слагая маломощные дайки и, ввиду своих небольших размеров, на геологической карте показаны преимущественно внемасштабными телами. Мощность их, как правило, не превышает первых метров, в редких случаях достигая десяти метров и в единичных случаях – первые сотни метров [143]. Отдельные более мощные тела сложены хорошо раскристаллизованными разностями: метадиорит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Наибольшая концентрация дайковых тел пространственно приурочена к зонам долгоживущих тектонических нарушений.

Дайковые образования изучены и опробованы в пределах всех зеленокаменных структур: Заломаевско-Петровоямской, Тайгиницкой и Конжозерской структур Южно-Выгозерской ЗКС, и Кумбуксинской ветви Каменноозерской ЗКС при проведении работ ГДП-200 [92]. Самая большая плотность дайковых тел андезит-дацит-риолитового состава наблюдается в пределах Заломаевско-Петровоямской структуры. Они прорывают метавулканиды вожмозерской толщи по всей ширине ее распространения с наибольшей концентрацией в зонах разломов северо-восточного простирания. В районе руч. Заломаев на протяжении 500 м вкрест простирания пород картируется 35 даек мощностью от 10 см до 7 м [92, 143].

Большое количество даек вскрыто скважинами и в пределах Кумбуксинской ветви Каменноозерской ЗС в зоне влияния Кумбуксинского разлома, а также закартировано в коренных обнажениях и скважинах в районе оз. Вожмозеро [92, 137, 140].

Дайки прорывают как метавулканиды кумбуксинской и вожмозерской толщ и габброамфиболиты субвулканической фации вожмозерского вулканического комплекса, так и метагаббро ранней фазы шилосского комплекса (опорные обнажения № 12, 42; прил. 7). Форма и характер контактов различные – от тектонизированных прямолинейных до сложных извилистых с множеством апофиз. Обычно характерны ровные, четкие контакты, иногда с линзовидными и бо-

лее изометричными ксенолитами вмещающих пород размером от 1×2 до 2×20 см. Залегание даек субсогласное с вмещающими породами, редко – секущее.

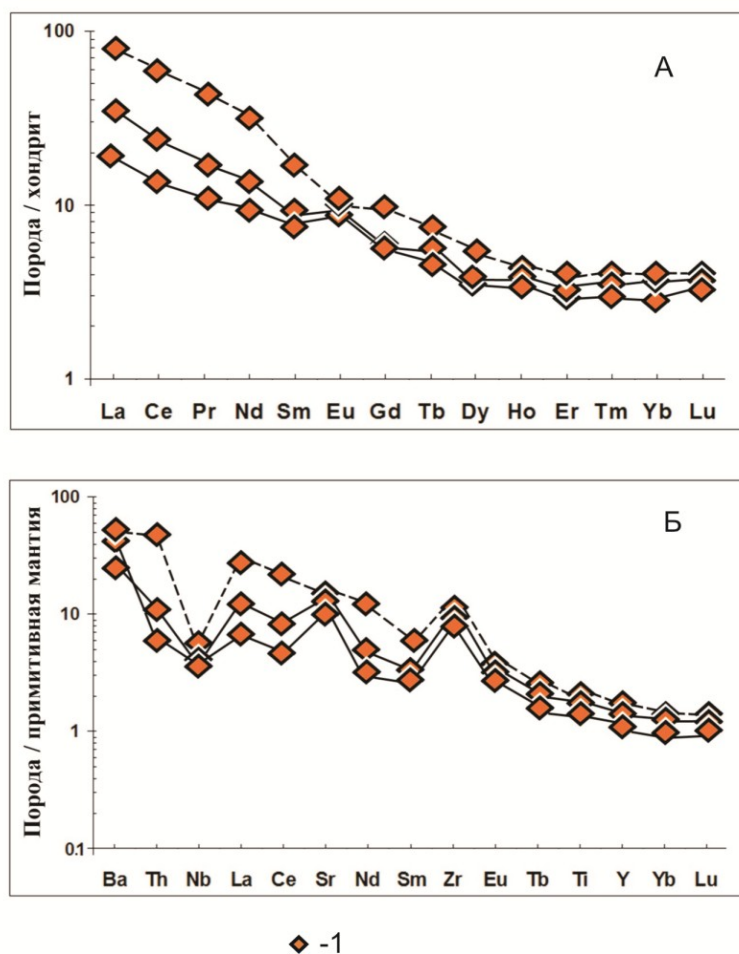


Рис. 24. Нормированные к хондриту (А) и примитивной мантии (Б) по Sun, McDonough [74] распределения редких и редкоземельных элементов в гранитоидах шилосского комплекса.

1 – фигуративные точки составов гранитоидов шилосского комплекса.

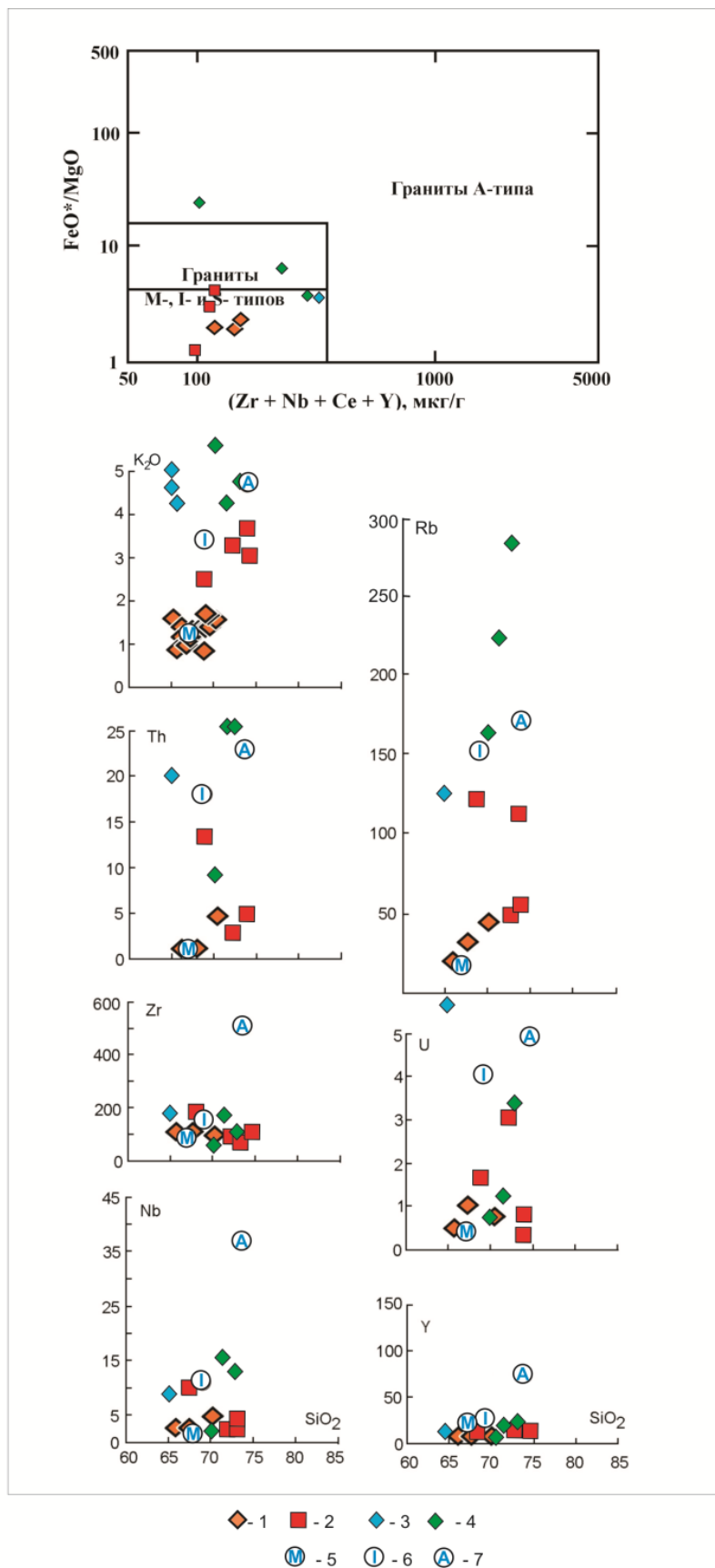
По петрографическому и петрохимическому составу выделяется три группы пород: метаандезит-порфиры ( $\alpha LP_2r$ ); метадацит-порфиры и гранодиорит-порфиры ( $\zeta\text{-}\gamma\delta\pi LP_2r$ ); метариолит-порфиры ( $\lambda LP_2r$ ).

Метаандезит-порфиры развиты преимущественно на северо-западе листа (Заломаевско-Петровоямская структура), в меньшей степени – в центре территории (Тайгиницкая структура) и представлены как афировыми, так и порфировыми разновидностями. Их минеральный состав отличается простотой и однообразием. Основная масса сложена кварц-плагиоклазовым агрегатом с варьирующим количеством (20–40 %) темноцветных минералов (роговая обманка, актинолит, эпидот, цоизит, хлорит). Структура основной массы фельзитовая и микрофельзитовая. Вкрапленники составляют 5–7 % от объема пород. Состав их преимущественно плагиоклазовый (часто – сосюритизированный), значительно реже – кварцевый.

Метадацит-порфиры распространены во всех лопийских зеленокаменных структурах территории, преимущественно в виде афировых разновидностей. Порфировые вкрапленники присутствуют в небольшом количестве и представлены мелкими зернами плагиоклаза. Минеральный состав почти такой же, как и в вышеописанных метаандезит-порфиритах. Отличия сводятся к присутствию в основной массе пород серицита (до 15 %) и меньшим содержанием темноцветных минералов (эпидота, цоизита, хлорита) – от 3–5 до 25 %.

Гранодиорит-порфиры присутствуют в небольшом количестве в пределах Заломаевско-Петровоямской, Тайгиницкой структур и Кумбуксинской ветви Каменноозерской структуры. Основная масса в породах имеет микрогранитовую структуру и сложена преимущественно кварцем и плагиоклазом. Из темноцветов характерен хлорит (иногда в ассоциации с эпидотом и цоизитом), содержания которого варьируют от 2–4 %. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз (в большой степени сосюритизированный и серицитизированный).





**Рис. 25. Дискриминационные диаграммы для различных типов М-, I-, А-, S-гранитов.**

Фигуративные точки составов: 1 – гранитоидов шилосского комплекса; 2 – гранитоиды комплекса мигматит-анатектит-гранитового; 3 – хижозерского комплекса умереннощелочных гранитов; 4 – гранитоидов телекинского комплекса; 5 – граниты М-типа; 6 – граниты I-типа; 7 – граниты А-типа.

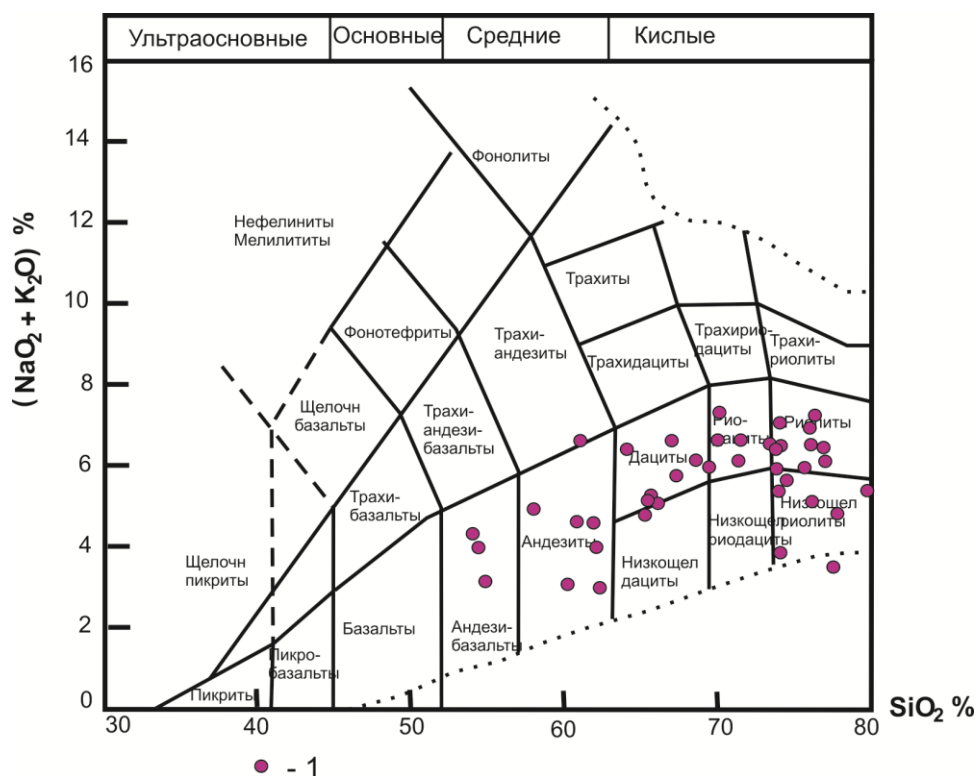


Рис. 26. Классификация даек рыбозерского комплекса на диаграмме TAS  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ .

1 – фигуративные точки составов даек рыбозерского комплекса.

Метариолит-порфиры пользуются наибольшим распространением и, также как и метадацит-порфиры, встречаются во всех зеленокаменных структурах площади. Для них более характерны порфировые разности, но присутствуют и породы без порфировых вкрапленников. Минеральный состав основной массы включает плагиоклаз и кварц, в меньшей степени – серицит (от 3–5 до 10 %, в редких случаях – до 15 %), в подчиненном количестве (1–3 %) присутствуют эпидот и хлорит. Структура основной массы, как правило, фельзитовая и микрофельзитовая, редко – микрогранитовая. Порфировые вкрапленники сложены кварцем и плагиоклазом. Часто вкрапленники представлены опаловидным кварцем голубого, серо-голубого цвета размером до  $3 \times 3$  мм. Их количество в некоторых разновидностях достигает 20–25 % от объема породы.

На бинарных диаграммах составы изученных даек демонстрируют непрерывный эволюционный тренд для всех элементов (рис. 27). Это позволяет предположить для всей совокупности пород рассматриваемого комплекса единый магматический источник и считать их продуктами кристаллизационной дифференциации.

По особенностям химического состава дайки рыбозерского комплекса близки раннедокембрийским гранитоидам ТТГ ассоциации, широко развитым на площади работ, а метадацит-порфиры комплекса являются полными химическими аналогами описанных выше гранодиоритов поздней фазы шилосского комплекса, слагающих одноименный Шилосский массив. Все проанализированные породы комплекса, подобно тоналитам основания древних щитов, выстраиваются в тоналит-трондьемитовый тренд дифференциации. Общим для пород дайкового комплекса является обедненность их такими характерными для кислых пород несовместимыми элементами как K, Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Th, U, Hf (прил. 9). Исключение составляют метариолит-порфиры в Конжозерской структуре, которые имеют аномально высокие содержания Nb, Zr, Y, Hf и тяжелых редкоземельных элементов. Вероятнее всего, концентратором этих элементов в указанных метариолит-порфирах является циркон. Изученные породы являются умеренно- и высокоглиноземистыми, что подтверждается величиной индекса ASI, колеблющейся для большинства проанализированных даек в пределах 0,90–1,27 (с крайними аномальными значениями 0,66 и 1,98). Это, согласно [4], присуще высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам. Породы также объединяет низкая железистость (0,3–0,6), низкая и умеренная щелочность при повышенных содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$  и относительно низком  $\text{K}_2\text{O}$  с отношением  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,1\text{--}0,4$  (прил. 9). Составы всего спектра дайкового комплекса от метаандезит-порфиритов до метариолит-порфиров соответствуют полям известково-щелочной серии.

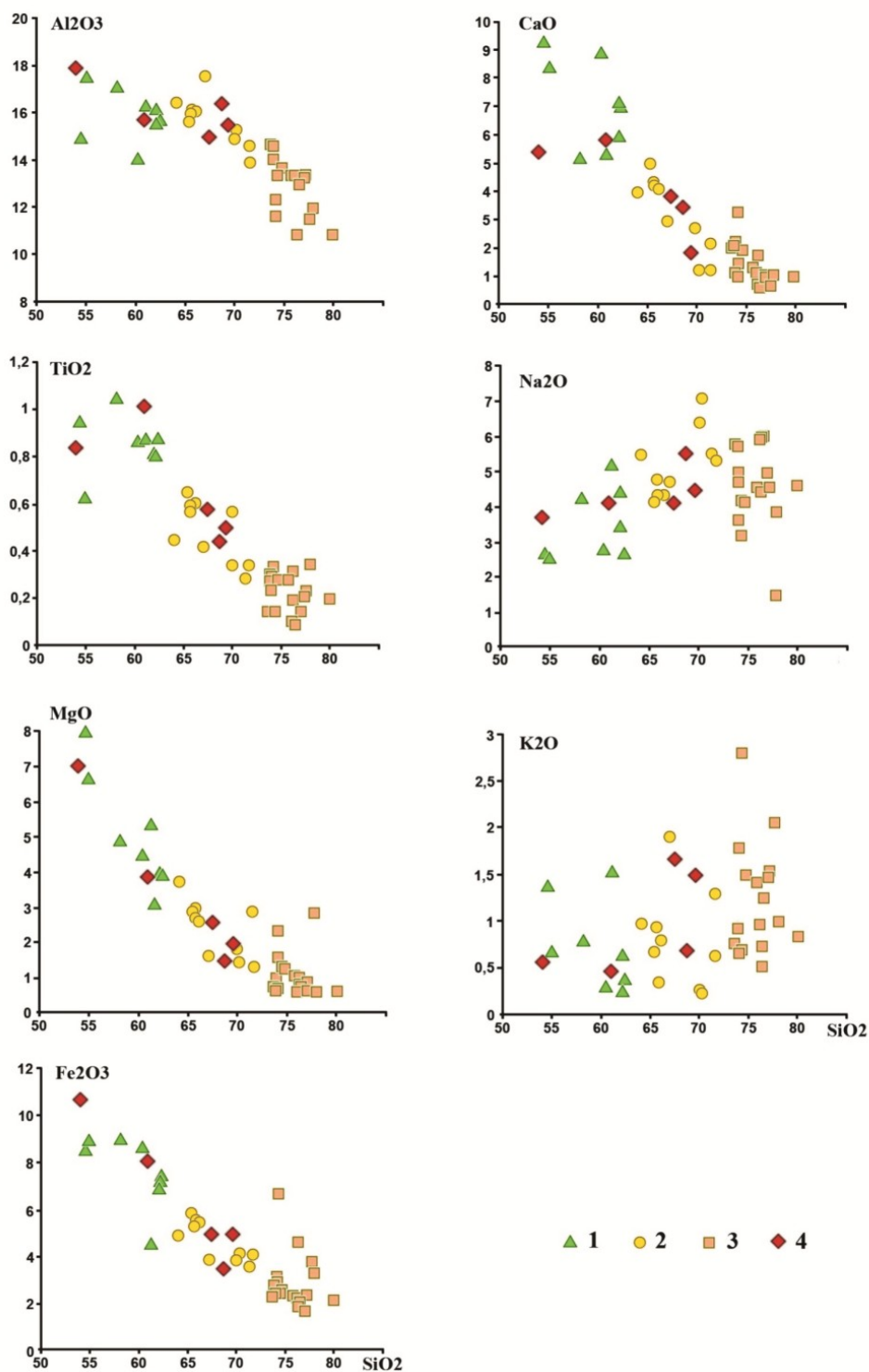
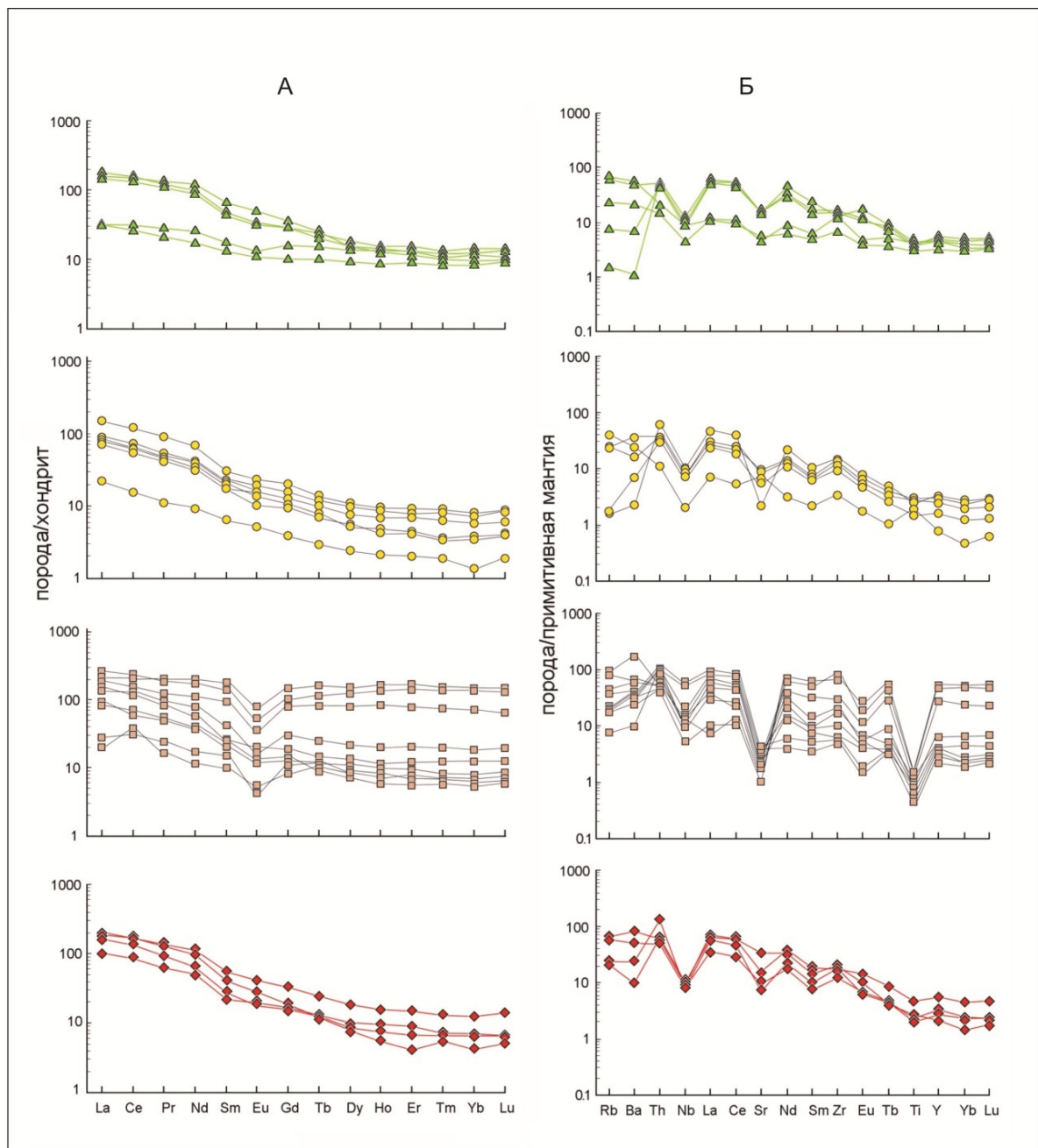


Рис. 27. Бинарные диаграммы SiO<sub>2</sub> – главные элементы для даек рыбозерского комплекса.

1 – метаандезит-порфиры; 2 – метадацит-порфиры; 3 – метариолит-порфиры; 4 –гранодиорит-порфиры.

Содержания редкоземельных элементов приведены в приложении 9, а характер их распределения – на рисунке 28. При относительно общем сходстве редкоземельных спектров имеются вариации, отражающие различия в режимах кристаллизации пород.

Метаандезит-порфиры по распределению РЗЭ можно разделить на две группы, отличающиеся уровнем концентраций легких и средних лантаноидов. Одна группа обогащена ими и имеет умеренно дифференцированные спектры распределения РЗЭ с  $La_N/Yb_N=10-17$  и суммой редкоземельных элементов 199–237 мкг/г, другая отличается слабо дифференцированными субпологими спектрами ( $La_N/Yb_N=3-4$ ) и пониженной суммой (46–59 мкг/г). Вероятнее всего, метаандезит-порфиры с деплетированными спектрами ЛРЗЭ выплавлялись при фракционировании оливина.



▲ 1 ● 2 ■ 3 ◆ 4

Рис. 28. Нормированные к хондриту (А) и примитивной мантии (Б) по Sun, McDonough [74] распределения редких и редкоземельных элементов в дайках рыбозерского комплекса.

1 – метаандезит-порфиры; 2 – метадацит-порфиры; 3 – метариолит-порфиры; 4 –гранодиорит-порфиры.

Метадацит-порфирам свойственны однотипные умеренно дифференцированные конфигурации редкоземельных спектров с  $La_N/Yb_N=13-25$  и суммой – 81–161 мкг/г. Один из анализов отличается от всех остальных обедненностью всех РЗЭ и низкой их суммой (24 мкг/г), что может быть связано с присутствием в рестите амфибола.

Практически все метариолит-порфиры имеют хорошо выраженные европиевые минимумы ( $Eu/Eu^*=0,32-0,71$ ), вызванные обеднением пород плагиоклазом, но отличаются большими вариациями суммарных содержаний РЗЭ и конфигурацией редкоземельных спектров. Линии распределения РЗЭ в метариолит-порфирах меняются от пологих с  $La_N/Yb_N=2$  и высокой суммой – 290–337 мкг/г до имеющих относительно крутой спектр ( $La_N/Yb_N=7-26$ ) с меньшей суммой – 97–182 мкг/г. Кроме того, два анализа имеют почти пологие редкоземельные спектры ( $La_N/Yb_N=3$  и 4) и самые низкие суммы РЗЭ (43 и 48 мкг/г). Такие вариации позволяют предположить, что изменялся состав фракционирующих минералов и, возможно, уровень кристалли-

зации расплава. В случае метариолит-порфиров из Конжозерской структуры, максимально обогащенных тяжелыми редкоземельными элементами, можно допустить фракционирование только плагиоклаза (усиливается европиевый минимум) при отсутствии в рестите каких-либо темноцветных породообразующих минералов (концентраторов HREE). Возможно, это связано с кристаллизацией на более высоких уровнях.

Распределение РЗЭ в породах из группы гранодиорит-порфиров близко к таковому в метадацит-порфирах – умеренно дифференцированные спектры с  $La_N/Yb_N$  от 15 до 25 (в одном случае – 48) и суммой – 119–225 мкг/г.

На мультиэлементных спайдерграммах для составов всех перечисленных групп даек, нормированных на примитивную мантию, характерны отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti, отличающиеся глубиной минимумов. Стронциевый минимум, так же как и европиевый, лучше всего находит свое объяснение во фракционировании плагиоклаза. Отрицательные аномалии Nb и Ti типичны для архейской континентальной коры [72].

Породы характеризуются большим разбросом значений магнитной восприимчивости, обусловленной различными содержаниями пирротина. В неизменных разностях – это немагнитные (до  $9 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС) и не большой плотности ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ) породы.

Породы комплекса метаморфизованы в переходных условиях от фации зеленых сланцев к фации эпидотовых амфиболитов. В менее измененных частях зеленокаменных структур сохраняются минеральные ассоциации низкотемпературной зеленосланцевой фации, представленные  $Q+Ab (Pl)+Ser (Mu)\pm Ep\pm Chl\pm Ca\pm Act$ , в порфировых вкрапленниках сохраняется магматический плагиоклаз: в андезит-порфирах и дацит-порфирах – № 25–30, в риолит-порфирах – № 20–23, который обычно частично замещается серицитом и соссюритом (опорные обнажения № 12 и др.). На участках, где метаморфизм достигает высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, широкое развитие приобретают желто-коричневый биотит и эпидот, замещающий плагиоклаз.

В зонах рассланцевания в эндоконтактных частях даек средне-кислого состава рыбозерского комплекса с вмещающими их вулканитами вожминской серии широко проявлены процессы березитизации. Здесь при сохранении первичной магматической бластопорфировой структуры пород появляются наложенная серицитизация, ксеноморфные зерна карбоната размером до 0,15 мм, скопления зерен кварца, цоизита и вкрапленность пирита. Мощность зон березитизации варьирует от 0,3–0,5 м в Заломаевской структуре до 6–10 м – в Рыбозерской.

С березитами традиционно связываются проявления золотой и полиметаллической минерализации. Однако, в целом, березиты несут незначительную золотую минерализацию и являются околорудными метасоматитами. Собственно рудными являются метасоматиты заключительного этапа, которые представлены кварц-сульфидными, карбонат-кварц-сульфидными жилами и прожилками. В них содержания золота по данным пробирного анализа составляет до 25 г/т [143].

Полные метасоматические колонки образуются достаточно редко, так как движение метасоматических растворов контролируется мелкими тектоническими разломами и трещинами. От каждого разлома может разрастаться отдельная колонка, и в целом они могут накладываться друг на друга в различном сочетании. В каждом отдельном случае строение метасоматитов имеет свои отличительные особенности и, чаще всего, фиксируются незавершенные метасоматические колонки либо отдельные их части: 1) кварц+ортоклаз+серицит+альбит+хлорит+кальцит+пирит; 2) кварц+серицит+альбит+хлорит+кальцит+пирит; 3) кварц+серицит+альбит+анкерит+пирит; 4) кварц+серицит–анкерит+пирит; 5) кварц+серицит+пирит; 6) кварц+серицит; 7) кварц.

Возраст метадацит-порфиров дайкового комплекса в пределах Заломаевско-Петровоямской структуры, определенный предшественниками классическим U-Pb методом по циркону, составил  $2\,807 \pm 12$  млн лет [31]. В рамках ГДП-200 [92] определение изотопного возраста произведено в семи пробах, отобранных из всех разновидностей дайкового комплекса, с использованием ионного микрозонда SHRIMP-II и находится в интервале от  $2\,857 \pm 14$  до  $2\,785 \pm 15$  млн лет (прил. 6).

Для метаандезит-порфиров Заломаевско-Петровоямской структуры по пробе 117701 (опорное обнажение № 13) дискордия, рассчитанная для девяти зерен циркона, дает значение по верхнему пересечению с конкордией  $2\,836 \pm 8$  млн лет. Конкордантный возраст, полученный по четырем зернам из этой же пробы, –  $2\,835 \pm 11$  млн лет.

Для группы метадацит-порфиров проанализированы две пробы – из Заломаевско-Петровоямской структуры проба 415302 (опорное обнажение № 25) и из Тайгиницкой структуры проба 108900 (опорное обнажение № 32). Для первой пробы по семи зернам циркона получено субконкордантное значение возраста, по верхнему пересечению с конкордией, равное  $2\,832 \pm 9$  млн

лет, для второй – по 13 зернам был получен конкордантный возраст, составивший  $2\ 862 \pm 8$  млн лет (прил. 6).

Для группы гранодиорит-порфиров проанализированы две пробы. В пробе 414301 (опорное обнажение № 41) из Заломаевско-Петровоямской структуры дискордия, рассчитанная для девяти зерен циркона, дала значение по верхнему пересечению с конкордией  $2\ 785 \pm 15$  млн лет. В пробе 406500 (опорное обнажение № 6) из Кумбуксинской ветви Каменноозерской структуры все измеренные 10 зерен циркона дали конкордантный возраст, равный  $2\ 804 \pm 12$  млн лет.

Для группы метариолит-порфиров проанализированы также две пробы. В пробе 405300 (опорное обнажение № 25) из Кумбуксинской ветви Каменноозерской структуры все проанализированные 12 зерен циркона группируются в конкордантный кластер с возрастом  $2\ 857 \pm 14$  млн лет. В пробе 135100 из Конжозерской структуры по всем измеренным 7 зернам циркона получен конкордантный возраст, составивший  $2\ 848 \pm 15$  млн лет.

Породы дайкового комплекса имеют сходные Sm-Nd изотопные характеристики. Для них свойственны низкие содержания Sm и Nd с  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениями, варьирующими от 0,0831 до 0,1186. Близкие возрасту кристаллизации значения модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  – 2,9–3,0 млрд лет и положительные первичные значения  $\epsilon\text{Nd}$  (2,4–2,9) свидетельствуют о непродолжительной коровой предистории источника. Первичные значения  $\epsilon\text{Nd}$  для изученных пород располагаются между линиями хондритового резервуара и деплетированной мантии.

Породы комплекса являются экструзивными аналогами гранитоидов, поэтому для определения природы магматических источников могут быть использованы методики, применяемые для гранитов.

Принадлежность пород рыбозерского дайкового комплекса к известковистой и щелочно-известковистой сериям и низкая железистость (0,3–0,6) позволяют сопоставлять их с I-гранитами по [58]. На бинарных диаграммах, куда вынесены средние составы различных по происхождению гранитов видно, что они имеют такие же концентрации  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Th, U как и граниты M-типа, а по содержаниям Zr, Y и Nb – близки гранитам двух типов: I и M (рис. 29). Сходство с гранитоидами I- и M-типов обнаруживается и на дискриминационной диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ . Формирование гранитоидов I-типа может быть результатом плавления коровых метаморфизованных магматических источников или дифференциации более мафических расплавов. По экспериментальным данным образование расплавов, соответствующих гранитам I-типа, может происходить при плавлении пород от основного до среднего состава [16, 71, 73]. Присутствие в рыбозерском комплексе пород средне-основного состава указывают скорее на базитовый состав плавящегося субстрата, а Sm-Nd изотопно-геохимические данные позволяют предположить процесс корово-мантийного взаимодействия при их образовании. Образованиям дайкового комплекса свойственен тоналит-трондьемитовый тренд дифференциации, характерный для пород богатых Na [92]. Богатые натрием магмы являются высокотемпературными и образуются в областях земной коры с повышенным тепловым потоком. Такие обстановки были присущи ранним стадиям развития земной коры, когда она еще была тонкой [53]. Высокие температуры могли создаваться давлением большого объема уже сформированных к тому моменту палеоархейских гранитоидов ТТГ ассоциаций, которые способствовали увеличению температур и давлений в подстилающих маломощных базальтовых слоях, что приводило к их плавлению и образованию богатых натрием тоналитовых магм. И, наконец, поставщиком тепла мог быть мантийный плюм, служивший источником расплава близким по возрасту ( $2\ 869 - 2\ 818$  млн лет) малым телам и дайкам мезоархейских метагаббро.

К **каменноозерскому комплексу оливинит-пироксенит-габбровому** относятся массивы и дайки, сложенные метаультрабазитами, метапироксенитами и метагабброидами. В наиболее мощных телах наблюдается дифференциация от метаоливинитов до метагаббро, менее мощные тела – недифференцированы и представлены отдельными представителями этого ряда.

Достоверных данных о выходах ультрабазитов каменноозерского комплекса на дневную поверхность в пределах листа Р-36-ХП нет. Их характеристика дана по результатам бурения многочисленных картировочных и поисковых скважин [88, 102, 137, 138, 140, 143]. Исключение составляют габброиды поздней фазы комплекса, которые имеют коренные выходы в пределах поясов развития базит-ультрабазитов. Они проанализированы и продатированы в ходе работ по ГДП-200 [92].

Образования комплекса развиты преимущественно среди метавулканитов вожминской серии и пространственно тяготеют к граничным зонам их развития. По мнению авторов, локальный контроль размещения интрузий определяется древними «шовными» зонами зеленокаменных структур субмеридионального–северо-западного простирания (в современных координатах), испытавшими неоднократные процессы активизации.

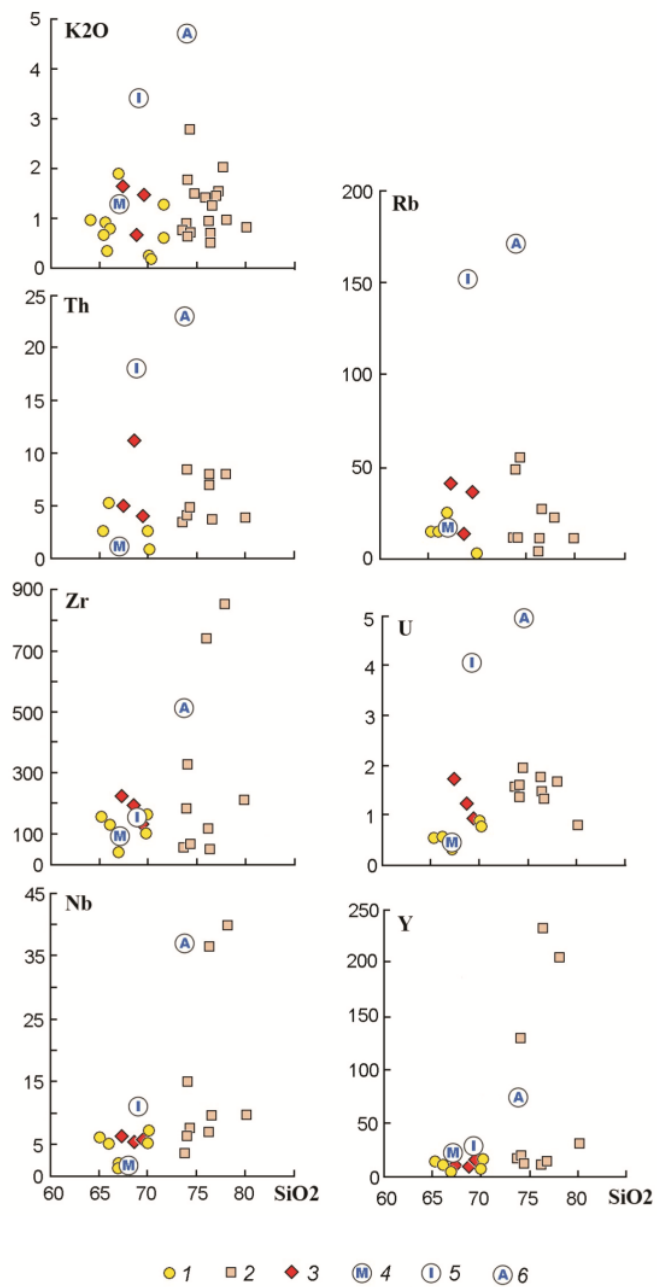
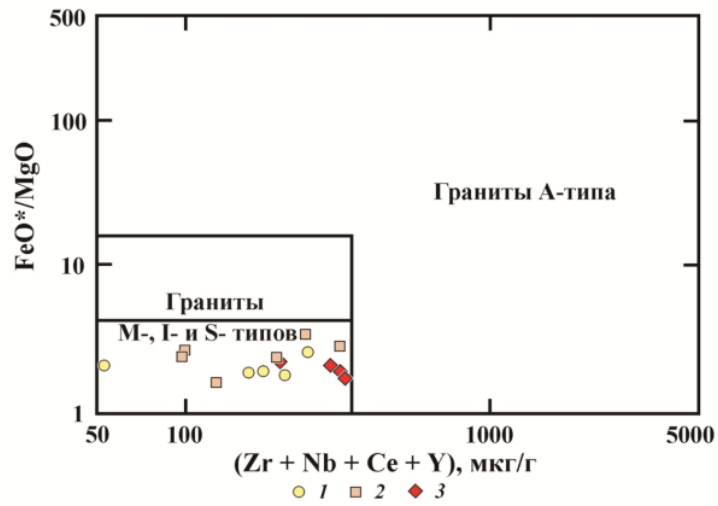


Рис. 29. Дискриминационные диаграммы для даек средне-кислого состава рыбозерского комплекса относительно различных типов М-, I-, А-, S-гранитов.

1 – метадацит-порфиры; 2 – метариолит-порфиры; 3 – гранодиорит-порфиры; 4 – граниты М-типа; 5 – граниты I-типа; 6 – граниты А-типа.

В Южно-Выгозерской ЗС интрузии комплекса образуют два самостоятельных пояса субмеридионального–северо-западного направления, представленных соответственно интрузиями Конжозерской (2) и Рыбозерской (7) групп с Тайгиницким массивом (4) на северо-западном продолжении пояса (прил. 8). Массивы отличаются структурно-тектоническим строением, вторичными изменениями и характером рудоносности.

В пределах Каменноозерской ЗС комплекс представлен интрузиями Западно-Кумбуксинской группы (6) – Щучинским и Савинским массивами, расположенными в зоне влияния Кумбуксинского разлома и Вожмозерским массивом (5) – на контакте зеленокаменной структуры с Хижозерским блоком плагиогранитов.

По картируемым взаимоотношениям пород, слагающих каменноозерский комплекс, традиционно выделяется три фазы внедрения.

*Ранняя фаза каменноозерского комплекса ( $v\sigma LP_2k_1$ )* представлена комплексом ультраосновных пород – метаоливинитов, метадунитов, метаперидотитов. Петрографические особенности пород определяются характером и степенью серпентинизации и более поздних апосерпентиновых изменений.

Метаоливиниты, метадуниты повсеместно преобразованы в апооливинитовые, реже аподунитовые петельчатые серпентиниты зеленовато-серого цвета. Петельчатая структура обусловлена замещением полигональных зерен оливина размером 0,3–1,5 мм, поперечно-волоконистым серпентином (хризотилом), по которому частично развивается более поздний антигорит. Иногда встречается тонкопластинчатый серпентин и тальк. Более ранний магнетит образует рассеянные субидiomорфные зерна размером 0,06–0,16 мм, корродируемые серпентином, вторичный магнетит – тонкозернистый пылеватый, концентрируется в цепочки, жилковатые агрегаты и связан с антигоритизацией пород. Редко встречаются волоконистые структуры и реликты сидеронитовых структур. В отличие от перидотитов в метаоливинитах антигоритизация проявлена слабо.

Метаперидотиты повсеместно преобразованы в антигоритовые серпентиниты – зеленовато-черные породы, преимущественно со структурами псевдоморфного замещения, лепидобластовой, гранобластовой, массивной, реже пятнистой текстурой. Состоят из серпентина (антигорита) – 70–98 % с переменным количеством карбоната (сидерит, реже – анкерит) – 0–40 %, талька – до 20 %, магнетита – 2–15 %. Антигорит обычно пластинчатый мелкозернистый бледно-зеленый до бесцветного. Полностью замещает оливин, в основном с сохранением первичных изометричных и полигональных контуров зерен размером до 1,5 мм, часто оконтуренных пылевидными скоплениями магнетита. Интерстиции между псевдоморфозами по оливину выполнены антигоритом бледно-зеленого цвета с сероватыми цветами интерференции, развитому по пироксену, спайность которого подчеркивается скоплением пылевидного магнетита. Лепидобластовая структура обусловлена тонкопластинчатым, реже – тонковолокнистым агрегатом антигорита с пылевидными включениями магнетита в виде прерывистых прожилков и пятнообразных включений. Участками наблюдается более поздний антигорит, часто крупнопластинчатый, секущий зерна карбоната.

Все имеющиеся силикатные анализы зерна скважин (прил. 9) из ультрабазитовых тел каменноозерского комплекса характеризуются большими потерями при прокаливании, а в большинстве пород Рыбозерской группы и в единичных образцах из Конжозерской группы потери превышают допустимые нормы, что свидетельствует о сильной переработке пород наложенными процессами и не позволяет судить о первичных пропорциях петрогенных элементов.

В целом, петрохимические характеристики пород данной группы соответствуют составам перидотитов. Породы характеризуются низкими содержаниями  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , что свойственно ультраосновным породам. Имеются незначительные отличия в концентрациях главных элементов. Гипербазиты Конжозерской группы более магнезиальные и имеют относительно более высокие содержания  $Na_2O$ , ультрабазиты Тайгиницкой структуры характеризуются более высокими концентрациями железа, титана, калия и кальция.

*Средняя фаза каменноозерского комплекса ( $v\sigma LP_2k_2$ )* представлена метапироксенитами, занимающими незначительный объем в строении комплекса. Они образуют маломощные тела обычно в приграничных частях ультрабазитов. На дневной поверхности были закартированы только в одном обнажении в районе оз. Конжозеро [92]. Представляют собой зеленовато-серые до темно-зеленого цвета породы, панидиоморфнозернистой (для слабо измененных пород), гранонематобластовой структуры, массивной и сланцеватой текстур. Слабо измененные разновидности состоят из клинопироксена (до 74 %), ортопироксена (до 5 %), амфибола (10–12 %), эпидота (10–15 %), хлорита, лейкоксена (доли процента). Обычно метапироксениты преобразованы в тремолитовые, хлорит-тремолитовые, хлорит-карбонат-тремолитовые породы и сланцы. Тре-



молит с характерными «занозистыми» окончаниями замещает пироксен, а по трещинам сам замещается хлоритом и карбонатом.

*Поздняя фаза каменноозерского комплекса* ( $vLP_2k_3$ ) представлена двумя разновидностями габброамфиболитов, имеющими в своем составе разные пропорции темноцветных минералов и плагиоклаза. Первая группа включает лейкократовые разности (лейкогаббро), которые сложены амфиболом (30 %), развивающимся по пироксену, полностью сосюритизированным плагиоклазом (до 70 %), редкими крупными соразмерными с минералами общей массы зернами наложенного карбоната (до 1–2 %) и небольшим количеством кварца. Структура породы гранобластовая. Габброамфиболиты второй группы более меланократовые и содержат заметно больше амфибола (60–70 %), частично эпидотизированного, до 35 % нацело сосюритизированного плагиоклаза и небольшое количество кварца. Структура породы нематогранобластовая.

По химическому составу породы отвечают габбро (рис. 19; прил. 9). Обе группы габброамфиболитов каменноозерского комплекса, в сравнении с амфиболитами первой фазы шилосского комплекса и лопийского силлово-дайкового комплекса, имеют более низкие концентрации  $TiO_2$  (0,43–0,75 мас. %),  $Fe_2O_3$  (6,77–10,24 мас. %), Y (8–11 мкг/г), Nb (0,8–1,6 мкг/г), Zr (19–30 мкг/г), Hf (0,55–0,85 мкг/г), V (152–189 мкг/г), повышенные содержания CaO (11,16–14,35 мас. %) и высокую магнезиальность (0,63–0,71) (прил. 9). Между собой выделенные группы метагаббро отличаются повышенными содержаниями глинозема (16,56–19,20) у лейкогаббро и магния (9,51–12,62) у группы меланократовых метагаббро (рис. 20).

Габброамфиболиты каменноозерского комплекса имеют плоские графики распределения редкоземельных элементов с небольшим обеднением легкими лантаноидами группы меланократовых габбро ( $La_N/Yb_N=0,53$ ) и самые низкие содержания РЗЭ, превышающие хондритовое в 4–7 раз при общей их сумме 14–18 мкг/г (рис. 21; прил. 9). Расплав, из которого они кристаллизировались, имеет толеитовую природу.

Ниже приведена характеристика внутреннего строения массивов, слагающих вышеперечисленные пояса.

Вожмозерский массив пространственно приурочен к зоне глубинного разлома, отделяющего Хижозерский блок от зеленокаменных образований Кумбуксинской ветви Каменноозерской ЗКС. Массив четко фиксируется в магнитном поле овальной аномалии с четкими градиентами интенсивностью до 350 нТл. В гравитационном поле и по данным дешифрирования КС не выделяется. Массив представляет собой узкое, вытянутое в северо-западном направлении тело длиной 5 км при ширине 0,1–0,3 км. Падение массива на всем протяжении крутое до 80° в северо-восточном направлении. В центральной его части, которая расположена под акваторией оз. Вожмозеро, отмечается раздвиг шириной до 1 км, представляющий собой несколько кулисообразно расположенных линзообразных тел ультрамафитов [137].

В строении массива наибольшим распространением пользуются тальк-карбонатные породы, реже – антигоритовые серпентиниты и существенно амфиболовые апопироксенитовые породы. Большой объем пород тальк-карбонатного, хлорит-тальк-карбонатного состава свидетельствует об интенсивно проявленных метасоматических процессах лиственизации. Со стороны лежащего бока массив контактирует с дайковым телом рыбозерского комплекса дацитового состава. Висячем боку Вожмозерского массива залегают плагиограниты Хижозерского блока, в эндоконтактных частях которого отмечаются гидротермальные изменения (серицитизация, хлоритизация, окварцевание). Оба контакта тектонизированы.

Рудная минерализация в массиве представлена магнетитом (до 15 %), ильменитом (до 3 %), пиритом (до 3 %), а также редкой вкрапленностью пирротина, пентландита, миллерита и халькопирита. Максимальные содержания отмеченных минералов наблюдаются в серпентинитах, а в тальк-карбонатных породах резко падают. Исключение составляет пирит, содержание которого в тальк-карбонатных породах возрастает на контакте с дайкой дацитового состава.

Интрузии Западно-Кумбуксинской группы имеют достаточно сложное строение. Они представляют собой смещенные относительно друг друга удлиненные пластообразные, пологозалегающие тела, ориентированные в северо-западном направлении в соответствии с общей направленностью структуры.

В результате поисковых работ [137, 138] были выделены и изучены Савинский и Щучинский массивы.

Савинский массив выражен в геофизических полях наиболее четко. Ему соответствует локальная аномалия поля ( $\Delta T$ )<sub>a</sub>, размеры аномалии – 3 000×800 м, интенсивность – до 2 000 нТл. По результатам бурения скважин 50, 51 и др. [137] установлено, что массив состоит из чередующихся горизонтов ультрамафитов и габброидов. Мощность горизонтов ультрамафитов составляет 10–70 м, габброидов – от 1–2 до 100 м. Суммарная мощность габброидов в разрезе составляет около 60 %, остальная часть приходится на ультрамафиты. По мнению авторов,

учитывающих все имеющиеся данные, Савинский массив имеет чашеобразную форму в поперечном сечении.

Ультрамафиты Савинского массива представлены антигоритовыми серпентинитами без сохранения реликтов первичных структур. В зонах многочисленных контактов с габброидами серпентиниты изменены до хлорит-амфиболовых, хлорит-амфибол-тальковых и карбонат-тальковых пород. Мощность зон метасоматоза колеблется от 10 см до первых метров. Рудная минерализация в ультрамафитах массива представлена тонкой вкрапленностью магнетита и сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит). Содержания сульфидных минералов не превышает 1 %.

Габбровая составляющая разрезов имеет более сложное внутреннее строение, заключающееся в чередовании лейкократовых и меланократовых метагаббро с метапироксенитами и плагиопироксенитами, причем, закономерностей в смене причисленных разностей не наблюдается. Рудная минерализация в габброидах представлена титаномагнетитом, отмечается вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита, последний в отдельных случаях в карбонатных прожилках образует гнезда размером до 2 см в поперечнике.

Восточнее основного Савинского массива профилем скважин [137] были закартированы маломощные пологозалегающие тела антигоритовых серпентинитов со сложными «рваными» контактами с вмещающими метабазами и плагиогранитами. В приконтактных частях породы сильно изменены и превращены в хлорит-тальк-амфиболовые сланцы.

По результатам аэромагнитной съемки Щучинский массив представляет собой тело субэллиптической формы размером 1×1,5 км, к которому с юга примыкает линейно расположенная «цепочка» мелких тел. Простирание «цепочки» субширотное, общая протяженность по простиранию в западном направлении составляет 3,5 км при ширине 0,2–0,4 км. Основное тело фиксируется магнитной аномалией интенсивностью до 250 нТл, мелкие тела в пределах «цепочки» выделяются аномалиями от 50 до 500 нТл, при этом между телами отмечаются пониженные значения магнитного поля до –50–100 нТл.

Основной массив разбурен профилем скважин [138] до глубины 278 м и представляет собой сложное переслаивание магнезиальных метабазальтов кумбуксинской толщи с разрозненными телами ультрабазитов. Особенностью Щучинского массива в этой части является практически полная гидротермально-метасоматическая переработка первично слагающих его пород, представленных в настоящее время метасоматитами тальк-карбонатного, хлорит-амфиболового, кварц-карбонат-хлоритового, тальк-хлорит-амфиболового состава, реже – серпентинитами. Перечисленные разновидности метасоматитов чередуются в разрезе, создавая псевдослоистый характер массивов.

Мощность Щучинского массива в южной части колеблется в пределах 200–300 м. Подстилают массивы магнезиальные метабазальты и коматииты кумбуксинской толщи.

По дугообразному рисунку изолиний магнитного поля, а также по сложному «переслаиванию» метасоматитов и реликтов ультрабазитов, можно предположить о существовании некогда единого магматического тела, а современная фрагментарность его на уровне эрозионного среза обусловлена блокированием тела в результате деформаций сдвига-надвиговой кинематики.

В Южно-Выгозерской ЗС, как было сказано выше, выделяется два пояса интрузий базит-ультрабазитового состава – Конжозерский в западной части территории и Рыбозерский – в центральной. Все массивы закрыты наносами рыхлых отложений. Они были выявлены по геофизическим данным и изучены буровыми работами [88, 98, 102, 143]. Исключение составляют отдельные массивы и дайки, сложенные менее измененными разностями – метапироксенитами, мелано- и лейкогабброамфиболитами, участвующими в строении поясов или расположенными на их продолжении.

Отдельную пространственно обособленную, группу интрузий составляют реликты даек метагаббро и метаультрабазитов среди плагиогранитов Южно-Выгозерского и Шелтопорожского блоков.

Конжозерская группа интрузий объединяет несколько массивов основных–ультраосновных пород: Северо-Конжозерский, Центральнo-Конжозерский, Ламбозерский, Южно-Конжозерский. Перечисленные массивы, вероятно, первоначально составляли единое магматическое тело, которое впоследствии было разобщено в процессе заложения протерозойских структур субширотного–северо-западного простирания, а также более поздними (свекофеннского времени) процессами структурной перестройки территории. В результате последних, в этой части территории были проявлены тектонические нарушения взбросо-надвиговой кинематики, которая подчеркивается дугообразным в плане расположением массивов, а также подтверждается фактическими данными по результатам бурения. В районе Центральнo-Конжозерского массива

под антигоритовыми серпентинитами и сланцами по metabазальтам возмозерской толщи на глубине 222,2 м были скважиной 38 [102] вскрыты метаосадочные породы янгозерской свиты.

Массивы четко фиксируются в магнитном поле интенсивными аномалиями (до 3 000 нТл). В гравитационном поле и по данным дешифрирования КС, ввиду незначительных размеров, не выделяются. Имеют структурную приуроченность к линеаментам субмеридионального направления дугообразной формы.

Отличительной особенностью ультрабазитов Конжозерской группы является интенсивная их серпентинизация (антигоритизация), особенно проявившаяся по перидотитам. Первичные минералы практически отсутствуют.

Наиболее изученным является Центральнo-Конжозерский массив субмеридионального простирания дугообразной формы размером 3,5×0,6 км. Общее падение массива на запад-юго-запад, крутое (75–80°) в восточной части и более пологое (60–70°) в западной и юго-западной частях массива. Массив расположен в «основании» возмозерской толщи и вместе с ней круто надвинут в северо-восточном направлении на метаосадки янгозерской свиты. Контакты массива линейные, согласные с рассланцеванием вмещающих пород, обычно тектонизированы с проявлениями эпигенетических изменений.

Сложен массив тремя последовательно внедрившимися фазами: метаультрабазитов–метапироксенитов–метагаббро. Породами ранней фазы, представленными серпентинитами по оливинитам и перидотитам, сложено крупное тело мощностью 200–210 м в восточной, подошвенной части массива, вскрытое скважинами 38 и др. [102, 143]. Особенностью строения данного тела является нечетко выраженное чередование серпентинитов по перидотитам и оливинитам в подошвенной части мощностью около 70 м. Выше тело сложено серпентинитами по перидотитам. Серпентинитами по перидотитам сложены также вскрытые скважинами [143] маломощные (5–50 м) самостоятельные тела в западной части массива.

Метапироксениты занимают незначительный объем массива, слагая тела небольшой мощности (5–10 м) в кровле апоперидотитовых серпентинитов [102, 143], а также, редкие самостоятельные дайковые тела среди metabазальтов возмозерской толщи [92].

Кровля Центральнo-Конжозерского массива сложена метагаббро, которые образуют пластообразные тела мощностью 20–25 м [102, 143].

Аналогичное строение тел наблюдается и в Южно-Конжозерском массиве. Кроме того, в его пределах, в районе оз. Конжозеро, на дневной поверхности картируется дугообразное тело, сложенное слабодифференцированными породами от лейко- до меланогаббро. Оно вытянуто в субмеридиональном направлении на 6,5 км при максимальной мощности до 600 м.

Контакты между интрузиями ультрабазитов с вмещающими породами, а также между литологическими разностями (фазами) нечеткие, вследствие интенсивно проявленных метасоматических изменений. Интенсивность метасоматических изменений несколько возрастает в западной, юго-западной частях массива. Строение массива здесь более сложное, обусловленное довольно частым чередованием серпентинитов и вмещающих пород. Частое чередование серпентинитов и вмещающих metabазальтов, видимо, носит тектонический характер, а характер контактовых зон определяется в первую очередь интенсивностью тектонических подвижек.

Изменения вдоль ослабленных контактовых зон отражаются и в геохимических данных. Так, для краевой части измененных серпентинитов часто наблюдается на порядок повышенное содержание хрома относительно неизмененных серпентинитов, слабое повышение содержания марганца, ванадия, кобальта, пониженное содержание никеля. Визуально здесь часто наблюдается повышенная вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин) до 5 % [143].

Отражением разнопроявленных эпигенетических изменений является и характер никелевой минерализации: в северо-восточной части массива – пентландит-пирротиновый тип, в юго-западной и западной – миллерит-зигенитовый.

Интрузии Рыбозерской группы отличаются от всех вышеперечисленных массивов наиболее интенсивной, неоднократно проявленной тектоно-метасоматической переработкой пород, начиная с неравномерно проявленных стадий серпентинизации и кончая стадиями лиственизации, пропицитизации часто с полной утратой первичных составов.

Площадь развития интрузий Рыбозерской группы четко фиксируются в магнитном поле серией обособленных вытянутых в субмеридиональном направлении аномалий с четкими градиентами и с различной интенсивностью – 3 000, 3 500, 5 000, 7 000 нТл, что также подчеркивает сложность строения, как собственно интрузий гипербазитов, так и структуры в целом.

Интрузии слагают обычно маломощные до 30 м, редко – до 100 м (скв. 62), линейно-вытянутые, часто линзующиеся тела, согласные с рассланцеванием вмещающих пород. При этом состав и мощность тел не выдержаны как по простиранию, так и по падению. Породы представлены, преимущественно, серпентинитами по перидотитам и оливинитам, метапироксенитами,

габброидами и рядом производных метасоматитов по ним, обнаруживающим петрографическое и петрохимическое сходство с таковыми в других вышеописанных массивах.

На геологической карте сложнопостроенное тело ультрабазитов в центральной части Рыбозерской структуры показано обобщенным контуром. При мощности от 100–150 м на флангах и 300 м в центральной части его протяженность составляет 9 км. Оно вскрыто скважинами 66, 68, и др. [88, 98] в северной части и скважиной 73 [143] – в центральной и характеризуется следующим обобщенным разрезом. В основании расположены амфиболовые сланцы актинолит-тремолитового, роговообманково-тремолитового состава, иногда с небольшим (до 10 %) содержанием плагиоклаза, с сохранившейся апогаббровой структурой, по составу соответствуют меланогаббро и пироксенитам. Выше появляются маломощные (5–10 м) тела метаперидотитов, представленные тремолит-талковыми, тальк-тремолитовыми сланцами. В верхней части разреза обычно расположены тела метагаббро мощностью от 5 до 30 м.

На самом деле разрезы более сложные. Примером может служить разрез по скважине 73 [143] (сверху вниз):

До 17,7 м – Четвертичные отложения.

17,7–32,0 м – Переслаивание тремолитовых, карбонат-хлорит-актинолит-тремолитовых, хлорит-талк-тремолитовых сланцев по пироксенитам с редкими маломощными жилками катаклазированных метагаббро. Контакт с метаперидотитами постепенный, на контакте интенсивная хлоритизация.

32,0–80,6 м – Хлорит-карбонат-талковая порода по перидотитам темно-серого цвета слабосланцеватая, относительно однородна, в основании, преимущественно, хлорит-талкового состава с наложенной тремолитизацией.

80,6–84,6 м – Тремолитсодержащие карбонат-хлорит-талковые породы слабосланцеватые неяснополосчатые за счет более светлых карбонат-тремолитовых прожилков.

84,6–93,0 м – Хлорит-актинолит-тремолитовые по пироксенитам породы темно-зеленого цвета слабосланцеватые с редкими прожилками карбонат-тремолитового состава. В основании, на контакте с метагаббро – актинолит-тремолит-хлоритовые породы. Контакт неровный, отчетливый, наблюдается карбонатизация и окварцевание.

93,0–101,6 м – Метагаббро зеленовато-серое бластогаббровой структуры, массивной текстуры, участками – катаклазированное.

101,6–113,6 м – Цоизит-полевошпат-хлорит-тремолитовые породы по меланогаббро, в основании – хлорит-тремолитовые сланцы по пироксенитам.

113,6–126,0 м – Метагаббро интенсивно катаклазированные.

126,0–132,0 м – Хлорит-тремолит-карбонат-талковые сланцы с редкими прожилками карбонат-тремолитового состава.

132,0–171,8 м – Хлорит-карбонат-талковые сланцы по перидотитам с редкими прослоями мощностью 0,2–0,5 м актинолит-хлорит-карбонатных, магнетит-хлоритовых сланцев. В основании – преимущественно хлорит-талк-карбонатные сланцы с редкими прослоями хлорит-полевошпат-актинолитовых сланцев мощностью до 2 м.

171,8–175,0 м – Зона контакта сланцев по пироксенитам и метагаббро, представленная переслаиванием тальк-хлорит-карбонатных, хлорит-карбонатных, магнетит-хлоритовых, карбонат-тремолитовых, актинолит-тремолитовых сланцев. Мощность прослоев – 0,1–0,4 м.

175,0–200,6 м – Метагаббро массивное, участками – слабо катаклазированное, с единичными кварц-альбитовыми прожилками мощностью до 10 см.

Процессами диафтореза охвачены, в той или иной мере, все породы Рыбозерской структуры. Базиты и ультрабазиты каменноозерского комплекса, в основной своей массе превращены в породы – производные рядов пропилитов и лиственитов. С этими процессами связано золото-сульфидное оруденение. Ультрабазиты Рыбозерской группы перспективны также на хром и тальк. Хромовое оруденение локализуется как среди серпентинитов, так и в контактовых зонах ультрабазитов, среди хлоритовых, биотит-хлоритовых сланцев (скв. 73 и др.) [143].

На северо-западном продолжении Рыбозерского пояса в районе г. Врожгора (Тайгиницкая структура) скважинами [128, 143] также были вскрыты маломощные тела серпентинизированных ультрабазитов и габброидов.

В районе устья р. Выг, у северной границы листа, магнезиальные метамеланогаббро образуют серию тел и даек (размером от 0,250×1,2 до 1,0×2,0 км), пространственно приуроченных к тектонической зоне северо-западного простираения (продолжение Рыбозерского пояса).

Таким образом, можно сделать вывод о том, что все выделяемые на Северо-Онежской площади пояса базит-ультрабазитов сложены одинаковым набором пород от метаоливинитов до метагаббро и их метасоматическими производными. Отличие заключается в объеме отдельных представителей этого ряда в каждой группе массивов.

Породы ультраосновного состава в результате воздействия метаморфо-метасоматических процессов претерпели значительные изменения, приведшие к практически полному замещению слагающих их первичных минералов вторичными. Так, автотаморфические изменения и процессы регионального метаморфизма обусловили серпентинизацию ультрамафитов, вызвав-

шую замещение оливина хризотилом, лизардитом и антигоритом, а пироксенов – антигоритом, амфиболом, хлоритом, карбонатом и магнетитом. Антигоризация пород ультраосновного состава наиболее проявлена вблизи контактов с вмещающими породами, дайками, в зонах повышенной трещиноватости и в зонах влияния глубинных разломов. При этом магнетит образует крупные стяжения, прожилки, замещая сульфиды и хромшпинелиды, что приводит к повышению магнитной восприимчивости пород и соответственно находит свое отражение на карте аномального магнитного поля.

На более поздних этапах серпентинизированные ультрабазиты были преобразованы в хлорит-талк-карбонатные и талк-карбонатные сланцы. Первичные структуры пород при этом практически не сохранились, и лишь иногда наблюдаются тневые реликты первичных минералов (оливинов, пироксенов).

Для двух разновидностей габброидов поздней фазы каменноозерского комплекса получены определения изотопного возраста. Возраст кристаллизации лейкомагаббро (проба 408600, опорное обнажение № 11), полученный по 11 зернам циркона, – субконкордантный и составляет  $2\,840 \pm 5$  млн лет. Возраст кристаллизации меланократового метагаббро (проба 116500, опорное обнажение № 2), полученный по 10 зернам циркона, – конкордантный и составляет  $2\,818 \pm 14$  млн лет (прил. 6).

На диаграмме  $Zr/Y-Nb/Y$  фигуративные точки как лейко- так и меланократовых метагаббро лежат в поле базальтов океанических плато (с плюмом в качестве предполагаемого источника) на границе с базальтами срединно-океанических хребтов, между составами примитивной (PM) и деплетированной (DM) мантии (рис. 22). Породы комплекса имеют положительный  $\epsilon Nd(T)=4$  и на графике  $\epsilon Nd-T$  располагаются на линии деплетированной мантии [92]. В четырех пробах из пяти намечается небольшой Nb минимум  $(Nb/La)_N=0,58-0,89$  (рис. 21), что позволяет говорить о возможной контаминации расплава коровым материалом.

## ПОЗДНЕЛОПИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднелопийские интрузивные образования формировались в интервале времени 2 800–2 700 млн лет и представлены комплексами гранитоидов, характерных по условиям образования для протоколлизонных и постколлизонных обстановок. В позднелопийское время были сформированы мигматит-анатектит-гранитовый, хаутаварский комплекс умереннощелочных гранитов и телекинский комплекс гранитовый.

**Комплекс мигматит-анатектит гранитовый ( $m\gamma LP_3$ ).** На предшествующих геологических картах массивы этих гранитов показаны в составе волозерского комплекса мигматит-анатектит-гранитового [87, 143] и ультраметагенного гранитоидного комплекса [99, 109]. В связи с тем, что мигматит-анатектит-гранитовый комплекс является сквозным для всех структурно-формационных зон Карельского кратона в «Дополнении к серийной легенде...» [97] было принято решение о нецелесообразности собственных наименований комплекса.

Известные к настоящему времени площади развития микроклин-плагиоклазовых гранитов расположены, преимущественно, в юго-восточной части листа Р-36-ХП, в пределах Северо-Онежского блока. Они слагают мигматитовые поля и мелкие тела микроклин-плагиоклазового плагио-микроклинового состава. В южной части Шелтопорожского блока крупные ареалы плагио-микроклиновых мигматит-гранитов закартированы в районе р. Пажа. Здесь они пространственно тяготеют к зонам Рыбозерско-Пажского и Выгозерского разломов. В связи плохой обнаженностью территории форма и размеры площадей развития микроклин-плагиоклазовых гранитов показаны с учетом геофизических данных – по равномерным относительно повышенным значениям магнитного поля и однообразным характеристикам МАКС.

Взаимоотношение пород комплекса с вмещающими ранне-среднелопийскими нерасчлененными плагиогранитами установлено южнее д. Валозеро в обнажении № 94 (прил. 7). Порфирированные микроклин-плагиоклазовые граниты и лейкограниты прорывают однородные гнейсовидные среднезернистые плагиограниты нерасчлененного комплекса. На юго-востоке листа в районе среднего течения р. Пажа плагио-микроклиновые граниты контактируют с амфиболовыми сланцами вождозерской толщи. Контакт представляет собой зону послылойной мигматизации амфиболитов мощностью 0,5–2,5 м (обнажение № 82).

Преобладающими в составе комплекса являются мигматит-граниты, субстратом которых являются, в основном, плагиогранитоиды. Количество субстрата, как правило, не превышает 10–15 % объема пород. Присутствует он в виде реликтовых полос, линз, неправильной формы обособлений. Мигматизирующий материал имеет состав плагио-микроклинового гранита от среднезернистой до пегматоидной структуры, распределенного в различной форме: послылойные, секущие жилки, линзы, гнезда, порфиробласты, межгранулярная пропитка. В целом, мигматит-

граниты характеризуются неоднородностью состава, изменяющегося от гранодиоритов до микроклин-плагиоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов при значительном преобладании последних.

В пределах площадей развития микроклин-плагиоклазовых гранитов выделяется две разновидности пород. К предположительно ранней по времени образования относятся биотитовые микроклинсодержащие плагиограниты, имеющие незначительное развитие преимущественно в эндоконтактовых частях массивов (опорное обнажение № 94; прил. 7). Это достаточно однородные среднезернистые породы серого, розовато-серого цвета с неравнозернистой или слабо порфиroidной структурой. Мелкие порфиroidные выделения представлены плагиоклазом, редко – нерешетчатым калиевым полевым шпатом. Минеральный состав: сосюритизированный плагиоклаз – 55–65 %, нерешетчатый калиевый полевой шпат – до 5 %, кварц – 25 %, биотит – 8–12 %; второстепенные минералы – эпидот (5 %), серицит, хлорит. Редкие зерна акцессорных минералов представлены цирконом, апатитом, титанитом.

Наибольшим распространением пользуются порфиroidные биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты мезо- и лейкократовые. Они выдержаны по текстурно-структурным признакам и различаются только размером вкрапленников, содержанием темноцветных минералов. Породы светло-розового, розовато-серого цвета, массивной достаточно однородной текстуры со среднепорфиroidной, реже – крупнопорфиroidной структурой и среднезернистой основной массой. Вкрапленники (кристаллобласти) размером 5–10 мм представлены розовым нерешетчатым калиевым полевым шпатом, часто в сочетании с темно-серым полупрозрачным кварцем. Основная масса сложена плагиоклазом, кварцем, решетчатым микроклином и биотитом. По количеству последнего породы разделяются на мезократовые граниты с 5–7 % биотита и лейкократовые, где его 2–3 %. Поздние и наложенные минералы – серицит, эпидот, хлорит. Акцессорные минералы представлены редкими зернами апатита и циркона.

По концентрациям главных окислов и значениям петрохимических параметров породы относятся к ряду нормальнощелочных гранодиоритов-гранитов калий-натриевым и магно-железистым разновидностям с умеренной титанистостью и незначительно пересыщенностью глиноземом. Содержания кремнезема в микроклин-плагиоклазовых гранитах варьируют в пределах 68–74 %, а суммы щелочей – от 6,4 до 8,1 %, в среднем – около 7 % (прил. 9).

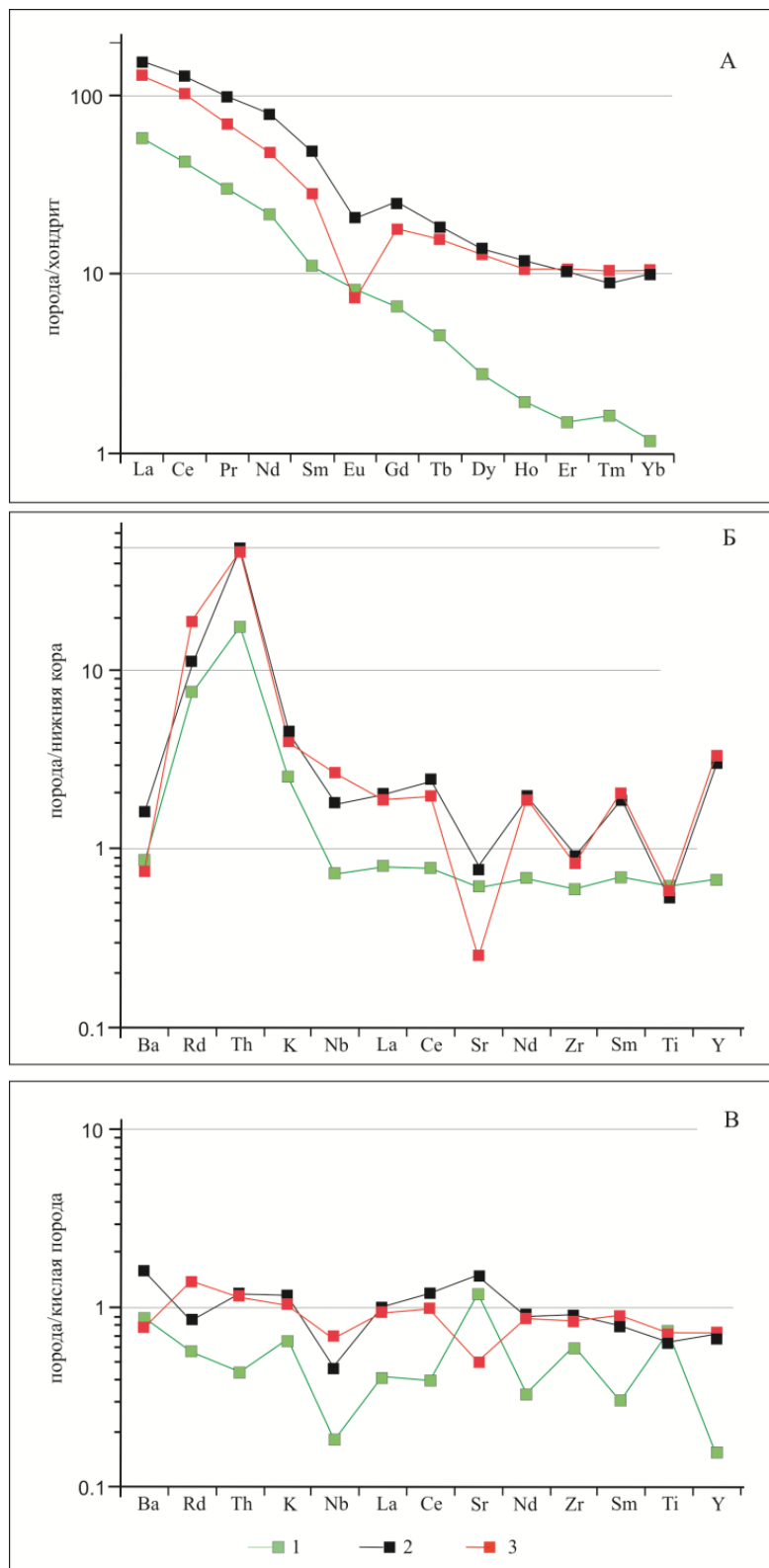
В биотитовых микроклинсодержащих плагиогранитах и биотитовых микроклин-плагиоклазовых гранитах суммарные содержания редких земель не велики. Спектры распределения РЗЭ в них однотипны и характеризуются значительным фракционированием при отсутствии отрицательной европиевой аномалии (рис. 30). Из особенностей состава редкоземельных элементов гранитов отмечается нижекларковые содержания большинства литофильных элементов – Rb, Ba, Th, U, La и Ce и, особенно (в 6–8 раз), Y и Nb. Содержания Rb падают от плагиогранитов к лейкогранитам, а содержания Ba повышаются, что не характерно для гранитных комплексов. Концентрации Sr слегка повышены в большинстве пород, что приводит к высоким значениям K/Rb отношения и низким Rb/Sr. Ровные, близкие к кларковым содержания, присущи Zr, Ni и, частично, для Co, концентрация которого резко падает в лейкогранитах. Высокие содержания, в 2–3 раза выше кларковых, выявлены только для Sr.

От визуально схожих и территориально совмещенных гранитов телекинского комплекса мигматит-анатектит-граниты отличаются по нескольким параметрам. В них часто отмечается интенсивный катаклиз. Не проявлены процессы мусковитизации и альбитизации. Вкрапленники, как правило, представлены не только калиевым полевым шпатом, но и темно-серым полупрозрачным кварцем. Калиевый полевой шпат содержится в меньшем количестве, а его вкрапленники имеют более мелкий размер – до 5–7 мм, чем в гранитах телекинского комплекса. Отмечается низкое содержание акцессорных минералов, в целом, и отсутствие ортита и магнетита в частности. Значительно отличаются составы пород, как по петрогенным, так и по редкоземельным элементам, а также спектры распределения РЗЭ, что может свидетельствовать о разных источниках и условиях эволюции гранитных расплавов.

Для биотитовых микроклин-плагиоклазовых гранитов выполнено определение изотопного возраста из пробы 2006 (опорное обнажение № 94), взятой в районе оз. Волозеро. Возраст кристаллизации конкордантный, получен по 10 зернам циркона и составляет по верхнему пересечению дискордии с конкордией  $2\,798 \pm 9$  млн лет (СКВО – 0,36). Значения  $\epsilon_{Nd}$  равны +0,5, а TDM – 3 059 млн лет (прил. 6). Полученные значения изотопного возраста также свидетельствуют о более раннем становлении комплекса мигматит-анатектит-гранитов в сравнении с нижеописанными гранитоидами телекинского комплекса.

Источником магматического расплава для образования комплекса мигматит-анатектит-гранитов служили продукты плавления метамагматического субстрата, которое происходило в условиях коллизии. По классификации Б. Чапела и А. Уайта [58], дополненной В. Коллинзом

[59] и Дж. Валенном [75], фигуративные точки составов гранитоидов комплекса занимают промежуточное положение между полями гранитов М-типа и I-типа (рис. 25). Это можно объяснить смешением составов источника расплава с субстратом, которым являются более ранние плагииграниты, образованные за счет плавления и дифференциации толеит-базальтовых магм.



**Рис. 30.** Распределения редких и редкоземельных элементов в позднепалеозойских гранитоидах, нормированные к хондриту (А), к нижней коре (Б), к кислым породам (В).

1 – микроклин-плагноклазовые граниты (комплекс мигматит-анатектит-гранитов); 2 – граносиениты Конжозерского массива (хаутаварский комплекс умереннощелочных гранитов); 3 – граниты Волозерского массива (телекинский комплекс гранитовый).

**Хаутаварский комплекс умереннощелочных гранитов ( $\gamma\xi LP_3h$ ).** На территории листа Р-36-ХП в настоящее время известен только один массив, относящийся к данному комплексу – Конжозерский (1), который расположен северо-западнее оз. Конжозеро. Ранее массив включался в состав телекинского гранитного комплекса [97, 143]. Полученные новые данные позволили выделить его из состава телекинского гранитного комплекса. Массив эллипсоидальной формы ориентирован в северо-западном направлении. Площадь обнаженной части составляет не менее  $7\times 3$  км. В северном ограничении массив срезается субширотной зоной Колойгорского разлома. Это подтверждается геологическими наблюдениями и геофизическими данными [102, 143]. В пределах массива установлено несколько секущих даек метадолеритов субвулканической фации северо-сегозерского вулканического комплекса.

В поле силы тяжести массиву отвечает локальная малоамплитудная (до 3 мГал) аномалия пониженных значений. В магнитном поле  $(\Delta T)_a$  здесь фиксируется локальная изометрическая аномалия остаточной интенсивностью 100 нТл с двумя локальными минимумами (–250 и –270 нТл), разделенными линейной зоной потери корреляции северо-западного направления. На КС массив не имеет индивидуального выражения, что, вероятно, связано с развитием на его площади различных категорий рельефа: структурно-денудационного и аккумулятивного.

Тектоническая позиция Конжозерского массива определяется его нахождением на границе Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры и Выгозерского блока, сложенного, в основном, нерасчлененными гранитоидами ранне-среднелопийского возраста. Контакт гранитов и лопийских метавулканитов интрузивный, о чем свидетельствуют ороговикование и эпидотизация метаэффузивов, секущие дайки гранитов и пегматитов в южной экзоконтактной зоне [143]. С развитыми к югу плагиоклазовыми и микроклин-плагиоклазовыми гнейсовидными гранитами контакт тектонизированный.

Весь массив сложен породами одной фазы внедрения с выдержанными текстурно-структурными признаками и минеральным составом. Это массивные неравнозернистые и порфиоровидные породы со среднезернистой основной массой варьирующие 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 %), представленных сфеном, ортитом, цирконом. В шлифах часто отмечается монцитовая структура, где крупные изометричные вкрапленники нерешетчатого калиевого шпата содержат мелкие идиоморфные кристаллы основного плагиоклаза, часто – с альбитовой каймой.

Концентрации составов петрогенных и редкоземельных элементов приведены в приложении 9. Содержание  $SiO_2$  колеблется от 65 до 70 % при сумме щелочей от 10 % в граносиенитах до 8 % в гранитах, что соответствует полям умереннощелочных пород на диаграмме  $SiO_2-Na_2O+K_2O$ . По величинам отношения  $Na_2O/K_2O$  (1,2–0,8) и калиевости (35–45) они относятся к калинатровым породам. Содержания  $K_2O$  варьируют от 5 до 4 %, что указывает на принадлежность пород к высококалиевой известково-щелочной серии. Значения  $Al_2O_3$  колеблются в диапазоне 17–14,5 %, в среднем более 15 %, что соответствует группе высокоглиноземистых пород. По содержанию  $TiO_2$  (0,3–0,33 %) все породы располагаются в поле низкотитанистых пород. По содержанию  $MgO$  (1,45–1,0 %) граносиениты и граниты относятся к умеренномагнезиальной серии. Величина коэффициента магнезиальности изменяется незначительно (40–50), и по этому показателю граниты относятся к группе магнезиальных пород.

В ряду граносиениты–граниты с ростом  $SiO_2$  уменьшаются содержания  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  при практически неизменных содержаниях  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ .

Тренды изменений главных элементов значительно отличаются от характера их изменений в породах телекинского комплекса и среднелопийских плагио-микроклиновых гранитах. По сравнению с гранитами–гранодиоритами телекинского комплекса, граносиениты содержат меньше титана, железа, кальция и значительно обогащены щелочами, алюминием, барием и стронцием, что выражается в величине индикаторных отношений  $Rb/Sr$ ,  $K/Ba$ ,  $Rb/Ba$ .

Суммарные содержания редких земель и спектры их распределения в граносиенитах конжозерского массива и в породах телекинского комплекса однотипны и характеризуются умеренным фракционированием с падением содержаний легких при постоянных содержаниях тяжелых РЗЭ. Главное отличие в характере распределения РЗЭ заключается в отсутствии отрицательной аномалии  $Eu$  в граносиенитах Конжозерского массива, и ее присутствие во всех породах телекинского комплекса (рис. 30).

В рамках ГДП-200 [92] выполнено определение абсолютного возраста цирконов биотитовых граносиенитов Конжозерского массива (пробы 132800, опорное обнажение № 53). Для всех 7 зерен был получен конкордантный возраст, составивший  $2\,762,1\pm 9$  млн лет и который рассматривается как время формирования породы (прил. 6).



По классификации Б. Чаппела и А. Уайта [58], дополненной В. Коллинзом [59] и Дж. Валеном [75], фигуративные точки составов умереннощелочных гранитов Конжозерского массива занимают промежуточное положение между полями гранитов А-типа и I-типа (рис. 25). При этом концентрации K, Rb, Th, U соответствуют таковым в гранитах А-типа. Источником магматического расплава для этого комплекса гранитоидов могли служить как продукты плавления метамагматического субстрата (I-тип), которое происходило в условиях коллизии, так и продукты плавления нижних частей континентальной коры под влиянием дополнительного источника тепла (горячей точки) (А-тип).

По минеральному и химическому составу, особенностям распределения редких элементов (прил. 9) граносиениты и монцограниты Конжозерского массива близки к умереннощелочным породам средней фазы Панозерского и Хаутаваарского массивов [18], расположенных на западной границе Волозерского домена в центральных частях зеленокаменных структур. На принадлежность всех этих массивов к одной ассоциации указывают и практически одинаковые абсолютные возраста, равные для граносиенитов Хаутаваарского массива  $2\,743 \pm 8$  млн лет и монцогранитов Панозерского массива –  $2\,737 \pm 10$  млн лет [50]. Отличие Конжозерского массива заключается в отсутствии умереннощелочных пород основного и среднего состава, развитых в краевых частях Панозерского и Хаутаваарского массивов и в его локализации на границе зеленокаменной структуры, а не в ее центре. Дополнением изменений к легенде Карельской серии (лист Р-36-ХII) предложено объединить разновозрастные массивы умереннощелочных гранитов в единый сквозной хаутаваарский комплекс, а гранитоиды Конжозерского массива отнести к средней фазе хаутаваарского комплекса.

**Телекинский комплекс гранитовый** ( $\gamma LP_3t$ ). На территории листа Р-36-ХII гранитоидами телекинского комплекса сложен один крупный Волозерский массив (8) и ряд более мелких тел в его обрамлении. Впервые в этом районе образования телекинского комплекса в виде группы тесно сближенных массивов, образующих изометрический в плане ареал площадью порядка  $500\text{--}600$  км<sup>2</sup>, выделил Ю. Б. Голованов [87] при проведении глубинного геологического картирования. Крайне плохая обнаженность, а также отсутствие каменного материала ранее пробуренных скважин, сильно затрудняют выявление морфологии и внутреннего строения массива.

Волозерский массив локализован в контуре крупной отрицательной аномалии силы тяжести  $\Delta g$  ( $-18\text{--}28$  мГал) с понижением его интенсивности в центральной части аномалии в районе оз. Верх. Волозеро. Магнитное поле над массивом отрицательное–слабоположительное, изменяющееся от  $-25$  до  $0$  нТл с отдельными линейными аномалиями до  $50\text{--}100$  нТл преимущественно северо-западной ориентировки в северной части. Этот рисунок магнитного поля резко обрывается здесь зоной северо-западного направления (Северо-Онежский разлом), выраженной в поле  $(\Delta T)_a$  нарушением корреляции магнитных аномалий. На КС массив не имеет индивидуального выражения. Уверенно дешифрируются только дугообразно изогнутые разрывные нарушения в районе его южной границы с Онежской структурой, а также мелкие кольцевые формы. Разрывные нарушения, возможно, связаны со становлением гранитов, в плане они совпадают с изгибами изолиний поля  $\Delta g$ . Отсутствие единой структуры изображения массива, не достаточно четкое его выражение в магнитном поле свидетельствует о его разобщенности, т. е. массив не представляет собой единое целое.

Волозерский массив объединяет три сближенных гранитных контура вокруг оз. Верх. Волозеро, по-видимому, представляющих единый плутон овальной формы площадью около  $410$  км<sup>2</sup>. С юга массив перекрыт осадочными породами туломозерской свиты с корой выветривания гранитов в основании [92]. Непосредственные контакты пород массива и рамы не наблюдались. Об интрузивном характере внедрения массива свидетельствуют ксенолиты вулканогенных основных пород и биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев выявленных по результатам бурения [87].

Основной объем Волозерского массива сложен биотитовыми порфиroidными гранитами с примерно равным содержанием кислого плагиоклаза калиевого полевого шпата и кварца. Отдельные обнажения сложены амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами. Весьма часто наблюдаются лейкократовые мусковит-биотитовые граниты, образующие жильные тела в биотитовых порфиroidных гранитах. Контакты лейкогранитов и гранитов четкие, но не резкие, породы совместно катаклазированы и рассланцованы.

К северо-западу от основного Волозерского массива вскрыто скважинами [143] интрузивное тело также относящееся к телекинскому комплексу. В его составе выделяются биотитовые гранодиориты, порфиroidные биотитовые плагиоклаз-микроклиновые граниты и биотит-мусковитовые лейкограниты. В гранитах отмечаются ксенолиты амфибол-биотитовых и биотитовых кварц-плагиоклазовых сланцев, основных метавулканитов, тальк-хлоритовых сланцев.

Биотитовые порфиroidные граниты представляют собой однородные породы розового и серо-розового цвета, сложенные калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем в примерно равных долях, мусковитом и темноцветными минералами – биотитом и хлоритом. Как правило, содержания темноцветных минералов составляют 4–6 %, реже отмечаются более меланократовые разности и лейкограниты с содержаниями темноцветных минералов 1–2 %. Переходы между ними постепенные.

Нерешетчатый калиевый полевой шпат, обычно с пертитами, образует вкрапленники прямоугольной и изометричной формы размером от 4–5 до 10–12 мм, а также более мелкие кристаллы в основной массе. Его суммарное количество в породе составляет 25–35 %. В крупных кристаллах обычны включения мелких идиоморфных зерен плагиоклаза. В основной массе часто отмечаются ксеноморфные выделения решетчатого микроклина. Плагиоклаз образует идиоморфные широкие таблитчатые кристаллы интенсивно сосюритизированные. В более лейкократовых разностях обычен полисинтетически сдвойникованный альбит-олигоклаз. Количество плагиоклаза колеблется в интервале 25–40 %, обычно – 30–35 %. Ксеноморфный кварц гранулирован и часто образует линзовидно-полосчатые выделения. Его количество – 30–40 %. Поздние и наложенные минералы – серицит/мусковит, эпидот, хлорит. Характерной особенностью гранитов является значительные количества ортита и титанита, иногда до 1 %.

Амфибол-биотитовые кварцевые диориты слагают единичные обнажения в поле биотитовых гранитов к северу от оз. Верх. Волозера. Это темные однородные порфиroidные породы со среднезернистой основной массой. Редкие вкрапленники размером до 5–7 мм сложены плагиоклазом, основная масса – плагиоклазом (55–60 %), роговой обманкой (10 %), биотитом и хлоритом (30 %). Плагиоклаз образует широкие таблицы, часто без двойников, интенсивно сосюритизирован. Очень характерно большое количество титанита, ортита (до 1–1,5 %), рудного минерала и циркона.

Биотитовые гранодиориты установлены только в единичных скважинах [87, 143]. В керне скважин наблюдается их переслаивание с биотитовыми порфиroidными гранитами. Контакты гранитов и гранодиоритов не резкие, смена пород происходит на интервале в 5–6 м. Это серые, розовато-серые однородные средне- и крупнозернистые породы с неравнозернистой или порфиroidной структурой. Порфиroidные выделения представлены нерешетчатым калиевым полевым шпатом, реже – плагиоклазом. Минеральный состав: сосюритизированный плагиоклаз – 45–60 %, нерешетчатый калиевый полевой шпат – 10–15 %, кварц – 20–25 %, хлоритизированный биотит – 12–15 %, часто присутствуют эпидот-цоизит, мусковит-серицит. Акцессорные и второстепенные минералы – ортит, титанит, рудный, циркон.

Лейкократовые биотитовые и мусковит-биотитовые граниты – эта группа весьма разнообразна по текстурно-структурным особенностям с широкими вариациями в содержаниях калиевого шпата и плагиоклаза. Они формируют жилы в более ранних вышеописанных породах и образуют весьма значительные по размерам самостоятельные тела. В лейкогранитах наблюдаются ксенолиты порфиroidных биотитовых гранитов. По единичным обнажениям и скважинам оконтурить и показать на карте тела лейкогранитов не представляется возможным. Наибольшим распространением пользуются крупнозернистые неравнозернистые и порфиroidные двуслюдяные лейкограниты с преобладанием решетчатого микроклина над альбит-олигоклазом. Реже встречаются существенно полевошпатовые разности, где микроклин образует редкие порфиroidные выделения в альбит-кварцевой массе. Количество биотита составляет менее процента, хлорита практически нет, мусковит развит повсеместно, но неравномерно. В зонах катаклаза и рассланцевания его содержание может составлять до 6–8 %. Как и граниты, лейкограниты содержат значительное количество ортита, весьма неравномерно распределенного в породе. Характерно отсутствие монацита и граната.

Гранитоиды телекинского комплекса характеризуются выдержанностью петрохимических составов и незначительными вариациями основных геохимических характеристик (прил. 9)

Содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется от 66 до 73 % при сумме щелочей от 6,3 до 9,7 % (среднее – 6,9 % в гранодиоритах и 8,1 % в гранитах) и группируется по линии раздела нормально- и умереннощелочных пород на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ . По величинам отношения  $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$  (1–1,1) и калиевости (33–55, среднее – 45–50) они относятся к калинатровым породам. Содержания  $\text{K}_2\text{O}$  варьируют от 2,4 до 5,7 %, что указывает на принадлежность пород к высококалиевой известково-щелочной серии. Значения  $\text{Al}_2\text{O}_3$  колеблются в узком диапазоне 14,5–13,2 %, в среднем – 14,1 %, что соответствует границе групп низко- и высокоглиноземистых пород с резким преобладанием первых. По содержанию  $\text{TiO}_2$  – 0,6–0,45 % гранодиориты относятся к умереннотитанистым, а граниты (0,25–0,1 %) – к низкотитанистым разностям. По содержанию  $\text{MgO}$  (2,0–0,2 %) гранодиориты и граниты относятся к низкомагнезиальной серии. Величина

коэффициента железистости изменяется от 55 в гранодиоритах до 70 в гранитах, и по этому показателю граниты относятся к группе магно-железистых пород.

В ряду гранодиориты–граниты–лейкограниты с ростом  $\text{SiO}_2$  закономерно и значительно уменьшаются содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  при незначительном падении  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и практически неизменных содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$ . Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  заметно увеличивается от гранодиоритов к гранитам–лейкогранитам.

Суммарные содержания редких земель не велики, особенно в лейкогранитах. Для всех типов пород спектры распределения РЗЭ однотипны и характеризуются умеренным и слабым фракционированием с падением содержания легких при постоянных содержаниях тяжелых РЗЭ. Во всех породах, особенно в гранитах и лейкогранитах, отчетливо проявлена отрицательная европиевая аномалия, в отличие от граносиенитов Конжозерского массива (рис. 30). В ряду гранодиориты–граниты–лейкограниты уменьшаются концентрации Sr, Ba, La и Ce. Содержания Rb резко возрастают в гранитах и незначительно падают в лейкогранитах. В целом, по содержанию основных элементов граниты близки к средним гранитам бедным Ca, отличаясь повышенными содержаниями Rb и Th (1,5 кларка), и низкими содержаниями Y (0,5 кларка).

Значения магнитной восприимчивости составляет  $(800-1200) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС в гранодиоритах и  $(150-220) \cdot 10^{-6}$  ед. СГС в гранитах и лейкогранитах.

В рамках ГДП-200 [92] выполнено определение абсолютного возраста цирконов из мусковит-биотитовых лейкогранитов телекинского комплекса (проба 100301, опорное обнажение № 76). По 11 точкам получен конкордантный возраст равный  $2704,5 \pm 9,2$  млн лет. Полученный возраст полностью согласуется с цирконовыми возрастными гранитов телекинского комплекса полученными ранее классическим методом для типовых массивов комплекса, расположенных за пределами листа. Они равны для гранитов Восточно-Хижозерского массива  $2699,9 \pm 8,7$  млн лет (рабочие материалы ГГУП «СФ «Минерал», исполнитель Левченков О. А, ИГГД) и  $2700 \pm 30$  млн лет для гранитов Охтомозерского массива [41].

Геологические особенности, минералого-петрографические характеристики и одинаковый абсолютный возраст типовых массивов комплекса и интрузий листа Р-36-ХII подтверждают обоснованность включения последних в состав телекинского комплекса. Сопоставляя составы породы типовых массивов телекинского комплекса с аналогичными породами массивов на листе Р-36-ХII необходимо отметить, что биотитовые порфиоровидные граниты, слагающие подавляющий объем интрузий, практически не отличаются друг от друга. Одинаков и характер изменения содержания петрогенных и редких элементов в ряду гранодиорит–гранит–лейкогранит. Отличия в составах мало опробованных лейкогранитов и гранодиоритов, по некоторым петрогенным и редким элементам, вероятно, связаны с петрологическими причинами: состав и условия плавления магматического источника, особенности магматической дифференциации магмы на заключительных стадиях становления массивов, и не противоречат включению этих пород в состав телекинского комплекса.

По классификации Б. Чапела и А. Уайта [58], дополненной В. Коллинзом [59] и Дж. Валеном [75], фигуративные точки составов гранитов телекинского комплекса в основном тяготеют к полям составов гранитов А-типа (рис. 25). Источником магматического расплава для этого комплекса гранитоидов служили продукты плавления нижних частей континентальной коры под влиянием дополнительного источника тепла (горячей точки) (А-тип), что подтверждает их постколлизийную историю становления.

## КАРЕЛЬСКИЕ (РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ) ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннепротерозойские (карельские) плутониты принадлежат Центрально-Карельской СФЗ, подразделяются на ранне- и позднекарельские и представлены только разновозрастными силло-дайковыми комплексами габбродолеритов.

## РАННЕКАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннекарельские плутониты представлены субвулканической фацией северо-сегозерского вулканического комплекса и койкарским комплексом габбродолеритов, развитыми соответственно в Маслозерско-Сегозерской и Туломозерско-Онежской подзоне Центрально-Карельской СФЗ.

Образования **северо-сегозерского вулканического комплекса** представлены покровной и субвулканической фациями. Первые сложены преимущественно металавами базальтового состава. Более подробное их описание дано в главе «Стратиграфия».

**Субвулканическая фация** ( $v\beta KR_3^3sg$ ) представлена маломощными (20–70 м) редкими дайками и телами, сложенными метагаббро, метагаббродолеритами, в целом, однородного строения. Они картируются практически во всех протерозойских структурах, в пределах Маслозерско-Сегозерской подзоны, где залегают субсогласно с метавулканиками северо-сегозерской свиты. Небольшие тела и дайки прорывают Конжозерский массив умереннощелочных гранитов, выполняя трещины северо-западного простирания.

В неизменных разностях метагаббродолериты представлены массивными зеленовато-серого цвета породами с макроскопически наблюдаемой габбровой структурой. Состоят из плагиоклаза (часто альбита) на 40–45 %, роговой обманки, в различной степени замещенной актинолитом, – 30–35 %, пластинчатого хлорита – до 5 %, биотита, эпидота, кварца – до 3 %; вторичных – карбоната, аксессуарных сфена, лейкоксена, апатита, гематита. Структура породы габброофитовая, в измененных разностях – лепидобластовая с реликтами габбровой. Для контактовых зон характерна повышенная рассланцованность пород, которая сопровождается окварцеванием, интенсивной хлоритизацией и карбонатизацией.

По своему петрохимическому составу габбродолериты субвулканической фации близки метабазальтам северо-сегозерской свиты. По классификации TAS [43] (рис. 19) они соответствуют группе габбро-габбродиоритов. В целом относятся к толеитовой серии и характеризуются умеренными магниальностью ( $Mg\# = 0,46–0,53$ ) и железистостью (прил. 9).

В отличие от лопийских габброамфиболитов, породы северо-сегозерского вулканогенного комплекса более обогащены редкоземельными элементами, содержания которых превышают хондритовое в 20–30 раз при общей их сумме 57–60 мкг/г. Спектры их распределения характеризуются как умеренно дифференцированные с  $La_N/Yb_N = 2$  (рис. 21Б).

На дискриминационной диаграмме  $Nb/Y-Zr/Y$  (рис. 22) видно, что фигуративные точки габбродолеритов располагаются в основном на линии  $\Delta Nb$  между источниками РМ и ДМ, смещаясь в область обогащенного источника EN (аналогично метабазальтам северо-сегозерской свиты). Это может свидетельствовать, как о контаминации базальтовых расплавов коровым веществом, так и образовании их в протерозойское время при субдукционных процессах.

**Койкарский комплекс габбродолеритовый силлово-дайковый** ( $v\beta KR_3^3k$ ). В пределах исследуемой площади к этому комплексу относится Габсельгский силл (9), протягивающийся в виде субмеридиональной полосы от губы Оровгуба до д. Габсельга на расстояние до 7 км при ширине 1–1,5 км и занимающий площадь около 10 км<sup>2</sup>.

Основное тело Габсельгского силла, сложенное габбродолеритами, вскрыто в районе пос. Новая Габсельга серией скважин [87] сразу под четвертичными образованиями и скважиной 87 (в интервале 42,0–56,8 м), пройденной в ходе ГДП-200. К востоку и северо-востоку от основного массива на глубине 74,6–106 м вскрыты [87] сближенные тела (апофизы) габбродолеритов мощностью от 19 до 26,6 м. Габсельгский силл имеет достаточно сложное строение, меняя свое простирание от северо-западного к меридиональному и далее к югу на северо-восточное. Падение его также меняется от пологого до крутого (до 50°). Мощность составляет около 100–150 м.

В геофизических полях силл фиксируется интенсивной гравимагнитной аномалией сложной формы субмеридионального–северо-западного направления, которая прослеживается в южном направлении под акваторией Повенецкого залива. Интенсивность локальных гравиметровых аномалий – до 2,5 мГал. Интенсивность магнитных аномалий – 250–1 750 нТл. Предполагаемый подводный канал по результатам интерпретации геофизических полей может находиться в акватории Повенецкого залива.

Залегают силл в интенсивно дислоцированных терригенно-карбонатных образованиях туломозерской свиты. Контакты габбродолеритов с вмещающими породами тектонизированы. Вмещающие породы в приконтактных зонах интенсивно перемяты, брекчированы, хлоритизированы и оталькованы. В зоне эндоконтакта габбродолериты брекчированы, интенсивно хлоритизированы, оталькованы и участками преобразованы в тальк-хлоритовый камень. По данным буровых работ [92, 87] мощность зоны составляет от первых десятков см до 25 м.

Габбродолериты представляют собой плотные массивные породы темно-зеленого, зеленовато-черного цвета. По структурно-текстурным особенностям выделяются средне-, крупнозернистые разности центральных частей силла и мелкозернистые – в приконтактных частях. Эти разности отличаются только структурой основной массы и количественным соотношением главных породообразующих минералов. Структура пород бластоофитовая и бластогаббровая. Состав породы: плагиоклаз (50–60 %), амфибол (20–40 %), биотит (до 3 %), эпидот и цоизит (2–5 %), хлорит (до 1 %). Плагиоклаз, представленный альбитом, образует таблицы или удлиненные лейсты размером от 0,1 до 3 мм и более по длинной оси. Вторичные изменения плагиоклаза заключаются в его частичной эпидотизации, карбонатизации и хлоритизации. Амфибол

представлен роговой обманкой, в той или иной степени хлоритизированной, эпидотизированной или актинолитизированной.

Породы по химическому составу отвечают габбро (рис. 19) и характеризуются повышенными концентрациями  $TiO_2$  (1,62 мас. %), щелочей ( $Na_2O$  – 4,17 мас. % и  $K_2O$  – 1,39 мас. %), а также относительно повышенной магнезиальностью  $Mg\#=0,66$ . Отличительной особенностью является пониженная концентрация  $Fe_2O_3$  – 12,11 мас. % (прил. 9). Концентрации основных петрохимических элементов свидетельствуют о толеитовой природе исходного расплава.

Для метагаббродолерита койкарского комплекса выполнено определение изотопного возраста, который составляет  $2\ 080\pm 36$  млн лет (прил. 6). Проба отобрана из ядра скважины 87 на глубине 42,0–56,8 м. Все зерна имеют дискордантный возраст кристаллизации, значение которого, рассчитанное по 10 точкам, составляет  $2\ 080\pm 36$  млн лет. Одно зерно имеет субконкордантный возраст  $2\ 069\pm 22$  млн лет, близкий к рассчитанному по дискордии.

## ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Представлены одним заонежским комплексом габбродолеритов, развитым только в пределах Северо-Восточного крыла Онежской структуры.

**Заонежский комплекс габбродолеритовый** ( $v\beta KR_2Z$ ). К заонежскому комплексу относится Пажская группа интрузий габбродолеритов (10), локально развитых в пределах Онежской структуры в районе р. Пажа. Интрузии скальными выходами высотой до 30 м в виде трех пластовых тел мощностью от 100 до 480 м залегают в углеродистых сланцах заонежской свиты (опорное обнажение № 96). Они представляют собой пластообразные тела северо-западного простирания, согласного со структурой вмещающих осадочных пород. Длина наиболее крупного тела достигает 2,5 км при мощности до 480 м. В 5,5 км восточнее [99] вскрыты еще два не выходящих на дневную поверхность тела габброамфиболитов мощностью 22,8 и 25,3 м.

На КС эти породы не отражаются из-за незначительного размера интрузивных тел. По геофизическим данным контролируются зоной разлома северо-западного простирания  $320^\circ$ . Возможно, на площади имеются еще не вскрытые эрозией массивы основных пород комплекса, выраженные интенсивными магнитными аномалиями удлиненно-овальной и линейной формы в пределах выделяемой зоны.

Непосредственные контакты интрузий с углеродсодержащими сланцами заонежской свиты наблюдаются в обнажениях вдоль р. Пажа [92] и имеют различную морфологию. В одних случаях это достаточно четкие, извилистые, контакты без видимых изменений, где в приконтактной части метагаббро включают мелкие линзообразные ксенолиты черных сланцев. Азимут простирания одного из таких контактов северо-западный  $330$ – $340^\circ$ , падение на северо-восток под углом  $10$ – $15^\circ$ . В других случаях контакты тектонизированы и представляют собой зону брекчирования углистых сланцев и интенсивно измененных габбродолеритов. Мощность зоны «шунгит-базитовой» брекчии ~2 м. Поверхность контакта неровная, но довольно четкая. Азимут простирания северо-западный  $325^\circ$ , падение на северо-восток под углом  $30^\circ$ .

В приконтактных частях габбродолеритов устанавливаются корочки закалывания мощностью, не превышающей 20–30 см, которые под микроскопом представляют собой тонкозернистые разности типа «диабазовых порфиритов» или имеют скрытокристаллическую основную массу, которая представлена загрязненным нераскристаллизовавшимся изотропным стеклом с примесью углистого и полимиктового материала. С удалением от контакта (в 10–15 м) габбродолериты представляют собой уже массивные зеленовато-серые средне- и крупнозернистые породы с бластоофитовой структурой, а в центральной части наиболее мощной интрузии переходят в крупнозернистый габбродолерит с бластогаббро-офитовой структурой.

Основными породообразующими минералами габбродолеритов являются роговая обманка и плагиоклаз, значительную роль играет хлорит, актинолит, минералы группы эпидота-цоизита, биотит. Часто присутствует апатит лейкоксенизированный сфен, иногда кварц. Плагиоклаз представлен, главным образом, альбитом и реже – более основными олигоклазом и олигоклаз-андезином, в виде разноориентированных призматических зерен. Иногда полностью замещается агрегатом соссорита и серицита и узнается только по своим реликтовым очертаниям. Неправильные мелкие зерна водяно-прозрачного вторичного альбита заполняют промежутки между таблитчатыми зернами плагиоклаза и роговой обманки. Содержание плагиоклаза колеблется от 5–10 % в сильно измененных разностях и до 60 % – в более свежих. Роговая обманка часто замещается актинолитом. Он образует игольчато-волоконистые и шестоватые агрегаты по призматическим зернам роговой обманки. Часто наблюдаются «прорастания» кварцем и альбитом, чем обуславливается пойкилитовая структура отдельных участков. По амфиболу так же интенсивно развивается хлорит с аномальной интерференционной окраской (пеннин) и биотит.

Содержание амфибола варьирует от 20–25 до 50–55 %. Эпидот, кварц, сфен, карбонат и альбит заполняют промежутки между крупными зернами плагиоклаза и амфибола.

По химическому составу породы отвечают габбро (рис. 19). При этом в составах наблюдается дифференциация концентраций петрогенных элементов (прил. 9). Так, даже по магнезиальности их можно разделить на две группы: магнезиальные  $Mg\# = 0,38-0,53$  и высокомагнезиальные  $Mg\# = 0,57-0,68$ . При этом, в составе самого крупного силла, по геохимическим данным, выделяется оба дифференциата. Концентрации  $TiO_2$  повышены и варьируют в диапазоне от 0,78 до 2,01 мас. %, и самым магнезиальным разностям соответствуют наиболее низкие содержания  $TiO_2$ . Характерны относительно низкое содержание V – 299 мкг/г, умеренные концентрации Zr – 72 мкг/г, Nb – 5 мкг/г, Hf – 1,93 мкг/г, Y – 20 мкг/г и всего диапазона редкоземельных элементов с относительно высокой их суммой – 51 мкг/г и слабо дифференцированным графиком распределения  $La_N/Yb_N=3$  (рис. 21Б; прил. 9). Содержания РЗЭ превышают хондритовое в 15–30 раз. Концентрации основных петрогенных элементов свидетельствует о толеитовой природе исходного расплава. В целом, по химическим составам и характеру распределения РЗЭ габбродолериты Пажской группы соответствуют Среднезаонежскому силлу, вскрытому скважиной в Заонежье Онежской структуры [47].

На дискриминационной диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 22) видно, точка габбродолеритов располагается близко к линии  $\Delta Nb$ , смещаясь в область обогащенного источника EN. Это может свидетельствовать как о контаминации базальтовых расплавов коровым веществом, так и образованием их в протерозойское время при субдукционных процессах.

В геофизических полях участки распространения образований заонежского комплекса габбродолеритов характеризуются положительным магнитным полем с отдельными аномалиями линейного типа интенсивностью до 250–300 нТл.

Средние значения плотности варьируют от 2,80 до 3,0 г/см<sup>3</sup>. Изменение плотности определяется развитием вторичных процессов, приводящих к увеличению содержаний минералов с меньшим удельным весом, таких как хлорит, кварц.

Для метагаббродолерита заонежского комплекса выполнено определение изотопного возраста. Проба взята в долине р. Пажа из тела, прорывающего углеродистые сланцы заонежской свиты. По одиннадцати зернам циркона построена дискордия, дающая по верхнему пересечению с конкордией возраст кристаллизации габброамфиболитов  $868\pm 50$  млн лет (прил. 6). Конкордатный возраст, рассчитанный для пяти зерен, близок к дискордантному значению и составляет  $837\pm 50$  млн лет.

Поскольку датированная проба циркона малочисленная (15 зерен), а полученный радиологический возраст изученных пород значительно моложе ожидаемого значения и отвечает рифею, возникают сомнения относительно аутентичности выделенных кристаллов. Один из возможных вариантов – засорение цирконом из других пород в лабораторных условиях на этапе выделения монофракции. В пользу подлинности цирконов (то есть принадлежности их данной породе) выступает два момента. Во-первых, монофракция циркона представлена однотипными зернами. В случае засорения, зерна, скорее всего, имели бы разный облик и возраст. Во-вторых, по морфологии зерен (обломки крупных призматических кристаллов) и внутреннему строению (слабое свечение, грубая зональность или отсутствие зональности) цирконы соответствуют зернам, характерным для габбро. Учитывая сказанное, полученное значение возраста рассматриваемых метагаббро нельзя считать полностью доказанным. Оно требует подтверждения другими методами либо путем датирования (U–Pb по циркону) дополнительных проб из этого же комплекса.

## ФЛЮИДОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах площади листа, при проведении ГДП-200 [92], впервые выявлены и предварительно охарактеризованы флюидогенные образования – флюидолиты.

На сегодняшний день возраст флюидолитов не определен и предположительно принимается как позднекареельский–палеозойский.

По набору нижеперечисленных критериев и признаков флюидогенных образований (ФО) условно выделяется 3 площади их развития в пределах туломозерской свиты и одна площадь – в пределах заонежской. Следует подчеркнуть, что на данном уровне изучения, оконтуривание конкретных тел флюидолитов невозможно. Это прерогатива более детальных работ. Поэтому на геологической карте они показаны в ранге наложенных процессов без геологических границ.

Вмещающие флюидолиты породы представлены терригенными, терригенно-карбонатными и в подчиненном объеме вулканогенными образованиями, слагающими туломозерскую и за-

онежскую свиты соответственно ятулийского и людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя.

Целенаправленный анализ материалов и изучение состава протерозойских пород проводились, в связи с известными фактами присутствия на площади алмазов в, так называемых, «карстовых полостях». Природа карстовых полостей, как и самих алмазов, до настоящего времени остается дискуссионной. Важным следствием обнаружения флюидогенных образований (ФО) является возможность более доказательно трактовать природу присутствующих в терригенно-карбонатных породах Северо-Восточного крыла Онежской структуры «карстовых форм» дезинтеграции пород, как эндогенную, не исключая присутствия экзогенного вклада. Ранее подобные случаи описаны для районов с проявлениями флюидогенных процессов, сопряженных с проявлениями щелочного ультраосновного магматизма [25].

Флюидолиты представляют собой интрузивные пирокласты «микститового» состава, ведущая роль в формировании которых, принадлежит декомпрессионным флюидоэксплозиям. Последние приводят к разнообразным эффектам: к импрегнации флюидного вещества во вмещающую среду, часто послойному; к сбросу отдельных ингредиентов, в том числе рудных; к фиксации вещества флюида в новом пространстве и, в конечном счете, к образованию пород со специфическими признаками. Особенности этих пород обусловлены способностью флюидных потоков переносить во взвешенном состоянии вещество глубинного происхождения, что во многих случаях приводит к образованию различных видов полезных ископаемых.

Критериями проявления флюидогенных процессов на площади являются: интенсивное развитие процессов брекчирования, метасоматических изменений, в том числе проявлений талька и амфибол-асбеста, а также развитие, «карстовых» форм в породах туломозерской свиты и находки в них алмазов, минералов-индикаторов алмазов.

Достоверные доказательства присутствия на площади ФО были получены при электрозондовом микроанализе вулканогенно-осадочных пород туломозерской и заонежской свит палеопротерозоя, а также при анализе концентраций составов редких и редкоземельных элементов. Следует отметить, что новообразования, в том или ином объеме, были обнаружены практически во всех проанализированных препаратах.

Флюидолиты, выделенные в пределах площади листа, отвечают всем установленным диагностическим признакам ФО [43]. Это, прежде всего, соотношения образований с вмещающей средой, зафиксированных на микроуровне, текстурно-структурные признаки, состав минеральных фаз, в том числе ксеногенных, и связующей массы, а также геохимические особенности пород, в значительной мере отражающие специфику источника флюидов.

Установлены следующие признаки ФО.

1. Контакты образований, в которых обнаружены вещественные признаки флюидолитов имеют секущий первичную слоистость и сланцеватость характер (рис. 31А–Г).

2. Текстурно-структурные признаки:

– сочетание угловатых и округлых обломков на текстурном уровне, присутствие, как правило, неоднородной полосчатой, пятнистой или пятнисто-полосчатой текстуры пород при брекчиевом облике и крайне неоднородная структура пород (скв. 85, 87, 91 и др.) (прил. 7);

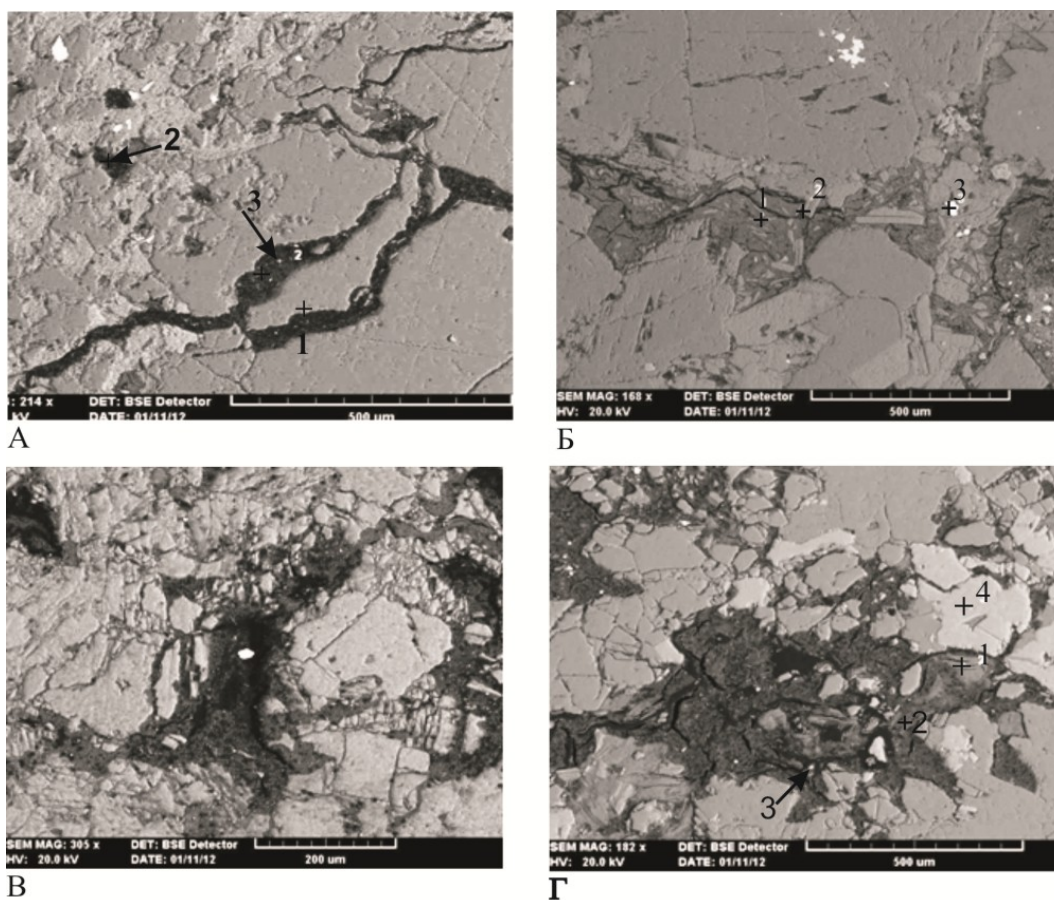
– присутствие образований сложного строения, которое объясняют прерывистостью процесса формирования ФО, его «многоимпульсностью». К этой категории относятся включения со структурой вихревого «рулета», возникающие при вращении с захватом, «накручиванием на себя» фрагментов вмещающей массы, глобулевидные обособления вещества (рис. 32А, Б). Сюда можно отнести также зональные микробразования – кристаллы, сферолиты (рис. 32В, Г);

– присутствие минеральных зерен различной формы – оскольчатой, округло-овальной и идиоморфно-кристаллической. Минеральным зернам часто свойственны деформационные элементы и галтовка (следствие – округлая или овально-леденцовая форма части минеральных зерен и обломков), постоянно отмечаемая дезинтегрированность зерен, дробление изнутри (рис. 32Д, Е). Для ФО вообще присутствие этих элементов структур объясняется взрывом пленочных флюидов, вследствие снятия избыточного внутреннего напряжения;

– различные преобразования минералов – трещиноватость, развитие флексурообразных пластичных изгибов в слоистых силикатах и смещение отдельных частей минералов, изменение их оптических свойств – понижение двупреломления и показателя преломления, исчезновение плеохроизма и окраски;

– неоднородность связующей массы образований выполнения трещин. Структуры этой массы, часто насыщенной кварцево-слюдисто-хлоритовым или смешанным с глинистым веществом, агрегатом, варьируют от пелитовой или алевритовой с участками чешуйчатой до микролитовой. Текстура массы выполнения часто атакситовая, такситовая или флюидальная (рис. 31Б). Отмечается высокая пористость пород в целом, присутствие пустоток выщелачивания, прояв-

ленность «микрокарста» (скв. 85, 87), резорбционные и реакционные взаимоотношения минералов со связующей массой (рис. 32Г, Д), а также перекристаллизация минеральных зерен.



**Рис. 31. Выполнение секущих трещин в терригенно-карбонатных отложениях туломоозерской свиты.**

А – новообразования углеродсодержащего вещества (УСВ) с цирконом и магнетитом (скв. 86/74,8 м); Б – новообразования УСВ с каолинизированным хлоритом-1, высокомагнезиальным флогопитом-2, хромсодержащим магнетитом-3, текстура флюидальная, структура микролитовая (скв. 86/68,5 м); В – новообразования УСВ с сапонитом, развивающимся по замещающему оливин серпентину, магнетитом в раздробленном кальцитовом агрегате (скв. 85/38 м); Г – новообразования УСВ, талька-2, хлорита, магнетита, КПШ-3 (скв. 87/92 м).

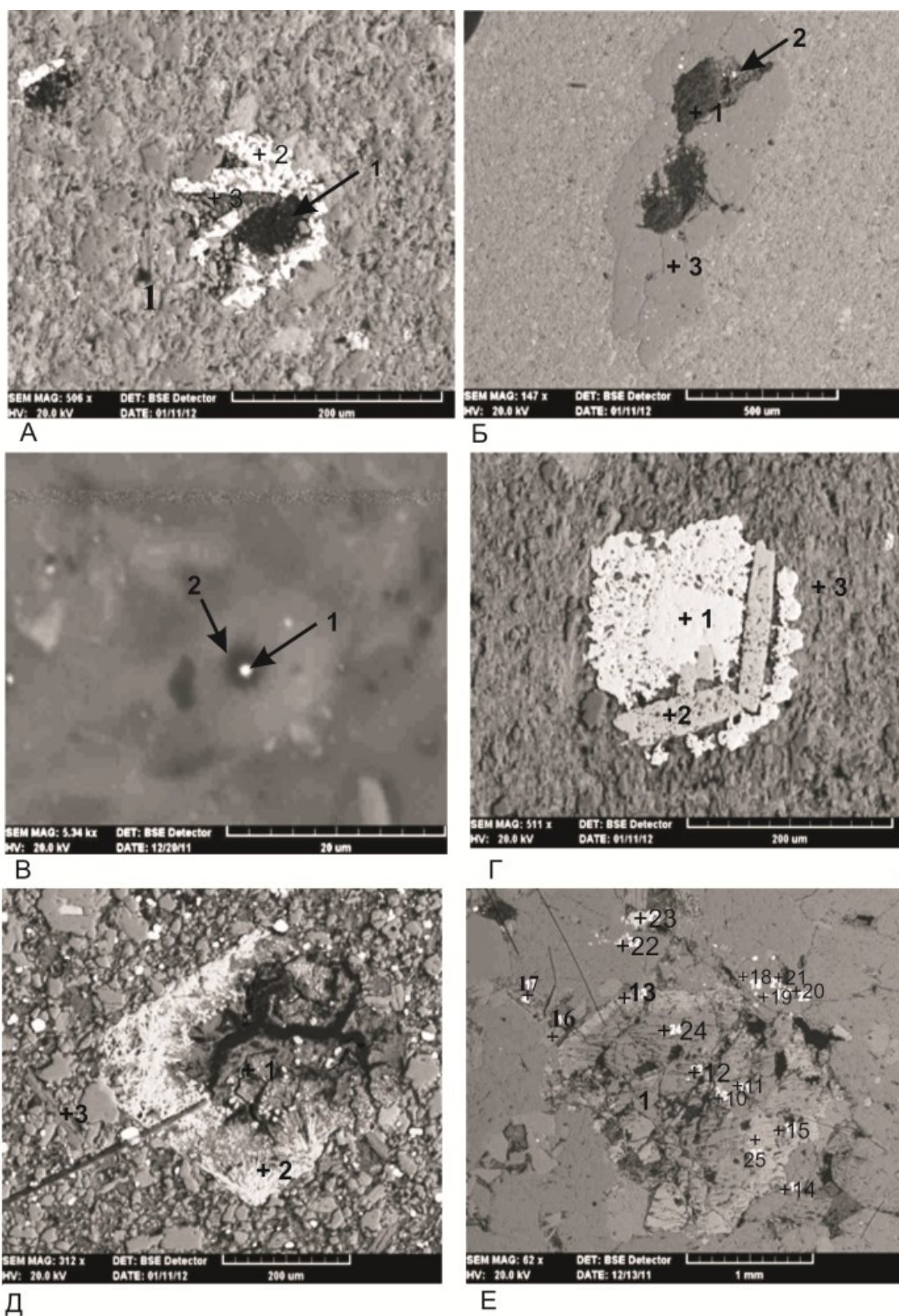
3. Специфика минерального состава характеризуется присутствием минеральных зерен различного генезиса и их неравновесным сочетанием.

Одним из самых значимых признаков является присутствие в изученных породах минеральных фаз, входящих в состав глубинных пород (кимберлитов, лампроитов и родственных им вариантов). Это метаоливин ( $Cr_2O_3$  – до 3,3 %), в том числе псевдоморфозы по нему Ст-иддингита (рис. 32Е, 33А), хромшпинелиды ( $Cr_2O_3$  – до 36 %, NiO – до 9,3 %), Mg-содержащего альмандин (рис. 33В), Mn-ильменит с присутствием в составе гейкилитового минала (рис. 33Б). Ильменит часто встречается в сростках с рутилом или содержит его в виде включений (рис. 32Г). Присутствие высокомагнезиального флогопита со следами хрома в составе, а также прочих Ст-содержащих фаз – магнетита (наряду с Ni, Co в составе), интерметаллидов, в частности хромовых сферолитов (рис. 33Д, Е). В самом агрегате выполнения трещин содержание Ст составляет до 0,8 %. Присутствие углеродсодержащего вещества (УСВ), различных интерметаллидов, силицидов, ванадатов, Ва, Mn-содержащих, редкометалльных, редкоземельных, радиоактивных фаз (Ва-содержащего КПШ, барита, Рb-голландита, Hf, Ce, Y-содержащего циркона, ферроторита, тернебомита, ванадатов Th, Ce, La, церинита, монацита, флоренсита; As, Sr-содержащего апатита и др.).

Характерным признаком является газонасыщенность минералов, что видно при микроанализе химических составов фаз, а также вмещающей их среды, в частности, на это указывает присутствие свободного углерода, галоидов (сильвина, галита) в агрегате трещин (рис. 33Д). Показательным для данного тезиса является дефицит суммы компонентов в составе многих



фаз, кроме того, содержание хлора в интерметаллидах достигает 4,3 %, в агрегате выполнения трещин – до 3 %.



**Рис. 32.** Микроструктурные признаки флюидолитов в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях туломозерской и заонежской свит.

В углеродсодержащих сланцах заонежской свиты: А – вихревая структура закручивания в агрегате УСВ (1) рутила (2) гидрослюда (3); Б – глобулевидные обособления УСВ (1) с включениями Ni-содержащего пирита (2) в оболочке кварца (3); В – концентрические структуры вращения вокруг зонального сферолита сложного состава (As, Co, Fe, Cl) (1) в УСВ (2); Г – интенсивно корродированное и выщелоченное по периферии зерно Mn-ильменита с относительно целым ядром (1), с вростками рутила (2) по границе в кварцево-хлоритовой массе с порвыми выделениями УСВ (3).

В терригенно-карбонатных отложениях туломозерской свиты: Д – метазерно К-содержащего безжелезистого амфибола (1), замещенного по периферии лучистым апатитом (2), в альбито-хлорито-кварцевой массе (3) с обильной вкрапленностью мелких зерен апатита (опорная скв. 87); Е – зональный высокохромистый ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – до 1,97 %) ксенокристал оливина (1), замещенный иддингситом (10–13, 24, 25) с включением рутила-15, облекается флогопитом (14, 16), в оперяющих трещинах – магнетит-17 (скв. 87).

Часто встречающимися минералами в изученных образованиях выполнения трещин являются флогопит, биотит, калишпат, щелочные амфиболы, кальцит и др. Они, обычно, в различной степени замещены гидрослюдами, кварцем, карбонатом, хлоритом, сульфатами (ярозитом), окислами и гидроокислами железа.

В изученных породах постоянно отмечаются следы процессов карбонатизации, окварцевания, хлоритизации, оталькования и сопровождающей их минерализации (сульфидов, сульфатов, фосфатов, редкоземельных фосфатов и карбонатов и др.).

К минералам, которые можно отнести к спутникам алмазов или содержащимся во вмещающих их породах, причислены следующие.

Высокохромистый метаоливин (псевдоморфозы иддингсита) выявлен в метасоматически измененной брекчии перекристаллизованной доломитовой породы (скв. 86; прил. 7), проявление алмазов Восточно-Габсельгское. Зерно «сидит» в трещине, выполненной глинистым веществом (рис. 32Е) со значительным количеством магнетита, хлорита, флогопита, мелких псевдоморфоз иддингсита по оливину более поздней генерации (в нем же обнаружены Pb-голландит, As-содержащий Sr-apatит). Размер зерна –  $2 \times 1,8$  мм. Цвет буроватый, каймы (0,2 мм) – яркий ржаво-бурый, изменение состава каймы не зафиксировано. Более мелкие зерна (менее 0,1–0,2 мм и порядка 0,4–0,7 мм) характеризуются сплошной ярко-рыжей окраской, однако даже в наиболее мелких из них иногда наблюдается ядро. Высокое содержание хрома ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – до 1,5–2 %) не находит аналогов среди оливинов и пироксенов щелочных ультраосновных пород, туффзитов Урала и приближено к составу клинопироксенов из сростков и включений в алмазах, а также – из лерцолитовых ксенолитов в кимберлитах Зимнебережного района.

Mg-содержащий альмандин обнаружен в препарате из кварцево-хлорито-карбонатного метасоматита по карбонатистому метапесчанику (опорная скв. 85). Имеет весьма странную форму рогастины – «выполняет разветвляющуюся трещину», размер образования –  $0,14 \times 0,1$  мм (рис. 33В). В ассоциации с ним или по нему развивается тонкое «зерно» голландита. По составу, согласно ХГК В. К. Гаранина [5], отвечает 32 группе, т. е. альмандину метаморфического генезиса. Однако некоторое отличие в составе, а именно – присутствие калия ( $\text{K}_2\text{O}$  – 0,8–0,9 %), пониженное содержание кальция (2,6–2,8 %) при повышенном содержании железа (43,1–46,7 %), а самое основное – форма нахождения и ассоциация с голландитом, позволяют рассматривать возможность образования данной фазы *in situ*.

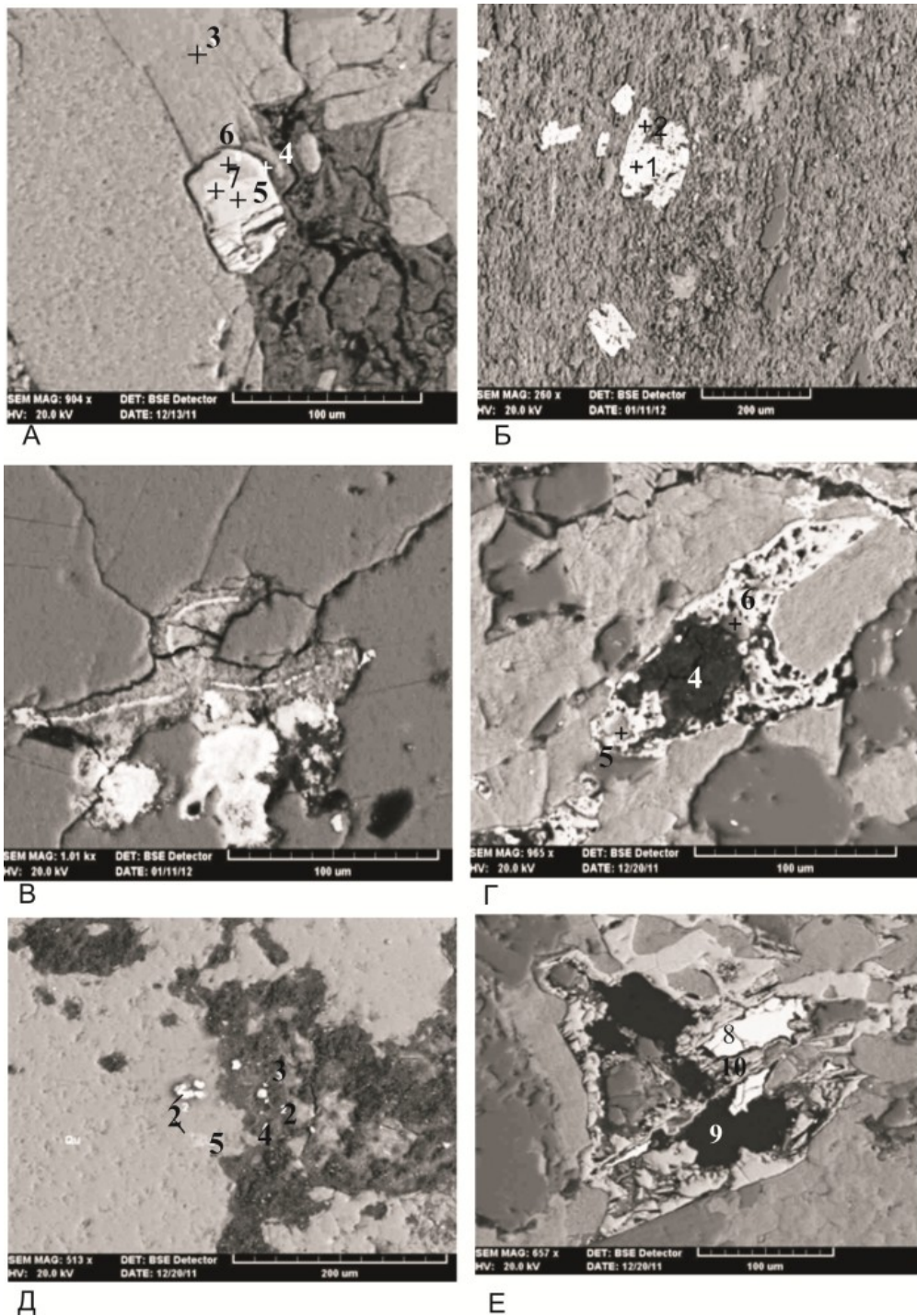
К типоморфным ранга породообразующим минералам отнесены следующие.

Смектит образует псевдоморфозы по фенокристу оливина в шунгитсодержащих туфосланцах заонежской свиты. Размер зерна составляет  $0,6 \times 0,2$  мм, трещиноватое, форма частично овализованная, содержит включение ксенотима. Здесь же выявлена псевдоморфоза аналогичного состава по матричному оливину.

Флогопит является относительно распространенной фазой ФО в терригенно-карбонатных породах туломозерской свиты ятулия. Во флюидолитах в породах заонежской свиты людиковия флогопит определен Н. С. Бискэ [8]. Размерность зерен флогопита – 0,1–0,5 мм (рис. 31Б), как правило, замещается Mg-хлоритом. Коэффициент магнезиальности составляет 94,6 ( $\text{Mg}^* = \text{Mg} \times 100 / (\text{Mg} + \text{Fe})$ ) и приближается к наиболее высокому значению для таковых в кимберлитах (85–96). При этом рассматриваемый флогопит имеет очень специфический недифференцированный низкожелезистый состав. Соотношения ( $\text{MgO}/\text{FeO}t - \text{K}_2\text{O}$ ) составов флогопитов ФО площади листа значительно превышает таковые для кимберлитов и лампроитов значениями  $\text{MgO}/\text{FeO}t$ . По соотношению калия и алюминия обсуждаемые флогопиты соответствуют лампроитовым. По соотношению оксидов алюминия и титана полностью соответствуют составам флогопита из кимберлитов трубки В. П. Гриба. Следует отметить, что в составе флогопита ФО регулярно обнаруживаются следы хрома в количестве  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0,04–0,16 %.

К типоморфным фазам основной массы ФО отнесены следующие.

Мелкие фазы высокохромистого метаоливина (рис. 33А), условно отнесенные ко второй генерации – метаоливину матрикса. Их размерность составляет порядка  $0,03 \times 0,06$  мм. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  еще более высокое – 1,5–3,3 %. Состав соответствует иддингситу. Присутствие матричного оливина является одной из значимых характеристик описываемого типа пород. Часть псевдоморфоз по матричному оливину представляет собой глинистое вещество. По результатам измерения состава содержание магния в зернах отвечает сапониту.



**Рис. 33. Глубинные предположительно высокобарические и типоморфные фазы ФО и их приповерхностные производные.**

В терригенно-карбонатных отложениях туломозерской свиты: А – псевдоморфоза матричного оливина ( $Cr_2O_3$  – до 3,3 %) (5–7), облекается флогопитом (4), вмещающий – доломит (скв. 86); Б – там же, сростки Мп-ильменитов (1) с рутилом (2) (скв. 86); В – Mg-содержащий альмандин (в трещине) в ассоциации с голландитом (скв. 85).

В углеродсодержащих сланцах заонежской свиты: Г – зерна хромшпинелидов (5, 6 – серое) в обрамлении образования УСВ (4) в «кружевной» оторочке лимонита, вмещающая масса-мусковит, хлорит, кварц (обр. 312000); Д – включения-сферолиты галоидов – сильвина (2) в оболочке галита (3) в массе УСВ (4) и кварца с включениями Ва-содержащего КПШ (5) (обр. 311302); Е – гнездовое выполнение УСВ (9) в ассоциации с халькопиритом (8, 10), кварцем, хлоритом (обр. 312000).

В основной массе ФО также обнаружен тальк как самостоятельная фаза. Он находится в ассоциации с УСВ, что дает основание рассматривать данную фазу в качестве производной флюидогенных процесса.

Хромшпинелиды содержатся в матриксе ФО. Размерность зерен – 0,01–0,03 мм. По составу их более железистая и менее хромистая часть отвечает соответствующим хромшпинелидам (Cr-магнетитам) Золотицкого поля, но со значительно более высоким содержанием хрома для одного из зерен ( $Cr_2O_3$  – до 15,1 %). В этом же зерне зафиксировано аномальное содержание никеля (NiO – 9,3 %, на диаграмме оно суммировано с  $Cr_2O_3$ ). Более хромистые ( $Cr_2O_3$  – до 36 %) разности характеризуются повышенным содержанием алюминия и относятся к Cr-ульвешпинелям. Следует отметить, что спорадически в составе шпинелидов площади присутствует марганец (MnO – до 1,3 %).

Mn-ильменит (рис. 32Г). Размерность зерен – от 0,03×0,04 до 0,2×0,2 мм. Зерна, как правило, корродированны. Отмечается зональность, выраженная в большей степени сохранности ядерной части и незначительном понижении содержания марганца – в периферической. Зерна спорадически содержат вросстки (или замещаются?) рутила по границе ядро-кайма. Состав близок к стехиометрическому, но включает довольно высокую примесь марганца. Согласно ХГ классификации В. К. Гаранина, выявленные Mn-ильмениты отвечают четвертой группе – Mn-ильменитам. Однако от аналогов Зимнебережного района и Урала их отличает стабильно более высокое содержание марганца (MnO – 1,3–1,8 %), а также присутствие повышенной примеси ванадия (0,19–0,79 %, среднее – 0,51 %). Все известные находки Mn-ильменита в кимберлитах и родственных им породах (включая карбонатиты, для которых он является характерным минералом) относятся к поздне- или постмагматическим фазам, связанным с процессами метасоматоза. Он либо образует реакционные каймы с трендом возрастания содержания Mn, либо формирует поздние зерна в матриксе пород. Ильмениты, обогащенные MnO и с низкой примесью MgO известны в виде включений в алмазах из лампроитов тр. Аргайл (Австралия), встречаются в неопротерозойских кимберлитах Венесуэлы [20]. Зональные хромшпинелиды, окаймленные Mn-ильменитом, установлены в кимберлитах силла р. Мелы (Архангельская субпровинция). Аналогичный по составу и формам выделения ильменит с размерностью менее 0,1 мм присутствует в кимозерских кимберлитах [48]. Примечательно, что Mn-ильменита ильменит обнаружен в кимберлитах района Джуина (Бразилия) уже в качестве одного из мегакристов, наряду с присутствием в виде включений в алмазах. Состав этих ильменитов почти идентичен и сходен с изученными (MnO – от 0,63–2,49 до 11 % во включениях в алмазах,  $V_2O_5$  – 0,21–0,43 %). Алмазы с включениями Mn-ильменита найдены также в россыпях Джуина [20].

Рутил относится к распространенной фазе матрикса ФО площади (рис. 33Б), часто с характерными коленообразными двойниками. Размерность зерен – до 0,15 мм. По составу рутилы изучаемых пород по ХГК отвечают маложелезистому типу. По содержанию примесного железа намечается различие в составе рутила из ФО в ятулийских и людиковийских породах (1,0–1,3 % против 0,3–0,6 % FeO соответственно). Однако и в тех, и в других эпизодически фиксируется примесь ниобия ( $Nb_2O_5$  – до 0,7 %), что, согласно [5], является одним из критериев принадлежности рутила к глубинным (мантийным) ксенолитам или щелочным ультраосновным вулканитам (кимберлитам, лампроитам).

Магнетит постоянно и в значимом количестве (до первых процентов) присутствует в составе ФО ятулийских карбонатно-терригенных пород, что находит аналогию с обогащенными этим минералом разностями кимозерских кимберлитов (рис. 31). В составе магнетита постоянно отмечается присутствие примесей хрома, кобальта ( $Cr_2O_3$ , CoO – до 0,4 %), никеля, титана, ванадия (NiO,  $Ti_2O_3$ ,  $V_2O_5$  – до 0,3 %).

Среди сульфидов ФО заонежской свиты выявлены халькопирит, пирит, сфалерит. Халькопирит не содержит примесей в составе, лишь в одном зерне зафиксированы следы селена. В составе же пирита отмечается постоянное присутствие никеля (до 2,1 %), в единичных зернах – селена и золота. В единственном встреченном зерне сфалерита содержится 6,9 % кадмия.

В составе матрикса ФО в породах заонежской свиты выявлены весьма характерные соединения: интерметаллиды, силициды, галоиды, часто образующие сферолиты, что также относится к отличительной особенности флюидолитов (рис. 32В). Перечисленные фазы постоянно присутствуют в составе выполняющего трещины углеродсодержащего вещества (УСВ) в значимом количестве. Размерность этих образований, как правило, весьма мала (до 10–20 микрон), что затрудняет измерение их состава при микроанализе. Определен состав интерметаллидов железа со следами золота (0,2–0,6 %), никеля, хрома, вольфрама, меди+цинк со следами серебра; олова силицидов железа, ванадия с примесью хрома (до 0,4 %), никеля (до 2,3 %) со следами золота (0,85%); титана. Сферолит кобальта, мышьяка+хлора, состав которого близок к сафлориту, обнаружен в ФЭО в битуминизированном долерите заонежского комплекса (Кочкомское проявление шунгита). В аналогичных породах на р. Пажа найден зональный сферолит экзотического состава. Его ядерная часть сложена сильвином, оболочка – галитом. Также экзотическая фаза, отвечающая по составу коллоидному соединению – закиси серебра – обнаруже-

на в интенсивно тектонизированных шунгитовых сланцах Кочкомского проявления, в зоне экзоконтакта метадолеритов заонежского комплекса.

Особое место в составе матрикса ФО занимают фазы редких, редкоземельных, радиоактивных металлов, бария, фосфора, марганца. Часть из них, такие, например, как голландит, плюмбозит, флоренсит, возможно, являются вторичными. Но это не меняет картины относительной «акцессорной» обогащенности ими изучаемых пород и сближает с породами кимберлитового/лампроитового, а также карбонатитового рядов.

К наиболее распространенным из перечисленных фаз матрикса относятся циркон и апатит.

Циркон в ФО, как правило, встречается в ассоциации с УСВ (рис. 31А). Диапазон размерности зерен – 10–40 микрон. Зерна относительно идиоморфны при некоторой корродированности поверхности, имеют короткопризматический бипирамидальный габитус. Иногда отмечается присутствие корродированного внутреннего ядра, что свидетельствует о полистадийности его образования. Отмечается четкое различие в составе цирконов ятулийских и людиковийских пород. Цирконы из ФО ятулийских пород характеризуются относительно «уравновешенным» составом, а именно близким к теоретическому содержанию циркония ( $ZrO_2$  – 67,98 % при низком значении дисперсии) с относительно низким содержанием гафния ( $HfO_2$  – 0,9 %). По содержанию гафния, рассматриваемые цирконы северо-восточного Заонежья, аналогичны цирконам из туффзитов Вишерского района Урала [1]. Цирконам из ФО заонежской свиты людиковия присуща относительная «неуравновешенность» составов, которая выражается в большей вариабильности содержания, как циркония, так и гафния, спорадического присутствия примесей церия ( $Ce_2O_3$  – до 1,47 %) и тория ( $ThO_2$  – до 1,6 %). При этом заонежские цирконы характеризуются более низким содержанием циркония ( $ZrO_2$  – 62,28 % при значительных вариациях – 55,31–67,52 %). Содержание же гафния, напротив, стабильно более высокое ( $HfO_2$  – 2,1 %). Отношение  $ZrO_2/HfO_2$  составляет 30 против 138 (!) для ФО ятулийских пород. В качестве одной из причин выявленного отличия можно предположить особенности режима поступления из мантийного источника вещества, продуцирующего ФО.

Довольно распространенной фазой для ФО в рассматриваемом типе пород является монацит. Обычно это мелкие зерна (до 0,1 мм, в редких случаях – до  $2 \times 1,5$  мм).

Углеродсодержащее вещество (УСВ) выявлено во всех изученных препаратах (рис. 31, 32, 33). Наложенное УСВ уверенно фиксируется в породах туломозерской свиты, не содержащей в своем разрезе углеродсодержащих разностей, а также в измененных габбродолеритах и метабазальтах заонежской свиты. Для терригенных пород заонежской свиты необходима более точная диагностика для разбраковки углеродистого вещества на «осадочную» и «флюидную» составляющие. Здесь при петрографическом изучении наблюдаются специфические текстурно-структурные особенности, которые можно отнести к процессам, сопровождающим эндогенное поступление углерода, это – элементы катаклаза, бластомилонитизации, брекчирования, присутствие пирокластики, различного рода деформационные изменения минеральных фаз, их зональность с элементами коррозии, регенерации ядерных частей и т. п., которые могут быть отнесены к результатам флюидогенных процессов. Мантийные «корни» наложенного УСВ подтверждаются его составом, а именно высоким содержанием хрома (до 1,4 %), хлора, серы (до 3 и 1,3 % соответственно). Кроме того, все обнаруженные в составе ФО интерметаллиды, а также фазы, которые можно отнести к высокобарическим и их производным, ассоциируются в изученных образованиях с УСВ.

4. Специфика геохимического состава. К особенностям изученных пород, подвергшихся воздействию флюидогенных процессов, в первую очередь, следует отнести повышенное содержание и сложное сочетание редких элементов, редких земель, что уже само по себе может служить их диагностическим признаком (прил. 10). Специфика состава ярко подтверждается приближенной к щелочному ультраосновному ряду минералогией вышеперечисленных аутигенных фаз.

Обращают на себя внимание элементы сходства по этим параметрам изученных пород с кимберлитами Золотицкого поля при близких соотношениях  $K_2O$  и  $TiO_2$ , а также Zr и Nb. Наиболее проработанные из изученных разностей пород приближаются к ним по величине отношений Zr/Y и Ti/Y. Отношение K/Rb варьирует в широких пределах (180,8–565, среднее – 303,1). По содержанию калия породы заонежской свиты более чем на порядок отличаются от кимберлитов Кимозера (Карелия), характеризующихся крайне низким значением этого параметра. Аналогичная картина наблюдается и для других крупных литофильных элементов – бария и рубидия, низкое содержание которых демонстрируют также кимберлиты Архангельского региона. Соотношение Ta/Nb (0,06–0,1) близко к соответствующему модулю кимберлитов Зимнебережного района и Кимозера. Отношение Th/U составляет 0,3–8 и сопоставимо таковому для кимберлитов Кимозера. Кимберлиты Зимнебережного района характеризуются более

низким содержанием урана. В целом, по совокупному накоплению редкоземельных элементов (среднее – 98 г/т), изученные породы близки к зимнебережным (среднее – 66,9 г/т), однако характеризуются менее дифференцированным распределением. Отношение La/Yb варьирует в пределах 3,4–70, для кимберлитов Золотицкого поля – 18,2–179,5 (среднее – 70,3). По содержанию хрома и никеля описываемые породы уступают кимберлитам Зимнебережного района и Кимозера. Все изученные разности, как правило, демонстрируют неярко выраженную Eu аномалию. Для пород туломозерской свиты отношение Eu/Eu\* колеблется в пределах 0,57–0,81 (среднее – 0,76), причем, максимальным значением характеризуются разности с наиболее проявленными признаками наложенных процессов, для заонежских – 0,66–0,97 (среднее – 0,8).

Охарактеризованные элементы минерального и петрогеохимического состава изученных пород предполагают их генетическую связь с глубинными магматическими источниками щелочного ультраосновного состава, включая алмазные. Выявленные породы заслуживают пристального внимания и дальнейшего изучения. Последующее их изучение может привести к новому пониманию и решению многих вопросов прогнозно-поисковой геологии района.

---

## ТЕКТОНИКА

Территория листа располагается в юго-восточной части Фенноскандинавского щита, в пределах Карельского кратона. Карельский кратон представляет собой геоструктуру, вытянутую на северо-запад ( $325^\circ$ ) более чем на 620 км. В его строении выделяются блоки в разной степени реоморфизованного архейского фундамента, позднеархейские (лопийские) зеленокаменные пояса и нижнепротерозойские (карельские) структуры.

По тектоническому районированию площадь листа находится в пределах юго-восточной части **Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (I)** и северо-западного окончания **Водлозерского блока (II)**. Граница между ними отражается в геофизических полях, проходит по Северо-Онежскому разлому и по границе зеленокаменных структур, обрамляющих с севера Водлозерский блок. Они различаются относительной автономностью геологического развития, интенсивностью процессов осадконакопления, магматизма и метаморфизма на разных временных срезах, составом слагающих их стратифицируемых образований и магматических комплексов, структурным планом и характером наблюдаемых над ними физических полей.

Водлозерский блок, характеризуется присутствием наиболее древних на щите пород саамско-раннелопийского диорит-тоналитового водлозерского комплекса, крайне незначительным проявлением среднелопийских магматогенных образований, широким развитием позднелопийских калиевых гранитоидов и раннепротерозойских метаосадочных и магматических комплексов, а также развитием флюидогенных образований.

В отличие от Водлозерского блока Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс характеризуется более интенсивным реоморфизмом пород раннеархейского фундамента, интенсивным проявлением контрастного среднелопийского магматизма и меньшим развитием раннепротерозойских образований.

Каждый блок разделяется на несколько структур более высокого порядка. В пределах Водлозерского блока выделяется *Шелтопорожский блок (4)* древнего фундамента и *Северо-Онежский блок (3)*, включающий Северо-Восточное крыло Онежской структуры. В строении Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса принимают участие *Южно-Выгозерская (5)* и *Каменноозерская (6) зеленокаменные структуры*, разобщенные выступом позднеархейских гранитоидов *Выгозерского блока (1)* и наложенные раннепротерозойские синклинальные структуры.

В тектоническом строении площади листа Р-36-ХII выделяется три структурных этажа: саамско-нижнелопийский, представленный гранитоидами реоморфизованного фундамента; средне-верхнелопийский, объединяющий среднелопийские зеленокаменные и позднелопийские протоколлизонные плутонические комплексы и карельский, представленный отложениями протонутриконинентальных депрессий и рифтогенными образованиями.

### СААМСКО-НИЖНЕЛОПИЙСКИЙ ЭТАЖ

Саамско-нижнелопийский (дозеленокаменный) этаж представлен образованиями водлозерского диорит-тоналитового комплекса и нерасчлененными ранне-среднелопийскими гранитоидами. В пределах площади листа они занимают большую часть территории и слагают блоки в разной степени реоморфизованного древнего фундамента (Выгозерский, Хижозерский, Северо-Онежский и Шелтопорожский). Блоки характеризуются пониженными значениями поля силы тяжести, как правило, имеют овальную форму и практически безаномальное отрицательное магнитное поле. По результатам дешифрирования КС в их пределах выявлены овально-кольцевые структуры.

*Выгозерский блок (1)* вытянут в северо-западном направлении и продолжается за пределы площади листа (лист Р-36-VI). Южным ограничением блока является граница между Каменно-

озерской подзоной и Водлозерским блоком. Блок объединяет ранне-среднелопийские нерасчлененные ультраметаморфогенные образования, представленные плагиогранитами, гнейсами, теньвыми мигматитами плагиогранитов с реститами биотитовых гнейсов и амфиболитов, гнейсогранодиоритами, тоналитами. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами, поэтому четких границ между ними не устанавливается. Зеленокаменными структурами Выгозерский блок делится на разновеликие части сложной конфигурации, которые по внутреннему строению представляют собой типичные «гранито-гнейсовые овалы». В южной части породы блока подвержены мигматизации плагио-микроклиновыми гранитами позднелопийского комплекса мигматит-анатектит-гранитов. Взаимоотношения рассматриваемых плагиогранитов с вулканогенными породами зеленокаменных структур достоверно не установлены. На северо-востоке площади контакты между образованиями Каменноозерской структуры и плагиогранитами тектонические; в плагиогранитах на значительном расстоянии от контактов отмечаются включения (ксенолиты?) амфиболитов [140].

*Хижозерский блок* (2) сложен нерасчлененными ранне-среднелопийскими плагиогранитоидами. На площади листа находится лишь его незначительный юго-западный фрагмент. Граница Хижозерского блока с зеленокаменными образованиями Каменноозерской структуры по данным бурения [140] носит надвиговый характер. В приконтактной части блока наблюдаются ксенолиты зеленокаменных пород. Гранитоиды повсеместно претерпели динамометаморфизм, который выражен в катаклазе, сланцеватости и милонитизации пород, вторичной полосчатости.

*Северо-Онежский блок* (3) представляет глыбо-блоковую структуру, перекрытую на юге вулканогенно-осадочными породами Онежской структуры. Сложен он также ранне-среднелопийскими нерасчлененными плагиогранитоидами, в разной степени мигматизированными плагио-микроклиновыми гранитами. Блок осложнен крупным *Волозерским массивом* (8) позднелопийских гранитов телекинского комплекса, что находит отражение в изометрическом характере пониженного гравитационного поля. В восточной и западной частях блока картируются разрозненные реликты пород лопийского возмозерского вулканического комплекса. Северо-Онежский блок разбит разломами северо-западного простирания ( $330^\circ$ ) на более мелкие фрагменты. Существующая общая северо-западная ориентировка сланцеватости ( $310\text{--}340^\circ$ ) с падением на северо-восток обусловлена интенсивной переработкой раннеархейских комплексов в более позднее время.

*Шелтопорожский блок* (4) расположен вдоль восточной рамки листа, вытянут в северо-западном направлении и ограничен с запада Рыбозерско-Пажским разломом (1). Блок сложен тоналитами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами водлозерского комплекса саамско-раннелопийского возраста. Блок рассматривается как ареал древней континентальной коры, наименее реоморфизованный более поздними процессами гранитообразования. Породы Шелтопорожского блока характеризуются наиболее древними значениями возраста, которые составляют  $3\ 140\pm 12$  и  $3\ 144\pm 10$  млн лет (SHRIMP). Наиболее сохранившиеся первичные структуры и текстуры пород наблюдаются в обнажениях сложенных тоналитами–плагиогранитами в долине р. Выг. Ориентировка, как гнейсоватости, так и участков милонитизации имеет северо-западные простирания  $320\text{--}350^\circ$  при крутых падениях к востоку, согласно с зоной Выгозерского разлома [92].

## СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЛОПИЙСКИЙ ЭТАЖ

Средне-верхнелопийский (гранит-зеленокаменный) этаж сложен метаморфизованными вулканитами и плутоническими образованиями, преимущественно гранитоидного состава. Граница с вышележащими образованиями карельского возраста устанавливается по резкому структурному и угловому несогласию и площадным корам химического выветривания. Этаж подразделяется на два структурных яруса: среднелопийский и верхнелопийский.

**Среднелопийский структурный ярус** представлен геодинамическим комплексом «зеленокаменных поясов», который объединяет в своем составе коматиит-толеитовую, толеитовую (вожминская серия), габбро-диорит-плагиогранитовую (шилосский комплекс), андезит-дацит-риолитовую (рыбозерский комплекс) и оливин-пироксенит-габбровую (каменноозерский комплекс) формации.

На современном эрозионном срезе зеленокаменные породы сохранились в составе Южно-Выгозерской и Каменноозерской реликтовых структур, сложенных вулканогенными образованиями кумбуксинской и возмозерской толщ, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Более высокие уровни лопийского разреза на площади листа достоверно не установлены. Конфигурация структур подчеркивает возможно первичный линейный характер их расположения и приуроченность к системе сопря-



женных глубинных разломов меридионального и северо-западного направлений (в современных координатах). Локализация этих структур отчетливо отражается в поле силы тяжести линейными положительными аномалиями сложной конфигурации.

Обобщенный разрез лопийских образований Южно-Выгозерской и Каменноозерской структур позволяет рассматривать их как «бескорневые моноклинали» чешуйчато-надвигового строения, сложенные преимущественно метавулканитами основного состава. Установлена практически полная аналогия составов вулканогенных и интрузивных образований, слагающих Южно-Выгозерскую и Каменноозерскую структуры [92]. Каменноозерская структура несколько отличается большим объемом слагающих ее лав повышенной основности (кумбуксинская толща), что свидетельствует о большей глубинности их источника. Это объясняется сложностью строения самой проторифтогенной зоны, которая представляла собой эшелонированную систему субпараллельных разломов, имеющих, вероятно, разную глубину заложения.

*Южно-Выгозерская зеленокаменная структура* (5) имеет подковообразную форму и в виде двух ветвей продолжается в субмеридиональном направлении в сторону Онежского озера. Пространственно к Южно-Выгозерской зеленокаменной структуре приурочены образования шилосского магматического комплекса габбро-диорит-плагиогранитовой формации, представленные на площади одноименным массивом (3). Структурный план Южно-Выгозерской ЗС определяется серией глубинных разломов субмеридионального и северо-западного направления. К субмеридиональным разломам мантийного заложения приурочены тела ультрамафитов каменноозерского комплекса, которые в пределах Южно-Выгозерской структуры, образуют два «пояса», отличающиеся структурно-тектоническим строением, вторичными изменениями и характером рудоносности. Это – Конжозерская группа интрузий (2) в западной части Южно-Выгозерской структуры и в восточной – Тайгиницкий массив (4) и интрузии ультрамафитов Рыбозерской структуры (7). На юге Южно-Выгозерской структура осложнена субширотными, узкими, линейными синформами, сложенными терригенными и вулканогенными образованиями карельского возраста.

Поле  $\Delta g$  Южно-Выгозерской структуры имеет сложный (дугообразный) характер и выражено зонами горизонтальных градиентов положительного поля различной протяженности и интенсивности. В магнитном поле подковообразная форма Южно-Выгозерской структуры также четко выражена и представлена полосовидными аномалиями дифференцированного знакопеременного поля. На КС структура выделяется фрагментарно участками сгущения структурных линий, отражающих элементы складчатого строения.

Внутреннее строение Южно-Выгозерской структуры обусловлено сложностью структурно-тектонической перестройки в свекофенское время, когда происходили аккреционно-коллизийные процессы в Свекофенском поясе и отраженное транспрессионное сжатие внутри Карельского кратона. При этом происходили сдвиговые, сдвигово-надвиговые смещения блоков в сочетании с вращением отдельных доменов. В результате этих процессов на рассматриваемой территории Шилосский массив, как и фрагменты Выгозерского блока, выступали как жесткие блоки, по периферии которых происходило разнонаправленное перемещение более пластичных зеленокаменных лопийских и карельских пород. При этом в зависимости от смены вектора напряженности, в каждом сегменте структуры наибольшее проявление получили перемещения сдвиговой (восточная часть структуры) или надвиговой (западная часть) кинематики. В результате были локализованы более мелкие пространственно сопряженные и переходящие друг в друга структуры, имеющие различное внутреннее тектоническое строение: Конжозерская (5.1), Заломаевско-Петровоямская (5.2), Тайгиницкая (5.3) и Рыбозерская (5.4), а также ряд мелких реликтовых тел в поле развития нерасчлененных плагиогранитоидов. В расположении локальных структур нет единой ориентировки, и для них характерно постоянное изменение простирания в соответствии со сложными очертаниями выступов Выгозерского блока и Шилосского массива, а нередко их «тектонического обтекания». Это отчетливо прослеживается и в направленности локальных положительных аномалий гравитационного поля.

Конжозерская структура выполнена вулканогенными образованиями возмозерской толщи, прорванными интрузиями основного–ультраосновного состава каменноозерского комплекса – интрузии Конжозерской группы (2) и дайками андезит-риолит-дацитового состава рыбозерского комплекса. В пределах Южно-Выгозерской ЗС Конжозерская структура отмечается более высокими значениями гравитационного поля, что может свидетельствовать о большой вертикальной мощности слагающих его зеленокаменных пород. Колойгорской зоной разлома Конжозерская структура делится на две части: южную и северную. Южная часть представляет собой субмеридиональную сравнительно узкую (1–7 км) структуру протяженностью 14 км. Ширина структуры уменьшается с севера на юг. Границы, судя по гравитационным ступеням с горизонтальным градиентом до 4 мГал/км, крутопадающие тектонические [128]. Породы возмо-

зерской толщи залегают моноклинально на гранитоидах нерасчлененного ранне-среднелопийского комплекса и имеют углы падения  $65-75^\circ$  в западном направлении. В пределах этой части структуры широко развита система многочисленных субпараллельных разломов субмеридионального простирания, с которыми связаны мощные зоны дробления пород, их окварцевание, карбонатизация, пиритизация. Северная часть в геологическом отношении представляет собой сложно дислоцированную моноклиналию. Простирания и падения пород варьируют в широких пределах, отражая ее сложный структурный план, вызванный поздними тектоническими деформациями северо-западной-широтной ориентировки. По данным бурения [143] картируется надвиг структуры в восточном направлении. Фронтальная часть надвига имеет дугообразную форму с выпуклостью на восток и проходит вдоль шовной зоны, которая осложнена интрузиями каменноозерского комплекса (2).

Заломаевско-Петровоямская структура расположена в северо-северо-западной части Южно-Выгозерской ЗС. Длина ее – около 19 км, ширина – 3–5 км. Границей, разделяющей Конжозерскую и Заломаевско-Петровоямскую локальные структуры, является зона надвига. Граница четко прослеживается в аномальном магнитном поле, разделяя участки с различным структурным планом локальных аномалий. Простирание оси структуры меняется от северо-восточного направления до субширотного – на севере площади. Структура сложена вулканитами толеитовой формации (вожмозерская толща). Это однородные породы, хорошо сохранившиеся, большей частью массивные метабазалты. Азимут простирания сланцеватости северо-восточный  $30-40^\circ$  с падением пород на северо-запад под углами  $50-70^\circ$  до субвертикального [92]. Структуру можно рассматривать как осложненную разломами моноклиналию, погружающуюся на северо-запад. Породы вожмозерской толщи предположительно надвинуты в юго-восточном направлении к центру Южно-Выгозерской структуры, налегая по серии разломов северо-восточного простирания на плагиограниты шилосского комплекса и метаосадки янгозерской свиты нижнего карелия. В зонах разломов северо-восточного простирания наблюдается большое количество даек андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса, которые прорывают метавулканиты вожмозерской толщи с наибольшей концентрацией в центральной части Заломаевско-Петровоямской структуры. По тектоническим нарушениям развиты зоны метасоматической переработки пород с образованием ряда лиственитов по метавулканитам основного состава и березитов по дайкам андезит-дацит-риолитового состава и связанного с ними золотого оруденения.

Тайгиницкая структура расположена в восточной части Южно-Выгозерской структуры. Представляет собой узкую линейную моноклиналию протяженностью около 18 км при ширине 2–4 км. Строение моноклиналии осложнено системой тектонических нарушений Выгозерской зоны (7) северо-северо-западного простирания, имеющих, предположительно, сдвиговую природу. Выполнена структура породами коматиит-толеитовой и толеитовой формаций. Породы в полосе своего развития под весьма изменчивыми углами ( $35-70^\circ$ ) падают на восток-северо-восток. В метабазалтах интенсивно проявлена сланцеватость северо-западного направления  $335-340^\circ$  на северо-восток под углами  $45-55^\circ$  [92]. Отмечается линейность по плагиоклазу погружающаяся по азимуту на северо-восток  $60^\circ$  под углом  $50^\circ$ . Контакт метабазалтов вожмозерской толщи с нижележащими породами кумбуксинской толщи тектонизирован, как и контакт с плагиогранитами шилосского комплекса. Глубина прогиба по расчетным данным – до 300 м [123]. В Тайгиницкой структуре также широко развиты дайки рыбозерского комплекса, с которыми связано золотое оруденение. В северной части структуры локализуется Тайгиницкий массив (4), представленный маломощными телами серпентинизированных ультрабазитов и габброидов каменноозерского комплекса [128].

Рыбозерская структура расположена на юго-восточном замыкании Южно-Выгозерской структуры, в зоне глубинного Рыбозерско-Пажского разлома. Это узкая линейно-вытянутая в меридиональном направлении структура шириной до 2 км, протяженностью 13 км. Разными исследователями [88, 98, 132, 143]. Рыбозерская структура рассматривалась и как синклиналию опрокинутая складка и как моноклиналию. По представлениям авторов Рыбозерская структура имеет моноклиналию строение. Структура сложена среднелопийскими породами коматиит-толеитовой и толеитовой формаций, которые прорваны интрузиями базит-ультрабазитов каменноозерского комплекса – интрузии Рыбозерской группы (7), а также дайками андезит-риолит-дацитового состава рыбозерского комплекса. По результатам бурения [88] наблюдается система разнопорядковых взбросо-надвигов субмеридионального простирания, которые в совокупности создают систему чешуйчатых дислокаций. Разломы имеют дугообразную форму, обращенную выпуклостью на запад, с надвигом восточных блоков на западные. Эта система разломов сопровождается интенсивным рассланцеванием пород и их гидротермальной проработкой и контролирует золоторудное малосульфидное оруденение. Геологическое строение

усложнено смещениями по субширотным–северо-западным разломам, фиксируемым по интерпретации аномального магнитного поля.

*Каменноозерская зеленокаменная структура* (6) в пределах площади листа представлена своим западным крылом – Кумбуксинской ветвью (6.2) и структурно обособленной Савинской ветвью (6.1). Структурный план ЗС определяется Кумбуксинской зоной разломов северо-западного простирания и серией оперяющих разломов [137, 140].

Савинская и Кумбуксинская ветвь представляют собой моноклиналильные структуры, осложненные продольными разломами и зонами смятий, и имеют существенное различие, как в составе слагающих пород, так и по сложности внутреннего строения. Структуры разграничены северо-западным разломом  $290^\circ$ , который проходит вдоль р. Кумбуксы.

В строении разреза Савинской структуры принимают участие образования кумбуксинской и вожмозерской толщ. Литологический разрез кумбуксинской толщи характеризуется существенно вулканогенным составом – лавовые потоки толеитовых и комаититовых базальтов, комаититов, что и находит отражение в геофизических полях в виде узких протяженных положительных (до 6 мГал) локальных аномалий силы тяжести. Магнитное поле отрицательное с отдельными линейными аномалиями до 50–100 нТл, преимущественно северо-западной ориентировки. Залегание пород пологое ( $10\text{--}30^\circ$ ) с падением в восточных румбах (опорное обнажение № 44; прил. 7). Вскрытый контакт пород кумбуксинской толщи с гранитоидами [140] имеет явно выраженный тектонический характер. Породы вожмозерской толщи изучены только по разрезам скважин [137, 140] и представлены метабазами. Характерно широкое развитие тел ультраосновного состава – интрузии Западно-Кумбуксинской группы (6). Отчетливо прослеживается их «реконструированная» приуроченность к зоне глубинного разлома субмеридионального направления. В процессе тектонических деформаций, в современном эрозионном срезе массивы (Щучинский и Савинский) представлены в виде разобщенных и смещенных относительно друг друга удлиненных тел и практически полностью изменены в результате гидротермально-метасоматической переработки первично слагающих пород.

Кумбуксинская ветвь сложена породами вожмозерской толщи. Залегание пород крутое ( $50\text{--}80^\circ$ ), падение на восток-северо-восток (опорное обнажение № 14; прил. 7). Вдоль западной границы структуры, представленной тектонической зоной Кумбуксинского разлома, породы сильно изменены процессами катаклаза, милонитизации и метасоматоза. Северо-восточная граница Кумбуксинской ветви с Хижозерским блоком проходит по разлому надвиговой кинематики, ориентированному субпараллельно Кумбуксинскому разлому [137, 140]. В дистальной части этого надвига картируется Вожмозерский массив (5) каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового комплекса. Массив четко фиксируется в магнитном поле округлой аномалией с четкими градиентами интенсивностью до 350 нТл. В гравитационном поле и по данным дешифрирования КС не выделяется. Основная часть массива находится в акватории оз. Вожмозеро. Для Кумбуксинской ветви характерно поле  $\Delta g$  повышенных значений, изменяющееся от 10 до 18 мГал и отвечающее толще метабазальтов значительной мощности (от 150 до 1 500 м) [138]. В магнитном поле комплексу пород соответствует отрицательное дифференцированное поле с отдельными линейными аномалиями интенсивностью  $-150\text{--}300$  нТл, преимущественно северо-западной ориентировки, выделяющееся на фоне спокойного пониженного поля.

Разделяются Савинская и Кумбуксинская ветви зеленокаменной структуры линейной аномалией поля  $\Delta g$  пониженных значений – от 0– до  $-1,5$  мГал и относительно отрицательной аномальной зоной поля ( $\Delta T$ )<sub>а</sub> интенсивностью  $-240\text{--}300$  нТл. В КС изображении проявлена только восточная часть Савинской ветви, в рисунке изображения преобладают линеаменты секущих направлений.

В Водлозерском блоке зеленокаменные комплексы среднелопийского структурного яруса образуют две зеленокаменные структуры, сложенные амфиболитами, сланцами амфиболовыми и биотит-амфиболовыми по толеитовым метабазам вожмозерской толщи. Они, вероятно, представляют собой реликты более крупных структур лопийского комплекса.

Одна из них прослеживается по правобережью р. Выг – *Сосновско-Тервозерская структура* (8). Размеры ее по длинной оси – около 18 км при незначительной ширине 700–800 м. Структура контролируется Рыбозерско-Пажским глубинным разломом. Породы имеют северо-западное простирание с субвертикальными углами падения сланцеватости. В магнитном поле фиксируется согласными с простиранием пород прерывистыми линейными аномалиями интенсивностью от 0 до 100 нТл на фоне отрицательного поля.

*Матвеевская структура* (7) в западной части листа, возможно, является структурным продолжением Конжозерского прогиба. На эрозионном срезе структура представлена крайне ограниченно тремя изолированными выходами метабазальтов. По субмеридиональным направлениям проявлено рассланцевание метабазальтов с углами падения  $65\text{--}85^\circ$  на восток [92]. В маг-

нитном поле структуре соответствуют линейные относительно положительные локальные аномалии на фоне пониженного поля.

**Верхнелопийский структурный ярус** представлен комплексом мигматит-анатектит-гранитов (11) и более поздними по времени образованиями умереннощелочными гранитами хаутаварского комплекса (Конжозерский массив (1)) и гранитами телекинского комплекса (Волозерский массив (8)).

Породы комплекса мигматит-анатектит-гранитов приурочены к зонам разломов северо-западного простирания. Картируются, в основном, в пределах Северо-Онежского и Шелтопожского блоков. Отмечается их приуроченность к зонам разломов северо-западного простирания.

Конжозерский массив умереннощелочных гранитов расположен в краевой части Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры. Массив прорывает породы лопийского комплекса, гранитоиды фундамента. В северном ограничении массив срезается широтной зоной карельских образований (Колойгорская структура).

Волозерский массив гранитов объединяет сближенные тела вокруг оз. Волозеро, образующие изометрический в плане ареал, ограниченный разломами северо-западного направления (Северо-Онежский разлом и Восточно-Кумсинский). Вмещающие породы представлены гранитоидами Северо-Онежского блока с реликтами зеленокаменных структур. Непосредственные контакты пород массива и рамы не наблюдались. С юга массив перекрыт осадочными породами туломозерской свиты с корой выветривания гранитов в основании. Об интрузивном характере внедрения массива свидетельствуют ксенолиты вулканогенных основных пород и биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев, описанных в скважинах [87].

Конжозерский массив умереннощелочных гранитов и Волозерский массив гранитов относятся к типу посттектонических и посторогенных интрузий, завершающих в данном районе лопийский этап развития.

## КАРЕЛЬСКИЙ ЭТАЖ

Нижняя граница этажа устанавливается по резкому структурному и угловому несогласию и площадным корам химического выветривания. В его формировании выделяется два крупных геодинамических комплекса: протонутриконтинентальная депрессия (ятулийский этап) и собственно протонутриконтинентальный рифт (людиковийский этап). Отличительной особенностью формирования этажа является длительное и постепенное прогибание поверхности консолидированной коры с образованием Онежской структуры в Туломозерско-Онежской подзоне и заложение узких линейных прогибов субширотного простирания, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями – в Маслозерско-Сегозерской подзоне.

Данный структурный этаж разделен на два яруса: нижнекарельский, который включает ятулийские образования, и верхнекарельский, представленный людиковийским надгоризонтом.

В образовании **нижнекарельского структурного яруса** принимают участие породы терригенной, толеитовой и терригенно-карбонатной формаций ятулийского надгоризонта, залегающие с крупным перерывом на коре выветривания. Наиболее широко образования яруса представлены в Туломозерско-Онежской подзоне, где они накапливались в пределах единого обширного бассейна (протонутриконтинентальной депрессии), образуя Северо-Восточное крыло Онежской структуры. Северо-Восточное крыло Онежской структуры прослеживается вдоль Повенецкого залива, повторяя его дуговые очертания. Северная граница структуры проходит по Восточно-Кумсинскому разлому. Повенецкий разлом, параллельный Восточно-Кумсинскому и прослеживающийся южнее, ограничивает развитие терригенно-карбонатных образований с выступом фундамента и разделяющим образования туломозерской свиты. Структура пересечена серией разрывных нарушений северо-западного простирания, создающих мелкую блокировку.

*Северо-Восточное крыло Онежской структуры* (13) выполнено преимущественно терригенно-карбонатными отложениями туломозерской, в подчиненном объеме – вулканогенными образованиями медвежьегорской свиты. Медвежьегорская свита представлена metabазальтами с массивной и миндалекаменной текстурой, а также базальтовыми метапорфиритами. Породы свиты несогласно залегают на химической коре выветривания верхнелопийских гранитоидов телекинского комплекса и перекрыты карбонатно-терригенными образованиями туломозерской свиты. Туломозерская свита характеризуется переслаиванием пестроцветных, частично мраморизованных доломитов с пластами известняков, песчаников, доломитовых брекчий, местами присутствуют лавы базальтов.

Отложения туломозерской свиты падают моноклинально в южном и юго-западном направлении с одновременным наращиванием разреза. В бортах прогиба ее мощность составляет от 200 м до нуля. Вскрыто бурением одно крупное тело метагаббродолеритов койкарского комплекса – Габсельгский силл (9). В приконтактных зонах вмещающие породы интенсивно перемяты, брекчированы, хлоритизированы и оталькованы.

Для Северо-Восточного крыла Онежской структуры, в целом, характерно повышенное, сильно дифференцированное магнитное поле. Отмечаются локальные аномалии как изометрических, так и линейных очертаний повышенных значений поля интенсивностью до 1 750 нТл, остаточной интенсивности – 400 нТл. Повышение магнитного поля над отложениями туломозерской свиты обусловлено с неравномерной проработкой флюидогенными процессами и метасоматической изменчивостью пород, зонами брекчирования с асбестовой минерализацией, а также силлами габбродолеритов [92]. В гравитационном поле образования нижнекарельского структурного яруса Северо-Восточного крыла Онежской структуры характеризуется отрицательным полем с понижением его интенсивности с юга на север до –16 мГал. Это свидетельствует, с одной стороны, о наличии под комплексом пород ятулия гранитного фундамента, а с другой – о небольшой вертикальной мощности вулканогенно-осадочных образований. На фоне пониженного гравитационного поля выделяются небольшие по размерам минимумы силы тяжести с интенсивностью 0,5–1,0 мГал.

В пределах Маслозерско-Сегозерской подзоны нижнекарельский ярус представлен Мяндовогорской (9), Колойгорской (10), Ворожгорской (11) и Салмозерской (12) локальными синклинальными структурами. Образования ятулия с резким угловым несогласием залегают на вулканогенных породах вождозерской толщи или непосредственно на гранитах шилосского комплекса и гранитоидах Выгозерского блока.

*Мяндовогорская синклиналь* (9) выражена в рельефе одноименной возвышенностью и имеет конфигурацию осложненного треугольника. Морфология структуры, вероятно, связана с проявлением надвиговых деформаций в свекофенское время на ее флангах. С проявлением сжимающих деформаций связано надвигание лопийских образований на ятулийские с частичным срезанием северо-западного крыла структуры. В бортах структуры залегают янгозерские кварциты и метавулканиды северо-сегозерской свиты, а в ядре терригенные образования телекинской свиты. В западном крыле Мяндовогорской синклинали установлено согласное залегание metabазальтов северо-сегозерской свиты с нижележащими терригенными образованиями янгозерской свиты [102]. Краевые части Мяндовогорской синклинали осложнены веерообразными складками более низких порядков субширотного, субмеридионального и северо-западного простирания, имеющими в большинстве своем опрокинутое залегание от 80° в северной и восточной частях до 50–60° – в западной [143].

Структура фиксируется в гравитационном поле по относительному локальному минимуму в центральной части и мозаичным рисунком отрицательного магнитного поля в южной части. В рисунке КС-изображения она четко прослеживается структурными линиями дуговых очертаний, подчеркивающими ее морфологию.

*Колойгорская синклиналь* (10) субширотного простирания вытянута на 24 км при ширине до 4 км. Сложена терригенными образованиями янгозерской свиты и метавулканидами северо-сегозерской свиты. Образования янгозерской свиты несогласно залегают на верхнеархейских гранитоидах либо на метавулканидах и сланцах вождозерской толщи среднего лопия. Песчаники янгозерской свиты интенсивно рассланцованы, азимут простирания сланцеватости северо-западный 290–310°, падение на северо-восток 45–55°. Перекрываются образования янгозерской свиты метавулканидами северо-сегозерской свиты. Контакты, как с ниже-, так и вышележащими комплексами пород часто носят тектонический характер. С юга Колойгорская структура «срезана» одноименным разломом. Породы интенсивно трещиноваты, иногда микроплойчатые. Шарниры складок погружаются в северном направлении под углами 40–70°. Из-за крайне слабой обнаженности особенности строения Колойгорской структуры во многом остаются неясными. Структуре соответствуют отрицательное дифференцированное магнитное поле, в гравитационном поле не выражается. На материалах КС дешифрируется зоной с отчетливо выраженным штриховым рисунком тонких субпараллельных линий.

Ворожгорская и Салмозерская структуры имеют северо-западное простирание и представляют собой узкие клиновидные синклинальные складки с опрокинутым падением на северо-восток и тектонически срезанными юго-западными крыльями. Салмозерская структура, вероятно, является структурно-смещенным продолжением Ворожгорской синклинали [92].

*Ворожгорская синклиналь* (11) расположена к северо-востоку от Тайгиницкой лопийской структуры, вдоль юго-западного склона г. Ворожгора. Структура имеет линейную клиновидную форму и запрокинутое залегание пород с падением на северо-восток под углами 70–85°,

вытянута в направлении на северо-запад ( $300^\circ$ ) согласно с простираем пород лопийского комплекса на этом участке. Протяженность структуры – 8 км, ширина – от 0,5 до 1 км. Юго-западное крыло складки тектонически срезано и эродировано. В строении Ворожгорской синклинали принимают участие терригенные образования янгозерской свиты и вулканиты северо-сегозерской свиты. В магнитном поле Ворожгорская структура выражена узкой линейной отрицательной аномалией, в поле  $\Delta g$  – зоной горизонтального градиента пониженных значений (2 мГал/1 км). В КС-изображении ей соответствует полосовидная аномалия темного тона.

*Салмозерская синклираль* (12) вытянута в субширотном направлении на 10 км при ширине 1,5–2 км и также представляет собой узкую клиновидную структуру со срезанным южным крылом, сложенную преимущественно метавулканитами северо-сегозерской свиты. В северном крыле в незначительном объеме присутствуют метаосадки янгозерской свиты. Образования янгозерской свиты несогласно залегают на химической коре выветривания верхнеархейских гранитоидов [124].

Характер метаморфических преобразований ятулийских осадочно-вулканогенных образований отвечает преимущественно условиям зеленосланцевой фации. Повышение степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации отмечается в зонах разломов в западной части Кольской синклинали, в Ворожгорской и Мяндовогорской синклиналях.

**Верхнекарельский структурный ярус** образован породами заонежской свиты и представлен только в Северо-Восточном крыле Онежской структуры, в его восточной части. Образования этого яруса отражают стадию тектоно-магматической активизации с переходом к рифтогенному режиму в людиковии [24, 42].

В разрезе людиковия участвуют углеродистые сланцы, основные лавы и комагматичные им интрузивные образования, выделенные в заонежский габбродолеритовый комплекс (Пажская группа интрузий (10)). Породы заонежской свиты при общем пологом субгоризонтальном залегании (углы падения меняются от  $15^\circ$  до  $30^\circ$ ) на отдельных участках осложнены мелкочастотью высоких порядков. Значительная напряженность складок отмечается в приразломных зонах преимущественно северо-западного направления.

Для площади развития пород заонежской свиты отмечается насыщенность его линейными магнитными телами (протяженность – от 1,0 до 3,5 км), имеющими четкую северо-западную ориентировку и интенсивность до 2 000 нТл. Над областью развития пород заонежской свиты с телами габбродолеритов отмечается относительно положительная изометрическая аномалия  $\Delta g$  от  $-13$  до  $+1$  мГал, эпицентр которой находится за пределами площади. При дешифрировании КС выделяется серия дугообразных протяженных фрагментарных разрывов, обрамляющих центральную часть прогиба. Дуговые разломы совпадают в плане с изолиниями поля силы тяжести, фиксирующими локальную положительную аномалию. Геологическая природа аномалии не ясна. Т. Л. Семенова [123] повышение поля  $\Delta g$  над людиковийскими образованиями связывает с большей насыщенностью телами габбродолеритов. Вероятно, морфологическое выражение кольцевой структуры в рельефе свидетельствует об ее современной активности, на что указывает «разрушенность» габбродолеритов на блоки и глыбы по крутопадающим разрывам.

В ятулийских и людиковийских образованиях Северо-Восточного крыла Онежской структуры наблюдается снижение степени метаморфизма от альбит-хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации, характерной для пород медвежьегорской свиты до кварц-альбит-серицитовой субфации в породах туломозерской и заонежских свит [87].

Свекофеннская активизация в образованиях карельского этажа проявилась как тектоно-метасоматическая по зонам унаследованных глубинных разломов. Она характеризуется структурно-тектонической перестройкой, метаморфизмом и интенсивным проявлением метасоматоза. По изучению материалов предшественников [87, 99] и ГДП-200 [92] метасоматические образования, как правило, связаны с процессами рассланцевания, брекчирования и катаклаза. В породах туломозерской и заонежской свит широко проявлено окварцевание, хлоритизация, карбонатизация. По мнению многих авторов [29, 42, 87] процессы протоактивизации в Онежской структуре свидетельствуют о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия. По результатам петрографо-микроэлектронных исследований [92] с использованием геологических данных в пределах Северо-Восточного крыла Онежской структуры выделены локализованные участки развития флюидогенных образований (флюидолитов). Породы характеризуются наличием высокомагнезиального флогопита, псевдоморфоз по оливину, высокохромистых, редкометалльных, Ва-содержащих фаз, углеродсодержащего вещества. Их присутствие связывается с инъективным привнесением глубинного вещества. Предполагаемый возраст флюидолитов –  $KR_2$ –PZ.

## РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения на площади листа выделены по совокупности геологических, геофизических данных и дешифрирования КС. В подавляющем большинстве разломы являются долгоживущими, что фиксируется по комплексу геологических признаков, включая метасоматические изменения. Разделение разломов по возрасту не проведено. Можно говорить о времени активизации разломов. Тектонические движения по зонам сочленения разломов разного порядка неоднократно повторялись вплоть до неоген-четвертичного времени, наследуя древние тектонические зоны, и определили сообразные с ними морфоструктурные элементы площади. Такие разломы отчетливо фиксируются трещинами с зеркалами скольжения и мелкими перемещениями пород, морфологически проявляются обрывами и уступами рельефа.

Тем не менее, намечены две основные группы разрывных нарушений по времени заложения, одна из которых характерна как для средне-верхнелопийского, так и для карельского структурного этажа, а другая более типична для карельского.

К первой группе относятся разрывные нарушения, имеющие северо-западное ( $330\text{--}340^\circ$ ) и субмеридиональное направление, определяющие формирование зеленокаменных поясов (рифтогенного типа). Разломы проявлены на поверхности широкими зонами расщепления, милонитизацией и брекчированием. К субмеридиональным разломам мантийного заложения приурочены тела ультрамафитов каменноозерского комплекса. Фрагментарно зоны глубинных разломов сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических образований, сформированных на различных этапах позднепротерозойской активизации. Разломы северо-западного направления являются рудоконтролирующими.

Ко второй группе относятся разрывные нарушения субширотного простирания, с которыми связано заложение протонутриконтинентальных депрессий карельского этажа.

По геологической значимости разломы подразделяются на главные разломы и второстепенные. В качестве главных выделяются разрывные нарушения сложной кинематики, разграничивающие структурно-формационные зоны и крупные блоки, а также разломы предопределившие заложение и развитие лопийских и раннепротерозойских структур. Они имеют, в основном, северо-западное ( $290\text{--}340^\circ$ ) и субширотное простирание.

Второстепенные разломы, осложняют геологическое строение структур, интрузивных массивов, разбивая их на отдельные блоки.

К главным разломам, на площади листа, относятся: Рыбозерско-Пажский (1), Кумбуксинский (2), Колойгорский (3), Северо-Онежский (4), Восточно-Кумсинский (5) и Повенецкий разлом (6).

*Рыбозерско-Пажский глубинный магмоподводящий разлом* (1) северо-северо-западного простирания прослеживается на 49 км в пределах Сумозерско-Кенозерского пояса, в восточном ограничении Рыбозерской структуры и Водлозерского блока, до границы с Онежской структурой, в районе нижнего течения р. Пажа. По данным геофизических исследований разлом имеет глубинное заложение со слабым погружением плоскости сместителя в юго-восточном направлении. В пределах Сумозерско-Каменноозерского пояса разломом определялось заложение и развитие Рыбозерской зеленокаменной структуры. Его продолжение на север, в пределы Тайгиницкой зеленокаменной структуры, «затушевано» более поздними процессами структурно-тектонической переработки и фрагментарно фиксируется Тайгиницким массивом каменноозерского комплекса и реликтами кумбуксинской толщи. В Рыбозерской структуре тела ультрабазитов, пироксенитов, габброидов и дайки рыбозерского комплекса ориентированы согласно с простиранием Рыбозерско-Пажского разлома. Зоны дробления и расщепления сопровождаются процессами диафореза и метасоматическими изменениями, с которыми связаны проявления золотого оруденения в Тайгиницкой и Рыбозерской структурах. В Рыбозерской структуре установлены признаки линейных кор выветривания дочетвертичного возраста, которые проявлены в развитии охр и участков выщелачивания и заполнений трещин песчано-глинистым материалом. По данным бурения, выветривание затронуло породы до глубины 260–270 м [88]. В геофизических полях Рыбозерско-Пажскому разлому соответствует четкий градиент поля  $\Delta g$ . В магнитном поле это граница аномальных районов с различным структурным планом локальных аномалий. В Водлозерском блоке Рыбозерско-Пажский разлом разграничивает Северо-Онежский и Шелтопорожский блоки гранитоидов. Разлом контролирует развитие локальных линейных структур, сложенных породами вожмозерской толщи. Выраженность Рыбозерско-Пажского разлома в физических полях здесь не столь очевидна. Выделяется серией коротких по протяженности нарушений корреляции локальных аномалий ( $\Delta T$ )<sub>д</sub> или резких изменений характера аномального поля. По разлому, в рисунке изолиний магнитного поля отмечается смещение магнитных аномалий (сдвиг Шелтопорожского блока на северо-запад). В гравитаци-

онном поле разлом проходит в ограничении локальной отрицательной аномалии поля  $\Delta g$ . Рыбозерско-Пажский разлом на материалах КС дешифрируется фрагментарными протяженными линеаментами, отражающими границы гипсометрически обособленных блоков. Отмечается смещение ландшафтных комплексов относительно линеамента, в пределах Шелтопорожского блока, на северо-запад (так же как и в магнитном поле).

*Кумбуксинский разлом* (2) контролирует размещение Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, имеет четкое северо-западное простирание, большую протяженность и ширину проявления. Он прослеживается из района оз. Кенозеро (лист Р-37-VII) в северо-западном направлении на расстояние более 300 м? примыкая к Северному разлому в районе оз. Сумозеро (лист Р-36-VI). Это зона субпараллельных, сближенных, иногда расходящихся разрывов. На площади листа Кумбуксинский разлом представлен незначительным фрагментом протяженностью 25 км и ограничивает Кумбуксинскую ветвь Каменноозерской структуры. На сейсмическом профиле зона Кумбуксинского разлома имеет сравнительно крутое падение (до  $60^\circ$ ) с погружением плоскости сместителя в северо-восточном направлении [140]. Для зоны характерна глубокая гидротермальная и метасоматическая переработка березит-лиственитового ряда, с которой связаны проявления золота. Разлом выражен слабоинтенсивной зоной градиента поля  $\Delta g$  (6 мГал/3 км) и системой полосовидных узких магнитных аномалий относительно повышенных значений. В КС-изображении отчетливо дешифрируется только южная часть разлома и оперяющий северо-западный разлом ( $290^\circ$ ), выраженный структурно обусловленной депрессией р. Кумбуксы.

*Северо-Онежский разлом* (3) ограничивает с севера одноименный блок. Протяженность разлома – 35 км. Северо-Онежский разлом выделен Ю. А. Сипаровой [128] по гравиметрическим данным. Он трассируется гравитационной ступенью, а также сменой характера магнитного поля, подтверждается также сейсмическими данными [76]. По результатам интерпретации геофизических материалов разлом под углом около  $50^\circ$  падает в северо-восточном направлении.

*Колойгорский разлом* (4) протягивается от западной рамки листа на восток на расстояние 27 км. Максимальная ширина его достигает 3,5 км. Это структурная зона субширотного простирания падает на север под углами  $40-70^\circ$  и ограничивает осадочно-вулканогенные образования ятулийского надгоризонта. По геологическим наблюдениям в зоне контакта ятулийских образований с массивом умереннощелочных гранитов разлом фиксируется зонкой тектонического нарушения мощностью 3–3,5 м, выполненной мягкой дезинтегрированной породой буровато-коричневого цвета с обломками кварца, сглаженными обломками гранитов и песчаников. Колойгорский разлом в геофизических полях выражен только в магнитном поле прямолинейной границей смены рисунка изолиний. Более четко разлом выражен на материалах КС в виде зоны с линейно-полосчатым рисунком изображения протяженностью 20 км при ширине 1,5 км. На востоке линеамента зоны подворачивают к югу согласно структурным элементам гранитоидов Выгозерского блока.

*Восточно-Кумсинский* (5) и *Повенецкий* (6) разломы проходят в ограничении Северо-Восточного крыла Онежской структуры. Разломы имеют дугообразную форму, соответствующую направленности Повенецкого залива. Морфологически разломы являются ограничением тектонических блоков фундамента, предположительно надвигающихся к северу и осложненных процессами свекофеннской активизации. Они, вероятно, предопределили линейный план (расположение и конфигурацию) развития терригенно-карбонатных и вулканогенных образований северо-восточного крыла Онежской структуры.

Восточно-Кумсинский разлом является восточным продолжением Кумсинского разлома, трассирующегося с площади смежного листа Р-36-XI. В пределах территории Кумсинский разлом прослежен незначительным фрагментом 3 км, дальше разлом отмечен условно в пределах развития пород фундамента. Отмечается его нарушение северо-западными разломами ( $330^\circ$ ). Восточно-Кумсинский разлом ограничивает развитие ятулийских и людиковийских образований. Наиболее четко он прослеживается от оз. Верх. Волозеро и далее поворачивает на юго-восток и в районе водораздела рр. Пажа–Кочкома уходит за пределы площади листа. В магнитном поле прослеживается цепочкой интенсивных магнитных аномалий с большими горизонтальными градиентами, разграничивая участки с различной интенсивностью локальных аномалий. В КС изображении это линеамента, нарушающие сплошность или структуру изображения.

Повенецкий разлом отвечает контакту осадочных образований, слагающих Северо-Восточное крыло Онежской мульды с выступом гранитоидов овальной формы, разделяющим терригенно-карбонатные образования ятулия. Отчетливо прослеживается в магнитном поле по границе повышенного аномального поля с нормальным безаномальным полем. Эта граница общей



протяженностью около 40 км в плане имеет ступенчатый характер за счет правосторонних сдвигов по северо-западным направлениям (330–340°). Породы в зоне разлома, в значительной мере, подвержены метасоматическим изменениям (асбестовая, тальковая минерализация) и сопровождаются широким развитием брекчирования и катаклаза [87, 92]. На дистанционной основе – «композиции отмывки рельефа и сочетания 6,5 и 3 каналов КС-Landsat». Повенецкий разлом обозначается протяженной однонаправленной ступенью фоновых высот рельефа (100–120 м), которая хорошо коррелируется с прямолинейной границей аномальных областей магнитного поля и фиксирует границу развития осадков туломозерской свиты.

*Выгозерский разлом (7)*, отнесенный к второстепенным, играет весьма важную структурообразующую роль. Он имеет северо-северо-западное простирание и проходит от северной рамки листа до восточной, по долине р. Выг. На КС разлом выражен системой сближенных четких прямолинейных линий, характеризующих зону повышенной трещиноватости. Зона имеет большую протяженность (55 км) и сравнительно широкий диапазон мощности (до 6,5 км). В северной части территории он проявлен в Тайгиницкой зеленокаменной структуре, где фиксируется низкоградиентной зоной поля силы тяжести  $\Delta g$  и прерывистой системой полосовых положительных аномалий поля  $(\Delta T)_a$ . В пределах влияния разлома породы претерпели интенсивную структурно-тектоническую перестройку и метасоматические изменения. В южной части, в пределах Шелтопорожском блока, Выгозерский разлом проходит параллельно Рыбозерско-Пажскому и трассирует полосу развития мелких лопийских «реликтовых» образований.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Информацию о глубинном строении территории листа Р-36-ХII дает анализ геофизических карт (аномального магнитного поля и поля силы тяжести) масштаба 1 : 500 000, материалов по профилю ГСЗ МОВЗ «РУБИН», пересекающего всю площадь листа с запада на восток в широтном направлении (рис. 4, 34) и геолого-геофизические разрезы [92].

Сейсмические данные (МОВЗ и ГСЗ) показывают, что под площадью исследований и прилегающей территорией поверхность Мохо приподнята (выше 40 км).

Корово-мантийные характеристики для центральной части площади (150–200 км профиля ГСЗ МОВЗ «Рубин») отвечают области с неоднородным строением верхней мантии, повышенных скоростей (плотностей) в нижнекоровых горизонтах (рис. 34А).

В верхней части земной коры по скоростям намечается блоковая делимость с субвертикальными ограничениями. Слои занимают субгоризонтальное положение с выдержанной мощностью (рис. 34Б).

В верхней части разреза, вблизи дневной поверхности, присутствуют породы со скоростью продольных волн, равной 6,28–6,44 км/с. Важным следствием анализа верхней части разреза является вывод о незначительной мощности пород вожминской серии и ее залегании на гранитоидах, образующих основную часть коры. Зеленокаменные структуры рассматриваются в качестве аллохтонных бескорневых образований [17].

В интервале глубин от 5 до 20 км, на участках, прилегающих к площади исследований (50–200 км профиля ГСЗ МОВЗ «Рубин»), отмечаются субгоризонтальные границы, слабонаклоненные в западном и восточном направлении, отделяющие «блоки» с разными скоростными характеристиками. Тектонический характер границ прогнозируется на основании значительных различий в скоростях и структуре вышележащих и нижележащих комплексов коры.

На основе анализа скоростных характеристик принята трехслойная модель разреза земной коры (для разделения слоев «верхней» и «средней коры» недостаточно данных):

«верхняя кора» – скорость продольных волн – 6,28–6,44 км/с и распространяется на глубину до –20–22 км; плотность пород – 2,62–3,1 г/см<sup>3</sup> (средняя – 2,68 г/см<sup>3</sup>);

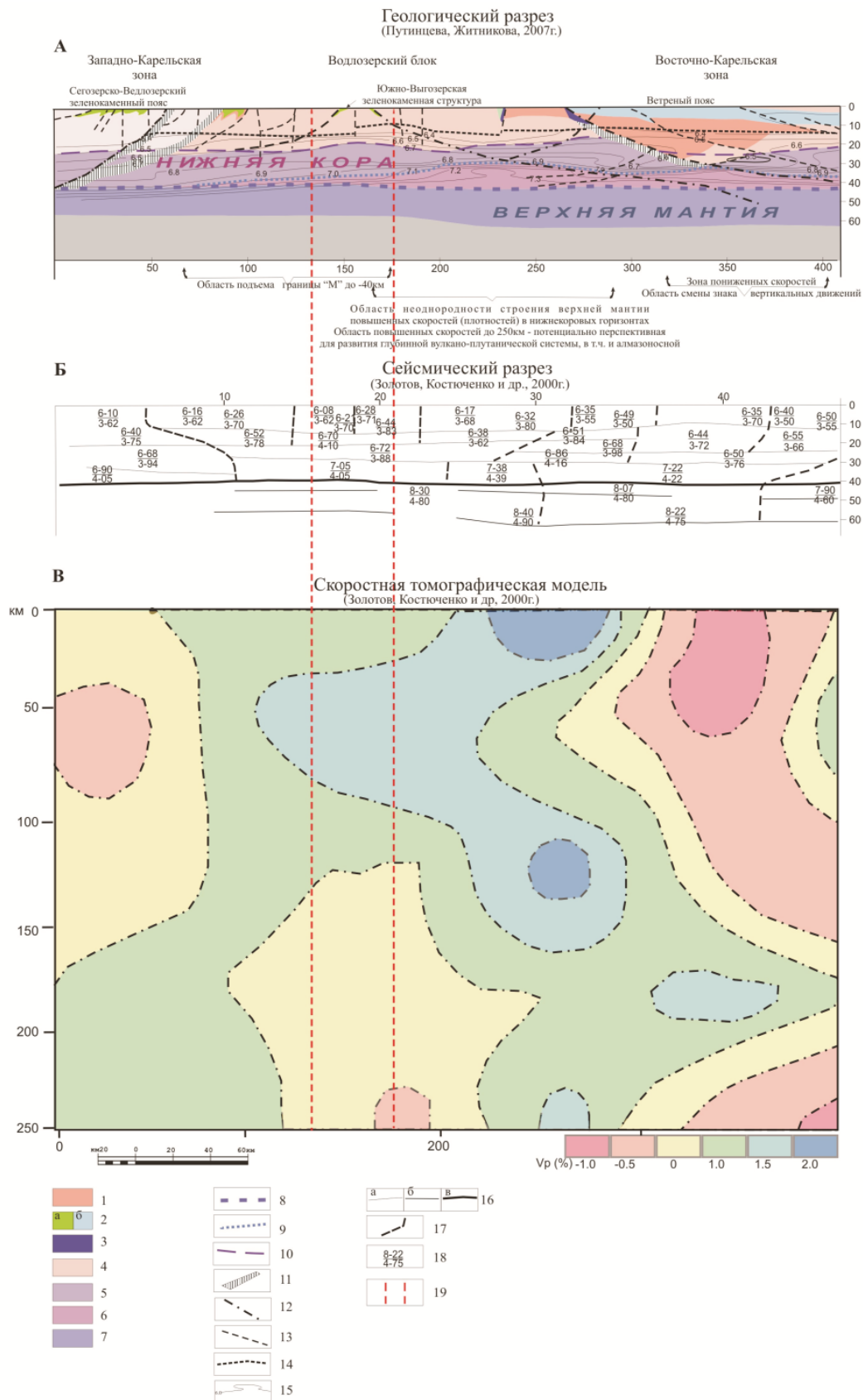
«нижняя кора» – скорость продольных волн – 6,7–6,9 км/с, располагается на глубинах от –22 до –38 км; плотность – 3,03–3,12 г/см<sup>3</sup>;

«верхняя мантия» – скорость продольных волн – более 7,0 км/с, располагается на глубинах ниже 38 км; плотность – 3,39 г/см<sup>3</sup>.

По данным исследований [51] и по интерпретации скоростного разреза в основании коры присутствует зона, так называемой коро-мантийной «смеси», со скоростью 7,0–7,2 км/с и мощностью до 5 км.

В строении верхней части земной коры принимают участие: нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс (ятулий+людиковый), верхнеархейский (лопий) и комплекс различных пород гранитного состава (реоморфизованный фундамент). С учетом информации по плотностным характеристикам породных комплексов [87, 99, 128, 143] средневзвешенная плотность раннепротерозойских вулканогенных-осадочных отложений принята равной

2,8 г/см<sup>3</sup>, вулканогенных образований лопия – 2,62–3,1 г/см<sup>3</sup>, средняя плотность пород фундамента – 2,68 г/см<sup>3</sup>.



**Рис. 34. Геолого-геофизические разрезы по профилю «Рубин».**

А. Геологический разрез. 1 – плагиогранитоиды архейского основания. Осадочно-вулканогенные комплексы: 2 – лопийские (а), карельские (б); 3 – ультрамафиты. Структурно-формационные комплексы консолидированной коры: 4 – комплексы верхней коры, нерасчлененные (скорость продольных волн – 6,28–6,44 км/с); 5 –

комплексы нижней коры, нерасчлененные (скорость продольных волн – 6,7–6,9 км/с); 6 – коро-мантийная «смесь»; 7 – верхняя мантия. Геолого-геофизические разделы и границы: 8 – поверхность Мохо; 9 – неравномерно отражающая верхняя мантия; 10 – нижняя кора; 11 – межгеоблоковые зоны; 12 – глубинные, структурообразующие разломы; 13 – внутрикоровые разломы, различной глубинности, зоны тектонических контактов, блоковая делимость с вертикальными границами; 14 – субгоризонтальные участки разломов по данным отраженных (продольных и поперечных) волн. 15 – Изолинии скорости сейсмических волн.

Б. Сейсмический разрез. 16 – сейсмические границы в толще коры (а), в толще мантии (б), поверхности фундамента и Мохо (в); 17 – границы блоков с разными скоростными параметрами; 18 – скорости сейсмических волн (км/с):  $V_p$  – в числителе,  $V_s$  – в знаменателе. 19 – Границы листа Р-36-ХII.

В. Скоростная томографическая модель. Вариации скорости продольных волн показаны в процентах от стандартной модели IASPg1.

По данным скоростной томографической модели (рис. 34В), в области пересечения профилем «Рубин» границ листа Р-36-ХII, поле скоростных аномалий изменяется в пределах +1,5–2,0 %.

Блоковая структура площади сформировалась в результате многократного дробления земной коры с образованием глубинных и коровых разломов различных порядков.

Характер поведения сейсмических границ (распределение скоростных неоднородностей) свидетельствует о наличии глубинного разлома (на дневной поверхности это Рыбозерско-Пажский разлом). Разлом наклонен к востоку и рассекает всю земную кору вплоть до поверхности Мохоровичича. На западе, у границы листа, зарегистрирован блок с понижением скорости продольных сейсмических волн в верхней части коры до 6,08 км/с. Наклоненная к западу и выполаживающаяся на глубине обменная граница маркирует зону верхнекорового разлома, наклоненного к западу. На дневной поверхности ее естественными границами является Конжозерская ветвь Южно-Выгозерской структуры. Дизъюнктив трассируется в сторону слияния нарушений, контролирующих границу Водлозерского блока и Западно-Карельской зоны.

Данные по глубинному строению имеются только для ее северо-западной части Онежской структуры. Главной особенностью глубинного строения Онежского прогиба является интенсивная раздробленность земной коры, имеющей сокращенную мощность, по сравнению со средними величинами для Балтийского щита. Осадочные образования, а также фундамент имеет разноуровневое ступенчато-блоковое строение, обусловленное развитием северо-западных коровых разломов с глубиной заложения до 30 км [29]. Имеются данные о пониженной плотности пород в пределах мульды до глубин 25–30 км. В региональном гравитационном поле Онежской структуре отвечают минимумы поля силы тяжести. Четко фиксируются полосовые аномалии северо-западного простирания. По плотностным характеристикам фундамент Онежской структуры относится к активизированному блоку с интенсивно проявленной гранитизацией. Граниты фундамента вскрыты Онежской параметрической скважиной с глубины 2 944 м [42].

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития территории листа Р-36-ХП устанавливается три крупных временных интервала (эпохи), различающиеся спецификой основных процессов: саамско-раннелопийская, лопийская и карельская эпоха, соответствующие формированию структурных этажей докембрия. Кайнозой соответствует началу новой эпохи в развитии Балтийского щита, и соответственно, рассматриваемой территории.

### СААМСКО-РАННЕЛОПИЙСКАЯ ЭПОХА

На раннем этапе развития территории (3,3–3,0 млрд лет) была сформирована ее древняя составляющая – ранняя кора, сложенная главным образом тоналитами, плагиогранитами, тоналито-гнейсами с небольшим количеством гранодиоритов и амфиболитов. При всем многообразии имеющихся на сегодняшний день моделей формирования ТТГ комплексов образование этой ассоциации пород рассматривается как результат последовательного плавления мафитов нижней коры с последующими импульсами ее повторного плавления [10]. Представителем этой ассоциации является водлозерский комплекс диорит-тоналитовый, абсолютный возраст, которого в пределах площади листа составляет  $3\ 140 \pm 12$  и  $3\ 144 \pm 10$  млн лет (авторские определения).

В более поздние периоды лопийского времени ранние ТТГ комплексы были реоморфизованы в процессе тектонической активизации и повторных плавлений нижней коры, что привело к образованию низкокальциевых плагиогранитов, тневых мигматитов плагиогранитов, тоналитов и лейкогранитов ранне-среднелопийского возраста.

Эти два комплекса пород, образуя архейский фундамент территории, занимают на современном эрозионном срезе большую часть площади листа, слагая блоки: Выгозерский, Хижозерский, Северо-Онежский и Шелтопорожский.

Промышленно-значимых объектов и проявлений полезных ископаемых в связи с образованиями древних ассоциаций не выявлено.

### ЛОПИЙСКАЯ ЭПОХА

В лопийской эпохе геологического развития территории, результатом которого явилось становление Карельской гранит-зеленокаменной области, выделяется два крупных этапа: среднелопийский (3,0–2,8 млрд лет) и позднелопийский (2,8–2,5 млрд лет).

В **среднем лопии**, в интервале 3 000–2 800 млн лет, происходило заложение Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, фрагментами которого на изученной территории являются Южно-Выгозерская и часть Каменноозерской структуры. Судя по конфигурации структур и наличию реликтов зеленокаменных пород в полях развития гранититоидов реоморфизованного фундамента, вулканы в период своего формирования имели значительно более широкое площадное развитие. В результате заложения проторифтогенных зеленокаменных структур архейский фундамент был разделен на разновеликие блоки сложной конфигурации.

На начальной стадии образования зеленокаменных структур происходили последовательные излияния лав коматиит-толеитовой (кумбуксинсинская толща) и толеитовой формаций (вожмозерский вулканический комплекс) с незначительной примесью туфогенного материала.

В настоящее время условия образования коматиитов не вызывают разногласий. Большинство исследователей считает, что коматииты кристаллизовались из высокотемпературных расплавов производных плюмов [2, 3, 21, 24, 55, 56]. Одной из причин этих выводов послужили расчеты температур в источниках плавления при образовании коматиитов различных зеленокаменных поясов мира [54, 64].

Рассматривая образование metabазальтов вождозерской толщи с позиции плейт-тектоники, и сопоставляя их с базальтами фанерозойских геотектонических обстановок можно предположить для них обстановки, близкие островодужным толеитам. Однако большая часть изотопных систем в докембрийских полиметаморфических комплексах оказывается нарушенной при наложенных процессах [3] и сравнение с фанерозойскими обстановками может привести к ошибочным выводам.

Для более достоверного выявления природы источника базальтов послужили исследования отношений малоподвижных несовместимых элементов, которые были проведены для разновозрастных мафических лав различных геодинамических обстановок [57, 61, 65]. По интерпретации результатов аналитических исследований [92] положение фигуративных точек составов metabазальтов среднелопийского возраста на дискриминационной диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 11) располагается выше линии  $\Delta Nb$  и свидетельствует об их наиболее вероятном образовании из плюмового источника. Большая часть точек находится вблизи источника РМ (примитивная мантия), часть их незначительно отклоняется в область обогащенного источника EN. Т. е. можно говорить о том, что в архейское время источником магмы являлась примитивная мантия, а слабо растянутый тренд свидетельствует о незначительном смешении с коровым веществом.

По данным Н. А. Арестовой [3] расчет температуры и давления в источнике при образовании исходных расплавов рассматриваемых базальтов (1 300–1 250 °С, 2–2,5 ГПа) незначительно отличается от современных базальтов NMORB. Этот факт может свидетельствовать о высоком подъеме плюма в верхнюю мантию.

Результаты обобщения исследований по геодинамике региона [3, 21, 24, 31, 70, 92] позволяют рассматривать реконструированные архейские вулканические структуры на площади листа как производные мантийного плюма в условиях континентального рифтогенеза.

Возраст толеитовых metabазальтов вождозерской толщи на сегодняшний день определен по данным Sm-Nd метода в  $2\,915 \pm 30$  млн лет [31]. Однако полученный при проведении ГДП-200 [92] возраст цирконов из метагаббродолеритов субвулканической фации вождозерского вулканического комплекса, составляющий  $2\,857 \pm 7$  млн лет, может свидетельствовать о более молодом возрасте образования и метавулканитов покровной фации (вождозерской толщи).

На заключительных стадиях формирования зеленокаменных поясов произошла смена магматического режима, которая привела к образованию многофазных дифференцированных интрузивных комплексов, незначительно оторванных по времени кристаллизации от вулканогенных зеленокаменных ассоциаций.

Продолжающаяся активность нижних слоев земной коры, вероятно связанная с подъемом плюма на более высокие горизонты, привела к дальнейшему плавлению низкокальциевых примитивных гранитов с образованием плагиогранитоидов шилосского комплекса. По геохимическим характеристикам гранитоиды Шилосского массива относятся к гранитам М-типа, а источником магматического расплава для их образования, вероятно, служили продукты плавления и дифференциации толеит-базальтовых магм (рис. 25). Возраст их кристаллизации составляет  $2\,853 \pm 11$  млн лет (авторские определения);  $2\,859 \pm 24$  млн лет [31].

Следующие события представлены внедрением даек андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса. Выполненные геохронологические определения для всех групп (7 определений) характеризуют период их кристаллизации, начиная от  $2\,862 \pm 8$  до  $2\,785 \pm 15$  млн лет (авторские определения). Начало формирования дайкового комплекса во всех зеленокаменных структурах совпадает со временем кристаллизации Шилосского массива, что свидетельствует о высокой геотектонической активности всей территории.

Интерпретация геохимических данных позволяет сопоставлять породы рыбозерского комплекса с гранитами как I-типа так и М-типа по Chappel, White [58] (рис. 29). Формирование дайкового комплекса дифференцированного состава может быть результатом плавления как коровых метаморфизованных магматических источников, так и дифференциации более мафических расплавов. Присутствие в рыбозерском комплексе пород средне-основного состава указывают скорее на базитовый состав плавящегося субстрата, а Sm-Nd изотопно-геохимические данные позволяют предположить процесс корово-мантийного взаимодействия при их образовании. Образованиям комплекса свойственен тоналит-трондьемитовый тренд дифференциации, характерный для пород богатых Na. Богатые натрием магмы являются высокотемпературными и образуются в областях земной коры с повышенным тепловым потоком [53]. Это дает основание предположить, что поставщиком тепла мог быть мантийный плюм, служивший источником расплава, близким по возрасту ( $2\,869$ – $2\,818$  млн лет) малым телам и дайкам мезоархейских метагаббро.

Практически синхронно с образованием рыбозерского комплекса в унаследованных зонах глубинных разломов происходило внедрение многофазных интрузий трещинного типа каменноозерского перидотит-пироксенит-габбрового комплекса. Данные цирконометрии для пород его поздней фазы, представленной лейко- и меланометагаббро повышенной магнезиальности, выявили возраст их кристаллизации –  $2\ 818 \pm 14$  и  $2\ 840 \pm 5$  млн лет (авторские определения). По геохимическим данным можно предполагать, что источником их образования являлась деплептированная мантия с последующей частичной контаминацией коровым веществом.

В среднелопийское время в условиях постоянной тектонической активности территории относительно монолитные блоки архейского фундамента подвергались неоднократному реоморфизму. В это время был проявлен начальный доорогенный метаморфизм ребольского этапа, синхронный погружению, который протекал в условиях зеленосланцевой фации низкотемпературной субфации и охватывал практически весь разрез зеленокаменных толщ среднего лопия в пределах Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур. Этот этап развития можно отнести к предорогенной стадии – по формационной систематике А. А. Маракушева [34, 35], метаморфизму погружения – по А. Миясиро [38] или ареальному метаморфизму – по И. П. Новицкому [52]. Производные предорогенного зеленосланцевого метаморфизма сохранились на отдельных участках, в меньшей степени затронутых последующими процессами тектоно-метаморфической проработки, в пределах центральных частей (на современном эрозионном срезе) Каменноозерской зеленокаменной структуры и в западной части Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры (Заломаевско-Петровоямская структура).

Металлогения Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур определяется золотоносностью рыбозерского комплекса и наложенных метасоматических изменений березит-лиственитового ряда, с которыми связаны перспективные рудопроявления золото-малосульфидного типа, определяющие металлогенический потенциал площади листа. С магматическим комплексом базит-гипербазитов связаны проявления хрома, никеля и меди.

Начало **позднелопийского этапа** ( $2\ 800$ – $2\ 550$  млн лет) для всей территории листа характеризуется сменой геодинамической обстановки эндогенной активности и отвечает режиму протоколлизонной орогении. В Карельской гранит-зеленокаменной области с позднелопийским этапом связана интенсивная тектоно-метаморфическая переработка среднелопийских вулканитов зеленокаменных поясов и гранитоидов основания и с образованием комплексов плагиогранитов и мигматит-анатектит-гранитов. На площади листа этот процесс наиболее полно проявлен в южной части, в пределах современных границ Водлозерского блока, где были образованы площадные ареалы развития мигматит-анатектит-гранитов. В северном направлении его следы постепенно затухают и фиксируются только на отдельных участках. Возраст микроклин-плагиоклазового лейкогранита этого комплекса составляет  $2\ 798 \pm 9$  млн лет (авторские определения).

Источником магматического расплава для образования комплекса мигматит-анатектит-гранитов служили продукты плавления метамагматического субстрата, которое происходило в условиях коллизии. По классификации гранитоидов [58, 59, 75] фигуративные точки составов гранитоидов комплекса занимают промежуточное положение между полями гранитов М-типа и I-типа (рис. 25). Это можно объяснить смешением составов источника расплава с субстратом, которым являются более ранние плагиограниты, образованные за счет плавления и дифференциации толеит-базальтовых магм.

На позднеколлизонных и постколлизонных этапах развития территории произошло становление умереннощелочных гранитов хаутаварского комплекса, представленного Конжозерским массивом, и гранитов телекинского комплекса слагающих крупный Волозерский массив в южной части площади.

По классификации гранитоидов [58, 59, 75], фигуративные точки составов умереннощелочных гранитов Конжозерского массива занимают промежуточное положение между полями гранитов А-типа и I-типа (рис. 25). Источником магматического расплава для этого комплекса гранитоидов могли служить как продукты плавления метамагматического субстрата (I-тип), которое происходило в условиях коллизии, так и продукты плавления нижних частей континентальной коры под влиянием дополнительного источника тепла (горячей точки) (А-тип). Возраст их становления укладывается во временные рамки  $2\ 762,1 \pm 9$  млн лет (авторские определения).

Источником магматического расплава для образования более поздних гранитоидов телекинского комплекса с возрастом  $2\ 705 \pm 9$  млн лет (авторские определения) служили продукты плавления нижних частей континентальной коры под влиянием дополнительного источника тепла (горячей точки) (А-тип), что подтверждает их постколлизонную историю становления.

По классификации гранитоидов [58, 59, 75] их составы соответствуют полям составов гранитов А-типа (рис. 25).

Орогенный метаморфизм ребольского этапа, связанный со становлением плагиогранитов и мигматит-анатектит-гранитов, привел к дополнительному прогреву и соответственно перекристаллизации геологических образований, слагающих территорию. Этот этап метаморфизма не контрастно проявлен в зонах глубинных долгоживущих разломов, а также в ареалах влияния массивов гранитоидов и достигает высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких давлений.

С коллизионными и поздне-постколлизионными комплексами в пределах территории к настоящему времени не установлено ни одного проявления металлических полезных ископаемых геолого-промышленного типа. Вероятно, это связано с тем, что источником коллизионных гранитоидов являются тоналитовые комплексы с исходно низким содержанием металлов.

В итоге, в течение двух архейских тектоно-магматических эпох был сформирован практически весь объем континентальной коры восточной части Балтийского щита, представленной гранито-гнейсовыми блоками, «сцементированными» зеленокаменными поясами.

Завершается позднелопийский этап консолидацией континентальной коры, периодом затухания магматической активности, общим воздыманием территории и ее последующей денудацией, характеризующейся развитием площадных кор химического выветривания [87, 124]. Это свидетельствует о крупном перерыве и стратиграфическом несогласии, отделяющем эродированные и пенепленизированные гранит-зеленокаменные образования позднеархейского кратона от вышележащих раннепротерозойских осадочно-вулканогенных отложений.

## КАРЕЛЬСКАЯ ЭПОХА

Карельская эпоха характеризуется коренной перестройкой общего структурного плана территории вызванного сменой вектора тектонического напряжения. Тектоно-магматическая активность в раннем протерозое привела к заложению глубинных разломов запад-северо-западного-субширотного простирания, которая контролировала протерозойский магматизм, седиментогенез и рудообразование. Образовавшиеся в результате протерозойские структуры являются характерными впадинами присдвигового растяжения (pull-apart) [42].

В карельское время традиционно выделяется два крупных временных интервала: сумийско-сариолийский (2,5–2,3 млрд лет) и ятулийско-людиковийский (2,3–2,0 млрд лет). Геологические образования сумийско-сариолийского времени на территории листа отсутствуют, а ятулийские и частично людиковийские отложения с угловым несогласием залегают на архейском реоморфизованном фундаменте.

В формировании протерозойской коры территории выделяется два крупных геодинамических комплекса: протовнутриконтинентальные депрессии (ятулийский этап) и протоконтинентальные рифты (людиковийский этап).

*Ятулийский этап* (2 300–2 100 млн лет) характеризуется образованием приразломных протовнутриконтинентальных депрессий и накоплением в условиях пенеплена толщи осадков, источником для которых служило архейское основание (Кулешевич, 2006).

В пределах площади листа ятулийские комплексы формируют Северо-Восточное крыло Онежской внутриконтинентальной структуры и систему более мелких линейных структур – Мяндовогорскую, Колойгорскую, Ворожгорскую и Салмозерскую. Простирание структур резко дискордантно по отношению к ориентировке лопийских образований.

Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Прослеживается тенденция к постепенному углублению депрессии и превращению ее с течением времени в мелководный морской бассейн [30]. Для разрезов нижнего ятулия характерны условия терригенного, а для разрезов верхнего ятулия – терригенно-карбонатного осадконакопления и терригенного. Это является свидетельством практически полного трансгрессивно-регрессивного цикла развития водного бассейна.

Ятулийское осадконакопление и конседиментационные движения можно разделить на три стадии: нижнеятулийскую (янгозерская свита), среднеятулийскую (северо-сегозерская и медвежьегорская свиты) и верхнеятулийскую (туломозерская свита) [87], что находит отражение в геодинамических условиях их образования.

На начальной стадии ятулийского этапа, в условиях заложения внутриконтинентальных депрессий образовалась сложная сеть прогибов субширотного простирания, что привело к трансгрессии водного бассейна. Состав отложений янгозерской свиты и характер слоистости свиде-

тельствует об образовании осадков в прибрежной и пляжной части бассейна при участии водных потоков в условиях аридного климата.

Следующая стадия ятулийского этапа ознаменовалась магматической активностью и излиянием лав базальтов с редкими горизонтами слоистых туфов (медвежьегорская свита и северо-сегозерский вулканический комплекс). Лавовые излияния вулканизма с учетом низкого коэффициента палеоэксплозивности носили трещинный характер. Зоны разломов проходили в субширотном направлении, унаследовано от более раннего этапа развития, подчеркивая единство структурно-тектонического контроля вулканизма ранних и последующих фаз.

Продолжающееся к концу ятулия углубление впадин привело к отложению в них вначале терригенных пестроцветных осадков, а затем терригенно-карбонатных отложений туломозерской свиты. В конце карбонатного осадконакопления произошло оживление тектонической активности блоков основания, вызвавшего вспышку вулканизма. Вулканиды представлены, исключительно, толеитовыми платобазальтами.

На заключительной стадии формирования ятулийского бассейна проходило накопление карбонатно-глинистых и глинистых пород, характеризующих регрессивную стадию развития бассейна.

Завершился ятулийский этап внедрением пластовых тел габбродолеритов койкарского комплекса, представленный Габсельгским силлом с возрастом кристаллизации  $2\ 080 \pm 36$  млн лет (авторские определения).

*Людиковийский этап* (2 100–2 000 млн лет). Граница, разделяющая ятулийский и людиковийский этапы ранне- и позднекарельские эратемы близка к возрастному рубежу 2,1 млрд лет и проводится по границе пестроцветных формаций ятулия с черносланцевыми комплексами людиковия. Она не сопровождается крупными структурными перестройками и несогласиями, но фиксируется по качественному изменению состава палеоатмосферы, палеогидросферы и палеобиосферы, что выразилось в возникновении положительных аномалий тяжелых изотопов углерода и сульфидной серы [79].

Людиковийский этап знаменует формирование проторифтогенных внутриконтинентальных систем и сменой литолого-фациальных обстановок осадконакопления, которая характеризуется постепенным переходом от карбонатно-терригенных отложений к углеродсодержащим метапелитам и излияниям незначительного объема базальтов.

В проторифтовых зонах в условиях внутриконтинентальных морских бассейнов формировались карбонат-базальт-черносланцевые комплексы, объединенные в заонежский горизонт [87]. Компенсационное прогибание сопровождалось излиянием лавовых покровов толеитовых базальтов с небольшой долей туфов, сменяющихся отложением тонкоритмичнослоистых углеродсодержащих туфоалевролитов, алевролитов и аргиллитов (заонежская свита). Нарастание интенсивности магматизма привело к внедрению гипабиссальных интрузий заонежского габбродолеритового комплекса.

Излияние вулканидов, нарастание их объемов от ятулия к суйсарии, эволюция состава пород и соответствующая минерализация указывают на повышение проницаемости земной коры с выносом к поверхности мантийного вещества [44]. Эта проницаемость связана с возникновением линейных ослабленных зон и относительной пластичностью корового слоя, однако зияний океанического типа не возникало [30].

С карельским этапом геологического развития территории связаны два структурно-формационных (металлогенических) комплекса: ятулийский с меднорудной и асбестовой специализацией и людиковийский с благороднометалльной специализацией. В пределах изученной площади с метавулканидами ятулия (медвежьегорская и северо-сегозерская свиты) связаны проявления меди. В туломозерской свите, к участкам чередования аргиллитов и доломитов, брекчированных, трещиноватых и повышенной пористости приурочена амфибол-асбестовая минерализация. Породы заонежской свиты обогащены благороднометалльными элементами.

Современное тектоническое строение площади листа в главных чертах было сформировано в результате тектонических напряжений свекофеннского этапа деформаций, в результате которых происходили аккреционно-коллизийные процессы в Свекофеннском поясе и отраженное транспрессионное сжатие внутри Карельского кратона. Свекофеннская активизация на площади листа проявилась как тектоно-метасоматическая по зонам унаследованных глубинных разломов [42]. При этом происходили сдвиговые, сдвигово-надвиговые смещения блоков в сочетании с вращением отдельных доменов. В результате этих процессов, на рассматриваемой территории массивы гранитоидов выступали как жесткие блоки, по периферии которых происходило разнонаправленное перемещение более пластичных зеленокаменных лопийских и карельских пород. При этом в зависимости от смены вектора напряженности в каждом сегменте



структуры наибольшее проявление получили перемещения сдвиговой или надвиговой кинематики.

Свекофеннская активизация сопровождалась метаморфизмом от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, проявленной преимущественно в зонах глубинных разломов, а также метасоматическими преобразованиями кварц-альбитовой и березит-лиственитовой формаций, продуктивными для перераспределения и «переконцентрации» золотого оруденения. Возраст наложенного свекофеннского метаморфизма, определенный К-Аг методом по мусковитам и фукситам из метасоматитов березит-лиственитовой формации в лопийских толщах составляет 1 800–1 900 млн лет [23].

На площади листа к проявлениям тектоно-магматической активизации постраницкарельского времени можно отнести выявленные в ходе ГДП-200 [92] флюидогенные образования, возраст которых предположительно определяется как позднекарельский–палеозойский. Их присутствие связывается с инъективным привнесом глубинного вещества. Очевидна связь с ними известных на площади проявлений алмазов [87] и прогнозируемых источников алмазов кимберлит-лампроитового типа.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭПОХА

Кайнозойская эпоха развития на территории листа проявился только в четвертичный период в позднем плейстоцене. До четвертичного периода территория представляла область размыва и сноса материала.

Геологическое развитие территории в четвертичное время, в первую очередь, связано с деятельностью покровных материковых оледенений. На территории листа сохранились следы лишь последнего поздневалдайского оледенения, связанного с похолоданием, имевшем место примерно 25 тыс. лет назад (лужская стадия). Ледниковый покров имел ярко выраженную лопастную структуру. Практически весь бассейн Онежского озера перекрывался Карельским ледниковым потоком. Рельеф и состав ледникового ложа в значительной степени определили динамику и скорость движения ледника [14].

Значительное резкое потепление началось 13 тыс. лет назад в начале интерстадиала беллинг, что привело к отступлению края ледника. С его деградацией начался этап окончательного освобождения территории от ледникового покрова. Убывание ледника сопровождалось останками и незначительными осцилляциями его края. Одновременно происходят аккумулятивные рельефообразующие процессы, в результате которых образовались моренные и ледниково-озерные равнины и широко развитые массивы моренного и водно-ледникового холмистого рельефа. Крупные маргинальные озера, возможно, сформировались на границе отрыва мертвого льда от тела основного ледника [14]. Уровень озерно-ледникового бассейна Онежского озера соответствовал 100–110 м современным абсолютным отметкам.

В начале голоценового времени уровень Онежского озера понизился. В голоцене сформировалась речная сеть, образовались озера и болота.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа является частью Сумозерско-Волозерского геоморфологического района Восточно-Карельской области Карельской провинции [144]. Поверхность представляет собой грядово-холмистую равнину с общим наклоном в сторону Онежского озера и оз. Выгозеро. Максимальная абсолютная высота (257 м) наблюдается в центральной части территории. Минимальная (33 м) – урез воды Повенецкого залива. Средняя абсолютная высота – 140–160 м. Понижения между возвышенностями, сложенными кристаллическими породами, заняты речными долинами, озерами и болотами в основном северо-западного, реже – северо-восточного направления. Денудационные процессы выявили особенности структурного плана докембрийских образований. Новейшая разрывная тектоника отчетливо проявлена в конфигурации речной сети, очертаниях гряд и понижений [11]. В результате экзарационной деятельности покровных ледников отчетливее проявились в рельефе зоны разрывных нарушений. Аккумулятивные процессы осложнили рельеф в центральной части листа. Здесь сформированы гряды краевых ледниковых образований сямозерской (?) стадии последнего ошашковского оледенения.

Характерной особенностью структурно-денудационного рельефа является его литоморфность и соответствие направления возвышенностей простиранию складчатых структур. Разрывные нарушения в подавляющем большинстве являются омоложенными или активизированными разрывами древнего заложения [32]. Большинство рек наследуют, в качестве своих долин, разломы и зоны трещиноватости в кристаллических породах. Преобладает прямоугольный рисунок речной сети с участками дендрической (древовидной) речной сети. Долины, в основном, имеют V-образную форму, продольный профиль не выработан. В руслах рек Кочкама, Кумбукса, Пажа, Выг кристаллические породы нередко образуют пороги и перекаты. Речные перекаты сформировались в местах пересечения реками толщ четвертичных образований с повышенным содержанием крупнообломочного материала.

В основу классификации рельефа положен морфогенетический принцип. Выделены следующие генетические категории рельефа: структурно-денудационный и аккумулятивный.

### СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф представлен денудационными цокольными равнинами на докембрийских кристаллических породах фундамента, перекрытыми маломощным разорванным покровом четвертичных отложений. Формирование рельефа началось с неогена и продолжается до настоящего времени. По морфологическим признакам, зависящим от литологических особенностей пород и структуры геологических образований, выделяется четыре типа равнин.

*Равнина грядовая с северо-западной ориентировкой гряд (1)*, расположенная к западу и югу от оз. Шилос, образовалась на вулканитах и осадках позднего архея. Абсолютная высота равнины – от 180 до 240 м, относительная высота гряд и холмов – 40–60 м. Протяженность гряд – 2–4 км, ширина – от 500 м до 1,5 км. Вершины гряд – плоские, склоны достаточно крутые, иногда ступенчатые.

*Равнина грядово-холмистая (2)* с северо-западной ориентировкой гряд, расположенная северо-западнее оз. Конжозеро и в районе губы Петровской, сформировалась на вулканитах и осадках протерозоя. Абсолютная высота равнины – от 120 до 180 м, относительная высота гряд и холмов – около 30 м. Протяженность гряд – от 500 м до 2 км. В поперечнике холмы достигают 1 500 м. Склоны гряд и холмов ступенчатые, хорошо расчлененные, вершины плоские.

*Равнина мелкохолмистая (3)* располагается в районе оз. Шилос. Равнина сформировалась на позднеархейских породах шилосского комплекса. Абсолютная высота равнины – от 150 до

180 м. Холмы в поперечнике, достигающие 500 м, имеют относительную высоту, не превышающую 40 м, плоские вершины и пологие склоны.

*Равнина пологонаклонная* (4) располагается севернее озер Конжозеро и Рыбозеро, примыкая с юга к грядовой равнине. Она сформировалась на плагиогранитах позднего архея. Абсолютная высота равнины – от 100 до 140 м. Поверхность равнины достаточно пологая с общим юго-западным наклоном.

## АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф представлен ледниковым, водно-ледниковым, озерным, биогенным и речным типами рельефа. Возраст аккумулятивного рельефа определяется возрастом осадков, его сформировавших.

*Равнина моренная пологохолмистая* (5) позднеплейстоценового возраста занимает значительные площади территории листа. Абсолютная высота равнины – 100–200 м с относительными превышениями до 10 м. Локально на равнине выделяются холмы, гряды с крутыми и пологими склонами, относительная высота которых достигает 20 м. Ориентировка форм рельефа в основном северо-западная, унаследованная от дочетвертичного рельефа.

*Равнина моренная грядово-холмистая* (6) позднеплейстоценового возраста развита в центральной части территории. В пределах равнины краевые ледниковые аккумулятивные образования, представленные сложным комплексом хаотично расположенных гряд и холмов ледникового и водно-ледникового генезиса с относительной высотой 10–30 м. Понижения между ними, как правило, заболочены или заняты озерами. Крутизна склонов гряд и холмов колеблется от 15° до 35°. Среди грядово-холмистого рельефа иногда встречается филигранный (грядово-кольцевой) рельеф морены, в виде разноориентированных изогнутых колец и полуколец диаметром 300–400 м или прямолинейных коротких гряд высотой 2,5–15 м.

*Равнина зандровая пологоволнистая* (7) позднеплейстоценового возраста на территории листа не имеет широкого распространения. Абсолютная высота равнины – от 100 до 160 м. Поверхность равнины достаточно плоская или волнистая на участках, где зандры примыкают к конечной морене или образуют комплексы с озовыми грядами. На юге территории поверхность зандров волнисто-бугристая. Кроме зандровых равнин водно-ледниковые потоки сформировали озы, встречающиеся в различных частях территории листа. Преимущественная ориентировка озоев северо-западная, но встречаются и маргинальные озы. Они представляют собой отчетливо выраженные узкие гряды высотой 5–35 м и длиной от 0,6 до 10–14 км при ширине гребня от 10 до 50 м. Склоны их, как правило, симметричные, иногда асимметричные, крутизна – 20–45°. Озы часто покрыты валунником.

*Равнина ледниково-озерная пологонаклонная* (8) позднеплейстоценового возраста имеет довольно широкое распространение на территории. Абсолютная высота равнин – от 60 до 180 м. На территории листа достаточно широко представлены камы – формы рельефа, созданные аккумуляцией внутриледниковых озер. Камы чаще образуют группы и поля, но встречаются и обособленные. Обычно это холмы разнообразной формы высотой 5–30 м (чаще – до 20 м). Холмы в диаметре у основания – 50–200 м, вершины округлые или плоские, редко – конусообразные. В пределах полей камы обычно разделены между собой воронкообразными котловинами, дно которых часто заболочено или занято озерами. Местами группы камовых холмов сливаются, образуя плоские озоподобные гряды с четковидными вершинами.

*Равнина озерная наклонная ступенчатая* (9) голоценового возраста протягивается вдоль Повенецкого залива, образуя пять террасовых уровней на абсолютных отметках 33–60 м. Ее поверхность наклонена к озеру и почти повсеместно она окаймлена полосой современного пляжа. Поверхность местами осложнена береговыми валами высотой 0,1–2,0 м. Высота абразионных уступов – от 3 до 10 м. Вблизи наиболее крупных озер развиты озерные равнины небольших размеров.

*Равнина биогенная плоская, мелкобугристая* (10) голоценовая встречается на всей территории на различных абсолютных отметках, чаще приурочена к понижениям рельефа. Поверхность низинных болот плоская, переходных и верховых – мелкобугристая. Площадь болот увеличивается за счет зарастания мелких озер. Заторфование равнин и понижений играет важную роль в нивелировке рельефа.

*Пойма* (11) голоценовая выражена лишь у наиболее крупных рек, где происходит аккумуляция аллювия. Реки отличаются молодостью и производят преимущественно глубинную эрозию. Только в долине рек Выг фрагментарно наблюдается первая надпойменная терраса высотой 2,0 м, шириной до 10 м.

В пределах территории листа сохранились экзарационные формы рельефа, имеющие северо-западное простирание: экзарационные впадины, занятые озерами, друмлины. Друмлины развиты на западе территории в пределах моренной и ледниково-озерной равнин. В проксимальном конце друмлинов нередко наблюдаются выходы коренных пород.

Техногенные формы рельефа на территории представлены карьерами, имеющими среднюю глубину 4 м, в масштабе карты они не выражаются.

Основные черты движений новейшего тектонического этапа определяются тектоническим режимом, который проявляется на Фенноскандинавском щите, начиная с позднего докембрия. Вероятнее всего, на большей части территории, начиная с архея и до плейстоцена, преобладал континентальный режим, обусловленный тектоническими движениями эпейрогенетического типа. В результате длительного континентального режима в условиях общей стабилизации тектонических движений, поверхность кристаллических пород была сnivelирована и превращена в пенеплен. На рубеже палеогена и неогена произошло общее резкое поднятие Балтийского щита, что привело к интенсивной денудации. Затем в миоцене начался следующий этап выравнивания территории. В Карелии известны находки гидрослюдистой дресвянисто-щебенистой коры выветривания, образование которой относится ко второй кайнозойской эпохе корообразования – неогеновой [32]. Таким образом, основные черты рельефа сформировались уже в неогене и имели вид весьма близкий к современному. На протяжении плейстоцена неоднократные оледенения (не менее шести) активизировали дизъюнктивные гляциоизостатические дислокации. Под воздействием материкового оледенения облик рельефа претерпел некоторые изменения. Возвышенности были сглажены, а понижения заполнены продуктами ледниковой аккумуляции. На территории листа запечатлены ледниковые формы рельефа, сформировавшиеся во время Осташковского оледенения. В поздне- и послеледниковые уровни Онежского озера в значительной степени изменялись в зависимости от положения края деградирующего ледника, гляциоизостатического компенсационного поднятия территорий. На фоне общей тенденции к снижению уровня водоема в голоцене, глобальные и региональные изменения климата вызвали чередование трансгрессий и регрессий, следы которых получили отражение в образовании озерных террас. Также в голоцене территория подверглась заболачиванию, образовались озера, и сформировалась речная сеть.

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полезные ископаемые на территории листа Р-36-ХІІ связаны преимущественно с позднеархейскими и раннепротерозойскими метаморфизованными и метасоматически измененными осадочно-вулканогенными и плутоническими образованиями, а также с четвертичными отложениями. Проявления алмазов, вероятнее всего, связаны с вновь выделенным здесь типом магматогенных пород – флюидолитами верхнекарельского–палеозойского предполагаемого возраста.

Всего установлено 136 объектов, характеризующих минерагенический потенциал площади листа. Полезные ископаемые, локализованные в кристаллических породах, представлены одним малым месторождением золота, 38 проявлениями, 44 пунктами минерализации, которые сопровождаются 10 первичными и 25 вторичными геохимическими ореолами, а также 16 шлиховыми ореолами. Выявлено 2 геофизические аномалии предположительно трубчатого типа.

Основная масса проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых расположена в Южно-Выгозерской (золото, никель, хром, титан, медь, иттрий, асбест, тальк) и Каменноозерской (золото, медь, висмут) зеленокаменных лопийских структурах; единичные проявления – в блоках реоморфизованного фундамента: Выгозерском (свинец), Шелтопорожском (олово), Северо-Онежском (тантал), в раннепротерозойских структурах: Ворожгорской (медь) и Северо-Восточном крыле Онежской структуры (алмазы, ванадий, асбест, тальк, платина, вольфрам).

К четвертичным образованиям приурочены 9 крупных месторождений торфа и по одному малому месторождению кирпичных глин, песчано-гравийного материала, песка и сапропеля, имеющих перспективы прироста запасов.

Краткая характеристика месторождений, проявлений и пунктов минерализации, а также литогеохимических аномалий, локализованных в кристаллических породах и рыхлых отложениях, приведена в приложениях 1–3.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### ТОРФ

На территории листа известно 9 крупных месторождений торфа голоценового возраста (табл. 1) [106, 121]. Запасы даны при 40 % влажности торфа. Средняя степень разложения топливных торфов колеблется от 23 до 28 %, средняя зольность изменяется от 3 до 7 %. Все месторождения находятся в резерве (законсервированными). По своим техническим свойствам торф может быть пригоден для разработки на топливо, а также использоваться в сельском хозяйстве в качестве подстилочного материала и агротруд.

Таблица 1

#### Месторождения торфа

№ п/п	Название месторождения и его № на карте	Запасы, тыс. т	Средняя мощность пласта, м	Площадь промышленной залежи, га
1	Пихка Мох I (I-4-7)	C <sub>1</sub> - 830	2,8	
2	Лепкозерское I (III-1-10)	C <sub>2</sub> - 143	1,72	69
3	Лепкозерское (III-1-12)	C <sub>2</sub> - 365	2,24	136
4	Габсельга (III-1-14)	A - 479	1,77	205
5	Щучье (III-1-13)	C <sub>2</sub> - 1161	1,83	539
6	Лепкозерское II (III-1-15)	A - 440	2,04	150
7	Дедовское (IV-1-15)	A - 457	1,79	193

№ п/п	Название месторождения и его № на карте	Запасы, тыс. т	Средняя мощность пласта, м	Площадь промышленной залежи, га
8	Оровгубское (IV-1-16)	А - 555	1,95	187
9	Болото 38 (IV-1-18)	А - 232	5,25	51

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### ХРОМ

*Проявление Ладвозерское (II-2-16) и пункт минерализации Сквасина 88 (II-2-15)* относятся к хромитовой рудной формации и расположены в южной части Заломаевско-Рыбозерского золоторудного узла Южно-Выгозерского хром-никелево-золоторудного минерагенического района. Локализуются в Рыбозерской структуре. Приурочены к приподошвенной части интрузии ультрабазитов каменноозерского комплекса. Ладвозерское проявление представлено двумя пластообразными крутопадающими залежами мощностью 10,0 и 2,8 м, прослеженными в субмеридиональном направлении соответственно на 0,9 и 2,0 км. Строение рудных тел осложнено субширотными разломами, смещающими как интрузии ультрабазитов, так и сами залежи. Оруденение связано с лиственитизированными апооливинитовыми серпентинитами. Руды вкрапленные и массивные с содержанием хромшпинелидов до 75–80 %. Состав рудных хромшпинелидов – 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 %, Pd – до 0,3 % [98, 143].

#### ТИТАН

*Проявление титана Тайгиницкое (I-3-12) и пункт минерализации Северо-Шилосский (I-2-9)* расположены в северной части Южно-Выгозерского хром-никелево-золоторудного минерагенического района и локализованы соответственно в Тайгиницкой зеленокаменной структуре и в северном обрамлении Шилосского массива. Титановая минерализация генетически связана с крупно-среднезернистыми метагаббро ранней фазы шилосского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса и относится к титано-магнетитовой рудной формации. Мощность рудных тел составляет от 2–3 до 5 м. Содержание ильменита – от 2–10 до 31 %, магнетита – от 1–2 до 5–7 %. Содержание  $TiO_2$  колеблется от 2,04 до 6,4 %, (среднее – 2,4 %),  $P_2O_5$  – от 0,12 до 0,51 % (среднее – 0,27 %), среднее содержание ванадия составляет 0,1 %. Титановая минерализация практического интереса не представляет в силу незначительных масштабов, невыдержанности параметров и низкого содержания полезного компонента [143].

#### ВАНАДИЙ

В южной части площади листа, в пределах Северо-Восточного крыла Онежской структуры, в ходе проведения геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [125], по единичным штучным пробам выявлен пункт минерализации с повышенным содержанием ванадия – *Бабы пороги (IV-4-1)*. Пункт минерализации локализован в габбродолеритах заонежского комплекса людиковия. Относится к ванадий-титаномагнетитовой рудной формации. Содержание ванадия – до 0,16 %. Проведенное опробование в ходе ГДП-200 [92] повышенного содержания ванадия не показало. Данная минерализация практического интереса не представляет.

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### МЕДЬ

Известные в районе проявления относятся к медноколчеданной рудной формации, медно-эпидотовой и медно-кварц-сульфидной. На площади листа выявлено одно проявление (Черногорское) и 9 пунктов минерализации меди.

*Проявление меди Черногорское (I-4-5)* расположено в Савинской ветви Каменноозерской структуры и приурочено к интенсивно милонитизированному и метасоматически измененному

телу метадацит-порфириформных рудоносных комплексов, прорывающему метавулканические кумбукиноидные толщи. По условиям образования и локализации меднорудной минерализации проявление отнесено к медноколчеданной рудной формации. Размеры оруденения незначительны, изучено по результатам бурения одной скважины в интервале 81,3–87 м [137]. Скважины, пробуренные для заверки вблизи проявления, минерализации не вскрыли. Руды представлены брекчией дацитовых порфиритов, цементированных хлоритом и сульфидами (5–15 %). Из сульфидов отмечаются: пирит (5–10 %), халькопирит (1–3 %), сфалерит, молибденит, галенит. Содержание меди колеблется от 0,065 до 0,89 % (среднее – 0,33 %), свинца – до 0,22 %, золота – до 0,2 г/т, серебра – до 50 г/т. Учитывая отсутствие в пределах Черногорского рудопроявления электроразведочных аномалий, увеличение его масштабов путем дальнейшего изучения не представляется возможным.

К этому же формационному типу принадлежат пункты минерализации меди в метасоматически измененных метавулканических вожозерской толщ: *Южно-Конжозерский* (I-1-25) и *Скважина 94* (II-2-4), расположенные, соответственно, в Конжозерской и Рыбозерской структурах, а также *Южно-Савинский* (II-4-1) – в Савинской ветви Каменноозерской структуры. Кроме того медноколчеданная рудная минерализация изучена в пределах *Рыбозерского месторождения золота* (II-2-8). Она вскрыта несколькими скважинами на протяжении 850 м и до глубины 300 м, средняя мощность – 20,5 м. Оруденение представлено рядом сближенных линз и пластов с колчеданной минерализацией. Руды, существенно, пиритовые (от первых процентов до 50–60 %) с халькопиритом, пирротином и сфалеритом, отмечается смальтин и целый ряд редко встречаемых минералов (тетраэдрит, алтаит, ульманит, колорадоит и др.). В скважине 5P [88] на интервале 47,4–55 м содержание меди достигает 0,1–0,6 %, кобальта – 0,04–0,1 %.

С габбро и диоритами шилосского комплекса связана медная минерализация, отнесенная к медно-эпидотовой формации. Известно два пункта минерализации этого типа [102, 143] в пределах Южно-Выгозерского хром-никелево-золоторудного минерагенического района.

*Северо-Шилосский пункт минерализации* (I-2-7) локализован в теле метагаббро ранней фазы шилосского комплекса, расположенного в северной периферической части Шилосского массива. Минерализация приурочена к зонам трещиноватости и представлена вкрапленностью сульфидов (3–5 %), по трещинам налеты медной зелени. Мощность оруденелой зоны – 3 м. Рудная минерализация представлена халькопиритом (до 2–3 %) в сростании с пирротином и сфалеритом, присутствуют магнетит, гематит, ильменит. Анализ бороздовых проб показал содержание меди до 0,41 %.

*Шилосский пункт минерализации* (I-1-12) приурочен к линзовидной зоне интенсивной пропилитизации гранодиоритов в северо-западной части Шилосского массива. Протяженность линзы рудных пропилитов – 12 м, ширина – 2–3 м, выклинивается на глубине 25 м. Рудная минерализация представлена халькопиритом, пиритом, пирротином и медной зеленью. Содержание меди – до 1,8 %, золота – до 0,2 г/т. Максимумы минерализации приурочены к участкам, насыщенным кварц-карбонатным материалом в виде жилок и линз. Оруденение носит неравномерный характер и колеблется от 0,06 до 1,8 %.

С выходами архейских зеленокаменных пород в пределах Южно-Выгозерского хром-никелево-золоторудного минерагенического района связано две площадные *литогеохимические аномалии* меди. Первая (I-1-2) расположена в северной части района, вторая (I-2-12) – в юго-восточной части.

С пропилитизированными, окварцованными раннепротерозойскими (ятулийскими) метавулканическими породами связана медная минерализация медно-кварц-сульфидной формации. К ней отнесено 4 пункта минерализации меди. Два из них располагаются в северо-восточной части Южно-Выгозерского хром-никелевого золоторудного минерагенического района, в пределах Ворожгорской структуры: *Ворожгорский* (I-2-11) и *Скважина 83* (I-2-5).

*Ворожгорский пункт минерализации* (I-2-11) приурочен к рассланцованным метабаазальтам северо-сегозерской свиты и вскрыт скважиной 77п [128] в интервале 115,8–127,1 м. Вмещающие минерализацию породы представлены кварц-плагиоклаз хлоритовыми сланцами, участками интенсивно окварцованными и эпидотизированными. С максимумами окварцевания и эпидотизации связана халькопиритовая до 5 % минерализация. Содержание меди – 0,045–0,2 %.

*Пункт минерализации Скважина 83* (I-2-5) вскрыт скважиной на интервале 24,3–43,5 м в крупнозернистых кварцевых метапесчаниках янгозерской свиты. Минерализация представлена тонкой вкрапленностью халькопирита и пирита до 1–2 % по трещинам, согласным сланцеватости примазки медной зелени.

В северной части прогнозируемого Северо-Онежского тальк-асбестового алмазонасного прогнозируемого района, в метавулканических медвежьегорской свиты выявлено два других пункта минерализации, которые с некоторой долей условности отнесены к медно-кварц-сульфидной

формации: *Скважина 123* (Ш-2-2) и *Лепкозеро* (Ш-1-7). Оба расположены в зоне Восточно-Кумсинского глубинного разлома, ограничивающего с севера Онежскую структуру. Медно-рудное проявление Скважины 123 приурочено к мощной зоне катаклазитов на контакте метасоматически измененных метавулканитов медвежьегорской свиты с гранитами телекинского комплекса. В интервале 15–20 м отмечается вкрапленность халькопирита. Содержание меди составляет 0,15 %. В пробуренной рядом скважине, в зоне катаклазитов по гранитам, присутствуют многочисленные прожилки кварц-карбонатного состава с пиритом, халькопиритом, малахитом, альбитом, эпидотом, мусковитом. Содержание меди – до 0,4 %. Пункт минерализации Лепкозеро локализован в пропилитизированных metabазальтах медвежьегорской свиты. В рудных интервалах (60,7–66,7 и 87,9–100,7 м) содержание меди составляет 0,1–0,5 %. Рудные минералы представлены халькопиритом, халькозином, самородной медью, магнетитом, галенином [87].

## СВИНЕЦ

На площади работ известно два пункта минерализации свинца неясной формационной принадлежности: *Оленьи горы* (I-3-1) и *Остречье* (II-2-19). Минерализация связана с жилами плагио-микроклиновых гранитов в плагиогранитах ранне-среднепийского нерасчлененного комплекса. Оба пункта минерализации расположены вне выделяемых рудных районов, в пределах гранитоидов Выгозерского блока. Содержание свинца – 0,03–0,06 %, ниобия в пегматитах Оленьих гор – 0,05 %.

## НИКЕЛЬ

На площади выявлено восемь проявлений и один пункт минерализации никеля. Все проявления относятся к медно-никелевой сульфидной формации и связаны с гипербазитами каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового комплекса, локализованы в Южно-Выгозерском рудном районе (за исключением Ялдозерского проявления). Никелевое оруденение, как правило, сопровождается повышенным содержанием кобальта, реже – золота. Преобладающая часть проявлений никеля связана с массивами Конжозерской группы.

В Центрально-Конжозерском массиве оруденение разделяется на две ветви: *проявление Восточной ветви* (I-1-20), более интенсивное, и *проявление Западной ветви* (I-1-17). Расстояние между ними – 250–350 м. При субмеридиональном простирании и общем западном падении рудные тела восточной ветви имеют более крутое залегание (60–80°) чем западной (40°). Отмечается раскисление и снижение магнезиальности пород и руд от восточного контакта массива к западному, что сопряжено с соответствующей сменой минерального типа оруденения с миллерит-пирротинового с пентландитом на виоларит-миллеритовое.

*Восточная ветвь* (I-1-20) вскрыта до глубины 200 м. Установленная протяженность – 1 200 м, предполагаемая по геофизическим данным – 1 500 м. Оруденение приурочено к наиболее мощному восточному телу серпентинитов и представлено рядом пластообразных и линзообразных протяженных зон бедных вкрапленных и прожилково-вкрапленных пентландит-миллерит-пирротиновых руд мощностью от первых метров до первых десятков метров. Проявление представлено бедными и убогими рудами. Среднее содержание в рудах  $Ni_{\text{сульф}}$  – 0,16 %,  $Ni_{\text{вал}}$  – 0,35 %,  $Co$  – 0,016 %.

Оруденение *Западной ветви* (I-1-17) приурочено к северо-западному контакту Конжозерского массива и локализовано в верхнем пластовом теле серпентинитов. Представлено согласными крутопадающими сближенными в интервале 110–159,4 м телами мощностью от 2 до 5,6 м. Протяженность рудной зоны – 500–800 м. В отличие от Восточной ветви руды преимущественно виоларит-миллеритового и миллеритового состава. Текстуры руд вкрапленные и прожилково-вкрапленные, структуры субграфические. Содержание сульфидов составляет до 5 %. Среднее содержание  $Ni_{\text{вал}}$  – 0,48 %,  $Co$  – 0,018 %.

*Ламбозерское-1 проявление* (I-1-22) приурочено к одноименному массиву апоперидотитовых серпентинитов, изучено несколькими скважинами и горными выработками. Массив разделен ксенолитами сланцев вожозерской толщи мощностью до 50 м на два «пластовых тела». В нижнем более мощном теле (до 150 м), сложенном интенсивно оталькованными и карбонатизированными аполивинитовыми серпентинитами при относительно высоком стабильном фоне никеля (0,2–0,31 %), рудные зоны не выделены. Исключение составляет его верхняя часть, где в интервале 133,0–135,3 м отмечены содержания никеля – 0,4 %, кобальта – 0,01 %. Верхнее тело мощностью 80–120 м сложено серпентинизированными перидотитами и серпентинитами с фоновым содержанием никеля – 0,08–0,15 %. Оруденение локализовано в его центральной час-



ти в брекчиях слабо оталькованных и хлоритизированных серпентинитов с цементом тальк-карбонатного состава и представлено узкими зонами сульфидной минерализации. Залегание рудных зон согласное, простирание северо-восточное, падение пологое (30–50°) на северо-запад. Руды вкрапленные, представлены халькопиритом, пирротином и магнетитом. Предполагаемая протяженность минерализованной зоны – 100 м с тремя зонками оруденения на интервалах: 41–42, 62,9–65 и 74,6–79 м. Содержание  $Ni_{вал}$  – 0,31–0,65 %,  $Co$  – 0,015 %. В рудах присутствует медь – 0,03–0,1 % и серебро – до 0,6 г/т.

*Южно-Конжозерское проявление (I-1-24)* расположено в 2 км к югу от Центрально-Конжозерского массива и приурочено к протяженному (до 2 км), крутопадающему на запад пластовому телу антигоритовых серпентинитов мощностью 150–200 м. Вскрыто одной скважиной (скв. 47). Вся вскрытая часть массива характеризуется высокими содержаниями никеля (0,2–0,3 %) и кобальта (0,01 %). В интервале 152,6–160 м отмечена сульфидная (пирротиновая) вкрапленность, содержание  $Ni$  – 0,3–0,38 %,  $Co$  – 0,01–0,014 %. Как и в остальных массивах Конжозерской группы, оруденение локализуется в пластообразной залежи с неясными по простиранию параметрами. Руды мелко- и прожилково-вкрапленные.

*Северо-Конжозерское проявление (I-1-14)* расположено в 2 км к северу от Центрально-Конжозерского. Строение массива, в котором локализовано проявление, имеет сходство с восточной ветвью Центрально-Конжозерского массива. Оруденение вскрыто скважиной в интервале 70,0–136,7 м и локализовано в лежащем боку тела апоперидотитовых серпентинитов. Форма тела предположительно линзовидная, средневзвешенное содержание никеля по интервалам суммарной мощностью 22,4 м колеблется в пределах 0,3–0,55 %, кобальта – 0,01–0,043 %, золота – 0,1–0,6 %.

*Ялдозерское проявление (II-1-2)* находится за пределами Южно-Выгозерского рудного узла в северной части Северо-Онежского блока в поле развития мигматит-гранитов. Оруденение локализуется в краевой и центральной частях массива, сложенного антигоритовыми серпентинитами по ультрабазитам каменноозерского комплекса. Массив вскрыт скважиной [143] на глубине 176,8 м при заверке изометрической магнитной аномалии. Предполагаемая мощность массива по геофизическим данным составляет 200 м, протяженность – более 1 км. Простирание северо-западное, падение субвертикальное. Порода по петрохимическим характеристикам близки нижним частям массивов Конжозерской группы. Весь (до 275 м) разрез несет повышенное содержание никеля (0,2–0,3 %) и кобальта. Выделены интервалы 183,5–211,6, 225–234,6, 239,5–244,9 и 256–258,6 м с видимой сульфидной минерализацией и содержаниями  $Ni_{вал}$  – до 0,43 %,  $Co$  – 0,019 %. Рудная минерализация представлена магнетитом (10–25 %), миллеритом (1–3 %), знаками виоларита и пентландита. Перспективы на никель отрицательные.

Два проявления никеля более сложного строения приурочено к Рыбозерской зеленокаменной структуре и располагаются в пределах Заломаевско-Рыбозерского золоторудного узла.

*Рыбозерское кобальт-никелевое проявление (II-2-9)* приурочено к центральной части Рыбозерской структуры. Оруденение здесь сопряжено с магнетитовым, поэтому фиксируется наиболее интенсивными линейными магнитными аномалиями. Приурочено к интенсивно измененным базит-гипербазитам каменноозерского комплекса: амфиболитам, хлорит-тальк-карбонатным, актинолит-тальк-тремолитовым сланцам, метагаббро-пироксенитам, метагаббро. Рудовмещающие породы падают на запад под углом 60–70°. Порода с сульфидной вкрапленностью вскрыты скважиной 46Р в интервале 17,6–183,2 м [98]. В зонах с содержанием сульфидов до 3–5 % мощностью 1–10 м локализуются маломощные прослои 10–15 см с содержанием сульфидов – до 10–30 %. Рудная минерализация представлена ксеноморфными зернами пентландита, пирита в количестве 0,5–3 % каждого и магнетита – до 1–4 %. В краевых частях рудных тел отмечаются виоларит, пирротин, марказит, ильменит. Руды обогащены медью (0,05–0,1 %) и кобальтом (до 0,1%). Суммарная средняя мощность рудных интервалов – 18,2 м, протяженность зоны – 800 м, среднее содержание никеля – 0,38 %. Ввиду небольших размеров оруденения и низкого содержания никеля проявление не имеет самостоятельного значения.

*Западно-Рыбозерское проявление (II-2-6)* вскрыто одной скважиной, заверявшей электромагнитную аномалию [143]. В целом, проявление обнаруживает большое сходство с Рыбозерским проявлением. Оруденение локализовано в узких сближенных пластовых зонах, сложенных магнетит-хлорит-актинолитовыми сланцами с повышенными содержаниями никеля (0,1–0,3 %), кобальта (0,008–0,02 %), меди (0,005–0,05 %), серебра (до 0,1 г/т), золота (до 0,1 г/т). Предполагаемая по геофизическим данным протяженность зоны оруденения – 1 км, истинная мощность – 5 м. Средневзвешенное содержание никеля – 0,34 %, кобальта – 0,01 %, меди – 0,035 %.

Перспективы оруденения каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового комплекса ввиду низкого содержания никеля не могут быть оценены высоко.

### ВОЛЬФРАМ

На территории листа Р-36-ХП находится один пункт минерализации – *Габсельга* (IV-1-11), расположенный в Повенецком узле прогнозируемого Северо-Онежского минерагенического района. Пункт минерализации выявлен при проведении глубинного геологического картирования [87]. Содержание вольфрама – до 0,05 % установлено в дезинтегрированных тальково-хлоритовых сланцах в зоне контакта терригенно-карбонатных отложений туломозерской свиты и габбродолеритов Габсельгского силла. Формационная принадлежность неясна, возможно, оруденение следует относить к шеелит-золото-кварцевой турмалин-хлоритовой рудной формации.

Минерализация вольфрама представляет интерес и требует дальнейшего изучения.

### ОЛОВО

Один пункт минерализации – *Солотозерский* (II-4-2) – расположен в северо-восточной части Шелтопорожского блока реоморфизованного фундамента вне выделенных минерагенических таксонов. Минерализация приурочена к центральной части овально-кольцевой Солотозерской структуры, выделенной по материалам КС. Скважиной [140] сразу под четвертичными отложениями вскрыта зона сплошных метасоматитов мощностью порядка 40 м, из которых скважина не вышла. Разрез, возможно, по останцам зеленокаменной толщи, следующий:

21,1–22,8 м – мелкозернистые хлорит-карбонат-серицит-кварцевые сланцы, частично дезинтегрированные и ожелезненные;

22,8–47,0 м – интенсивно рассланцованные карбонатизированные дезинтегрированные породы трещиноватые с пустотами выщелачивания, обогащены слюдой – серицитом, фукситом;

47,0–48,6 м – альбит-карбонат-кварц-слюдистые (с фукситом) метасоматиты, к концу интервала количество карбоната возрастает;

48,6–56,3 м – карбонатная порода с небольшим количеством кварца, хлорита, флогопита или фуксита, количество слюд и хлорита – до 50 %.

Содержание олова в карбонатизированных породах – до 0,06 %, в пробах совместно с турмалином выявлено два мелких зерна касситерита. Изменения связываются с зоной разломов северо-западного простирания. Рудноформационная принадлежность минерализации неясна. Выявленная минерализация необычна для площади и вызывает определенный интерес, учитывая яркую выраженность контролирующей минерализацию структуры в дистанционных материалах.

### ВИСМУТ

Единственный пункт минерализации – *Западно-Вожмозерский* (I-4-1) – локализован в Вожмозерско-Савинском прогнозируемом рудном узле Сумозерско-Каменноозерского медно-никелево-золоторудного прогнозируемого района. Повышенное содержание висмута (0,01–0,08 %) и молибдена (до 0,015 %) установлено в грейзенизированных ранне-среднелопийских плагиогранитах, разбуренных скважиной при заверке электроаномалии [137]. Грейзенизация выражена в окварцевании и мусковитизации плагиогранитов в зоне восточного контакта тела гранитоидов. Проведение дальнейших работ не рекомендуется.

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### ТАНТАЛ

В южной части площади выявлен один пункт минерализации – *Пельяки* (IV-2-7), расположенный в зоне влияния Восточно-Кумсинского разлома. Метасоматиты альбитового состава с варьирующим количеством калиевого полевого шпата, с постоянным присутствием редкометалльных минералов вскрыты скважиной [87]. Альбититы связаны с метасоматическим преобразованием различных по составу гранитоидов комплекса мигматит-анатектит-гранитов. В пробах из пород с интервалов 39,2–40,2 и 127,6–127,7 м установлено содержание тантала до

0,02 %, ниобия – 0,006 %, олова – 0,002 %, висмута – 0,01 %, галлия – 0,01 %. Практического интереса не представляет.

## ИТРИЙ

Единственный пункт минерализации – *Реборучей* (I-3-10) – расположен в восточной части Заломаевско-Рыбозерского золоторудного узла Южно-Выгозерского хром-никелево-золоторудного минерагенического района. Канавой под моренными отложениями вскрыты хлорит-серицит-плагиоклазовые сланцы вожмозерской толщи [143]. В сланцах выявлено повышенное содержание иттрия (0,03 %). Формационный тип неясен, проведение дальнейших работ не рекомендуется.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### ЗОЛОТО

#### ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

Все проявления коренного золота на площади листа относятся к золоторудной малосульфидной формации, представленной одним малым месторождением, 13 проявлениями и 13 пунктами минерализации золота. Одно проявление и три пункта минерализации расположены в пределах Вожмозерско-Савинского прогнозируемого золоторудного узла, остальные – в Южно-Выгозерском хром-никелево-золоторудном минерагеническом районе, где объединены в Заломаевско-Рыбозерский золоторудный узел.

Проявления золота локализованы, главным образом, в метасоматически измененных метавулканитах вожминской серии и в приконтактных зонах прорывающих их даек рыбозерского комплекса. Содержания золота в проявлениях колеблются в пределах 0,1–4,1 г/т, достигая на Заломаевском проявлении 25,0 г/т. В качестве попутных компонентов присутствуют серебро – от 0,5 до 27 г/т, медь – от 0,03 до 0,2 %, молибден – до 0,02 %.

Малое месторождение золота *Рыбозерское* (II-2-8) [88] находится в южной части Заломаевско-Рыбозерского золоторудного узла и локализовано в Рыбозерской зеленокаменной структуре. Совместно с месторождением здесь выявлено еще 6 пунктов минерализации золота. В пределах рудного поля развиты метавулканиты вожминской серии, дайки метариолит-порфиры и метадацит-порфиры рыбозерского комплекса и интрузивные тела основного–ультраосновного состава каменноозерского комплекса. Породы интенсивно рассланцованы, участками – милонитизированы и интенсивно проработаны метасоматическими процессами. Золотое оруденение связано с зоной мощностью от 2–5 до 200 м низко-, среднетемпературных пропилитов и локальными телами более поздних лиственитов, березитов, вторичных кварцитов, развитых вдоль серии разломов субмеридионального направления по породам различного литологического состава. По морфологической характеристике принадлежит к группе минерализованных (прожилково-вкрапленных) линейно вытянутых и крутопадающих зон относительно малой мощности. Залегание метасоматитов и рудных тел субсогласное с общим залеганием пород. При субмеридиональном простирании угол падения меняется от 50° до 85° в восточных румбах. Рудная зона представляет собой серию субпараллельных, тесно расположенных минерализованных линз и пластин, длина которых по простиранию составляет 50–100 м, а по падению превышает 100 м. На всем ее протяжении отмечаются участки, резко различные по распределению оруденения, содержания золота колеблются в широких пределах от тысячных и сотых долей г/т до 10 г/т. На южном фланге месторождения и на глубоких горизонтах присутствуют одиночные рудные тела, сопровождаемые маломощными и слабыми (от 0,01 г/т) первичными ореолами золота.

Для подсчета запасов выделены два основных рудных тела с устойчивыми средними содержаниями золота, превышающими 1 г/т и имеющих протяженность не менее 150 м. I рудное тело локализуется в лиственитах, представленных карбонат-гальк-хлоритовыми, хлорит-карбонат-гальковыми сланцами с незначительным количеством кварца (до 3–5 %) и пирита (до 5 %), расположенных в приконтактной зоне метагаббро каменноозерского комплекса и метавулканитов вожмозерской толщи, вмещающей дайки метадацит-порфиры рыбозерского комплекса. Тело мощностью от 0,8 до 3,9 м (средняя – 1,5 м) прослежено на 850 м по простиранию и на 300 м по падению. Рудные минералы представлены золотоносным пиритом, халькопиритом, реже – сфалеритом, присутствует свободное золото. II рудное тело средней мощностью 0,8 м приурочено к приконтактной части серноколчеданной залежи в вожмозерской толще, просле-

жено по простиранию на 340 м, по падению – на 150 м. Минеральный состав II тела представлен пиритом и пирротинном с подчиненным количеством халькопирита, галенита, арсенопирита, сфалерита, бурнонита, висмутина, тетраэдрита, алтаита, свободного золота.

В рудах присутствуют серебро (до 27 г/т), мышьяк (до 0,76 %), отмечается повышенное содержание Cu, Co, V, Te, Pb, Zn, Se, Hg. Содержание золота по I рудному телу варьирует в пределах 1,4–3,87 г/т (средневзвешенное – 2,32 г/т), по II рудному телу – 1,0–2,6 г/т (средневзвешенное – 1,8 г/т).

Приуроченность II тела к колчеданному оруденению предполагает участие сингенетической составляющей золота в его руде, это подтверждается и отличием в минеральном составе руд. Однако присутствие более поздних и более мощных рудогенных факторов, связанных с внедрением рудоносных даек кислого состава рыбозерского комплекса и наложенных гидротермально-метасоматических процессов, позволяет отнести охарактеризованное оруденение к золоторудной малосульфидной формации.

Запасы месторождения оценены по категории C<sub>2</sub> в 3,28 т Au [37, 88, 143], на сегодняшний день они приравнены к категории P<sub>1</sub>. Рыбозерское месторождение не разведано, промышленного значения не имеет (прил. 1).

Перспективы месторождения связываются с его южным продолжением, где по геофизическим данным рудоносная зона прослеживается на 10 км, что подтверждается серией пунктов минерализации золота с содержаниями 0,6–14 г/т: *Скважина 45* (II-2-10), *Скважина бр* (II-2-11), *Скважина 48* (II-2-12), *Скважина 87* (II-2-14), *Скважина 90* (II-2-18).

Утвержденных прогнозных ресурсов категорий P<sub>1</sub> и P<sub>2</sub> нет (прил. 4, 5).

В Рыбозерской структуре расположен пункт минерализации золота – *Ладвозерский-1* (II-2-17), связанный с *Ладвозерским проявлением* хрома (II-2-16). В скважине [98] на глубине 192 м, на границе хромитовой залежи, в лиственитизированных породах выявлена сульфидная пентландит-пирротинная минерализация с содержанием (г/т): Au – до 0,56, Pt – 0,06, Pd – 0,3; Ni – 1 %, Co – 0,1 %.

Идентичная ситуация наблюдается и для золотой минерализации в массивах каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового комплекса. Здесь также присутствуют совмещенные с проявлениями никеля проявления золоторудной минерализации в лиственитизированных приконтактных зонах массивов: *Центрально-Конжозерское (западная ветвь)* (I-1-18); *Центрально-Конжозерское (восточная ветвь)* (I-1-19); *Ламбозерское* (I-1-21). Связь с более поздними изменениями подчеркивается постоянным присутствием пирита и халькопирита в минерализованных породах. Содержание золота в пунктах минерализации Конжозерской группы достигает 13,6 г/т, серебра – 30 г/т, меди – 0,2 %. Самостоятельного значения проявления золота массивов Конжозерской группы не имеют.

Наиболее хорошо изученной является Заломаевская группа [143], где выявлено 3 проявления золота: *Восточно-Заломаевское* (I-1-6), *Заломаевское* (I-1-8), *Южно-Заломаевское* (I-1-11) и три пункта минерализации: *Скважина 23* (I-1-4), *Расчистка 2153* (I-1-7) и *Скважина 58* (I-1-13). Оруденение контролируется разломами северо-восточного простирания. По разломам широко проявлены процессы метасоматоза, а именно пропилитизация, березитизация, лиственитизация. Метасоматиты по породам вожмозерской толщи и многочисленным согласным или субсогласным дайкам рыбозерского комплекса вмещают золотое оруденение. Минерализация тяготеет к контактовым зонам дайковых тел. Во вскрытых оруденение скважинах интервалы повышенной золотоносности сопровождаются зонами сульфидной минерализации.

*Заломаевское проявление* (I-1-8) пространственно приурочено к зоне сближенных маломощных даек кислого состава рыбозерского комплекса, к экзо- и эндоконтактам которых с метабазами вожмозерской толщи и тяготеют рудные тела. Залегание даек и зон метасоматоза согласно и субсогласно общему залеганию вмещающих метавулканитов, углы падения варьируют от 50° до 75° в северо-западном направлении. В рудоносной зоне интенсивно проявлены метасоматические изменения березит-лиственитового типа и сульфидизация. В пределах проявления выделяется три рудных интервала. Первый интервал (21,2–26,5 м) сложен интенсивно расщепленными и березитизированными породами кислого состава с вкрапленностью сфалерита, пирита, халькопирита, пирротина. Содержание золота – 0,11–0,78 г/т, серебра – 0,3 г/т. Второй рудный интервал вскрыт на глубине 37,0–42,8 м и приурочен к висячему боку мало мощной дайки метакристаллит-порфира, где в лиственитизированных метабазах вожмозерской толщи, на участках окварцевания фиксируется прожилково-вкрапленная рудная минерализация. Содержание золота – до 25 г/т, серебра – до 0,6 г/т. Третий рудный интервал вскрыт на глубине 132,1–139,8 м, в лежачем боку дайки метариолит-порфира мощностью до 2 м. В приконтактной зоне тектонизированные, интенсивно окварцованные и карбонатизированные метабазаляты несут гнездово-вкрапленное сульфидное оруденение, представленное пирротин-

ном (10–15 %), пиритом (до 1 %), халькопиритом (до 1 %), сфалеритом. Содержание золота составляет 0,07–0,16 г/т, до 13,3 г/т. Вся зона характеризуется повышенными содержаниями меди, кобальта и серебра, присутствует молибден. Мощность зон метасоматоза составляет 6–8 м, собственно рудных тел – 1 м. Оруденение сопровождается привнесом калия, содержание  $K_2O$  в рудных и околорудных зонах повышается до 1,5 %. В целом рудная зона прослежена по простиранию на 450 м. По результатам апробации в ЦНИГРИ (2003 г.) прогнозных ресурсов золота Заломаевского проявления учтены ресурсы категории  $P_2$  в количестве 5 т.

*Проявления Восточно-Заломаевское (I-1-6) и Южно-Заломаевское (I-1-11)* также локализованы в экзо-эндоконтактных зонах даек метадацит- и метариолит-порфиров, где интенсивно проявлены процессы березитизации и лиственитизации пород, и широко развита (до 20 %) пирит-пирротиновая минерализация. В пределах Восточно-Заломаевского проявления выявлен 4-метровый интервал с содержанием Au – от 1,5 до 4,2 г/т (среднее – 2 г/т). По простиранию и падению рудное тело не прослежено. Рудоносная зона с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией Южно-Заломаевского проявления прослежена по простиранию на 230 м. Содержания Au варьируют от 0,75 до 7,2 г/т.

Проявления и пункты минерализации Заломаевской группы характеризуются единым положением в разрезе, общим рудным контролем и пирит-халькопирит-пирротиновым составом сульфидов. Перспективы проявлений Заломаевской группы оцениваются довольно высоко с учетом самостоятельной значимости Заломаевского проявления, протяженной выдержанности рудной зоны северо-восточного простирания, относительно сближенным расположением рудных объектов, наличием благоприятной ситуации для локализации более богатых рудных тел.

Расположенная в северном обрамлении Шилосского массива Петровоямская группа проявлений изучена слабо, и параметры оруденения по падению и простиранию не установлены. Оруденение вскрыто тремя сближенными скважинами и включает проявления: *Скважина 20 (I-2-1), Петровоямское (I-2-2), Скважина 18 (I-2-4)*. Оруденение локализовано в метавулканитах вожмозерской толщи, круто (до 60°) падающих к северо-северо-востоку, в приконтактных частях с субсогласными дайками рыбозерского комплекса. Вмещающие породы интенсивно рассланцованы, лиственитизированы и березитизированы. Сланцы несут неравномерную сульфидную минерализацию (от 1 до 10 %) в виде тонкой вкрапленности, прожилков мощностью 2–3 мм и гнезд – до 3–4 мм, представленную пиритом, пирротином, халькопиритом, арсенопиритом. Скважинами, пройденными до глубины 210–244 м, на разных уровнях вскрыты от 2-х до 4-х интервалов наиболее метасоматически проработанных и сульфидизированных пород. Мощность интервалов составляет от 0,5 до 1,8 м, содержание золота – от 0,03–0,14 до 1–2 г/т при максимальном 2,65 г/т. Проявления сопровождаются повышенными содержаниями меди, кобальта, серебра, мышьяка, вольфрама. Характерной особенностью является присутствие в рудных зонах мышьяка, не зафиксированного в проявлениях Заломаевской группы. Перспективы проявлений Петровоямской группы следует рассматривать в совокупности с Заломаевскими.

Тайгиницкая группа проявлений приурочена к восточному обрамлению Шилосского массива и изучена как с поверхности, так и скважинами [124, 125, 143]. Включает три проявления золота: *Тайгиницкое (I-3-6), Канавы 12 (I-3-7), Скважина 71 (I-3-8)*.

*Тайгиницкое проявление (I-3-6)* локализовано в лиственитизированных метабазах вожмозерской толщи в экзоконтакте с дайкой рыбозерского комплекса. Вмещающие породы интенсивно карбонатизированы, окварцованы и несут рассеянную вкрапленность сульфидов. Оруденение вскрыто на глубине 52–53 м. Максимальное содержание золота составляет 2,42 г/т.

*Проявление Канавы 12 (I-3-7)* расположено в 800 м южнее Тайгиницкого проявления и локализовано в интенсивно окварцованных и карбонатизированных метабазах вожмозерской толщи с пирит-халькопирит-пирротиновой минерализацией, в непосредственной близости от дайки метадацит-порфиров рыбозерского комплекса [81]. Повышенное содержание золота приурочено к участку максимальной гидротермально-метасоматической переработки пород. В интервале мощностью 2,0 м содержание золота составило 2,46 г/т, меди – до 1 %, серебра – до 10 г/т. Зона минерализованных метабазов с содержанием золота 0,1–0,3 г/т прослежена канавами к югу на 500 м [130].

К юго-востоку в 1 100 м от Тайгиницкого расположено *проявление Скважина 71 (I-3-8)*. На глубине 147–210 м на фоне интенсивно лиственитизированных метабазов вожмозерской толщи выявлены четыре маломощных (первые метры) дайки кислого состава рыбозерского комплекса, практически нацело березитизированных. Рудопроявление представлено двумя рудными интервалами с содержаниями золота – более 0,1 г/т. Это интервал 147–150 м с содержанием 0,11–0,28 г/т и интервал 194,0–200,5 м с содержанием 0,12–0,46 г/т. В первом случае оруденение сконцентрировано в породах хлорит-карбонат-кварцевого и плагиоклаз-серицит-

кварцевого составов, содержащих до 5–8 % сульфидов. Во втором – приурочено к переслаивающимся породам карбонат-хлорит-кварцевого и хлорит-полевошпат-карбонатного составов, пронизанных густой сетью кварцевых и карбонатных прожилков и содержащих сульфидную минерализацию до 5–20 %. Помимо халькопирита, пирита и пирротина присутствуют магнетит, ильменит, рутил и циркон. С последним связано повышенное содержание иттрия – до 0,03 %.

Перспективы Тайгиницкой группы проявлений в силу незначительных содержаний золота не могут быть оценены высоко. Однако наличие содержаний золота в сближенных проявлениях, присутствие в разрезе даек кислого состава, интенсивность березит-лиственитового метасоматоза, возможность дальнейшего прослеживания по геофизическим данным зоны оруденения по простиранию позволяют надеяться на выявление новых рудных тел с высокой концентрацией золота.

В пределах Вожмозерско-Савинского прогнозируемого узла Сумозерско-Каменноозерского медно-никелево-золоторудного района расположены *Щучинское проявление* (I-4-3) и *пункты минерализации Савинский* (I-4-6), *Вожмозерский* (I-4-2) и *Вожминский* (I-3-4).

*Щучинское проявление* (I-4-3) вскрыто двумя скважинами сразу под наносами четвертичных отложений на интервалах 9,6–46,5 и 8,2–58,5 м. Локализуется в зоне мощностью 15–30 м сближенных маломощных (0,5–8,6 м) даек кислого состава рыбозерского комплекса интенсивно рассланцованных и березитизированных. Вмещающие породы представлены лиственитизированными метавулканитами кумбуксинской толщи, превращенными в сланцы кварц-карбонат-биотит-амфиболового, карбонат-хлорит-амфиболового, хлорит-карбонат-талкового и тальк-актинолитового состава. Рудная минерализация представлена вкрапленностью магнетита (до 10 %) и пирита (до 3–5 %) как в дайках, так и во вмещающих породах. Содержание золота в интервалах колеблется от 0,2 до 2 г/т. Зона минерализации прослежена в северо-восточном направлении на 150 м.

*Пункты минерализации Вожминский* (I-3-4) и *Савинский* (I-4-6) также как и *Щучинское проявление* находятся в поле развития метавулканитов кумбуксинской толщи и локализуются в экзо- и эндоконтактах даек кислого состава рыбозерского комплекса, прорывающих лиственитизированные метакоматииты. Для Вожминского пункта минерализации характерно присутствие в разрезе в непосредственной близости интрузий базит-гипербазитов каменноозерского комплекса. Содержание золота составляет от 0,1 до 0,6 г/т.

*Вожмозерский пункт минерализации* (I-4-2) находится в северной части прогнозируемого узла. Оруденение контролируется зоной сближенных маломощных (0,2–3 м) даек метадацит-порфиоров рыбозерского комплекса, прорывающих метабазалты вожмозерской толщи. Сульфидная минерализация, представленная пиритом и халькопиритом, концентрируется как в самих дайках, так и в их экзо- и эндоконтактных частях. Содержание золота низкое и составляет 0,01–0,3 г/т, присутствуют также медь, серебро (до 0,6 г/т) и молибден. По единичным скважинам [137] оруденение прослеживается в северо-западном направлении на 5 км (лист Р-36-VI).

Проявления золота в коренных породах на площади листа сопровождаются редкими первичными ореолами и многочисленными вторичными литогеохимическими ореолами и точечными аномалиями золота, серебра, а также площадными и точечными шлиховыми аномалиями золота.

Два *литогеохимических ореола* золота в коренных породах (I-1-1, 3), сопряженные с точечными аномалиями, выявлены в северной части Заломаевско-Рыбозерского золоторудного узла. Они могут свидетельствовать о возможном присутствии новых рудных тел к северо-востоку от уже известных проявлений Заломаевской группы. Представляет определенный интерес комплексный *геохимический ореол* Au, Mo, Bi (II-1-1) в восточном борту Конжозерской структуры. Он не имеет привязки к известным проявлениям золота в коренных породах, но локализован в сходной для всего Южно-Выгозерского района признаковой ситуации на золото.

## ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

*Проявление золота Выгорецкое* (III-4-1) находится в области ледникового сноса золота из золоторудных пород Тайгиницкой и Рыбозерской структур, а также останцов зеленокаменных пород, расположенных соответственно к югу и востоку от них. Территория переноса (следования), как уже отмечалось выше, маркируется целым рядом литогеохимических ореолов золота. Проявление локализуется в современных аллювиальных отложениях, залегающих на породах осташковского горизонта. Содержание весового золота достигает 10 г/м<sup>3</sup> [37, 104, 105, 106].

*Проявление россыпного золота р. Пажы* (IV-3-1) расположено в пределах восточной части Северо-Онежского тальк-асбестового алмазоносного прогнозируемого района. При поисках

1952 г. Г. А. Гринбергом на участке южнее устья р. Пажи в пробах из двух пройденных в аллювиальных отложениях шурфов было намыто  $15,4 \text{ г/м}^3$  золота. Позже в пробах из аллювия устья р. Пажа установлено содержание золота  $20 \text{ г/м}^3$  [104]. При проведении ревизионных работ, данные предыдущего опробования не подтвердились [106]. В отобранных пробах были отмечены лишь отдельные знаки золота. Однако, как и в случае с Выгорецким проявлением, золото, в том или ином виде, постоянно присутствует в районе проявления р. Пажа (в точечных аномалиях в четвертичных отложениях, в шлихах – до 5 знаков). Обнаруженное в ходе ГДП-200 [92] золото в шлиховых пробах Пажского участка различается по морфологии и размерности. Значительную часть составляют золотины пластинчатой формы, угловато-окатанные со средней степенью сохранности и размерность менее 1 мм. Присутствие в вулканогенно-осадочных породах флюидогенных образований, связанных с инъективным поступлением глубинного материала к поверхности, позволяет, с учетом преобладающей мелкой размерности части шлихового золота, сделать предположение о возможном отнесении его к типу ультра-тонкого золота областей активизации.

## СЕРЕБРО

Обращает на себя внимание слабоконтрастный ореол серебра (I-3-2) в гранитоидах Выгозерского блока в совокупности с выявленными здесь точечными шлиховыми аномалиями золота и точечными литогеохимическими аномалиями серебра.

Сгущение площадных и точечных литогеохимических аномалий золота и серебра в рыхлых отложениях прослеживается вдоль восточного борта Тайгиницкой структуры и далее на юг вдоль Рыбозерско-Пажского и Выгозерского глубинных разломов, образуя зону шириной 3–10 км. Среди аномалий встречаются комплексные (II-3-2 – Ag, Pb) и высококонтрастные (I-3-3; II-3-1, 6).

## ПЛАТИНА

В южной части площади, в пределах Онежской структуры известно одно проявление платины – Пажское (IV-4-2) – платиноносной черносланцевой формации. Расположено в восточной части Северо-Онежского тальк-асбестового алмазоносного прогнозируемого минерагенического района вне выделяемого узла. Отнесено к базальт-черносланцевой формации людиковия. Минерализация приурочена к альбитизированным, обогащенными сульфидами шунгитсодержащим метапелитам и туфосланцам заонежской свиты. Мощность сульфидсодержащих, затронутых слюдисто-альбитовым метасоматозом битуминизированных пород составляет 7–10 м. Содержание платины –  $0,09 \text{ г/т}$ , палладия –  $0,44 \text{ г/т}$  [119]. В результате ГДП-200 [92] в пределах Пажского проявления в шунгитовой туфобрекчии установлено содержание Pd –  $0,03 \text{ г/т}$ , а в карбонат-альбит-кварцевой жиле в габродолеритах заонежского комплекса – Pd –  $0,05 \text{ г/т}$ , Au –  $0,1 \text{ г/т}$ ; Cu, Zn –  $0,2 \%$ . Учитывая развитие слюдисто-альбитового метасоматоза и флюидогенных образований в породах заонежской толщи на площади, а также гетерогенность углеродистого вещества в шунгитах, Пажское проявление относится к падминскому типу со слабо проявленными процессами рудогенеза. Из-за своих незначительных размеров и низких содержаний полезных компонентов Пажское проявление практического интереса не представляет.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

#### СЕРА

На площади листа выявлен всего один пункт минерализации серноколчеданных руд – Северо-Савинский (I-4-4) [112], расположенный в пределах Савинской ветви Каменноозерской зеленокаменной структуры. Оруденение локализовано в зоне влияния разлома северо-западного простирания в интенсивно перемятых, окварцованных и амфиболизированных графит-кварцевых, графит-серицит-кварцевых сланцах. Линзообразные и пластовые тела с линзовидно-полосчатым, полосчато-прожилковым и вкрапленным пирит-пирротинным оруденением образуют зону мощностью от первых до 60 м северо-западного простирания с падением  $40\text{--}70^\circ$  на северо-восток. Содержание сульфидов составляет от 1–3 до 30 %, в среднем – 5–15 %. В составе руд преобладают пирротин и пирит, в подчиненном количестве (редкие зерна и тонкие прожилки) присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит и арсенопирит.

По данным химического анализа заметных концентраций полезных компонентов в колчеданных рудах не установлено и в настоящее время практического интереса не представляют.

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

### АСБЕСТ

Проявления асбеста на площади листа относятся к двум формационным типам: хризотил-асбестовому и амфибол-асбестовому-апокарбонатному.

Первый тип, хризотил-асбестовый, представлен одним проявлением и одним пунктом минерализации, расположенными в западной части Южно-Выгозерского хром-никелево-золоторудного района вне площади выделяемого рудного узла.

*Проявление Центрально-Конжозерское (I-1-16)* изучено при проведении поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 [102]. Минерализация тяготеет к лизардит-хризотил-антигоритовым серпентинитам всяческого бока наиболее крупного пластового тела в пределах Конжозерского массива. Протяженность главной зоны асбестизации – не менее 1,5 км при непостоянной мощности от первых десятков до 150–200 м. Максимальная подтвержденная глубина асбестизации составляет 220 м по падению пород. Она имеет извилистые очертания и разветвляется на многочисленные языки. При общем субмеридиональном простирании, падение зоны асбестизации согласно залеганию массива и меняется от 70° в восточной части до 40° – в западной. Меньшим развитием пользуется тип одиночных жил, не имеющий площадного распространения. Содержание асбеста варьирует в пределах 0,43–7,73 %. Преобладающим является сетчатый тип асбестоносности. Мощность прожилков меняется от долей мм до 25 см, длина волокон – до 20–25 мм, средняя – 2–6 мм. Контуры прожилков ровные или слабоизвилистые. Встречаются поперечно-продольно- и косоволокнистый асбест. Для зон асбестовой минерализации характерно наличие сливных тонкомикрозернистых серпентинитов-серпофитов. Цвет асбестовых жил зеленый до изумрудно-зеленого. Асбест имеет высокие декоративные свойства, хорошую полируемость и рекомендован для использования в качестве поделочного камня [143]. В целом характер асбестоносности проявления является непромышленным из-за высокой засоренности волокна другими минералами и низкой массовой доли асбеста в руде.

*Ламбозерский пункт хризотил-асбестовой минерализации (I-1-23)* расположен к юго-востоку от Центрально-Конжозерского проявления – в одноименном массиве гипербазитов каменно-озерского комплекса размером 1×0,3 км. Асбест образует прожилки мощностью 0,2–1,5 см разноориентированных агрегатов. Качество асбеста и его содержание ниже, чем в Центрально-Конжозерском проявлении. К дальнейшему изучению асбестоносности не рекомендуется [143].

Проявления амфибол-асбестового апокарбонатного формационного типа расположено в пределах прогнозируемого Повенецкого тальк-асбестового потенциально алмазоносного прогнозируемого узла Северо-Онежского прогнозируемого минерагенического района, где они приурочены к полосе развития отложений туломозерской свиты [87]. В пределах узла известно два проявления – *Лобское (IV-1-13)* и *Лобское I (IV-2-9)* и 8 пунктов минерализации (прил. 3).

По минеральному типу амфиболовый асбест относится к подгруппе щелочных амфибол-асбестов, к минеральной группе магнезиального рибекит-(рихтерит-, крокидолит-, кроссит-) асбеста. Асбестовая минерализация приурочена в большинстве случаев к карбонатизированным и брекчированным аргиллитам и алевролитам терригенно-карбонатной пачки туломозерской свиты. Выделяются две формы проявления щелочного амфибол-асбеста: игольчатая и волокнистая. Основным является волокнистый асбест. Он образует прожилки, линзы, гнезда как среди карбонатных, кварц-альбит-карбонатных образований, выполняющих трещинные и другие пустоты во вмещающих породах, так и мономинеральные агрегаты в аналогичных полосках. Новообразования асбеста крайне не выдержаны по размерам, достигают в длину первые десятки см при мощности от 0,5–1,0 до 5–10 см и более. Направление линзовидных выделений чаще всего субсогласно с вмещающими породами и подчиняется характеру мелкой складчатости. Максимальная интенсивность асбестизации приурочена к наиболее сложно построенным участкам разреза. Содержание асбеста достигает 2,8–5,7 кг/т (IV-2-9). Масштабность проявления асбестовой минерализации на площади обуславливает его значимость и необходимость дальнейшей оценки.

Прогнозные ресурсы по Лобскому проявлению магнезиального рибекит-асбеста по категории  $R_2$  составляют 60 тыс. т при среднем содержании 1,9 кг/т, глубина подсчета – 100 м. Ресурсы апробированы в ТКП ГПП «Севзапгеология» и утверждены НТС СЗРГЦ Протоколом от 29.12.1998 г. Головным институтом на сегодняшний день ресурсы не утверждены.



## ТАЛЬК

На площади листа известно два проявления и один пункт минерализации тальковых руд, которые относятся к формациям тальковой апогипербазитовой и тальковой апокарбонатной.

*Проявление талька Повенчанка (Северо-Рыбозерское) (II-2-3)* относится к тальковой апогипербазитовой формации. Расположено в пределах южной части Заломаевско-Рыбозерского золоторудного узла, в области сочленения западной и восточной ветвей Рыбозерской структуры. Выявлено при проведении съемочных [143] и поисковых [139] 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 метавулканиты вожмозерской толщи, превращенные в кварц-плагиоклаз-эпидот-хлоритовые, кварц-серицит-плагиоклазовые и другие сланцы. С поверхности 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 целлюлозобумажной промышленности. По оценке и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Республики Карелия по состоянию на 01.01.1998 г. [37] и на 01.01.2001 г. [40] запасы тальковых руд по категории С<sub>2</sub> составляют 36,8 млн т. Прогнозные ресурсы тальковых руд по Р<sub>1</sub> – 11,3 млн т. Среднее содержание талька – 35 %. Головным институтом на сегодняшний день ресурсы не утверждены.

*Проявление талька Габсельгское (IV-1-8) и пункт минерализации Скважина 109–111 (IV-1-7)* относятся к тальковой апокарбонатной формации [87]. Расположены в пределах прогнозируемого Северо-Онежского минерагенического района. Тальковая минерализация генетически связана с зоной магнезиального метасоматоза в экзоконтакте габбродолеритов Габсельгского силла с терригенно-карбонатной толщей туломозерской свиты. Изученность проявления слабая, однако полученные по скважинам данные свидетельствуют о значительной мощности тальконосных зон, достигающих 10–15 м. Отличительной особенностью большинства интервалов проявления магнезиального метасоматоза является значительное количество талько-хлорита, которое снижает качество тальковой руды в связи с технологией их разделения. С другой стороны, повышенное содержание хлорита позволяет рассматривать данный тип минерализованных пород как талько-хлоритовое сырье – талько-хлоритовый камень. Кроме того, в габбродолеритах Габсельгского силла вскрыта залежь талькового камня (IV-1-7) мощностью 25 м, приуроченная к зоне субмеридионального нарушения. Результаты термического анализа показали содержание талька – 40–50 %, магнезиального хлорита – 50–65 %. Прогнозные ресурсы по категории Р<sub>2</sub>+Р<sub>3</sub> по талько-хлориту в зоне экзоконтакта Габсельгского силла составляют 19,5 млн т по авторской оценке Ю. Б. Голованова [87] при непрерывной протяженности магнезиальных метасоматитов 5 км, при мощности 10 м. Головным институтом на сегодняшний день прогнозные ресурсы не утверждены.

## ШУНГИТ

На площади листа известно одно проявление шунгита – *Кочкомское (IV-4-3)*, связанное с породами базальт-черносланцевой формации людиковия. Проявление открыто в результате ГС-200 [125] и изучено поисковыми работами [101]. Относится к шунгитовой формации. Расположено в северо-восточной части Северо-Онежского прогнозируемого района. Проявление приурочено к верхней пачке заонежской свиты, сложенной углисто-глинистыми, глинисто-углистыми сланцами. Установлено 5 пластов шунгитсодержащих пород мощностью 9–10 м. Основная масса породы сложена глинистыми пелитовыми частицами с тонкораспыленным угли-

стым веществом (от 5–6 до 15–20 %). В обогащенных углистым веществом прослоях его содержание повышается до 44–48 %. Отдельные прослои выполнены практически нацело анизотропным шунгитовым веществом. Породы относятся к группе 11Б сорт 2. Энергия активации углерода составляет 4,4–4,6 ккал/моль. Пласты шунгитсодержащих вспучивающихся сланцев дают выход шунгизита со средним объемным весом 0,54 г/см<sup>3</sup>. Обращает на себя внимание повышенное относительно пород прочих проявлений и месторождений шунгита содержание фосфора – 1,27 %. Прогнозные ресурсы не оценивались и в настоящий момент проявление практического интереса не представляет.

## ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

### АЛМАЗЫ

Первое упоминание о находках алмазов на площади относится к 1913 г. (Известия общества изучения Олонецкой губернии). В хранившейся в г. Петрозаводске коллекции алмазоносная порода значилась как кимберлит. Сведений, характеризующих алмазы и вмещающие их породы, нет. Алмазы, найденные на небольшом острове в нескольких километрах от берега Онежского озера (проявление Остров, лист Р-36-ХII), не внесены в «Кадастр...» А. Г. Леонтьева [104].

В северной части Онежской структуры, в районе пос. Повенца при проведении геологосъемочных работ [87] выявлено 9 проявлений алмазов. Большая их часть – *Куйкозерское* (IV-1-9), *Дедов ручей* (IV-1-14), *Озеро Лобское* (IV-2-8), *Восточно-Габсельгское* (IV-1-4) и *Верхнее Волозеро* (III-2-4) – локализована на площади листа Р-36-ХII. Повенецкий потенциально алмазоносный узел объединяет 4 проявления (Куйкозерское, Дедов ручей, Озеро Лобское, Восточно-Габсельгское). Сведения об алмазоносности объектов приведены в приложении 11.

Алмазы на площади листа зафиксированы в отложениях различных генетических типов: в отложениях, выполняющих «карстовые полости», в четвертичных отложениях и в отложениях туломозерской свиты, вмещающей «карстовые полости».

Карстовые полости широко развиты в терригенно-карбонатных отложениях туломозерской свиты и вскрыты на территории листа многочисленными скважинами [87]. 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. Алмазоносность карстовых полостей установлена в проявлениях. Распределение алмазов крайне неравномерное – от единичных зерен (III-2-4) до 222-х (IV-1-9), 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. Электронно-зондовый микроанализ минералов пород, слагающих закарстованные участки, а также изучение особенностей состава этих пород, позволил диагностировать развитие в них флюидогенных образований (ФО). Присутствие ФО на площади работ подтверждает вероятность обнаружения здесь потенциально алмазоносных пород.

Алмазоносность четвертичных отложений подтверждается единичными находками при опробовании разреза рыхлых отложений по скважинам (IV-1-4, 14). На Восточно-Габсельгском проявлении (IV-1-4) в мелком, хорошо отсортированном гравии в инт. 23,0–26,0 и 26,0–27,8 м выявлено соответственно 5 и 3 зерна алмаза. В приплотиковой части в брекчиях алевролитов в инт. 27,8–29,5 м – 6 зерен. На проявлении Дедов ручей в желтовато-коричневой глине со щебнем алевролитов и доломитов в инт. 23,0–24,0 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.

Наряду с опробованием материала карстовых полостей и четвертичных отложений, по скважинам [87] были отобраны протолочные пробы из коренных пород, вмещающих «карст». В двух пробах из карбонатно-терригенных отложений туломозерской свиты (Восточно-Габсельгское проявление), установлены: скв. 30 (инт. 38,3–41,5 м) – 8 зерен алмазов, скв. 125 (инт. 70,2–71,8 м) – 1 зерно алмаза. Зерна алмазов имеют преимущественно неправильную форму и обломочный облик. Размер кристаллов составляет от 0,1 до 0,4 мм, в единичных случаях – до 1 мм (III-2-4).

Электронно-зондовый микроанализ минералов коренных пород указанного интервала скв. 125, а также минералов пород, слагающих закарстованные участки, выявил присутствие

наложенной эндогенной минерализации и позволил диагностировать эти породы как флюидогенные образования. Присутствие ФО на площади работ подтверждает вероятность обнаружения здесь потенциально алмазосодержащих пород. Учитывая, что на смежной к западу, территории расположена алмазосодержащая Повенецкая трубка взрыва, не исключен вариант, что вскрыты не просто ФО, а флюидогенно-эксплозивные образования.

## **СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ**

### **ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ**

#### **ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ**

Малое месторождение *Шойваны* (IV-2-15) [106] приурочено к ледниково-озерным отложениям верхнего звена неоплейстоцена. Глины и суглинки голубовато-серого цвета с хорошо выраженной ленточной структурой. По гранулометрическому составу глинистая толща неоднородна – от весьма жирных глин до сильно песчаных иловатых (суглинков). Суглинки часто насыщены водой и находятся в разжиженном состоянии. Запасы категории  $C_1$  составляют 47 тыс. м<sup>3</sup>, категории  $C_2$  – 5 406 тыс. м<sup>3</sup>. Глина пригодна для производства кирпича, что подтверждается практикой эксплуатации месторождения в 1935–1949 гг.

### **ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ**

#### **ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ**

На территории листа известно одно малое месторождение песчано-гравийного материала – *Лобское* (IV-2-14) [106]. Оно приурочено к ледниково-озерным отложениям верхнего звена неоплейстоцена. Текущие запасы категории  $C_1$  составляют 402 тыс. м<sup>3</sup>, категории  $C_2$  – 181 тыс. м<sup>3</sup>. Гравий и песок удовлетворяют требованиям ГОСТов и могут быть использованы в дорожном строительстве.

#### **ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ**

Малое месторождение песка строительного – *Оровгуба* (IV-I-17) [106] – приурочено к озерным отложениям голоценового возраста. Запасы категории  $C_2$  составляют 92,5 тыс. м<sup>3</sup>. Песок пригоден для производства строительных растворов при условии отсева фракции +5 мм и для производства бетона при условии отсева фракции +5 мм и удаления частиц меньше 0,14 мм путем промывки водой.

## **ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

### **САПРОПЕЛЬ**

На территории листа известно одно малое месторождение сапропеля – *Лепкозерское* (III-1-11) [106]. Оно приурочено к голоценовым озерным отложениям, выстилающим котловину озера, расположенного в сточной котловине. Запасы категории  $C_2$  при влажности 60 % составляют 85 тыс. м<sup>3</sup>. Средняя зольность – 60 а/с. Месторождение законсервировано. Сапропель может использоваться в качестве удобрения при условии известкования.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа Р-36-ХП по принятому в настоящее время районированию входит в состав Карельской субпровинции и включает фрагменты двух минерагенических зон: **Восточно-Карельской золото-хром-медно-никелевой** (1 Ni,Cu,Cr,Au/AR<sub>2</sub>-PR<sub>1</sub>) [12, 97] и **Онежской титан-ванадиевой (асбесто-алмазоносной)** (2 V,Ti(asb,di)/PR<sub>1</sub>,PZ) [134]. Процессы рудообразования, определяющие рудную специализацию минерагенических зон, являются производными преимущественно позднеархейской (лопийской) и раннепротерозойской (карельской) продуктивных эпох. Тектоно-магматическая активизация поздней и посткарельских этапов внесла дополнительный, существенный вклад в рудоносность региона посредством привноса и перераспределения рудного вещества.

### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

**Позднеархейская (лопийская) металлогеническая эпоха** (3 000–2 550 млн лет) разделяется на этапы, отличающиеся по минерагеническому потенциалу и рудной специализации. Ее начальный *раннелопийский этап* (до 3 000 млн лет), в который происходило формирование протокоры, на рассматриваемой территории был практически безрудным, и проявлений полезных ископаемых, связанных с ним, на площади не установлено. Однако значительный объем древнейших образований диорит-тоналитового водлозерского комплекса и нерасчлененных ранне-среднелопийских плагиогранитов, как составных частей единого Водлозерского блока, следует рассматривать в качестве положительного фактора вероятной сохранности «мантийных алмазоносных корней» [116].

*Среднелопийский этап* (3 000–2 800 млн лет) в металлогении площади проявлен наиболее ярко и является наиболее важным в отношении рудоносности. Он характеризуется формированием рудовмещающих пород Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур. На этом же этапе произошло близкое по времени становление рудогенерирующих комплексов шилосского габбродиорит-плагиогранитового, рыбозерского андезит-дацит-риолитового состава и каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового. Со среднелопийским этапом связаны проявления и пункты минерализации золота золоторудной малосульфидной формации и единственное на площади листа малое месторождение золота – Рыбозерское. Наибольший интерес представляют золоторудные объекты, пространственно и генетически связанные с экзо- и эндоконтактами дайковых тел андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса. В зонах пропилитизации по метавулканитам отмечается медноколчеданная минерализация. Оруденение медно-никелевой сульфидной и хромитовой формаций связано с базит-ультрабазитовым магматизмом и локализуется в массивах каменноозерского комплекса в Южно-Выгозерской зеленокаменной структуре. С продуктами метасоматической переработки ультрабазитов генетически связаны проявления тальковой апогипербазитовой и хризотил-асбестовой минерализации. В Каменноозерской структуре, в пределах площади листа, существенных признаков рудоносности не выявлено. Бедная титановая минерализация генетически связана с метагаббро ранней фазы шилосского комплекса. С этим же этапом связана медная минерализация медно-эпидотовой формации в гранодиоритах поздней фазы шилосского комплекса. К соответствующим рудным таксонам также приурочены площадные и точечные геохимические аномалии Au, Ag, Cu в коренных породах и в рыхлых отложениях.

Все перечисленные проявления сосредоточены в Восточно-Карельской минерагенической зоне и локализируются в Сумозерско-Каменноозерском медно-никелево-золоторудном и Южно-Выгозерском хром-никелево-золоторудном районах, пространственно сопряженных соответственно с Каменноозерской и Южно-Выгозерской зеленокаменными структурами. Можно кон-

статировать, что этап становления позднеархейских зеленокаменных структур на рассматриваемой территории являются наиболее продуктивным как на золото, так и на другие рудные полезные ископаемые (никель, хром, асбест, тальк), а их рудоносность сопоставима с другими ЗКП Карельского региона.

*Позднелопийский этап* (2 800–2 550 млн лет), знаменующий прото- и постколлизийный режимы развития территории, в отношении рудоносности площади является практически непродуктивным. Исключением являются единичные пункты минерализации свинца в жилах плагио-микроклиновых гранитов неясной формационной принадлежности и тантала в альбитовых метасоматитах по гранитоидам комплекса мигматит-анатектит-гранитов.

**С раннепротерозойской (карельской) металлогенической эпохой** (2 300–1 700 млн лет) связаны единичные проявления и пункты минерализации цветных и благородных металлов, которые располагаются как в северной, так и в южной части площади. Главный же минерагенический потенциал представлен нерудными полезными ископаемыми и сосредоточен в Северо-Онежском прогнозируемом районе Онежской металлогенической зоны [134], в геологическом отношении соответствующей карельской Онежской структуре.

Карельская металлогеническая эпоха разделяется на этапы, различающиеся между собой геодинамическими условиями образования геологических формаций и их рудной специализацией: раннекарельский (ятулийский), позднекарельский (людиковийский) и свекофеннский.

*Раннекарельский (ятулийский) этап* (2 300–2 100 млн лет). С ранней стадией ятулийского этапа (2 300–2 200 млн лет), сопровождающейся накоплением в протонутриконтинентальных депрессиях пород терригенной и толеитовой формаций, связано несколько пунктов минерализации меди медно-кварц-сульфидной формации, приуроченных к метасоматически измененным metabазальтам северо-сегозерской – в северной части площади, и медвежьегорской свиты – в Онежской структуре. Рудообразование поздней стадии ятулия (2 200–2 100 млн лет), которая характеризуется трансгрессией бассейна и накоплением терригенно-карбонатных отложений туломозерской свиты, проявлено только в Онежской структуре. Оно представлено проявлениями и многочисленными пунктами минерализации асбеста амфибол-асбестового апокарбонатного формационного типа. С зонами экзоконтактовых изменений габбродолеритов койкорского комплекса (Габсельгский силл), интродуцирующих терригенно-карбонатные отложения, связано Габсельгское проявление тальковой апокарбонатной формации.

*С позднекарельским (людиковийским) этапом* (2 100–1 900 млн лет), соответствующем этапу заложения и развития протоокеанических рифтов, связаны проявления шунгитовой и благороднометалльной (платина) минерализации, которые локализируются в черносланцевых отложениях заонежской свиты на юго-востоке площади. В габбродолеритах заонежского комплекса отмечается бедная ванадиевая минерализация.

*Свекофеннский этап* (1 740–1 700 млн лет). В конце палеопротерозоя весь Карельский блок претерпел свекофеннскую эндогенную активизацию с заложением региональных сдвиговых зон, с которыми были сопряжены метасоматическая переработка и золоторудная минерализация. К настоящему времени накоплено много данных о влиянии процессов активизации свекофеннского времени на известные проявления золота в ЗКП Карельского кратона [24]. Палеопротерозойские датировки (1 740–1 700 млн лет) были получены по рудным и силикатным минералам метасоматитов золоторудного проявления Таловейс, молибденитам месторождения Лобаш, метасоматическим слюдам месторождения Падма, сульфидам и самородному золоту для месторождений Пампало и Ялонваара [45]. Комплексные месторождения зон СРД на смежных к западу областях также свидетельствуют о факте мощного приноса и перераспределения глубинного рудного вещества в эпоху свекофеннской активизации. В веписьское время произошло становление алмазоносного Кимозерского кимберлитового тела в режиме внутриплитной активизации (лист Р-36-ХVIII). На рассматриваемой территории свекофеннская активизация проявилась как тектоно-метасоматическая по зонам унаследованных глубинных разломов. Гидротермально-метасоматические изменения в зонах активизации происходили как с перераспределением первичных рудных концентраций, так и с привносом новых. При наложении палеопротерозойских мезотермальных процессов на архейские золоторудные залежи могло происходить как разубоживание рудных объектов, так и существенная структурная перестройка при телескопировании разновозрастных золоторудных этапов. Показательным примером являются данные об очень сложном по строению, но крупном по масштабу мезотермальном месторождении Пампало в поясе Иломанси финской части Карельской ГЗО.

Определений возраста золоторудных объектов рассматриваемой территории не проводилось. Традиционно считается, что потенциально золотоносными могут быть только архейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенным свекофеннским преобразованиям [19]. В архейских толщах достаточно сложно выделить метаморфо-метасоматические преобра-

зования одновременных этапов, однако, учитывая масштабность и роль этих процессов в суммарной картине рудогенеза, решение задачи должно быть найдено при проведении дальнейших поисковых и научно-исследовательских работ.

Анализ расположения выявленных на площади листа Р-36-ХІІ полезных ископаемых, установленных критериев и признаков золотоносности и алмазности и условий их локализации, позволил выполнить минерагеническое районирование территории и определить степень ее перспективности.

## ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

### ВОСТОЧНО-КАРЕЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

В составе Восточно-Карельской минерагенической зоны с золото-хром-медно-никелевой специализацией выделяется два рудных района: Южно-Выгозерский хром-никелево-золоторудный и Сумозерско-Каменноозерский медно-никелево-золоторудный. Их рудный потенциал был сформирован на среднелопийском этапе и связан со становлением геодинамических комплексов зеленокаменных поясов.

**Южно-Выгозерский хром-никелево-золоторудный район** (1.2 Au,Ni,Cr) располагается в юго-восточной части Восточно-Карельской минерагенической зоны и пространственно соответствует одноименной лопийской зеленокаменной структуре. На рассматриваемой территории район представлен своей основной частью. Незначительная его часть расположена на сопредельном с севера листе. Определяющими специализацию района полезными ископаемыми являются золото, никель, хром, присутствуют также медь, титан, тальк, асбест.

**Сумозерско-Каменноозерский медно-никелево-золоторудный район** (1.1 Au,Ni,Cu) располагается к востоку от Южно-Выгозерского, также в пределах Восточно-Карельской минерагенической зоны и пространственно соответствует Каменноозерской ЗС. Определяющими специализацию района полезными ископаемыми являются золото, никель, медь, присутствуют висмут и серноколчеданные руды. Территория листа охватывает лишь его фрагмент площадью 24×16 км. Основные медно-никелевые месторождения и золоторудные проявления Каменноозерской структуры расположены на сопредельном восточном листе и частично на листе Р-36-VI.

Для этих пространственно разобщенных минерагенических районов в целом характерен однотипный, но в разной степени проявленный, набор рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков рудных комплексов.

Общим региональным критерием размещения золоторудной, медно-никелевой, хромитовой и медноколчеданной минерализации является их приуроченность к архейским зеленокаменным структурам.

Определяющим в формировании большей части оруденений площади является магматический контроль. В образовании золотого оруденения большую роль играют широко развитые на площади проявления кислого магматизма. С формированием комплексов среднелопийских плагиогранитоидов связана пропилитизация вмещающих вулканитов, которая способствовала высвобождению рудных компонентов, находившихся во вмещающих породах в виде изоморфных примесей [22]. Наиболее важная рудогенерирующая роль принадлежит рыбозерскому комплексу даек андезит-дацит-риолитового состава. С зонами их развития связаны золоторудные объекты различной значимости как в Южно-Выгозерском, так и в Сумозерско-Каменноозерском районах. При этом золотое оруденение локализуется преимущественно в экзо- и эндо-контактах дайковых тел. Источником сульфидной медно-никелевой и хромитовой минерализации, проявленной в пределах рассматриваемой площади преимущественно в Южно-Выгозерском районе, служат интрузии базит-гипербазитов каменноозерского комплекса. С их эпигенетическими преобразованиями связаны проявления хризотил-асбестовой и тальковой апогипербазитовой формаций. С габброидами ранней фазы шилосского комплекса связана титаномагнетитовая минерализация, представленная одним проявлением и одним пунктом минерализации. Определяющими факторами для локализации титанового оруденения являются размеры массивов и степень их дифференциации. Учитывая незначительные размеры массивов, их однородность и низкие содержания полезных компонентов, перспективы оруденения ограничены.

Не меньшее значение в локализации оруденения играет тектонический фактор. Глубинные тектонические разломы, создающие зоны повышенной проницаемости, благоприятны как для внедрения интрузий, являющихся источником руд, так и для флюидонасыщенных тепловых потоков, приводящих к метасоматической переработке пород и стимулирующих переотложе-

ние полезных компонентов. Системой разломов субмеридионального–северо-западного простирания и оперяющих их трещин контролируются размещение даек рыбозерского комплекса и зон метасоматических изменений березит-лиственитового ряда, карбонатизации и окварцевания с сульфидной минерализацией, несущих золотое оруденение. В пределах Южно-Выгозерского района к ним относятся Рыбозерско-Пажский, Выгозерский и системы разломов Заломаевско-Петровоямской и Конжозерской структур, а в Сумозерско-Каменноозерском районе – зона Кумбуксинского разлома и зона надвига Хижозерского блока. Как было отмечено выше, по унаследованным зонам глубинных разломов была проявлена тектоно-метасоматическая проработка свекофеннского времени, которая могла привести к перераспределению первичных золоторудных концентраций. Системами разломов субмеридионального–северо-западного простирания глубокого 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 геохимические ореолы и шлиховые ореолы золота. К косвенным признакам относятся и выделенные геофизическими методами (метод ВП) линейные аномалии, интерпретируемые как зоны сульфидизации.

По совокупности перечисленных критериев и признаков в пределах Южно-Выгозерского хром-никелево-золоторудного района выделяется *Заломаевско-Рыбозерский золоторудный узел* (1.2.1 Au). Рудный узел объединяет выделенные в результате ранее проведенных работ [143] перспективные Заломаевскую, Петровоямскую, Тайгиницкую, Рыбозерскую площади и 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. Среди перечисленных площадей несколько выделяется Рыбозерская площадь, которая 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 зоны влияния Рыбозерско-Пажского разлома.

В пределах Сумозерско-Каменноозерского района выделяется *Вожмозерско-Савинский прогнозируемый золоторудный узел* (1.1.1 Au). 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 опосредована 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.

## ОНЕЖСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

В северо-восточной части Онежской минерагенической зоны на площади листа выделяется **Северо-Онежский тальк-асбестовый алмазонасный прогнозируемый рудный район** (2.1 di,asb,t). Площадь минерагенического района в пределах листа Р-36-ХII составляет 890 км<sup>2</sup>. Северо-Онежский минерагенический район вытянут в субширотном направлении и охватывает Северо-Восточное крыло Онежской структуры, сложенное терригенными и терригенно-карбонатными отложениями верхнего ятулия, углеродсодержащими сланцами людиковия и прорывающими их интрузиями габбродолеритов койкарского и заонежского комплексов. Северная граница района соответствует зонам Восточно-Кумсинского и Повенецкого разломов. С ятулийскими терригенно-карбонатными отложениями связана амфибол-асбестовая апокарбонатная минерагеническая формация, представленная Повенецким, Краснополянским, Сопеницким проявлениями асбеста на смежной к западу территории, проявлениями Лобское и Лобское I – на рассматриваемой площади, а также рядом пунктов минерализации. С зонами экзоконтактных изменений габбродолеритов койкарского комплекса предполагается связь тальковой апо-

карбонатной формации [87], представленной Габсельгским проявлением. С людиковийскими отложениями базальт-черносланцевой формации связано Кочкомское проявление шунгитов. Метасоматиты альбитового, слюдисто-карбонатного состава, развитые по зонам продольных субширотных разрывных нарушений в углеродсодержащих сланцах, вмещают платинометалльное оруденение Пажского проявления. С габбродолеритами заонежского комплекса связана ванадиевая минерализация (пункт минерализации Бабы пороги).

На площади прогнозируемого Северо-Онежского рудного района выявлено 9 проявлений алмазов [87], 5 из них – на площади листа Р-36-ХП (Восточно-Габсельгское, Куйкозерское, Дедов ручей, Лобское и Верхнее Волозеро). Проявления алмазов связаны с выявленными в результате работ по ГДП-200 флюидогенными образованиями.

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 пликативно-дизъюнктивным строением, можно предположить, что развитие рассматриваемого типа минерализации обусловлено наложенными изменениями, связанными также и с постятулийскими процессами ТМА. В пользу этого говорит и развитие асбестизации по габбродолеритам в трещинках, пустотах выщелачивания и вдоль плоскостей рассланцевания. Авторы считают важным отметить сонахождение асбестовой и тальковой минерализации в пространстве. По мнению Ю. Б. Голованова [87], закономерным можно считать установленным факт наличия подрудной брекчии аргиллитов и алевролитов нижней пачки на доломитовом цементе с мелкочешуйчатым тальком в породах Краснополянского проявления асбеста. Всего в пределах Северо-Восточного крыла Онежской структуры известно 53 пункта асбестовой минерализации видимой мощностью от нескольких до 80–90 м и с содержанием асбеста – до 9 кг/т. По мнению В. С. Коровкина [40], возможности обнаружения месторождений щелочного асбеста среди карбонатно-глинистых пород туломозерской свиты в районе практически неограничены. Тальковая апокарбонатная минерагеническая формация по сравнению с асбестовой менее проявлена. Ее связь только с экзоконтактовыми изменениями тел ятулийских габбродолеритов не подтверждается автономным присутствием тальковой минерализации вне этих тел, в том числе в ассоциации с асбестовой минерализацией. Об «автономности» собственно тальковой минерализации свидетельствует развитие талькитов в скважине [87]. Талькиты развиваются уже по брекчированным тальк-хлоритовым метасоматитам. По результатам проведенных исследований, тальк является продуктом флюидогенных образований.

В восточной части прогнозируемого Северо-Онежского района с людиковийским этапом рудообразования связано Кочкомское проявление шунгита одноименной минерагенической формации и проявление платины Пажское, относящееся к платиноносной черносланцевой формации. Оба проявления локализованы в базальт-черносланцевой толще. Их прогнозные ресурсы не оценивались. Результаты проведенных работ показали присутствие в составе шунгитовых пород Кочкомского проявления наложенных минеральных фаз некогерентных элементов (Nb, Zr, Ba, TR, Cr, Ni и т. д.) – Nb-рутила, Hf, Ce, Th-содержащего циркона, ярозита, Th-монацита, ксенотима, хромшпинелидов, Ni-пирита, сафлорита, интерметаллидов Cr, Ni, а также Ba-КПШ, псевдоморфоз по оливину. Их присутствие хорошо соотносится с повышенным содержанием в породах редких, редкоземельных, тугоплавких элементов. Генетически такая специфика состава связывается авторами с наличием в породах Кочкомского проявления флюидогенных образований (ФО), связанных с инъективным привнесением эндогенного вещества и дальнейшим преобразованием вмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Учитывая сонахождение упомянутых фаз с углеродсодержащим веществом и их совместную форму нахождения в секущих трещинах, закономерно полагать нахождение в составе шунгитов Кочкомского проявления эндогенного миграционного углерода наряду с биогенным.

В пределах Северо-Онежского района выделен прогнозируемый *Повенецкий тальк-асбестовый прогнозируемый алмазонасный рудный узел* (2.1.1 di,asb,t). Параметры узла на рассматриваемой территории составляют 26×7 км. Он имеет продолжение на смежном с запада листе (Р-36-ХI), где 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 9 пунктов минерализации амфибол-асбеста амфибол-асбестовой апокарбонатной формации, одно проявление и пункт минерализации талька апокарбонатной формации, четыре проявления алмазов, шлиховые аномалии пироба, хромдиоксида, хромшпинелидов и золота, а также ареалы флюидогенных образований.



Повенецкий тальк-асбестовый потенциально алмазоносный прогнозируемый рудный узел перекрывается по площади с Лобским и Заонежским прогнозируемыми алмазоносными полями, выделенными ранее по результатам ГМК-500 на алмазы [116]. Для обоснования алмазоносности площади были привлечены следующие критерии.

– Приуроченность площади к Водлозерскому блоку AR-стабилизации с установленной алмазоносностью корней предполагаемых выплавок. Получено свидетельство о происхождении алмазов Кимозерского кимберлитового тела из перидотитов литосферной мантии. Предварительные Os-данные по сульфидным включениям из них дают нерадиогенное  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  отношение 0,109, указывая на позднеархейский или древний источник [48].

– Приуроченность по модельным геолого-геофизическим реконструкциям к обрамлению коромантийного поднятия, центр которого маркируется Бураковским массивом, с интенсивной повышенной изменчивостью параметров гравитационного и магнитного полей, кольцевым осложнением регионального магнитного поля на расчетной глубине 5–10 км, интерпретируемом как центр эндогенной активности.

– Локализация в пределах очаговой кольцевой структуры диаметром около 100 км, выделенной по материалам КС («Ландсат»).

– Расположение в пределах кимберлитоконтролирующей Балтийско-Мезенской зоны тектоно-магматической активизации (ТМА), фиксирующей область сочленения Балтийского щита и Русской плиты. В пределах зоны, в 60 км к юго-западу от южной границы листа располагается Кимозерское кимберлитовое тело. На северо-восточном продолжении Балтийско-Мезенской зоны локализован Зимнебережный алмазоносный район.

– Локализация в узле пересечения зон ТМА Войницко-Кимозерской северо-западного направления и субмеридиональной Восточно-Онежской. Большинство отображенных на КЗПИ разломов соответствующих направлений, по сути, являются активизированными элементами перечисленных зон.

– Расположение в зоне динамического влияния незрелого Онежского рифейского континентального рифта, активизированного в палеозойское время.

Непосредственно прямыми вещественными признаками алмазоносности являются находки алмазов в «карстовых» полостях среди терригенно-карбонатных отложений туломозерской свиты, в самих образованиях туломозерской свиты, в приплотиковых частях четвертичных отложениях, а также находки МИА-пиропов, хромдиопсидов, хромшпинелидов, муассанита. Максимальное количество алмазов в керновых пробах при бурении твердосплавными коронками составило 18 на вес пробы 1,7 кг, алмазными – 71 на 2 кг. Выявленные алмазы [87] по особенностям морфологии, строения и состава имеют аналоги среди алмазов кимберлитов северо-восточной окраины Балтийского щита и туффзитов Урала.

В ходе работ при опробовании четвертичных отложений, вскрытых скважиной 87, найден пироп переходного к гарцбургитовому парагенезиса. Следует отметить, что точки составов хромшпинелидов примыкающей к прогнозируемому Повенецкому узлу с востока Волозерской площади демонстрируют в подавляющем большинстве низкотитанистый тренд, отличный от кимозерского. Это дает дополнительное основание, учитывая перечисленные региональные критерии, предполагать здесь присутствие коренных источников архангельского типа.

К косвенным признакам алмазоносности относятся ареалы выявленных флюидогенных образований. Их специфический состав, включающий присутствие высокобарических минералов, позволяет проводить аналогию с составом алмазоносных пород (кимберлитов, лампроитов). К косвенным признакам алмазоносности также относятся две локальные аномалии предположительно трубочного типа, выделенные по результатам резонансно-акустического профилирования (РАП) [92].

Анализ закономерностей размещения нерудных полезных ископаемых в пределах прогнозируемого Северо-Онежского тальк-асбестового потенциально алмазоносного прогнозируемого рудного района показывает связь их формирования с полихронными флюидогенными процессами, ответственными за привнос эндогенного мантийного вещества и формирование ФО. Инъективное поступление глубинного вещества, обогащенного разнообразными полезными компонентами, в свою очередь, тесно сопряжено с эволюцией становления Онежской интракратонной структуры и ее активизацией, а также с активизацией других региональных структур, в частности зон глубинных долгоживущих разломов, контролирующих проявления алмазоносного магматизма восточной части ВЕП. В первую очередь, к ним относится зона сочленения «Щит–Плита».

Учитывая присутствие особенностей в составе кимберлитов Кимозера ( $\text{PR}_1$ , вепсий) и Золотницкого поля ( $\text{PZ}$ ,  $\text{D}_2\text{--C}_1$ ), близких к охарактеризованным для ФО площади, а также возрастные датировки, полученные для комплексных уран-ванадиевых месторождений Онежского рудного

района, присутствие флюидогенных образований на различных площадях зоны сочленения «Щит–Плита», а именно в Архангельской, Ленинградской областях [15], авторы обозначили возрастной индекс для прогнозируемого Северо-Онежского минерагенического района как  $PR_1$ –PZ.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

### ЗОЛОТО

Площади развития позднеархейских зеленокаменных структур на рассматриваемой территории являются наиболее перспективными как на золото, так и на другие рудные полезные ископаемые (никель, хром, асбест, тальк). Их рудоносность сопоставима с другими ЗКП Карельского региона.

Для оценки прогнозных ресурсов золота по категории  $P_3$  в качестве эталонного аналога выбран рудный узел Karel gold line золоторудного района Ялонвара-Хатту Западно-Карельской металлогенической зоны [134], 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 2 760–2 690 млн лет. Породы пояса Иломанси интенсивно смяты в складки и разбиты разломами различных направлений. В целом, структурно-геологическая позиция золоторудного района Ялонвара-Хатту аналогична таковой для Южно-Выгозерского золоторудного района. По данным финских исследователей [63] проявления золота пояса Иломанси относится к орогенному типу (orogenic gold-mesothermal). Литологические признаки не являются определяющими при контроле оруденения, при этом важным фактором является «компетентность» разреза рудовмещающих толщ. Золоторудная минерализация связана с зонами хрупко-пластических деформаций (шир-зонами) с проявленными в них процессами низкотемпературного метасоматоза. Прямая корреляция между золотом и серой отсутствует. Узел Karel gold line площадью  $\sim 100 \text{ км}^2$  включает в себя 23 объекта золоторудной малосульфидной формации, в т. ч. 6 малых и средних месторождений (Пампало, Хоско, Рамепуро, Мууринсуо, Куивисто и Куиттила). Золото встречено в кварцевых и кварц-карбонатных жилах, в дайках плагиопорфиров и кварцевых порфиров, измененных гранитоидах и в шир-зонах в метавулканитах. Содержание золота варьирует от 1 до 15,2 г/т. На 1 апреля 2011 г. запасы и прогнозные ресурсы золота в 6 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 месторождениями 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 Au. Т. о. суммарные запасы и прогнозные ресурсы эталона составляют 86,2 т и, следовательно, удельная площадная рудоносность ( $q$ ) равна  $888 \text{ кг/км}^2$  ( $86,2 \text{ т:}97 \text{ км}^2$ ).

С учетом принятого коэффициента подобия ( $k$ ), во многом отражающего степень изученности, и площади узлов ( $S$ ) величина прогнозных ресурсов ( $Q$ ) по категории  $P_3$ : для *Заломаевско-Рыбозерского узла* составила  $Q=k \times q \times S=0,6 \times 888 \times 142=76 \text{ т}$ , с учетом уже имеющихся утвержденных ресурсов по категории  $P_2$  в количестве 5 т  $Q=76-5=71 \text{ т}$ ; для *Вожозерско-Савинского прогнозируемого узла* –  $Q=k \times q \times S=0,635 \times 888 \times 47=26,5 \text{ т}$ . Прогнозные ресурсы золота двух выделяемых в Южно-Выгозерском и Сумозерско-Каменноозерском районах рудных узлов по категории  $P_3$  оцениваются в 97,5 т.

По Южно-Выгозерскому рудному району ФГУП «ЦНИГРИ» Протоколом № 2 от 20 декабря 2011 года подтверждены прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в количестве 80 т.

Оценивая в целом перспективность территории листа на золотое оруденение, следует признать ее довольно высокой. В пределах узлов рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 25 000.

### АЛМАЗЫ

По совокупности критериев, прямых и косвенных признаков, в качестве потенциально перспективной на выявление коренных источников алмазов кимберлит-лампроитового типа рас-

считается площадь *Повенецкого рудного узла*. Выделение по результатам РАП аномалий предположительно трубчатого типа дает основание ожидать на площади прогнозируемого Повенецкого узла обнаружение одного тела трубчатого типа диаметром 250–300 м.

Геологическое строение территории и его специфика не позволяют проводить прямую аналогию ни с одной из эталонных алмазоносных площадей. Поэтому при оценке прогнозных ресурсов по категории  $P_3$  в данной работе по согласованию и в соответствии с экспертной оценкой ЦНИГРИ использована прогнозная единица «минимально-промышленный объект» со средней площадью поверхностного сечения трубок 50 тыс. м<sup>2</sup> (диаметром изометричных трубок 250 м), глубиной прогноза 200 м, средним содержанием алмазов 0,7–0,8 карат/т, величиной прогнозных ресурсов 20 млн карат [116]. Таким образом, прогнозные ресурсы Повенецкого узла оценены по категории  $P_3$  в объеме  $20 \times 1 = 20$  млн карат (один минимально-промышленный объект) (прил. 5).

Несомненно, в связи с выявлением флюидогенных пород, аномалий предположительно трубчатого типа требуется дополнительное изучение площади. Здесь рекомендуется постановка поисковых работ масштаба 1 : 50 000.

## УРАН

Массовые поиски урана на площади листа осуществлялись при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [87, 124], масштаба 1 : 50 000 [99, 102, 143], сопровождали специализированные поисковые работы [81, 88], геофизические и геохимические работы в пределах отдельных участков [128]. Всего гамма-картаж проведен в 597 скважинах, радиометрические измерения гамма активности кристаллических пород и четвертичных отложений сопровождали геологосъемочные и поисковые маршруты – 2 677 обнажений и точек наблюдений. Результаты проведенных массовых поисков показывают, что все объекты наблюдения находятся в пределах естественной радиоактивности горных пород. По данным АГСМ [96] радиоактивных аномалий на площади листа также не выявлено.

В пределах Онежской структуры выявлен ряд радиоактивных аномалий и рудопроявлений урана. На смежном к западу листе (Р-36-ХI), к северо-западу от пос. Повенец при проведении глубинного геологического картирования [87] выявлены радиоактивные аномалии в альбит-доломит-слюдистых метасоматитах туломозерской свиты (рудопроявление Теплюкса). К юго-западу от рамки листа работами ПГО «Невскгеология» выявлены проявления урана Уницкое и Лахново (лист Р-36-ХVII, Р-36-ХVIII).

Все проявления находятся за пределами площади листа. Они локализируются в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД), к которым приурочены рудовмещающие зональные ореолы слюдиисто-щелочных метасоматитов.

Отсутствие значимых объектов, несущих урановую минерализацию, связано с расположением территории на периферии Онежской структуры, в пределах ее Северо-Восточного крыла. Продукты глубинной тектоно-магматической активности, в том числе и метасоматиты, несущие урановую минерализацию и локализованные в зонах СРД, закономерно в наибольшей степени проявлены в области центральной осевой части структуры.

Результаты массовых поисков, данные АГСМ, а также структурное расположение не позволяют надеяться на выделение в пределах площади значимых объектов.

Перспективы района в отношении полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями, невелики. Озы, являющиеся источником песчано-гравийного материала, имеют незначительные размеры и развиты незначительно. Ограниченным развитием пользуются и камы, являющиеся источником строительного песка. С ледниково-озерными отложениями неоплейстоцена связаны одно малое месторождение кирпичных глин и одно малое месторождение песчано-гравийного материала. К озерным отложениями голоцена приурочены одно малое месторождение строительного песка и одно малое месторождение сапропелей. В связи с широкой заболоченностью площади большие перспективы имеет разработка торфа, запасы которого весьма велики, а область применения достаточно широкая. На рассматриваемой территории известны 9 крупных месторождений торфа голоценового возраста. Все месторождения находятся в резерве (законсервированными).

Два россыпных проявления золота, связанных с четвертичными отложениями (Выгорецкое и р. Пажа), ввиду малых концентраций интереса не представляет.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В структурно-гидрогеологическом плане территория относится к Карельскому гидрогеологическому району Балтийского гидрогеологического массива [12]. Подземные воды в пределах рассматриваемой территории содержатся в прерывистом слое четвертичных отложений и в верхней трещиноватой зоне кристаллических пород (рис. 35).

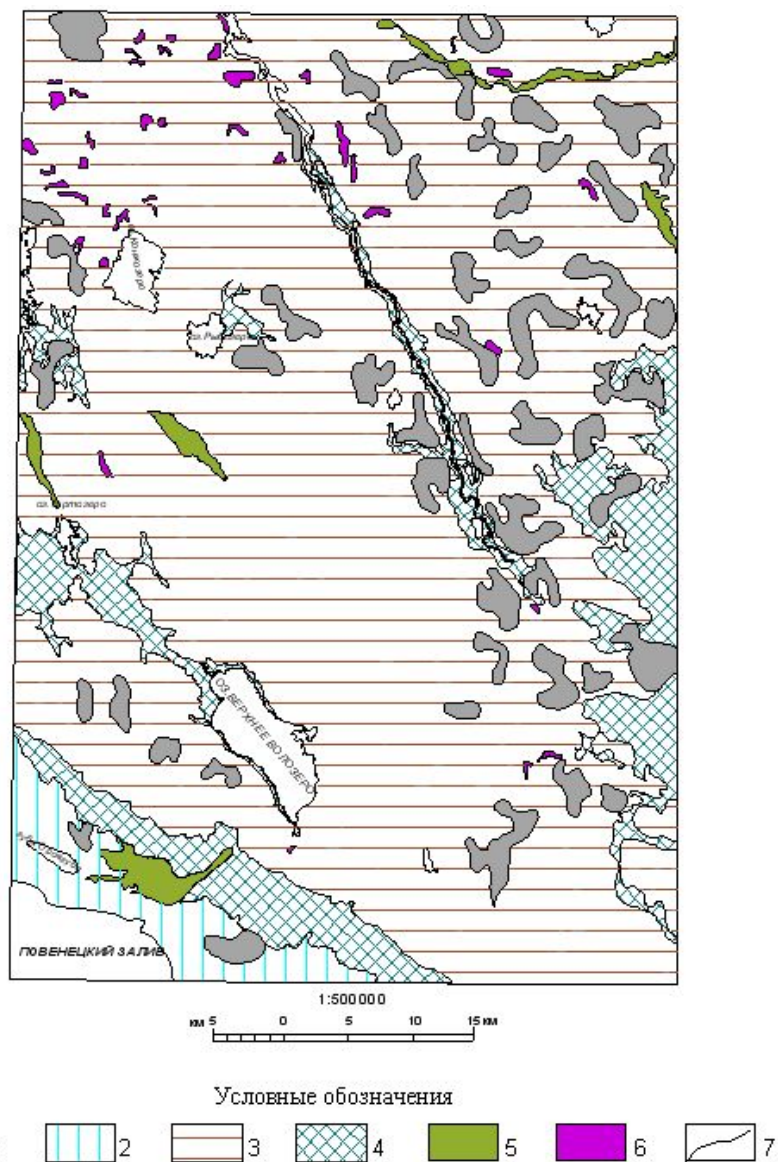


Рис. 35. Схема распространения основных гидрогеологических подразделений.

1 – водонасыщенный горизонт торфяников; 2 – водонасыщенный горизонт озерных отложений; 3 – водонасыщенный горизонт ледниковых отложений; 4 – водонасыщенный горизонт ледниково-озерных отложений; 5 – водонасыщенный горизонт флювиогляциальных отложений; 6 – водонасыщенный комплекс дочетвертичных пород; 7 – границы водонасыщенных горизонтов.

Подземные воды принадлежат преимущественно к зоне свободного водообмена, формирующегося под влиянием дренирующего воздействия речной сети и климатических факторов. Питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков. Режим подземных вод подвержен сезонным колебаниям. Годовая амплитуда колебания уровня подземных вод – 1–5 м. В засушливое время года на вершинах и верхних частях склонов возвышенностей вода отсутствует.

Общий поверхностный и подземный сток происходит в Белое море и Онежское озеро, отклоняясь на отдельных участках в разные стороны по направлению к рекам и озерам. В связи с отсутствием выделяемого водоупорного слоя воды четвертичных отложений и кристаллических пород гидравлически связаны между собой и образуют общее зеркало грунтовых вод.

**Воды четвертичных отложений.** Водоносными являются практически все генетические типы четвертичных отложений (рис. 35).

Широко распространены *воды торфяно-болотных отложений*. Эти отложения являются наиболее водообильными из всех водоносных горизонтов, так как в них происходит накопление поверхностных и грунтовых вод. Водоотдача болот слабая (только через испарение, а оно мало, поэтому они сильно обводнены в продолжение всего летнего периода). Верховые болота летом пересыхают, весной и осенью воды в них стоят у поверхности. Низменные болота отличаются более сильной обводненностью, имеют большие статистические запасы. Режим их частично связан с режимом поверхностных вод озер и ложбин. В торфяниках водоносные участки полностью совпадают с контурами болот. Болота представляют собой хранилища грунтовых вод и являются своеобразными регуляторами режима подземных вод всех водоносных горизонтов.

*Воды озерных отложений* преимущественно распространены на юго-западе территории. Озерные отложения, слагающие террасы Онежского озера, представлены песками разной зернистости.

*Воды озерно-ледниковых отложений* имеют довольно широкое распространение. Отложения представлены в основном мелко- и среднезернистыми песками, реже – ленточными глинами. Воды вскрываются на глубинах от 0,0–0,9 м. В зависимости от механического состава отложения могут быть слабообводненными и среднеобводненными. Дебит источников, вытекающих в основании речных пойм из ледниково-озерных отложений, составляет 0,1–0,3 л/с. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков и подтоков поверхностных вод. Воды пресные, без цвета, без запаха, мягкие с минерализацией 40–60 мг/л, общая жесткость – 0,3–0,6 мг-экв, обладают кислой или нейтральной реакцией (рН=4–7). Пригодные для питья. Воды в основном безнапорные. Дебит шурфов достигает 0,01–0,1 м<sup>3</sup>/ч. Водоупорами служат глинистые разности озерно-ледниковых отложений или нижележащие ледниковые отложения [99].

*Воды флювиогляциальных отложений* вскрыты шурфами на глубинах 1,6–7,5 м и приурочены к хорошо отмытым пескам различной зернистости. Питаются воды этого типа за счет инфильтрации атмосферных осадков. Статический уровень вод колеблется от 1,1 до 8,5 м, дебит колодцев – 0,3–3,0 м<sup>3</sup>/ч. Вода прозрачная, рН=5,7, минерализация – 200 мг/л [126]. Воды описанного горизонта являются наиболее подходящими для снабжения населения питьевой водой.

В *ледниковых отложениях воды* содержатся в разнозернистых песках и валунных супесях, приуроченных к депрессиям рельефа кристаллических пород. На возвышенностях морена безводна или слабо обводнена вблизи контакта с кристаллическими породами. Воды ледниковых отложений распространены на значительных площадях. Глубина залегания непостоянна – от 1,6 до 5 м в зависимости от рельефа местности и литологического состава отложений. Дебит источников – 0,3–0,7 л/с [99].

Во флювиогляциальных, озерно-ледниковых и озерных отложениях водосодержащими являются песчано-галечниковые образования, пески и супеси. В понижениях рельефа эти воды образуют общий водоносный горизонт с водами морены и торфяников. Воды вскрываются на глубинах от 0,9–7,5 м. Фильтрационные свойства водонасыщенных пород различны. Максимальный коэффициент фильтрации имеют песчано-галечниковые образования – 20–40 м/сут, песков – 0,2–13 м/сут, супесей – до 0,1 м/сут. Коэффициент фильтрации торфяников изменяется в пределах 1,7–5,4 м/сут. Водообильность различных четвертичных отложений средняя. Удельный дебит скважин измеряется десятками и сотыми долями л/с. Дебит источников не превышает 0,3–0,5 л/с. Для гравийно-галечных отложений водно-ледникового генезиса удельный дебит скважин увеличивается до 1,0–2,7 л/с, а дебит источников – до 5–10 л/с.

**Воды кристаллических пород** характеризуются слабой водоносностью. Степень обводненности кристаллических пород прямо пропорциональна степени их трещиноватости. Различают подземные воды, приуроченные к зонам выветривания кристаллических пород (трещин-

ные воды) и зонам повышенной трещиноватости в пределах тектонических нарушений (трещинно-жильные воды).

Трещинные воды зон выветривания кристаллических пород развиты на глубину 2–7 м, реже – 20–30 м. Источником питания трещинных и трещинно-жильных вод являются грунтовые воды вышележащих водоносных горизонтов четвертичных отложений, атмосферные осадки, реже – поверхностные воды. Уровни подземных вод трещиноватых пород фиксируются на глубинах 2,0–15 м. Удельный дебит скважин измеряется тысячными и сотыми долями л/с и только в зонах тектонических нарушений достигает 1 л/с и более. Фильтрационные свойства кристаллических пород сильно различаются как по площади, так и по разрезу, наиболее высокие их значения приурочены к тектонически ослабленным зонам. Эффективная трещиноватость кристаллических пород с глубиной затухает и водопроницаемость уменьшается. Коэффициент фильтрации трещиноватых кристаллических пород колеблется в пределах 0,15–0,2 м/сут. Вне зон распространения трещиноватости кристаллические породы являются водоупором для грунтовых вод четвертичных отложений.

По своим физико-химическим свойствам воды четвертичных отложений и кристаллических пород мало отличаются и характеризуются хорошим вкусом, прозрачностью, слабой минерализацией (табл. 2), значительной мягкостью, относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-магниевому типу. Местами подземные воды четвертичных отложений характеризуются повышенным содержанием железа (до 5–8 мг/дм<sup>3</sup>) [110]. Наиболее перспективными для целей водоснабжения являются подземные воды, приуроченные к известняково-доломитовым толщам, развитым в южной части территории листа вдоль побережья Онежского озера [12, 110] и горизонт, сложенный флювиогляциальными песчано-гравийно-галечными отложениями. В пределах площади листа специальные исследования подземных вод не проводились. Имеющиеся данные получены при комплексной геологической съемке различных масштабов, сопровождавшейся горными и буровыми работами [110, 140].

Таблица 2

Схема гидрогеологической стратификации

Гидрогеологические подразделения	Индекс	Мощность, м	Кэфф. фильтрации, м/сут	Химический состав подземных вод	
Четвертичный водоносный комплекс	Водоносный горизонт болотных (палустрий) отложений	plH	до 3,5	1,7-5,4	Гидрокарбонатные кальциевые. М - 0,01-0,1 г/дм <sup>3</sup>
	Водоносный горизонт озерных отложений. Пески	lH	до 10	0,5–2	Гидрокарбонатные кальциево-натриевые. М - 0,03-0,4 г/дм <sup>3</sup>
	Относительно водоупорный горизонт озерно-ледниковых отложений. Пески	lglllos	до 20	0,2-13	Гидрокарбонатные кальциево-магниевые. М - 0,04-0,2 г/дм <sup>3</sup>
	Водоносный горизонт флювиогляциальных отложений. Пески с гравием, галькой, валунами	filllos	до 46	20-40	Гидрокарбонатные кальциево-натриевые. М - 0,02-0,14 г/дм <sup>3</sup>
	Относительно водоупорный горизонт ледниковых отложений. Валунные пески, супеси	glllos	до 40	0,02-1,8	Гидрокарбонатные кальциево-натриево-магниевые. М - 0,05-0,18 г/дм <sup>3</sup>
Архей-протерозойская водоносная зона трещиноватости	AR-PR		0,15-0,2	Гидрокарбонатные кальциево-магниевые и кальциево-натриево-магниевые. М - 0,06-0,15 г/дм <sup>3</sup>	

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа расположена в пределах бореальной ландшафтной зоны с умеренно холодным гумидным климатом. На территории листа выделяются три типа ландшафтов, показанные на эколого-геологической схеме.

*Первый тип* – равнины структурно-денудационные холмистые, грядово-холмистые, грядовые на архейских гранитоидах, на позднеархейских и нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных образованиях развит на северо-западе территории.

*Второй тип* – аккумулятивные равнины, сложенные ледниковыми песками, супесями, суглинками, озерными песками, водно-ледниковыми песками, супесями, ленточными глинами с почвами дерново-подзолистыми, пользуются наибольшим развитием в пределах территории листа.

*Третий тип* – болотные равнины, занимают значительную площадь территории, особенно в восточной ее части. Сложены равнины биогенными отложениями. Почвы болотные торфяные и торфяно-глеевые, характерны для верховых и переходных болот, а торфяные и перегнойно-торфяно-глеевые – для низинных.

По критериям геодинамической устойчивости ландшафтов всю территорию листа можно отнести к устойчивой.

По критериям оценки геохимической устойчивости первый тип ландшафта – структурно-денудационные равнины – оценивается как устойчивый. Второй – аккумулятивные равнины – средней устойчивости. Третий тип ландшафта – болотные равнины – является малоустойчивым.

Практически вся площадь работ залесена, за исключением болотистых участков, где лесной покров существенно разрежен. Леса смешанные с преобладанием хвойных пород (ель, сосна) с примесью березы. Леса засорены буреломом и валежником. Просеки имеются во всех лесных массивах, ширина – 2–4 м, иногда – 10–20 м. Повсеместно встречаются небольшие гаревые участки. Участки лесозаготовок занимают небольшие площади и частично подвергаются рекультивации.

В центральной части листа к северо-западу от поселка Огорельши находится государственный региональный памятник природы болото «Комарницкое». Площадь болота – 510 га, охранная зона вокруг него – 200 м. Режим охраны и использования – запрещены все виды лесопользования, мелиорация, сбор растений, строительство сооружений.

В связи с нерестилищами ценных промысловых рыб вдоль берега Онежского озера и некоторых рек, впадающих в него (Нелекса, Пажа и др.), создана охранная зона.

На территории листа находится ряд песчаных и песчано-гравийных карьеров средней глубиной около 4 м, расположенных, в основном, в юго-западной части территории листа. Они приурочены к трассе Медвежьегорск–Пудож. Часть из них рекультивирована.

Экзогенные геологические процессы на территории проявляются слабо и имеют низкую степень интенсивности.

Вдоль юго-западной границы проходит шоссейная дорога, соединяющая поселок городского типа Пудож и город Медвежьегорск, находящийся на Октябрьской железной дороге. В пределах самой площади располагаются поселки Волозеро, Огорельши, Новая Габсельга и др., сообщение между которыми осуществляется по грунтовым дорогам областного и местного значения. Кроме того, на территории развита сеть лесовозных дорог.

Потенциальную опасность, как источник закисления и загрязнения поверхностных вод, представляют атмосферные осадки, выпадающие на территории Карелии в целом. Они постоянно кислые (рН от 4,1 до 6,5) с постоянным содержанием сульфатов и нитратов, а поверхностные воды территории отличаются низкой минерализацией и щелочностью, что обуславливает их значительную буферную емкость и слабую устойчивость к закислению. Воды из четвертич-

ных отложений зачастую содержат повышенное содержание железа, превышающие на порядок ПДК.

На основании имеющихся природных и техногенных факторов, оказывающих влияние на состояние природной среды, эколого-геологическая обстановка территории оценивается в целом как *благоприятная*. *Удовлетворительная* только на юге территории, где проходит шоссе Медвежьегорск–Пудож и сосредоточено большинство карьеров, участков лесозаготовок и поселков.

---



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе результатов проведенного ГДП-200 составлен комплект Госгеолкарты-200/2 и объяснительная записка, обобщающие результаты геологосъемочных, поисковых и тематических исследований площади листа Р-36-ХII. Геологическая карта составлена в соответствии с легендой Карельской серии [97] и существенно отличается по детальности расчленения и изученности вещественного состава, выделенных подразделений от Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 первого поколения [109]. В результате полученных новых данных о геологическом строении территории в легенду Карельской серии внесены дополнения. Анализ совокупности геолого-геофизической информации, современных представлений о геодинамическом развитии раннедокембрийских регионов с использованием новых данных о геохронологическом возрасте пород и их геохимических характеристик позволил сделать ряд новых выводов о геологическом строении территории, уточнить степень ее перспективности на рудные и нерудные полезные ископаемые.

1. Проведено расчленение вожминской серии среднего лопия. Обосновано отсутствие в ее разрезе выделяемых предшествующими работами [143] рыбозерской и каменноозерской толщ. Согласно Петрографическому кодексу [43] в составе вожминской серии выделен вожмозерский вулканический комплекс, состоящий из покровной фации (вожмозерская толща) и субвулканической фации (силлы и дайки метагаббро, метагаббродолеритов), характеризующиеся однотипными признаками составов и пространственной сопряженностью. Установлен радиологический возраст метагаббро субвулканической фации, равный  $2\,857 \pm 7$  млн лет (U-Pb SHRIMP-II по циркону).

Кумбуксинская толща согласно Петрографическому кодексу [43] выделена в ранге покровной фации кумбуксинского вулканического комплекса.

2. Выявлены существенные различия в распределении концентраций редких и редкоземельных элементов в метавулканитах архейского и протерозойского возраста. Это дает дополнительный ключ для идентификации пород в сложных геологических условиях.

3. На основании геохронологических данных и определения петрогеохимической специализации впервые проведено расчленение лопийских магматических комплексов основного состава и обоснована их принадлежность к трем различным вещественно-временным уровням. Это толеитовые метагаббродолериты субвулканической фации вожмозерского вулканического комплекса, метагаббро с повышенным содержанием титана ранней фазы шилосского комплекса с возрастом  $2\,869 \pm 12$  млн лет и магнезиальные метагаббро поздней фазы каменноозерского комплекса с возрастом  $2\,840 \pm 5$  и  $2\,818 \pm 14$  млн лет.

4. Впервые проведено геохронологическое и петрогеохимическое расчленение дайковых тел андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса, интрузирующих лопийские толщи метавулканитов. Они характеризуются непрерывными трендами концентрации как петрогенных, так и редкоземельных элементов (41 проба) и достаточно продолжительным временным интервалом образования от  $2\,862 \pm 8$  до  $2\,785 \pm 15$  млн лет (7 определений), что соответствует уровню среднего лопия. Какая-либо корреляция между составами и временем кристаллизации отсутствует.

5. Внесены изменения в расчленении комплексов гранитоидов, обусловленные полученными новыми данными и новыми требованиями Петрографического кодекса [43]. Впервые методом локального датирования определены их абсолютные возраста и современные геохимические характеристики.

Из телекинского комплекса выделены умереннощелочные граниты Конжозерского массива с возрастом  $2\,762 \pm 9$  млн лет. Минеральный состав и геохимические характеристики позволили включить их в единый сквозной хаутаварский комплекс умереннощелочных гранитов.

Плагιοгранитоиды и мигматиты, ранее входящие в состав выгозерского метаморфического [143] и выгозерского мигматит-плагιοгранитного [97] комплексов, но несоответствующие но-

вым требованиям [43], выделены в качестве ранне-среднелопийских нерасчлененных плагиогранитов.

Выделен водлозерский комплекс тоналитов–плагиогранитов, характеризующий древнюю составляющую Водлозерского блока. Получены геохимические характеристики и определены абсолютные возраста пород, входящих в его состав: плагиограниты –  $3\ 144 \pm 10$  млн лет, кварцевые диориты –  $3\ 140 \pm 12$  млн лет.

6. Установлен характер границы архея и протерозоя. По анализу предшествующих материалов и в ходе полевых работ, под протерозойскими образованиями картируются химические коры выветривания. В Северо-Восточном крыле Онежской структуры вскрыт ее полный разрез мощностью 9,9 м. Это свидетельствует о крупном перерыве и стратиграфическом несогласии, отделяющем эродированные и пенепленизированные гранит-зеленокаменные образования позднеархейского кратона от вышележащих раннепротерозойских осадочно-вулканогенных отложений.

7. Согласно Петрографическому кодексу [43] в единый северо-сегозерский вулканический комплекс нижнего ятулия, объединены толеитовые метабазалты северо-сегозерской свиты и выделенные впервые (отсутствующие в СЛ-200) силлы и дайки метагаббро и метагаббродолеритов. Они соответствуют покровной (северо-сегозерская свита) и субвулканической (силлы и дайки метагаббро, метагаббродолеритов) фациям вулканического комплекса.

К покровной фации медвежьегорского вулканического комплекса согласно [43] отнесена и медвежьегорская свита.

8. По анализу разрезов ятулийских осадочных и терригенно-осадочных отложений нижнего протерозоя установлен трансгрессивно-регрессивный характер развития водного бассейна в протерозойское время. Полученные геохимические характеристики терригенных пород янгозерской свиты нижнего ятулия свидетельствуют о средней степени зрелости терригенного материала и о смешанном составе пород в области сноса.

9. По результатам петрографо-микроэлектронных исследований с использованием геологических данных на площади развития туломозерской и заонежской свит впервые выделены флюидогенные образования и предварительно локализованы участки их развития. Породы характеризуются наличием высокомагнезиального флогопита, псевдоморфоз по оливину, высокохромистых, редкометалльных, Ва-содержащих фаз, углеродсодержащего вещества. Их присутствие связывается с инъективным привнесением глубинного вещества. Предполагаемый возраст флюидолитов –  $PR_2$ – $PZ$ . Обоснована связь с ними известных на площади проявлений алмазов и прогнозируемых источников алмазов кимберлит-лампроитового типа.

10. Выполнено минерагеническое районирование территории на основе анализа ретроспективных данных с учетом вновь полученных материалов. В пределах Восточно-Карельской хром-медно-никелевой золоторудной зоны выделены два минерагенических района – Южно-Выгозерский хром-никелево-золоторудный и Сумозерско-Каменноозерский медно-никелево-золоторудный, а в их составе соответственно Заломаевско-Рыбозерский золоторудный узел и прогнозируемый Вожмозерско-Савинский золоторудный узел.

В пределах Онежской титан-ванадиевой (асбесто-алмазной) минерагенической зоны выделен Северо-Онежский тальк-асбестовый алмазоносный прогнозируемый минерагенический район, в контуре которого выделяется прогнозируемый Повенецкий тальк-асбестовый потенциально алмазоносный минерагенический узел.

11. Подсчитаны прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , составившие: золота – 97,5 т, в том числе: по Заломаевско-Рыбозерскому рудному узлу – 71 т, по прогнозируемому Вожмозерско-Савинскому рудному узлу – 26,5 т; алмазов – 20 млн карат – по Повенецкому рудному узлу.

Прогнозные ресурсы золота Заломаевско-Рыбозерского рудного узла категории  $P_3$  и прогнозные ресурсы алмазов Повенецкого рудного узла категории  $P_3$  прошли экспертную оценку ВСЕГЕИ. Прогнозные ресурсы золота прогнозируемого Вожмозерско-Савинского рудного узла категории  $P_3$  в количестве 26,5 т приняты как авторские.

Для площадей, выделенных на золотое оруденение, рекомендованы поисковые и поисково-оценочные работы масштаба 1 : 25 000, а для потенциально алмазоносного Повенецкого рудного узла – детальные наземные геофизические работы по заверке выявленных аномалий и поисковые работы масштаба 1 : 50 000.

12. Впервые на всю территории листа Р-36-ХП составлена карта четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 с зарамочным оформлением, включающим геоморфологическую схему масштаба 1 : 500 000, разрезы, схемы корреляции. Составлена геолого-экологическая схема масштаба 1 : 500 000, характеризующая территорию как благоприятную и удовлетворительную по степени эколого-геологической опасности.

Одновременно с достигнутыми результатами работа по составлению комплекта Госгеолкарты-200/2 листа Р-36-ХП выявила ряд проблем, спорных и дискуссионных вопросов по различным аспектам геологического строения и металлогении территории.

– Одной из важных проблем является структурно-формационное районирование как рассматриваемой территории, так и всего Карельского региона. В данной работе принято структурно-формационное районирование согласно действующей легенде Карельской серии [97]. Однако по принятым в СЛ-200 схемам структурно-формационного районирования для рассматриваемой территории оно фактически проводится по возрастному принципу (по вертикали). На площади листа Р-36-ХП геологические образования архейского возраста располагаются в пределах Восточно-Карельской зоны, а протерозойского – в Центрально-Карельской. При этом одной скважиной вскрывается непрерывный разрез через кору выветривания от одной зоны к другой. Достаточно стабильный Водлозерский блок, сложенный преимущественно древними ТТГ комплексами, на разных временных схемах попадает в Восточно-Карельскую СФЗ – в архейское время и в Центрально-Карельскую СФЗ – в протерозое.

– Часто на границах, выделенных на схеме «Структурно-формационного районирование...» к СЛ-200 КС зон и подзон структурно продолжающиеся по простиранию геологические подразделения (свиты, подсвиты, комплексы) при идентичном строении и составе имеют разное название. Нужно учитывать и недостаточную обоснованность и нечеткость самих выделяемых границ структурно-формационных зон и подзон.

– Одинаковые названия разновозрастных зон (Восточно-Карельская и Центрально-Карельская), принятые в СЛ-200 как на архейское время, так и на протерозойское с несовпадающими границами создают трудности в интерпретации материала.

Для решения перечисленных проблем необходимо создание современной схемы тектонического районирования всего Карельского региона.

– Трудно разрешимой в силу крайне плохой обнаженности остается задача расчленения ранне-среднелопийских гранитов, слагающих в пределах листа Р-36-ХП обширные площади.

– Ввиду трудности или невозможности выделения цирконов из пород основного–ультраосновного состава остались геохронологически не охарактеризованными ультрабазиты каменно-озерского комплекса, метабазальты и габбродолериты северо-сегозерского вулканического комплекса и метавулканиты вожминской серии.

– Остается дискуссионным возраст габбродолеритов, интрузирующих черносланцевые отложения заонежской свиты, традиционно отнесенные к заонежскому комплексу людиковия. Выполненное определение изотопного возраста показало дискордантный (по 11 зернам циркона) возраст кристаллизации габброамфиболитов –  $868 \pm 50$  млн лет. Конкордантный возраст, рассчитанный для пяти зерен, близок к дискордантному значению и составляет  $837 \pm 50$  млн лет. Поскольку датированная проба циркона малочисленная (15 зерен), а полученный радиологический возраст изученных пород значительно моложе ожидаемого значения и отвечает рифею, возникают сомнения относительно аутентичности выделенных кристаллов. В пользу подлинности цирконов выступает их морфология, характерная для зерен цирконов из габбро и их однотипность. Учитывая сказанное, полученное значение возраста рассматриваемых метагаббро нельзя считать полностью доказанным.

– Требуется дальнейших исследований вопрос более уверенного расчленения терригенно-карбонатных отложений туломозерской свиты. На сегодняшний день материала, полученного в результате предшествующих и собственных буровых работ, для решения этого вопроса не достаточно.

– Остаются дискуссионными вопросы возрастного разделения метаморфо-метасоматических преобразований в лопийских комплексах и связанного с ними возраста золотого оруденения.

– Следует продолжить изучение состава площадей развития и возраста, выделенных в результате проведения ГДП-200 флюидогенных образований. Дальнейшее их изучение может привести к новому пониманию и решению многих вопросов прогнозно-поисковой геологии района.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. – М.–СПб: ГЕОКАРТ, ГЕОС, ВСЕГЕИ, 2011. 240 с.
2. *Арестова Н. А., Лобач-Жученко С. Б. и др.* Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // *Петрология*. Т. 7, № 2, 1999. С. 156–173.
3. *Арестова Н. А.* Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // *Региональная геология и металлогения*. № 36. – М., 2008. С. 5–18.
4. *Арт Дж.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы*. – М.: Мир, 1983. С. 99–105.
5. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О. А. Богатикова. – М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
6. *Ахмедов А. М., Орлова М. Т., Якобсон К. Э.* Щелочно-ультраосновной вулканизм в раннем протерозое Онежского прогиба // *Доклады АН*. Т. 326, № 2, 1992.
7. *Беляцкий Б. В. и др.* Новые данные по U-Pb и Sm-Nb изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // *Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия»*. – Апатиты, 2002. С. 42–44.
8. *Бискэ Н. С.* Минеральный состав и структурно-текстурные особенности высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 13. – Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2010. С. 80–87.
9. *Борисов П. А.* Карельские шунгиты. – Петрозаводск, 1956. 92 с.
10. *Вревский А. Б., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. и др.* Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // *Геотектоника*. № 4. – М., 2010. С. 20–38.
11. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. – Л.: Недра, 1977. 183 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-(35)–37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. – СПб: Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 322 с. (МПР России, ВСЕГЕИ).
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская. Лист Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII, VIII (Сергиево). Объяснительная записка. – СПб: Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 94 с. (МПР России, ПГО «Архангельскгеология»).
14. *Демидов И. Н.* Деграция поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 8. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 134–142.
15. *Енгальчев С. Ю.* Проявления инъекционных флюидолитов верховьях р. Оредеж на юго-западе Ленинградской области // *Материалы XIX Конференции молодых ученых*. – Апатиты, 2008. С. 18–20.
16. *Жариков В. А., Ходаревская Л. И.* Плавление амфиболитов: составы парциальных расплавов при давлении 5–25 кбар // *Доклады АН*. Т. 341, № 6, 1995. С. 799–803.
17. *Золотов Е. Е., Костюченко С. Л., Ракитов В. А. и др.* Неоднородности верхней мантии Балтийского щита по данным сейсмической томографии // *Разведка и охрана недр*. № 2, 2000. С. 27–29.
18. *Иваников В. В.* Архейские сиениты и монзониты Карелии // *Вестник Санкт-Петербургского Университета*. Сер. 7, вып. 4, 1997.
19. *Иващенко В. И., Голубев А. И.* Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Карельского региона на крупные месторождения золота // *Материалы Всероссийской конференции по геодинамике, магматизму, седиментогенезу и минерации Северо-Запада России*. – Петрозаводск, 2007. С. 147–150.
20. *Каминский В. Ф., Белоусова Е. А.* Манганоильменит как минерал-спутник алмаза в кимберлитах // *Геология и геофизика*. Т. 50, № 12, 2009. С. 1560–1570.
21. *Кожевников В. Н.* Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 5–17.
22. *Костин В. А.* Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (Юго-Восточная Карелия). – Петрозаводск, 1989. 165 с.
23. *Кулешевич Л. В.* Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 267 с.

24. Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 81–99.
25. Кузьмин И. А. Перспективы коренной алмазности Нижнего Приангарья. – Красноярск. 2010. 97 с.
26. Куликов В. С., Куликова В. В. К выделению Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса архея на восточной окраине Балтийского щита // Геология раннего докембрия архея. – Петрозаводск, 1979. С. 70–76.
27. Куликов В. С., Куликова В. В., Федюк А. В. К стратиграфии лопия Каменноозерской структуры Ветреного пояса (Операт. информ. материалы). – Петрозаводск, 1983. С. 27–30.
28. Куликова В. В., Куликов В. С. Новые данные об архейских перидотитовых коматитах в Восточной Карелии // Доклады АН СССР. Т. 259, № 3, 1981. С. 693–696.
29. Леденева Н. В. Минералогия и условия локализации уран-благороднометалльно-ванадиевого оруденения. Онежский рудный район (Автореф. канд. дис.). – М., 2004. 137 с.
30. Леонов М. Г. Онежская мульда и Мичиганский бассейн: сравнительная геодинамика и образование внутриплитных отрицательных морфоструктур // Геотектоника. № 3, 2004. С. 31–54.
31. Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. Т. 7, № 2, 1999. С. 156–173.
32. Лукашов А. Д. Неотектонические движения // В кн.: Геология Карелии. – Л.: Наука, 1987. С. 125–128.
33. Макарихин В. В., Медведев П. В., Саук Ю. И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. – Петрозаводск: ИГ КНЦРАН, 1995. С. 72–83.
34. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. – М., 1965. С. 327.
35. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. – М., 1973. 322 с.
36. Мелинаускене Л. В. Характер верхней границы ятулийского надгоризонта в Онежской структуре // Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 18–26.
37. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1, 2 / Михайлов В. П., Леонтьев А. Г. и др. – Петрозаводск: Карелия, 2005.
38. Миясиро А. Метаморфические пояса. – М., 1976. 535 с.
39. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. 100 с.
40. Недра Северо-Запада Российской Федерации / Под ред. Якобсона К. Э. – СПб, 2003. 220 с.
41. Овчинникова Г. В., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. и др. Геохронология и петрология позднекинематических гранитов Юго-Восточной Карелии по геохимическим и изотопным данным // Геохимия. № 11, 1990. С. 1561–1573.
42. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
43. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье исправленное и дополненное. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
44. Полеховский Ю. С., Тарасова И. Н., Нестеров А. Р. Благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы Севера Европейской части России: Тез. докл. – Петрозаводск, 1995. С. 85–87.
45. Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Ручьев А. М. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока // Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 11–13 ноября 2009 г.). С. 235–239.
46. Стратиграфический кодекс. Издание третье. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 56 с.
47. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13, 2010. С. 88–107.
48. Устинов В. Н., Загайный А. К., Смит К. Б. и др. Раннепротерозойские алмазносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. Т. 50, № 9, 2009. С. 963–977.
49. Филиппов М. М., Бискэ Н. С. Признаки АВПД в метасапропелитах заонежской свиты палеопротерозоя Карелии // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения П. Н. Кропоткина. – М., 2010. С. 599–603.
50. Чекулаев В. П., Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б. и др. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейского комплекса Карелии. Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. – СПб: Наука, 1994. С. 69–86.
51. Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. – Апатиты, 1993. 90 с.
52. Эволюция метаморфизма архейских зеленокаменных поясов / Новицкий И. П., Лазур О. Г., Гулько Н. И. и др. // Геология и метаморфизм зеленокаменных поясов. – Петрозаводск, 1988. С. 110–119.
53. Эрманович И. Ф., Мак-Ритчи У. Д., Хаустон У. Н. Петрохимия и тектоническое положение плутонических пород провинции озера Верхнего в Манитобе // В кн.: Трондземиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. С. 239–269.
54. Abbot D. Plumes and hotspots as sources of greenstone belts // Litos. Vol. 37, 1996. P. 113–127.
55. Arndt N. R., Albrede F., Nisbert E. G. Mafic and ultramafic magmatism. Greenstone Belts. De Wit M., Ashwal L. D. (Ed) Oxford Monographs on Geology and Geophysics. № 35, 1997. P. 760–766.
56. Arndt N. R., Brusak G., Reischmann T. The oldest continental and oceanic plateaus: geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara craton. Spec. Pap. Geol., Soc. Am. Vol. 362, 2001. P. 359–381.
57. Baksi A. K. Search for a deep mantle component in mafic lava using Nb-Y-Zr plot. Can. J. Earth Sci. Vol. 38, 2001. P. 813–834.

58. *Chappel B. W., White A. J.* Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* Vol. 8, 1974. P. 173–174.
59. *Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappell B. W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 80, 1982. P. 189–200.
60. *Condie K. C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos.* Vol. 79, 2005. P. 491–504.
61. *Fitton J. G., Sanders A. D., Norry M. J. et al.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Plan. Sci. Lett.* Vol. 133, 1997. P. 197–208.
62. *Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology.* Vol. 42, 2001. P. 2033–2048.
63. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late archean Hattu Schist Belt, Pomantsi, Eastern Finland / *Pekka A. Nurmi, Peter Sorjonen-Ward.* Espoo, 1993.
64. *Hersberg C.* Generation of plume through time an experimental perspective // *Chemical geology.* Vol. 126, 1995. P. 1–16.
65. *Kerr A. S., White R. V., Suunders A. D.* LIP reading: recognizing oceanic plateau in the geological record // *J. Petrol.* Vol. 41(7), 2000. P. 1041–1055.
66. *Lobach-Zhuchenko S., Chekulayev V., Sergeev S.* Archaean rocks from south-eastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain). *Precambrian Res.* Vol. 62, 1993. P. 375–397.
67. *Maniar P. D.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bul.* Vol. 101, 1989. P. 635–643.
68. *Nesbitt H. W., Yong G. M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* Vol. 299, 1982. P. 715–717.
69. *Nesbitt H. W., Yong G. M.* Formation and diagenesis of weathering profiles // *Journal of Geology.* Vol. 97, 1989. P. 129–147.
70. *Puchtel I., Haase K., Hofmann A. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* Vol. 61, № 6, 1997. P. 1205–1222.
71. *Rapp R. P., Watson E. B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.* Vol. 36, 1995. P. 891–931.
72. *Rudnick R. I.* Making continental crust // *Nature.* Vol. 378, 1995. P. 571–578.
73. *Singh J., Johannes W.* Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 125, 1996. P. 26–44.
74. *Sun S. S., McDonough W. F.* Magmatism in the ocean basins // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* Vol. 42, 1989. P. 313–345.
75. *Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 95, 1987. P. 407–419.

#### Фондовая\*

76. *Анкудинов С. А., Мурова Э. В., Кравцов Г. Г. и др.* Отчет по теме № 68: Обобщение и анализ сейсмических исследований по профилям через основные структурные зоны Балтийского щита с целью составления геолого-геофизических разрезов. Т. 1. 1973.
77. *Афанасьева Е. Н.* Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 с врезками масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000. Т. 1–3. 1998.
78. *Баженов Л. А.* Отчет о результатах работ аэромагнитно-поисковой партии № 30 Северной экспедиции в 1961 г. в юго-восточной Карелии. Т. 1. 1962.
79. *Богачев В. А., Путинцева Е. В., Руссу И. А. и др.* Региональный металлогенический анализ восточной части Балтийского щита и его склонов на основе изучения рудно-магматических систем. Т. 1–3. 2000.
80. *Богданов Л. А., Серова Н. Н., Кузина Н. В. и др.* Комплексные геофизические и геохимические поиски в северо-западной части Ветреного пояса масштаба 1 : 50 000. Т. 1–3. 1978.
81. *Богомольный И. М., Науменко Л. П., Троицина Н. И. и др.* Отчет о детальных поисках золота на Шилосском участке в 1977–1980 гг. Т. 1–3. 1981.
82. *Вальков В. К., Перфилов В. Н., Томашина Ю. И. и др.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 25 000 в южной части КАССР и на западе Архангельской области в 1968 г. Т. 1. 1969.
83. *Варгин Г. П., Сухолетова Г. Н., Ефимов Б. А. и др.* Отчет о результатах комплексных геофизических работ Кумбуксинской партии в Сегежском районе КАССР за 1975 г. Т. 1–2. 1975.
84. *Васильева Т. Д., Суханов В. А., Оганезова И. В. и др.* Отчет о результатах аэроэлектромагнитной съемки в обрамлении Онежской мульды на Волозерской площади и наземных работ по проверке аномалий за 1979 г. Т. 1–3. 1980.
85. *Васильева Т. Д., Суханов В. А. и др.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 25 000 (АГСМЭ, Ледозерский участок) и 1 : 50 000 (АМС, Восточно-Карельский участок) в 1986–1990 гг. Т. 1–2. 1990.
86. *Гальперин Е. Н., Свирский Г. В.* Отчет о работах Коросозерской партии в Северном Заонежье в 1962 г. масштаба 1 : 10 000. Т. 1. 1963.
87. *Голованов Ю. Б., Магницкая Т. Э.* О результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса с общими поисками и среднемасштабного глубинного геологического картирования второго яруса в пределах северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления на площади 1 300 км<sup>2</sup> за 1988–1994 гг. Листы Р-36-46-А, Б, В, Г и Р-36-47-А, Б, В, Г. Т. 1–4. 1994.

\* Материалы, место хранения которых не указано, находятся в ФБУ «ТФГИ по СЗФО».

88. *Горошко А. Ф., Ушков В. В.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в центральной части Повенчанского зеленокаменного прогиба, проведенных Кондопожской ГРП в 1978–1980 гг. (Рыбозерский объект). Т. 1–2. 1980.
89. *Гуменный Ю. К., Синицын А. В., Серова Н. Н. и др.* Отчет о результатах комплексных геохимических поисков масштаба 1 : 50 000 в западной части Ветреного пояса (Сегежский и Медвежьегорский районы КАССР) за 1973–1975 гг. (Выгозерский объект). Т. 1–2. 1976.
90. *Дорофеева М. К., Мяжкова Э. А. и др.* Отчет о результатах работ Карельской аэроэлектроразведочной партии метода БДК за 1966 г. Т. 1–3. 1967.
91. *Житникова И. А., Полякова Е. И., Путинцева Е. В. и др.* Оценка геологической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листа Р-36-ХП (Северо-Онежская площадь). Т. 1. 2008.
92. *Житникова И. А., Путинцева Е. В., Дударева Г. А. и др.* Отчет о результатах работ по объекту ГДП-200 листа Р-36-ХП (Северо-Онежская площадь). Т. 1–3. 2011.
93. *Зуйкова Ю. Л., Шилова Т. М.* Составление сводных аэрогеофизических карт на Ладожско-Онежскую площадь в масштабе 1 : 200 000. Т. 1. 2000.
94. *Иванов Н. М., Корсакова М. А., Мурадымов Г. Ш. и др.* Типизация зеленокаменных поясов Карело-Кольского региона и оценка перспектив их рудоносности. Т. 1–4. 1989.
95. *Иванов Н. М., Корсакова М. А., Мурадымов Г. Ш. и др.* Формирование фонда резервных участков недр (Мурманская область, Республика Карелия), перспективных на выявление месторождений твердых полезных ископаемых // По договору субподряда с ЦНИГРИ в рамках объекта: Формирование фонда резервных участков недр Российской Федерации, перспективных на выявление месторождений твердых полезных ископаемых. Т. 1. 2005.
96. *Кварцхелия Е. М., Савицкий А. В., Орлов В. В. и др.* Отчет о результатах комплексных аэрогеофизических работ, проведенных партией № 6 в 1978–1980 гг. в Южной Карелии. Т. 1–3. 1981.
97. *Корсакова М. А., Иванов Н. М., Дударева Г. А. и др.* Легенда Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Т. 1–3. 1998.
98. *Кузенков В. Я.* Отчет о геолого-поисковых работах на никель, проведенных на Рыбозерской аномалии в Медвежьегорском районе КАССР в 1958–1959 гг. Т. 1–2. 1959.
99. *Кузьмин Ю. В., Кузьмина Г. Н., Ярцев В. М. и др.* Отчет о результатах проведения аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 Ведлозерского блока и его обрамления на площади 11 000 км<sup>2</sup>. Т. 1–3. 1984.
100. *Кузьмин Г. И., Альтшулер М. И.* Опытные-методические работы по комплексным аэрогеофизическим поискам месторождений золота в Карельской гранит-зеленокаменной области. Т. 1–3. 1993.
101. *Купряков С. В., Михайлов В. П.* Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985–1988 гг. Т. 1–2. 1988.
102. *Лавров Б. С., Пекуров А. В., Михайлюк Е. М. и др.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Кожозерской партией в Сегежском и Медвежьегорском районах КАССР в 1965–1968 гг. Т. 1–3. 1969.
103. *Левин Г. М., Фишгайт А. Л., Пуришев Н. Н. и др.* О результатах работ Карельской аэроэлектроразведочной партии и Каменноозерской геофизической партии за 1971 г. Т. 1. 1972.
104. *Леонтьев А. Г., Юдин С. Н., Дегтярева Т. А. и др.* Составление регистрационной карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации и площадных геохимических аномалий (участков), перспективных на золото. Т. 1–2. 1997.
105. *Леонтьев А. Г., Дегтярева Т. А.* Составление шлихогеохимической карты золотоносности территории Республики Карелия масштаба 1 : 500 000. Т. 1. 1998.
106. *Леонтьев А. Г., Голованов Ю. Б., Дегтярева Т. А. и др.* Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия масштаба 1 : 500 000. Т. 1–4. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2002.
107. *Макарьев А. А., Погорельский А. И. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 500 000 дна Онежского озера. Т. 1–3. 2002.
108. *Миронов В. Д., Хорев Н. А., Половинкин А. Я. и др.* Отчет о работе Центральной Карельской гравиметрической партии в 1964 и 1965 гг. Т. 1. 1966.
109. *Михайлюк Е. М., Алексеева В. С. и др.* Составление геологической карты лист Р-36-ХП. Т. 1. 1969.
110. *Михайлюк Е. М.* Составление сводной геологической карты масштаба 1 : 200 000 Онежской структуры. Т. 1–6. 1988.
111. *Морозов С. А., Мальшева С. Н., Зоря Е. С. и др.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на медно-никелевые руды в пределах Каменноозерской зоны Ветреного пояса за 1973–1976 гг. Т. 1–3. 1976.
112. *Морозов С. А., Федюк А. В., Киященко И. И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на медно-никелевые руды в пределах Каменноозерской зоны Ветреного пояса за 1976–1979 гг. Т. 1–3. 1979.
113. *Пекуров А. В., Федоров Ю. А.* Отчет о поисковых работах на никель в Беломорском и Сегежском районах КАССР в 1962–1964 гг. Т. 1–4. 1965.
114. *Попова Е. Э., Варгин Г. П. и др.* Отчет о результатах Петровской партии за 1964 г. Т. 1–2. 1965.
115. *Поротова Г. А. и др.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки территории Карелии за 1959 г. Т. 1–2. 1960.
116. *Путинцева Е. В., Житникова И. А., Полякова Е. И. и др.* Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 500 000 на алмазы листов Р-35, Р-36, Р-37, Q-35, Q-36 В, Г (Восточный склон Балтийского щита и его сочленение с Русской плитой). Т. 1–3. 2007.
117. *Рундквист И. Н.* Отчет о проведении ревизии и опробования на золото месторождений серного колчедана, сульфидоносных черных сланцев Заонежья и четвертичных конгломератов района Конжозера в 1974–1976 гг. Т. 1. 1976.

118. *Рундквист И. Н., Серова Н. Е., Виноградова Л. С. и др.* Отчет о работах очереди по геохимическому районированию территории Северо-Карельской и Восточно-Карельской синклинирных зон на основании геохимического опробования донных осадков и гидрохимического опробования озер и водотоков. Т. 1. 1977.
119. *Савицкий А. В., Лапшин А. Г., Афанасьева Е. Н. и др.* Отчет по Геолзаданию № 737: Оценка перспектив Онежского рудного района на выявление крупных месторождений комплексных руд на основе прогнозно-металлогенических исследований и составления комплекта прогнозных карт масштаба 1 : 200 000. Т. 1–2. – НППГО. Фонды ВСЕГЕИ, 1991.
120. *Самойлова Л. А., Большакова Н. М., Куликова О. П. и др.* Отчет о результатах опытно-методических работ по усовершенствованию методики геохимических поисков в условиях КАССР за 1984–1986 гг. Т. 1–3. 1987.
121. Сводный отчетный баланс запасов торфа по состоянию на 1 января 2011 г. по Республике Карелия (за 2010 г.). – Петрозаводск: Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2010.
122. *Семенова Т. Л., Сипарова Ю. А., Свейникова Г. Н. и др.* Отчет об опережающих геофизических работах масштаба 1 : 50 000 в северной части Онежской мульды и ее обрамления (Повенецкая площадь) за 1985–1987 гг. Т. 1–4. 1987.
123. *Семенова Т. Л., Сипарова Ю. А., Науменко Л. П. и др.* Отчет о результатах опережающих гравиметрических работ масштаба 1 : 50 000 в северо-восточной части Онежской мульды и ее обрамления (Восточно-Повенецкая площадь) за 1988–1990 гг. Т. 1–2. 1990.
124. *Сиваев В. В., Пекуров А. В.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Шелтозерской партией в Медвежьегорском и Сегежском районах КАССР. Т. 1. 1958.
125. *Сиваев В. В., Эжман И. М., Слюсарев В. Д. и др.* Отчет о геологосъемочных работах, проведенных Верхне-Выгской партией в Медвежьегорском и Пудожском районах КАССР в 1958 г. Т. 1–4. 1959.
126. *Сиваев В. В.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Восточно-Выгозерской партией в Сегежском и Беломорском районах КАССР в 1960 г. Т. 1–2.
127. *Сипарова М. С., Кривцова С. Б. и др.* Отчет о работе Карельской аэрогеофизической партии за 1963 г. масштаба 1 : 100 000. Т. 1. 1964.
128. *Сипарова Ю. А., Осипова Т. Н. и др.* Отчет о результатах подготовительных гравиметрических и геохимических работ масштаба 1 : 50 000 на Пулозерской площади и общих поисков в Рыбозерской зоне за 1984–1988 гг. Т. 1–3. 1988.
129. *Соколова Т. Д., Ефимов Б. А.* Отчет о результатах работ Восточно-Карельской геофизической и Шуйской аэроэлектроразведочной партии, выполненных на территории КАССР и Архангельской области в 1976 г. Т. 1–4. 1977.
130. *Тимофеев Г. В., Филимонов А. И. и др.* Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 Восточно-Карельской структурной зоны и ее обрамления в 1974–1983 гг. Т. 1–5. 1983.
131. *Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. и др.* Отчет о НИР: Оценка перспектив новых источников ЭПГ в республике Карелия в 1997–2002 гг. (ИГ КНЦ РАН). Т. 1–4. – Петрозаводск: Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2002.
132. *Ушков В. В., Горошко А. Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в Янгозерской структуре, в зоне стыка Койкарской и Кумсинской структур и в зоне сочленения карелид и беломорид в районе оз. Выгозера за 1975–1978 гг. Т. 1–3. 1978.
133. *Ушков В. В.* Отчет о результатах общих поисков алмазов на территории Республики Карелия в 1992–2004 гг. Т. 1–3. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2005.
134. *Феоктистов В. П., Стромов В. А., Корсакова М. Л. и др.* Отчет по базовому проекту № 7.4-13/06: Создать металлогеническую карту на территории российской части Фенноскандинавского щита. Т. 1–2. – СПб: Фонды ВСЕГЕИ, 2007.
135. *Фишгайт А. Л., Варгин Г. П.* Отчет о результатах работ Выгозерской геофизической партии за 1974 г. Т. 1–2. 1976.
136. *Фишгайт А. Л., Сухолетова Г. Н., Варгин Г. П. и др.* Отчет о результатах комплексных геофизических работ Шунозерской партии в Сегежском районе КАССР за 1976 год. Т. 1–2. 1978.
137. *Фурман В. Н., Гезин А. Б., Федюк А. В. и др.* Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд в западной части Каменнозерской структуры Ветреного пояса за 1980–1983 гг. Т. 1–3. 1983.
138. *Фурман В. Н., Федюк А. В.* Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд, связанных с коматитидами Каменнозерской структуры за 1985–1987 гг. Т. 1–5. 1989.
139. *Фурман В. Н.* Отчет о результатах поисков тальковых руд и тальк-хлоритового камня в Республике Карелия за 1990–1994 гг. Т. 1–2. 1995.
140. *Химка М. Н., Бережной А. Т., Терентьев Ю. К. и др.* Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 методом глубинного картирования северо-западной части Ветреного пояса, Каменноозерской структурной зоны по работам 1974–1978 гг. Листы Р-36-12-В, Г; Р-24-Б, Г; Р-36-Б, Г; Р-37-1-В; Р-37-13-А, В; Р-37-25-А, В. Т. 1–4. 1978.
141. *Шибко В. С., Морозов С. А.* Составление структурно-формационной карты Карельской части Ветреного пояса в масштабе 1 : 200 000 с выделением рудных формаций. Т. 1–2. 1983.
142. *Шурыгин В. Н., Журавлев В. А., Папазов И. П. и др.* Перспективы рудоносности черносланцевых формаций северо-запада РСФСР. Ч. 2. Прогнозная оценка перспективных площадей на выявление месторождений золота прожилково-вкрапленного типа и др. полезных ископаемых в черных сланцах. Т. 1–2. 1981.
143. *Юдин С. Н., Власов Г. В., Папулов В. С. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками проведенного Южно-Выгозерской партией в 1986–1991 гг. в Восточной Карелии (геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000). Т. 1–6. 1991.



144. Ядута В. А., Дударева Г. А., Полякова Е. И. и др. Разработка и внедрение комплекса методов геоморфологических исследований при ГСР-50 и ГСР-200 применительно к территории деятельности СЗГП. Т. 1. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1993.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-36-ХП Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>					
<b>Благородные металлы</b>					
<i>Золото</i>					
П-2	8	Рыбозерское	К	[88]	Не разведано (промышленного значения не имеет)

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образованний листа Р-36-ХП Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>					
<b>Твердые горючие ископаемые</b>					
<i>Торф</i>					
I-4	7	Пихка Мох	К	[106, 121]	Законсервировано
III-1	10	Лепкозерское I	К	[106, 121]	Законсервировано
III-1	12	Лепкозерское	К	[106, 121]	Законсервировано
III-1	13	Щучье	К	[106, 121]	Законсервировано
III-1	14	Габсельга	К	[106, 121]	Законсервировано
III-1	15	Лепкозерское II	К	[106, 121]	Законсервировано
IV-1	15	Дедовское	К	[106, 121]	Законсервировано
IV-1	16	Оровгубское	К	[106, 121]	Законсервировано
IV-1	18	Болото 38	К	[106, 121]	Законсервировано
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>					
<b>Строительные материалы</b>					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные, черепичные и гончарные</i>					
IV-2	15	Шойваны	К	[106]	Законсервировано
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
IV-2	14	Лобское	К	[106]	Законсервировано
<i>Песок строительный</i>					
IV-1	17	Оровгуба	К	[106]	Законсервировано
<b>Прочие ископаемые</b>					
<i>Сапропель</i>					
III-1	11	Лепкозерское	К	[106]	Законсервировано

**Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), геофизических аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-36-ХП Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<i>Хром</i>				
П-2	15	Скважина 88	[143]	ПМ. 63°02'29" с.ш., 35°28'39" в.д. Пластовое тело рудных апооливиновых серпентинитов, лежащий бок. Рудное тело круто ( $\angle 70^\circ$ ) падает на юго-запад. Средневзвешенное содержание $Cr_2O_3$ - 16%
П-2	16	Ладвозерское	[98, 143]	П. 63°01'50" с.ш., 35°28'28" в.д. Изучен скв. 9р [98]. В приподошвенной части силлоподобной интрузии вскрыты лиственитизированные апооливинитовые серпентиниты на гл. 102,0 м. Две пластообразные кругопадающие залежи мощностью 10,0 и 2,8 м. Протяженность по данным бурения и магниторазведки - 0,9 и 2,0 км. Руды вкрапленные и массивные с содержанием хромшпинелидов - до 75-80%. Состав рудных хромшпинелидов: от высоко- до низкохромистого с повышенной железистостью. Содержание $Cr_2O_3$ варьирует от 15 до 32%
<i>Титан</i>				
I-2	9	Северо-Шилосский	[102, 130, 143]	ПМ. 63°17'31" с.ш., 35°18'32" в.д. Изучен канавами (1450, 1452) и расчисткой (40) [143]. Минерализация связана с крупно-среднезернистыми метагаббро ранней фазы шилосского комплекса. Видимая мощность титансодержащего горизонта - 2-3 м. Содержание $TiO_2$ колеблется от 3,27 до 5,94%. Содержание ильменита составляет до 20% от веса тяжелой фракции
I-3	12	Тайгиницкое	[102, 130, 143]	П. 62°43'54" с.ш., 35°48'34" в.д. Изучено скв.-шурф 85 [143] и канавами. Минерализация связана с метагаббро ранней фазы шилосского комплекса. Мощность рудных зон - от 2-3 до 5 м, прослежены по простиранию до 100 м. Содержание ильменита - от 2-10 до 31%, магнетита - 5-7%. Содержание $TiO_2$ колеблется от 2,04 до 6,4%, в среднем - 2,4%
<i>Ванадий</i>				
IV-4	1	Бабы пороги	[125]	ПМ. 63°12'42" с.ш., 35°31'39" в.д. Локализован в габбродолеритах заонежского комплекса людиковия. Ванадий-титаномагнетитовая формация. Содержание ванадия - до 0,16%
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Медь</i>				
I-1	2		[143]	ПГХО. Площадь - 0,2 км <sup>2</sup>
I-1	12	Шилосский	[102, 143]	ПМ. 63°16'48" с.ш., 35°14'39" в.д. Ревизионное опробование скв. 3к [102]. Линзовидная зона интенсивной пропилитизации в гранодиоритах шилосского комплекса. Протяженность зоны руд пропилитов - 12 м, ширина - 2-3 м, на гл. 25 м выклинивается. Содержание Cu - 0,06-0,28%, максимальное Cu - 1,8%, Au - 0,1-0,2 г/т
I-1	25	Южно-Конжозерский	[143]	ПМ. 63°12'10" с.ш., 35°08'19" в.д. Изучен скв. 43. Зона окварцевания и карбонатизации с халькопиритовой минерализацией в метабазах вожозерской толщи. Халькопирит - вкрапленность и гнезда до 0,5x2,0 см

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	5	Скважина 83	[143]	ПМ. 63°17'35" с.ш., 35°26'13" в.д. Кварциты, метапесчаники янгозерской свиты. Содержание сульфидов - 1-2%, медная зелень
I-2	7	Северо-Шилосский	[102, 143]	ПМ. 63°17'33" с.ш., 35°18'10" в.д. Рассеянная сульфидная вкрапленность в меланократовых метагабброидах ранней фазы шилосского комплекса. Мощность зоны минерализации - 3 м. Содержание меди - до 0,41%, Со - 0,012%, (бороздовое опробование)
I-2	11	Ворожгорский	[128, 143]	ПМ. 63°16'20" с.ш., 35°29'05" в.д. Ревизия скв. 77п [128]. Эпидотизированные окварцованные метабаазальты северо-сегозерской свиты. Интервал опробования - 115,8-127,1 м. Содержание Cu - 0,045-0,2%
I-2	12		[143]	ВГХО. Площадь - 0,4 км <sup>2</sup> . Содержание меди - 0,15%, свинца - 0,06%
I-4	5	Черногорское	[137]	П. 63°12'00" с.ш., 35°49'00" в.д. Изучено скв. 567 в интервале 81,3-87,0 м. Линзообразное тело размером 100 м по падению и простиранию. Руды представляют собой брекчию рассланцованных дацитовых порфиринов, в цементе - хлорид и сульфиды (5-15%). Содержание Cu - от 0,065 до 0,89%, среднее - 0,33%; повышенные содержания Ag, Zn, Bi, Pb, Mo, Au - 0,06-0,2 г/т
II-2	4	Скважина 94	[143]	ПМ. 63°05'06" с.ш., 35°24'25" в.д. Полевошпат-цоизит-роговообманковые сланцы. Вкрапленность пирротина, халькопирита - до 5-7%
II-3	3		[143]	ВГХО. Площадь - 0,3 км <sup>2</sup> . Медь, олово
II-3	4		[143]	ВГХО. Площадь - 0,3 км <sup>2</sup> . Медь
II-4	1	Южно-Савинский	[137]	ПМ. 63°01'50" с.ш., 35°28'28" в.д. Скв. 664. Серицит-карбонат-кварцевые сланцы с пиритовой рудой до 70-80% мощностью 20 см и халькопирит-пирротиновой рудой до 20% мощностью 1 м в слабо графитизированных сланцах
III-1	7	Лепкозеро	[87]	ПМ. 62°52'49" с.ш., 35°02'39" в.д. Изучен скв. 33 в рудных инт. 60,7-66,7 и 87,9-100,7 м; скв. 119 в инт. 148,2-153,5 м. Пропилитизированные метабаазальты медвежьегорской свиты. Содержание Cu - 0,15-0,5%, Ag - до 8,58 г/т, скв. 119 - Cu - 0,2%
III-2	2	Скважина 123	[87]	ПМ. 62°53'07" с.ш., 35°20'06" в.д. Метавулканы медвежьегорской свиты. Вкрапленность халькопирита в интервале 15-20 м. Содержание меди - 0,15%
IV-2	8		[87]	ШО. Площадь - 2,8 км <sup>2</sup> . Содержание халькопирита в шлиховых пробах - от ед. знаков до десятков знаков
<i>Свинец</i>				
I-3	1	Оленьи Горы	[143]	ПМ. 63°19'00" с.ш., 35°40'00" в.д. Пегматит в плагиограните. Содержание свинца - до 0,06%
II-2	19	Остречье	[143]	ПМ. 63°02'47" с.ш., 35°17'14" в.д. Изучен скв. 99. Сланцы полевошпат-пироксен-амфиболовые с жилами плагиогранитов или микроклин-плагиоклазовых гранитов. Содержание свинца - 0,03-0,06%
<i>Никель</i>				
I-1	14	Северо-Конжозерское	[143]	П. 63°15'35" с.ш., 35°06'20" в.д. Изучено скв. 26. Локализовано в лежачем боку тела апотеридотитовых серпентинитов. Рудные тела линзообразной формы. В инт. 70,0-136,7 м суммарная мощность рудных зон - 22,4 м, отдельных тел - от 1 до 13 м. Протяженность оруденения - 400 м. Средневзвешенное содержание никеля по интервалам суммарной мощностью 22,4 м колеблется в пределах 0,3-0,55%, кобальта - 0,01-0,043%, золота - 0,1-0,6%
I-1	17	Центрально-Конжозерское (западная ветвь)	[143]	П. 63°13'57" с.ш., 35°07'28" в.д. Вскрыто скв. 36 в инт. 110,0-159,4 м. Оруденение приурочено к верхнему пластовому телу серпентинитов на контакте с вмещающими их метабаазальтами вожозерской толщи. Представлено согласными крутопадающими сближенными телами мощностью от 2 до 5,6 м, протяженностью 800 м. Руда существенно милеритового состава. Среднее содержание Ni <sub>вал</sub> - 0,48%, Со - 0,018%
I-1	20	Центрально-Конжозерское (восточная)	[143]	П. 63°13'32" с.ш., 35°07'34" в.д. Вскрыто скв. 34. Серпентинизированные ультрабазиты (метаоливиниты, метаперидотиты). Рудные тела линзообразной формы. Установленная протяженность - 1200 м, предполагаемая - 1500 м,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		ветвь)		изученная глубина - до 200 м. Руды существенно пирротиновые, пентландит-миллеритовые, миллерит-пирротиновые, виоларит-миллеритовые. Содержание никеля - от 0,29 до 0,55%, среднее - 0,35%; кобальта - 0,01-0,014%, ср. - 0,016%
I-1	22	Ламбозерское-1	[143]	П. 63°13'05" с.ш., 35°09'09" в.д. Изучено скв. 37. Приурочено к одноименному массиву апонеридотитовых серпентинитов. Два пластовых тела с предполагаемой протяженностью 100 м, мощностью 150 м (нижнее) и 80-120 м (верхнее). Разделены ксенолитами сланцев вожмозерской толщи. В нижнем теле при относительно высоком стабильном фоне никеля (0,2-0,31%), рудные зоны не выделены. В верхнем теле с фоном 0,08-0,15% Ni выделяются узкие зонки на инт. 41,0-42,0, 62,9-65, 74,6-79 м брекчированных хлоритизированных, оталькованных серпентинитов с сульфидной минерализацией. Руды халькопирит-пирротиновые. Содержание Ni <sub>вал</sub> - 0,31-0,65%, Co - 0,015%, присутствует медь - 0,03-0,1% и серебро - до 0,6 г/т
I-1	24	Южно-Конжозерское	[143]	П. 63°12'12" с.ш., 35°08'48" в.д. Изучено скв. 40 (опорная скважина 47). Пластообразная залежь с неясными по простиранию параметрами в пластовом теле антигоритовых апонеридотитовых серпентинитов протяженностью 2 км, мощностью 150-200 м. Руды мелко- и прожилково-вкрапленные. Содержание никеля - от 0,2 до 0,38%, среднее - 0,34%; кобальта - 0,01-0,014%
II-1	2	Ялдозерское	[143]	П. 63°03'24" с.ш., 35°10'07" в.д. Изучено скв. 96. Массив гипербазитов каменноозерского комплекса. Весь вскрытый разрез (до 275 м) несет повышенное содержание никеля (0,2-0,3%) и кобальта. Выделены интервалы 183,5-211,6, 225-234,6, 239,5-244,9, 256-258,6 м с видимой сульфидной минерализацией и содержаниями Ni <sub>вал</sub> - до 0,43%, Co - 0,019%. Рудная минерализация представлена магнетитом - 10-25%, миллеритом - 1-3%, знаками виоларита и пентландита
II-2	6	Западно-Рыбозерское	[143]	П. 63°04'25" с.ш., 35°23'12" в.д. Оруденение вскрыто скв. 95 в инт. 92,6-97, 99,0-105,0, 116,5-117,4, 155,5-156 м. Локализовано в узких сближенных пластовых зонах, сложенных магнетит-хлорит-актинолитовыми сланцами. Предполагаемая протяженность зоны оруденения - 1000 м. Суммарная истинная мощность - 5 м. Содержание никеля - 0,26-0,48% (среднее - 0,34%); меди - 0,01-0,04% (среднее - 0,035%); кобальта - 0,010-0,08% (среднее - 0,017%); присутствуют серебро - 0,2-0,5 г/т; золото - до 0,1 г/т (в инт. 116,5-117,4 м)
II-2	9	Рыбозерское	[88, 143]	П. 63°04'04" с.ш., 35°27'21" в.д. Зона сульфидной вкрапленности вскрыта скв. 46 в интервале 17,6-183,2 м. Оруденение приурочено к интенсивно измененным базит-гипербазитам каменноозерского комплекса - амфиболитам, хлорит-талек-карбонатным, актинолит-талек-тремолитовым сланцам, метагаббро-пироксенитам, метагаббро. Рудные минералы представлены пентландитом, пирритом, магнетитом, в краевых частях тел присутствуют виоларит, пирротин, марказит, ильменит. Суммарная средняя мощность рудных интервалов - 18,2 м. Протяженность рудной зоны - 600 м. Зоны с содержанием сульфидов - 3-5% имеют мощность 1-10 м. Среднее содержание никеля - 0,38%, максимальное - 0,54%
II-2	13	Южно-Рыбозерский	[143]	ПМ. 63°02'35" с.ш., 35°29'38" в.д. Изучен скв. 50. Сульфидная минерализация в гипербазитах каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового комплекса
<i>Вольфрам</i>				
IV-1	11	Габсельга	[87]	ПМ. 62°46'49" с.ш., 35°04'51" в.д. Изучен скв. 16. Минерализация установлена в дезинтегральных тальково-хлоритовых-сланцах в приконтактной зоне Габсельгского силла. Содержание вольфрама - до 0,05%
<i>Олово</i>				
II-4	2	Сологозерский	[140]	ПМ. 63°07'37" с.ш., 35°50'45" в.д. Изучен скв. 244. Вскрыты слюдисто-хлорит-кварц-карбонатные породы - метасоматиты по останкам зеленокаменных пород вожминской толщи в инт. 21,1-56,3 м. Содержание олова в карбона-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				тизированных породах - до 0,06%, в пробах совместно с турмалином выявлено два мелких зерна касситерита
<i>Висмут</i>				
I-4	1	Западно-Вожмозерский	[137]	ПМ. 63°19'27" с.ш., 35°51'49" в.д. Изучен скв. 557. Грейзенизация пород выражена в окварцевании и мусковитизации плагиогранитов в зоне восточного контакта тела гранитоидов. Содержание висмута - 0,01-0,08% и молибдена - до 0,015%
<b>Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы</b>				
<i>Тантал</i>				
IV-2	7	Пельяки	[87]	ПМ. 62°44'14" с.ш., 35°29'30" в.д. Скв. 50 вскрыты метасоматиты альбититового состава с варьирующим количеством калиевого полевого шпата, с постоянным присутствием редкометалльных минералов. Альбититы связаны с метасоматическим преобразованием различных по составу мигматит-гранитов позднего лопия. В пробах из пород с интервалов 39,2-40,2 и 127,6-127,7 м установлено содержание тантала - до 0,02%, ниобия - 0,006%, олова - 0,002%, висмута - 0,01%, галлия - 0,01%
<i>Иттрий</i>				
I-3	10	Реборучей	[143]	ПМ. 63°12'00" с.ш., 35°31'00" в.д. Содержание иттрия (0,03%) в хлорит-серицит-плагиоклазовых сланцах вожмозерской толщи, вскрытых канавой
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
I-1	1		[143]	ПГХО. Площадь - 0,2 км <sup>2</sup> . Внутри ореола 3 пробы с аномальными содержаниями золота - от 0,1 до 0,12 г/т
I-1	3		[143]	ПГХО. Площадь - 0,7 км <sup>2</sup> . В 3 пробах аномальные содержания золота - от 0,1 до 0,13 г/т
I-1	4	Скважина 23	[143]	ПМ. 63°18'32" с.ш., 35°09'18" в.д. Породы тектонизированного контакта плагиогранитов нерасчлененного ранне-среднелопийского комплекса и основных метавулканитов вожмозерской толщи. Залегание пород крутое (60-70°). Содержание Au - 0,51 г/т, Co - 0,008%, Pt - 0,01 г/т, Pd - 0,011 г/т
I-1	5		[143]	ПГХО. Площадь - 0,3 км <sup>2</sup> . В 3 пробах аномальные содержания золота - от 0,1 до 0,18 г/т
I-1	6	Восточно-Заломаевское (скв. 22)	[143]	П. 63°18'19" с.ш., 35°11'67" в.д. Оруденение приурочено к инт. 165,0-176,8 м. Переслаивание хлорит-кварц-плагиоклазовых, кварц-карбонат-полевошпат-хлоритовых, кварц-биотит-карбонат-хлорит-полевошпатовых сланцев по металлам и туфам основного состава вожмозерской толщи, контакт с мощным телом плагиопорфиров рыбозерского комплекса. Выделено 2 рудные зонки: 172,8-173,1 и 175,7-176,8 м. Сульфидизация - от первых до 20%. Содержание Au - 0,15-0,8 г/т, в рудных интервалах соответственно 4,2 и 1,5 г/т, средневзвешенное - 2 г/т; содержание Cu - до 0,5%, Ag - 0,1-6 г/т
I-1	7	Расчистка 2153	[143]	ПМ. 63°18'17" с.ш., 35°13'28" в.д. Метатуфы основного состава вожмозерской толщи. Содержание Au (на мощности 1м) - 0,81 г/т; Cu - 0,03%; Co - 0,02%, Ag, Cr - 0,1%, Ni - 0,04%
I-1	8	Заломаевское (скв. 24)	[143]	П. 63°18'08" с.ш., 35°10'38" в.д. Метабазальты вожмозерской толщи. Сульфидная минерализация представлена пирротином, пиритом, халькопиритом. Выделено три рудные зоны. Первая зона (21,2-26,5 м) сложена метатуфами кислого состава, содержание Au - 0,11-0,78 г/т, Ag - 0,3 г/т, Cu - 0,04%, Co - 0,004-0,008%, Zn - 0,2%. Вторая (главная рудная зона, 37,0-42,8 м) приурочена к висячему боку маломощной дайки гранит-порфиров. Содержание Au - 25 г/т, Ag - до 0,6 г/т. Третья рудная зона вскрыта в лежачем боку маломощного тела кварцевых порфиров в интервале 132,1-139,8 м, где тектонизированные, интенсивно окварцеванные и карбонатизированные метабазальты несут гнездово-вкрапленное сульфидное оруденение. Содержание Au - от 0,07-0,16 до 13,3 г/т, Ag - 0,1-1 г/т, Cu - до 0,15%, Co - до 0,01%. Мощность зон контактового метасоматоза в выделенных телах составляет 6-8 м, собственно

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				рудных тел - 1 м
I-1	9		[143]	ВГХО. Площадь - 0,7 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - от 0,01 до 0,02 г/т
I-1	10		[143]	ВГХО. Площадь - 0,9 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - 0,01 г/т
I-1	11	Южно-Заломоевское	[143]	П. 63°16'58" с.ш., 35°09'50" в.д. Изучено скв. 25 и 59. Представлено двумя крутопадающими золотоносными зонами (угол 65-70°). Верхняя зона невыдержанной мощности по простиранию от 1,3 м в скв. 25 (инт. 53,7-55,0 м) до 7,5 м в скв. 59 (инт. 60,9-63,3 м). Минерализация тяготеет к контактовым зонам интенсивно рассланцеванных, березитизированных дайковых тел кислого состава. Распределение Au неравномерное, в северной части (скв. 25) - 0,52-0,75 г/т (инт. 60,9-63,3 м) и 1,29 г/т (инт. 55,8-56,2 м). Нижняя зона вскрыта скв. 25 в инт. 135-178 м. Приурочена к мощной пачке окварцованных, хлоритизированных, карбонатизированных метавулканитов, насыщенных дайками кислого состава. Мощность рудной зоны - 1,0 м, содержание Au - 7,2 г/т
I-1	13	Скважина 58	[143]	ПМ. 63°15'58" с.ш., 35°06'44" в.д. Разрез представлен метагббро вожмозерского вулканического комплекса, метасоматитами по метавулканитам вожмозерской толщи. Верхний уровень: сланцы карбонат-кварц-хлоритового состава с порфировыми обособлениями альбита и голубоватого кварца. Содержание Au - 0,02-0,06 г/т, 0,11 г/т - в центральной части (36,5-37,2 м) и сульфидов - 5-10%; Cu - до 0,2%, Zn - до 0,15%, Co - до 0,03%, Ag - до 0,8 г/т. Нижний уровень: пачка тонкопереслаивающихся сланцев пестрого состава. Содержание Au - 0,02-0,33 г/т с максимальным - 1,12 г/т в интервале 117-118 м, повышенное содержание Cr
I-1	15		[143]	ВГХО. Площадь - 2,1 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - от 0,01 до 0,02 г/т
I-1	18	Центрально-Конжозерское (западная ветвь, скв. 31)	[143]	П. 63°13'41" с.ш., 35°07'16" в.д. Зона контакта серпентинитов каменноозерского комплекса (65°) с вмещающими сланцами вожмозерской толщи. Содержание Au - 0,18-1,4 г/т в инт. 16,7-41,8 м. Элементы спутники: Ag - 1-2 г/т; Cu - 0,05%; Co - 0,02%; Ni - 0,2%
I-1	19	Центрально-Конжозерское (восточная ветвь, скв. 33)	[143]	П. 63°13'40" с.ш., 35°07'47" в.д. Зона контакта серпентинитов каменноозерского комплекса (65°) с вмещающими сланцами вожмозерской толщи. Инт. 102,2-104,4 и 124,3-127,0 м. Содержание Au - 0,22-0,7 г/т; Ag - 0,2-30 г/т; Cu - 0,2%; Co - 0,015%; Ni - 0,41%
I-1	21	Ламбозерское	[143]	П. 63°13'14" с.ш., 35°09'32" в.д. Изучено скв. 38 и 39. Нижнее мощное тело серпентинитов Ламбозерского массива каменноозерского комплекса (скв. 38); пачка пород вожмозерской толщи, разделяющая пластообразные тела серпентинитов (скв. 39). Содержание Au (скв. 38, инт. 217-218, 218-219, 219-220 м) - 0,21, 2,08, 1,71 г/т соответственно, Ni - 0,28-0,29%, Co - 0,008-0,013%. Содержание Au (скв. 39, инт. 90,5-91,0 м) - 13,6 г/т, Ag - 3 г/т, Cu - 0,1%, Co - 0,02%
I-1	26		[143]	ВГХО. Площадь - 1,2 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - от 0,02 до 0,03 г/т
I-2	1	Скважина 20	[143]	П. 63°18'06" с.ш., 35°18'06" в.д. Оруденение вскрыто на двух уровнях в интервале 85-86 и 127,8-127,8 м в метавулканитах вожмозерской толщи. Содержание Au - до 1,31-1,95 г/т
I-2	2	Петровоямское (скв. 19)	[143]	П. 63°18'31" с.ш., 35°18'18" в.д. Скважиной пересечено четыре рудных интервала последовательно расположенные один над другим и залегающие согласно с напластованием пород вожмозерской толщи (79,2-79,7, 172,0-172,7, 190,3-190,8 и 207,0-207,5 м). Максимальное содержание золота составляет 2,65 г/т (207,0-207,5 м) и варьирует от 1,0 до 1,31 г/т. Вмещающие породы представлены карбонат-плагиоклаз-хлорит-серицитовые сланцами по туфам основного состава вожмозерской толщи
I-2	3		[143]	ВГХО. Площадь - 0,6 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - 0,01 г/т
I-2	4	Скважина 18	[143]	П. 63°18'24" с.ш., 35°18'18" в.д. Рудная зона представлена пестрой пачкой переслаивания металов и метатуфов вожмозерской толщи, претерпевший метасоматоз березит-лиственитового ряда. Повышенные содержания Au - 0,12-



Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				0,89 г/т отмечены в инт. 143,8-156,0 м, в инт. 152,5-154,0 м - до 2,46 г/т. Элементы-спутники Ag - до 1,8 г/т, Cu - до 0,015 г/т
I-2	6		[143]	ВГХО. Площадь - 0,4 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - 0,01 г/т, серебра - до 3 г/т, висмута - до 0,003 г/т
I-2	8		[143]	ВГХО. Площадь - 0,4 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - 0,01 г/т
I-2	10		[143]	ВГХО. Площадь - 0,3 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - 0,01 г/т
I-2	13		[143]	ВГХО. Площадь - 0,7 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота >0,01 г/т
I-3	4	Вожминский	[129, 143]	ПМ. 63°15'37" с.ш., 35°44'54" в.д. Ревизионное опробование скв. 10с [129] Оруденение приурочено к зонам контакта амфиболитов кумбуксинской толщи и плагиопорфиров с пирротиновой минерализацией. В инт. 81,5-86,6, 81,3-82,7 м содержание Au - 0,5 г/т, Ni - 0,1%, Cu - 0,1%
I-3	5		[143]	ПГХО. Площадь - 0,6 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - от 0,1 до 0,3 г/т
I-3	6	Тайгиницкое	[81, 124]	П. 63°13'59" с.ш., 35°30'31" в.д. Ревизионное опробование скв. 4ш [124]. Метабазальты вожмозерской толщи. Дайка гранитов рыбозерского комплекса (нижний контакт) вскрыта на гл. 52-53 м, прослежена к югу более чем на 5 км. Содержание Au - 0,4-4,6 г/т, среднее - 2,42 г/т
I-3	7	Канавы 12	[81]	П. 63°13'43" с.ш., 35°30'30" в.д. Вскрыты интенсивно окварцованные и карбонатизированные метабазальты вожмозерской толщи с вкрапленностью сульфидов (пирит-халькопирит-пирротиновой) в непосредственной близости от секущей напластование пород дайки гранит-порфиров. Повышенные содержания золота приурочены к зоне гидротермально-метасоматической переработки. Содержание золота при мощности зоны 2 м - 2,36 г/т. Повышенное содержание Cu - 0,3-1%, Ag - 3-10 г/т
I-3	8	Скважина 71	[143]	П. 63°13'38" с.ш., 35°31'04" в.д. Рудные интервалы - 147,0-150,0 и 194,0-200,5 м. Интенсивно лиственитизированные метабазальты вожмозерской толщи. Преобладание кварца и серицита. Выделяется 4 березитизированных тела кислого состава. Содержание Au - 0,11-0,28%, Y - 0,01-0,03%, Cu - 0,06%, Ag - 0,3%
I-3	9		[143]	ПГХО. Площадь - 1,1 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - от 0,01 до 0,03 г/т
I-3	11		[143]	ВГХО. Площадь - 0,4 км <sup>2</sup> . В 2 пробах содержание золота - 0,01 г/т, мышьяка - 0,06%
I-3	13		[143]	ВГХО. Площадь - 0,5 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - 0,01 г/т
I-3	14		[143]	ВГХО. Площадь - 0,5 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - 0,01 г/т
I-3	15		[143]	ВГХО. Площадь - 0,4 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - 0,01 г/т
I-4	2	Вожмозерский	[137]	ПМ. 63°19'02" с.ш., 35°54'25" в.д. Изучен скв. 552. Метавулканы вожмозерской толщи, дайки дацитовых порфиров. Мощность даек - 0,2-3 м. Золото концентрируется как в самих дайках, так и в экзоконтактных зонах. Тяготеет к жилам, во вкрапленниках которых кварц преобладает над плагиоклазом. Содержание Au - 0,01-0,3 г/т, Cu - до 0,2%, Ag - до 0,6 г/т, Mo - до 0,01%
I-4	3	Щучинское	[137]	П. 63°15'23" с.ш., 35°48'30" в.д. Изучено скв. 574. Коматииты кумбуксинской толщи. Лиственитизация. Дайка гранит-порфира мощностью 10-30 м (из нее взята проба с гл. 36,5 м) в кварц-карбонат-биотит-амфиболитовых породах, содержание Au - 2 г/т (штуфное опробование). Выше (глубина 18,5 м) - карбонат-хлорит-гальковые породы Щучинского массива. Содержание золота - 0,2-2 г/т
I-4	6	Савинский	[137]	ПМ. 63°11'42" с.ш., 35°53'26" в.д. Изучен скв. 626. Дайки гранит-порфиров мощностью 0,2-9,0 м прорывают углеродсодержащие туфы коматиитовых базальтов кумбуксинской толщи. Золото концентрируется в дайках, их экзо- и эндоконтактах, а также во вмещающих лиственитизированных ультрабазитах. Рудная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью пирротин-пиритового состава на инт. 21,4-21,65 и 58,3-58,4 м. На инт. 43,2-62,7 м отмечен арсениопирит в виде цепочек мелких зерен. Содержание Au - 0,1-1,12 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-1	1		[143]	ПГХО. Площадь - 0,5 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - до 0,1 г/т, молибдена - 0,008%, висмута - до 0,002%
П-2	1		[143]	ПГХО. Площадь - 0,2 км <sup>2</sup> . В 2 пробах содержание золота - от 0,01 до 0,03 г/т
П-2	2		[143]	ВГХО. Площадь - 0,2 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - от 0,01 до 0,1 г/т
П-2	5		[143]	ВГХО. Площадь - 0,5 км <sup>2</sup> . В 2 пробах содержание золота - от 0,01 до 0,1 г/т
П-2	7	Скважина 95	[143]	ПМ. 63°04'25" с.ш., 35°23'12" в.д. Оруденение вскрыто в инт. 116,5-117,4 м. Локализовано на контактах дайки и внутри плагиопорфиров и амфиболовых сланцев по лавам основного-ультраосновного состава кумбуксинской толщи. Наблюдается березитизация и лиственитизация. Содержание Au - 0,23-0,36 г/т, содержание Ag - 0,16 г/т, Co - 0,01-0,015%, Bi - 0,02%
П-2	10	Скважина 45	[143]	ПМ. 63°04'01" с.ш., 35°27'57" в.д. Метасоматиты по метатугам и лавам основного состав кумбуксинской толщи. Содержание Au - 0,1-0,78 г/т
П-2	11	Скважина бр	[98, 143]	ПМ. 63°03'38" с.ш., 35°27'34" в.д. Результаты ревизионного опробования скв. бр [98]. Крутопадающее пластовое тело основного-ультраосновного состава каменноозерского комплекса. Зоны сульфидной минерализации в тальк-карбонат-хлоритовых с биотитом сланцах, согласные с рассланцеванием. Наблюдается лиственитизация. Титаномагнетит - 30-40%. Среднее содержание Au - 0,16 г/т
П-2	12	Скважина 48	[143]	ПМ. 63°03'16" с.ш., 35°28'02" в.д. Экзоконтактовая зона пластовой интрузии ультрабазитов каменноозерского комплекса с сульфидной минерализацией. Содержание Au - 0,1-0,2 г/т, Ni - 0,1%, Co - 0,008%, Cr - 0,08%
П-2	14	Скважина 87	[143]	ПМ. 63°02'34" с.ш., 35°29'09" в.д. Метасоматиты по метатугам и лавам основного состава возмозерской толщи. Лиственитизация, березитизация. Содержание Au - 0,54 и 0,11 г/т, Cu - 0,05%, Ag - 0,3 г/т, Zn - 0,03%
П-2	17	Ладвозерский-1	[98, 143]	ПМ. 63°01'50" с.ш., 35°28'28" в.д. Изучен по скв. 9р [98]. Крутолежачая пластовая интрузия гипербазитов каменноозерского комплекса. Сульфидная «отжимка» на границе хромитовой залежи. Наблюдается лиственитизация. Среднее содержание Au - 0,56 г/т, Pt - 0,028 г/т, Pd - 0,0065 г/т, Ni - 1%, Co - 1%
П-2	18	Скважина 90	[143]	ПМ. 63°01'41" с.ш., 35°29'27" в.д. Зоны сульфидной минерализации, согласные с напластованием эпидот-хлорит-плагиоклаз-амфиболитовых, хлорит-плагиоклаз-серицитовых, биотит-кварц-хлоритовых сланцев по метавулкани-там основного-кислого состава возмозерской толщи. Содержание Au - 0,31 г/т, Cu - 0,03%, Ag - 0,3 г/т
П-3	5		[143]	ВГХО. Площадь - 0,5 км <sup>2</sup> . В 2 пробах содержание золота - от 0,01 до 0,03 г/т
П-3	7		[143]	ВГХО. Площадь - 1,1 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - от 0,01 до 0,02 г/т
П-3	8		[143]	ВГХО. Площадь - 0,9 км <sup>2</sup> . В 3 пробах содержание золота - от 0,01 до 0,02 г/т
III-1	1		[87]	ШО. Площадь - 2,1 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - от 3 до 5 знаков
III-1	2		[87]	ШО. Площадь - 5,0 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - от 1 до 2 знаков
III-1	3		[87]	ШО. Площадь - 1,2 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 1 знак
III-1	4		[87]	ШО. Площадь - 0,7 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 1 знак
III-1	5		[87]	ШО. Площадь - 2,6 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - от 1 до 2 знаков
III-1	6		[87]	ПГХО. Площадь - 1,2 км <sup>2</sup> . В пробах содержание золота - от 0,009 до 0,01 г/т, меди - 0,5%
III-1	8		[87]	ШО. Площадь - 1,2 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 1 знак
III-2	1		[87]	ШО. Площадь - 4,6 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 2 знака
III-2	3		[87]	ШО. Площадь - 4,3 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 2 знака
III-4	1	Выгорецкое	[37]	П. 62°57'22" с.ш., 35°48'32" в.д. Россыпное проявление золота, локализирующее в современных аллювиальных отложениях, залегающих на отложениях осташковского горизонта. Содержание весового золота достигает 10 г/м <sup>3</sup>
IV-1	2		[87]	ШО. Площадь - 1,2 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - от 2 до 3 знаков

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	1		[87]	ШО. Площадь - 0,8 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - от 10 до 13 знаков
IV-2	2		[87]	ШО. Площадь - 0,8 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 1 знак
IV-2	6		[87]	ШО. Площадь - 1,1 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - от 3 до 4 знаков
IV-2	11		[87]	ШО. Площадь - 0,5 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 1 знак
IV-2	12		[87]	ШО. Площадь - 0,7 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 1 знак
IV-2	13		[87]	ШО. Площадь - 1,0 км <sup>2</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - 1 знак
IV-3	1	р. Пажа	[37, 104]	П. 62°40'38" с.ш., 35°42'14" в.д. Россыпное проявление золота, локализирующее в современных аллювиальных отложениях (устье р. Пажа). Установлено содержание золота - 20 г/м <sup>3</sup> . Содержание золота в шлиховых пробах - до 5 знаков
<i>Серебро</i>				
I-3	2		[143]	ПГХО. Площадь - 0,5 км <sup>2</sup> . В пробах содержание серебра - от 0,2 до 0,4%
I-3	3		[143]	ВГХО. Площадь - 0,7 км <sup>2</sup>
II-3	1		[143]	ВГХО. Площадь - 0,2 км <sup>2</sup>
II-3	2		[143]	ВГХО. Площадь - 0,4 км <sup>2</sup>
II-3	6		[143]	ВГХО. Площадь - 0,8 км <sup>2</sup>
<i>Платина</i>				
IV-4	2	Пажское	[119]	П. 62°43'27" с.ш., 35°48'47" в.д. Приурочено к альбитизированным, обогащенным сульфидами шунгитсодержащим метапелитам и туфосланцам заонежской свиты. Мощность сульфидсодержащих, затронутых слюдисто-альбитовым метасоматозом битуминизированных пород, составляет 7-10 м. Содержание Pt - 0,09 г/т, Pd - 0,44 г/т
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Химическое сырье</b>				
<i>Сера</i>				
I-4	4	Северо-Савинский	[112, 137, 140]	ПМ. 63°12'30" с.ш., 35°54'00" в.д. Изучен скв. 115 [140]. Зона линзообразных и пластовых тел с линзовидно-полосчатым, полосчато-прожилковым и вкрапленным пирит-пирротинным оруденением мощностью от первых до 60 м северо-западного простирания с падением 40-70° на северо-восток. Содержание сульфидов составляет от 1-3 до 30%, в среднем - 5-15%. В составе руд преобладают пирротин и пирит, в подчиненном количестве (редкие зерна и тонкие прожилки) присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит и арсенипирит
<b>Горнотехническое сырье</b>				
<i>Асбест</i>				
I-1	16	Центрально-Конжозерское	[102, 143]	П. 63°13'32" с.ш., 35°07'34" в.д. Изучено скв. 33-35 [143]. Лизардит-хризотил-антигоритовые серпентиниты висячего бока Центрально-Конжозерского массива каменноозерского комплекса. Протяженность зоны асбестизации - 1,5 км, мощность непостоянная - от первых десятков до 150-200 м. Подтвержденная глубина асбестизации - 220 м по падению пород. Преобладает сетчатый тип асбестоносности. Мощность прожилков - от долей мм до 4-6 см, редко - до 10 см
I-1	23	Ламбозерский	[102, 143]	ПМ. 63°13'05" с.ш., 35°08'48" в.д. Изучен скв. 37. Апоперидотитовые, оливинитовые серпентиниты Ламбозерского массива каменноозерского комплекса. Прожилки мощностью 0,2-1,5 см разноориентированных агрегатов. Среднее содержание Ni - 0,5%
III-1	9	Скважина 20	[87]	ПМ. 62°50'14" с.ш., 35°02'01" в.д. Интервалы минерализации: 54,9-57,8; 79,3-81,2; 95,7-98,6 м. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты. Общая мощность продуктивной толщи - 43,7 м. Содержание асбе-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ста - 2,2 кг/т
IV-1	1	Группа Куйкозеро	[87]	ПМ. 62°49'23" с.ш., 35°03'41" в.д. Изучен рядом скважин: скв. 112 (инт. 48,5-68,3, 78,4-83,0, 102,2-117 м (34,6 м)); скв. 113 (инт. 13,3-14,3, 25,8-29,2, 33,0-33,6, 46,0-72,2 м (31,2 м)); скв. 117 (инт. 16,5-21,4, 38,2-55,2 м (21,9 м)); скв. 118 (инт. 20,5-21,7 м (1,2 м)). Переслаивание асбестизированных доломитов, известняков, алевролитов, аргиллитов туломозерской свиты с песком, глиной и брекчий по ним, асбестсодержащих метасоматитов. Общая мощность продуктивной толщи - 87,7 м. Содержание асбеста не определялось
IV-1	3	Западно-Габсельгский	[87]	ПМ. 62°49'07" с.ш., 35°00'45" в.д. Изучен скв. 63. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты. Общая мощность продуктивной толщи - 62,7 м, инт. 28,0-54,6; 60,5-96 м. Асбестизация отмечена в кремнистых доломитах и алевролитах. Содержание асбеста не определялось
IV-1	5	Скважина 1	[87]	ПМ. 62°47'57" с.ш., 35°07'50" в.д. Интервалы минерализации: 15,5-24,0; 25,4-27,5; 28,7-30,6; 42,0-43,5 м. Ритмичное переслаивание алевролитов, известняков, доломитизированных песчаников, брекчий, доломитов туломозерской свиты. В зонах трещиноватости - волокнистые агрегаты асбеста. Общая мощность продуктивной толщи - 13 м. Содержание асбеста не определялось
IV-1	6	Скважина 18	[87]	ПМ. 62°47'49" с.ш., 35°06'49" в.д. Амфибол-асбестовая минерализация в инт. 34,4-35,1; 50,6-51,4; 54,4-55,5; 56,1-56,5 м. Общая мощность - 21,1 м. Переслаивание мергелей и доломитов туломозерской свиты. Содержание асбеста - 1,7 кг/т
IV-1	10	Скважина 17	[87]	ПМ. 62°46'56" с.ш., 35°06'01" в.д. Амфибол-асбестовая минерализация в инт. 38,4-45,3; 46,6-49,6; 52,6-54,8 м. Общая мощность - 12,1 м. Переслаивание кварцевых доломитов и мергелей туломозерской свиты. Содержание асбеста - 2,8 кг/т
IV-1	12	Скважина 62	[87]	ПМ. 62°46'13" с.ш., 35°02'54" в.д. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты. Интервал амфибол-асбестовой минерализации - 30,5-48,5 м. Общая мощность - 18,0 м. Содержание асбеста не определялось
IV-1	13	Лобское	[87, 99]	П. 62°45'41" с.ш., 35°12'01" в.д. Изучено скв. 2К [99]. Ритмичное переслаивание брекчированных, измененных кварц-карбонатных песчаников, известняков, мергелей, доломитов с пустотами выщелачивания туломозерской свиты. Минерализация отмечается по всему интервалу 35,4-105 м, но более интенсивная - в инт. 35,5-75,0 м. Асбестовая минерализация выполняет полости трещин, пустоты выщелачивания, цемент брекчий, образуя линзочки, гнезда размером до первых см. Размеры и распределение минерализованных участков крайне неравномерны. Содержание асбеста - 2,0 кг/т
IV-2	4	Скважина 3к	[87, 99]	ПМ. 62°45'40" с.ш., 35°19'26" в.д. Интервал минерализации - 18-48,4 м. Общая мощность продуктивной толщи - 30,4 м. Ритмичное переслаивание известковистых песчаников, алевролитистых песчаников, алевролитов туломозерской свиты. Содержание асбеста не определялось
IV-2	9	Лобское I (скважина 41)	[87]	П. 62°44'18" с.ш., 35°18'06" в.д. Интервалы амфибол-асбестовой минерализации: 82,8-84,1; 85,4-87,2; 88,6-90,04; 91,65-92,4 м. Переслаивание известковистых доломитов, песчаников, алевролитов, брекчий карбонатных пород туломозерской свиты. Содержание асбеста - 2,8-5,7кг/т. Общая мощность продуктивной толщи - 9,6 м
<i>Тальк</i>				
II-2	3	Повенчанка (Северо-Рыбозерское)	[139, 143]	П. 63°05'55" с.ш., 35°18'06" в.д. Изучено скв. 3, 5, 6, 10 [143], 31, 35 [139]. Карбонат-тальковые породы развиты по метагипербазитам (серпентинитам) пластообразной крутопадающей интрузии субширотного простирания каменноозерского комплекса. Тальковые руды образуют три крутопадающие (угол падения 75-80°) залежи, разделенными разломами, по которым смещены друг относительно друга. Общая протяженность залежи составляет 4 км, ширина - 750 м, площадь - 30 км <sup>2</sup> , прослежена на глубину до 200 м. Содержание талька - 80%, среднее - 35%, магне-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				тита, хлорита, серпентина - по 5%. В рудах содержится примесь золота - до 0,32 г/т, никеля - 0,42%
IV-1	7	Скважины 109-111	[87]	ПМ. 62°47'20" с.ш., 35°05'37" в.д. Брекчии карбонатных и терригенных пород, доломиты, туломозерской свиты. Тальково-хлоритовый камень. Мощность - более 10 м
IV-1	8	Габсельгское	[87]	П. 62°47'05" с.ш., 35°08'48" в.д. Изучено скв. 16 в инт. 26,0-53,3 м и скв. 105 в инт. 27,0-28,8 м Хлорит-карбонат-тальковая порода. Мощность тальконосных зон достигает 10-15 м
<i>Шунгит</i>				
IV-4	3	Кочкомское	[101, 125]	П. 62°42'16" с.ш., 35°47'50" в.д. 5 пластов шунгитсодержащих пород мощностью 9-10 м. Содержание углерода - от 5-6 до 15-20% в обогащенных пластах до 44-48%
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>				
<i>Алмазы</i>				
III-2	4	Верхнее Волозеро	[87]	П. 62°51'59" с.ш., 35°26'55" в.д. Изучено скв. 96. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты. Среднезернистый песчаный материал карстовой полости, интервал опробования - 107,0-109,0 м. Алмаз - 1 зерно
IV-1	4	Восточно-Габсельгское	[87]	П. 62°48'13" с.ш., 35°09'20" в.д. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты. Изучено скв. 30, 124-125. Песчаный доломит туломозерской свиты (скв. 30, инт. 38,3-41,5 м) - 8 зерен. Метасоматиты, дезинтегрированная порода (скв. 125, инт. 70,2-71,8 м) - 1 зерно. Песчано-гравийный материал четвертичных отложений (скв. 124, инт. 23-26, 26-27,8, 27,8-29,5 м) - 5 зерен, 3 зерна, 6 знаков с плотика соответственно. Песчаный, песчано-глинистый материал карстовых полостей (скв. 30, гл. 38,3, 57,4 и 61,0 м) - 5, 7 и 5 зерен соответственно. МИА - хромшпинелиды, хромдиопсид, муассанит
IV-1	9	Куйкозерское	[87]	П. 62°46'59" с.ш., 35°05'14" в.д. Изучено скв. 109. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты, габбро-долериты койкарского комплекса (от 104,3 до 132 м). Разрез насыщен «карстовыми» полостями (50%). Общая мощность «карстовых» интервалов - 43 м. Песок кварцево-полевошпатовый, кварцево-полевошпат-слюдистый песок, то же - со щебнем. Интервалы опробования: 72,9-76,8; 81,3-83,6; 83,6-86,7; 86,7-88,8; 89,5-92,2; 160-161,6; 101,4-103,9; 107,9-109,7; 111,3-113,0; 113,0-115,0; 115-121,7 м. Общее количество зерен алмаза по интервалу - 222. МИА - хромдиопсид, муассанит
IV-1	14	Ручей Дедов	[87, 99]	П. 62°45'30" с.ш., 35°10'59" в.д. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты. Изучено скв. 99-100 [87], скв. 29В [99]. Песчаный материал со щебнем вмещающих пород из карстовой полости: скв. 99, инт. 27,4-27,8, 46,9-47,4, 49,1-49,6 м - 24 зерна; скв. 100, инт. 48,85-49,2 м - 1 зерно; скв. 29, инт. 47,8-61,6 м - 78 зерен. Четвертичные отложения (глина песчаная со щебнем алевролитов и доломитов): скв. 100, инт. 23,0-24,0 м - 5 зерен. МИА - хромдиопсид
IV-2	8	Озеро Лобское	[87, 99]	П. 62°44'30" с.ш., 35°16'24" в.д. Терригенно-карбонатные отложения туломозерской свиты. Изучено скв. 27к [99]. Песчаный материал из карстовой полости. Инт. 31,6-33,5, 46,3, 47,5, 61,2 м. Алмаз - 20 зерен. МИА - хромшпинелиды
<b>Геофизические аномалии</b>				
IV-2	3		[92]	Геомеханическая аномалия выявлена методом резонансно-акустического профилирования (РАП). Ширина аномалии при пересечении профилем - 660 м. Признаки: субвертикальное направление, максимальная интенсивность спектров акустических сигналов в краевых частях аномалии. Располагается в зоне высокоинтенсивных магнитных аномалий «мозаичного» характера

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	5		[92]	Геомеханическая аномалия выявлена методом резонансно-акустического профилирования (РАП). Ширина аномалии при пересечении профилем - 120 м. Признаки: субвертикальное направление, максимальная интенсивность спектров акустических сигналов в краевых частях аномалии. Располагается в зоне высокоинтенсивных магнитных аномалий «мозаичного» характера

## Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Вожмозерско-Савинский прогнозируемый рудный узел (1.1.1) Золото	-	P <sub>3</sub> - 26,5 т	+26,5 т	Поисковые работы масштаба 1 : 25 000
2	Заломаевско-Рыбозерский рудный узел (1.2.1) Золото	P <sub>1</sub> - 3,3 т P <sub>2</sub> - 5 т	P <sub>3</sub> - 71,0 т	+71,0 т	Поисковые работы масштаба 1 : 25 000
3	Повенецкий прогнозируемый рудный узел (2.1.1) Алмазы	-	P <sub>3</sub> - 20 млн карат	+20 млн карат	Поисковые работы масштаба 1 : 50 000

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
<b>Металлические</b> Благородные металлы	Золото	2 рудных узла	P <sub>3</sub> P <sub>2</sub> P <sub>1</sub>	71,0 т (+26,5 авторские) 5 т 3,3 т
<b>Неметаллические</b> Драгоценные и поделочные камни	Алмазы	1 рудный узел	P <sub>3</sub>	20 млн карат



## Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород

Индекс клетки	№ на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы*, авторский № пункта
I-4	1	Метариолит-порфир из дайки рыбозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2857±14	обн. 405300
I-2	2	Меланократовое метагаббро каменноозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2818±14	обн. 116500
I-4	3	Гранодиорит-порфир из дайки рыбозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2804±12	обн. 406500
I-1	4	Металейкогаббро каменноозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2840±5	обн. 408600
I-1	5	Метаандезит-порфирит из дайки рыбозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2835±11	обн. 117701
I-1	6	Метагаббро возмозерского вулканического комплекса, субвулканическая фация	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2857±7	обн. 120100
I-1	7	Метадацит-порфир из дайки рыбозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2832±9	обн. 415300
I-2	8	Метадацит-порфир из дайки рыбозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2862±8	обн. 108900
I-2	9	Плагиогранит порфировидный биотитовый из поздней фазы шилосского комплекса (Шилосский массив)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2853±11	обн. 109100
I-1	10	Гранодиорит-порфир из дайки рыбозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2785±15	обн. 414300
I-2	11	Метагаббро ранней фазы шилосского комплекса (Шилосский массив)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2869±12	обн. 401100
I-1	12	Метариолит-порфир из дайки рыбозерского комплекса	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2848±15	обн. 135100
I-1	13	Порфировидный биотитовый граносиенит хаутаварского комплекса умереннощелочных гранитов (Конжозерский массив)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2762±9	обн. 132800
II-3	14	Кварцевый диорит водлозерского комплекса (устье р. Овьеть)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	3140±12	обн. 2008
II-3	15	Плагиогранит водлозерского комплекса (р. Выг)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	3144±10	обн. 301000
III-1	16	Лейкогранит телекинского гранитового комплекса (Волозерский массив)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2705±9	обн. 100301
IV-1	17	Метадолерит койкарского комплекса (Габсельский силл)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2080±36	скв. 9
IV-2	18	Гранит плагио-микроклиновый мигматит-анатектит-гранитового комплекса (п. Волозеро)	Цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2798±9	обн. 2006

Примечание: \* – все определения возраста авторские, выполнены при ГДП-200 в 2009–2011 гг. [92].

## Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
I-4	1	Опорное обнажение. Дайка метариолит-порфира рыбозерского комплекса. Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры	[92], обн. 405300
I-2	2	Опорное обнажение. Меланократовое метагаббро каменноозерского комплекса. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 116500
I-4	3	Скважина вскрывает плагиограниты среднезернистые светло-серого цвета нерасчлененного ранне-среднелопийского возраста (гл. 50,5 м)	[140], скв. 258
I-4	4	Опорное обнажение. Метабазальты вождозерской толщи. Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры	[92], обн. 406100
I-4	5	Скважина вскрывает контакт плагиогранитов Хижозерского блока с метабазальтами вождозерской толщи и ультрабазитами Вождозерского массива (гл. 176,5 м)	[137], скв. 548
I-4	6	Опорное обнажение. Дайка гранодиорита-порфира рыбозерского комплекса. Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры	[92], обн. 406500
I-4	7	Скважина вскрывает зону интенсивно метасоматически измененных метабазальтов вождозерской толщи с многочисленными маломощными дайками рыбозерского комплекса (гл. 203,2 м). Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры	[137], скв. 553
I-1	8	Опорное обнажение. Метабазальты вождозерской толщи. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 409901
I-4	9	Скважина вскрывает метабазальты вождозерской толщи тонкозернистые с жилкой альбитофира (гл. 153,3 м). Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры	[140], скв. 278
I-4	10	Скважина вскрывает контакты метабазальтов вождозерской толщи с дайками дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса (гл. 85,0 м). Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры	[137], скв. 552
I-1	11	Опорное обнажение. Металейкогаббро каменноозерского комплекса. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 408600
I-1	12	Опорное обнажение. Контакт дайки метариолит-порфира рыбозерского комплекса с рассланцованными метабазальтами вождозерской толщи. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 117500
I-1	13	Опорное обнажение. Дайка метаандезит-порфирита рыбозерского комплекса. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 117701
I-4	14	Опорное обнажение. Подушечные лавы метабазальтов вождозерской толщи. Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры	[92], обн. 407900
I-1	15	Опорное обнажение. Метагаббро вождозерского вулканического комплекса, субвулканическая фация. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 120100
I-1	16	Опорное обнажение. Контакт дайки метагаббро вождозерского вулканического комплекса с секущей дайкой метадацит-порфира рыбозерского комплекса. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 410300
I-1	17	Скважина вскрывает контакт вождозерской толщи с плагиогранитами нерасчлененного ранне-среднелопийского возраста (гл. 70,0 м). Заломаевско-Петровоямская структура	[102], скв. 12К
I-2	18	Опорное обнажение. Метагаббро ранней фазы шилосского комплекса, с редкой вкрапленностью сульфидов. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 114600
I-2	19	Скважина вскрывает метагаббро мелко-среднезернистые ранней фазы шилосского комплекса (гл. 100,9 м). Северное обрамление Шилосского массива	[102], скв. 1К
I-1	20	Скважина вскрывает метабазальты вождозерской толщи рассланцованные с сульфидной минерализацией, дайки метадацит-метариолит-порфиров рыбозерского комплекса (гл. 159,4 м). Заломаевско-Петровоямская структура	[143], скв. 60
I-1	21	Скважина вскрывает зону лиственизации метабазальтов вождозерской толщи, березитизации даек рыбозерского комплекса горизонт метабазальтов повышенной магнезиальности. Содержание сульфидов - 10-30% (гл. 239,1 м). Заломаевско-Петровоямская структура	[143], скв. 25
I-2	22	Скважина вскрывает метакоматииты кумбуксинской толщи. Тайгиницкая структура (гл. 157 м)	[128], скв. 81п
I-2	23	Скважина вскрывает толщу переслаивания потоков метакоматиитов мощностью от первых метров до 14-15 м с магнезиальными метабазальтами и сланцами карбонат-кварц-серцит-хлоритового, карбонат-хлорит-амфиболового, биотит-амфибол-хлоритового и др. состава (гл. 202,4 м)	[128], скв. 78п

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
I-2	24	Опорное обнажение. Миндалекаменные метабазалты северо-сегозерской свиты. Ворожгорская структура	[92], обн. 111000
I-1	25	Опорное обнажение. Метабазалты тонкозернистые воужозерской толщи с секущими дайками метадацит-порфиры рыбозерского комплекса. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 415300
I-1	26	Опорное обнажение. Подушечные лавы метабазалтов воужозерской толщи. Заломаевско-Петровоямская структура	[92], обн. 414900
I-4	27	Скважина вскрывает ранне-среднелопийские плагиограниты нерасчлененные (гл. 75,0 м)	[137], скв. 623
I-4	28	Скважина вскрывает тектоническую зону контакта метабазалтов воужозерской толщи с ранне-среднелопийскими плагиогранитами в зоне Кумбуксинского разлома (гл. 200,5 м)	[137], скв. 563
I-1	29	Опорное обнажение. Метагаббродолериты субвулканической фации северо-сегозерского вулканического комплекса. Мяндовогорская структура	[92], обн. 412200
I-2	30	Опорное обнажение. Порфириовидные плагиограниты шилосского комплекса. Шилосский массив	[92], обн. 111700
I-4	31	Скважина вскрывает магнезиальные метабазалты кумбуксинской толщи (гл. 47,4 м). Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[137], скв. 620
I-2	32	Опорное обнажение. Дайка метадацит-порфира рыбозерского комплекса. Тайгиницкая структура	[92], обн. 108900
I-1	33	Опорное обнажение. Разрез кварцитопесчаников янгозерской свиты. Мяндовогорская структура	[92], обн. 121800
I-2	34	Опорное обнажение. Плагиограниты порфириовидные шилосского комплекса, поздняя фаза. Шилосский массив	[92], обн. 109100
I-4	35	Скважина вскрывает разрез кумбуксинской толщи (гл. 50,1 м). Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[140], скв. 269
I-1	36	Опорное обнажение. Метагаббродолериты субвулканической фации северо-сегозерского вулканического комплекса. Мяндовогорская структура	[92], обн. 125500
I-4	37	Скважина вскрывает разрез кумбуксинской толщи (гл. 151,0 м). Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[140], скв. 270
I-1	38	Скважина вскрывает контакт воужозерской толщи и интрузий гипербазитов каменноозерского комплекса с осадками янгозерской свиты (гл. 311,0 м). Конжозерская структура	[102], скв. 5К
I-2	39	Опорное обнажение. Ксенолит метабазалта воужозерской толщи в габброамфиболите ранней фазы шилосского комплекса. Тайгиницкая структура	[92], обн. 402403
I-4	40	Скважина вскрывает разрез сланцев по метабазальтам воужозерской толщи (гл. 151,0 м). Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[140], скв. 271
I-1	41	Опорное обнажение. Тонкозернистый метабазацит воужозерской толщи с секущей дайкой гранодиорит-порфира рыбозерского комплекса и жилой кварц-плагиоклазового состава	[92], обн. 414300
I-2	42	Опорное обнажение. Метагаббро ранней фазы шилосского комплекса. Северо-восточное обрамление Шилосского массива	[92], обн. 401100
I-4	43	Скважина вскрывает хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы по базальтам воужозерской толщи (гл. 198,0 м). Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[140], скв. 273
I-4	44	Опорное обнажение. Магнезиальные метабазалты кумбуксинской толщи. Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[92], обн. 130200
I-4	45	Скважина вскрывает тектонизированный контакт воужозерской и кумбуксинской толщ. Савинская ветвь Каменноозерской структуры (гл. 124,5 м)	[137], скв. 628
I-1	46	Скважиной вскрыт разрез воужозерской толщи на гл. 144,7-151,5 м - серпентиниты мелкозернистые по ультрабазитам каменноозерского комплекса. Конжозерская структура	[102], скв. 15К
I-1	47	Скважина вскрывает апоперидотитовые серпентиниты каменноозерского комплекса (гл. 236,0 м). Конжозерская структура	[143], скв. 40
I-4	48	Скважина вскрывает магнезиальные метабазалты кумбуксинской толщи рассланцованные с тонкими линзовидными прожилками кварц-карбонатного состава (гл. 47,0 м). Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[140], скв. 275
I-4	49	Скважина вскрывает метасоматически измененные метавулканиты кумбуксинской толщи и дайки кислого состава рыбозерского комплекса (гл. 270,5 м). Савинская ветвь Каменноозерской структуры	[137], скв. 626
I-4	50	Скважина вскрывает массив ультрабазитов (гл. 350,0 м). Савинский массив Западно-Кумбуксинской группы	[137], скв. 569
I-4	51	Скважина вскрывает массив ультрабазитов (гл. 410,0 м). Савинский массив Западно-Кумбуксинской группы	[137], скв. 570

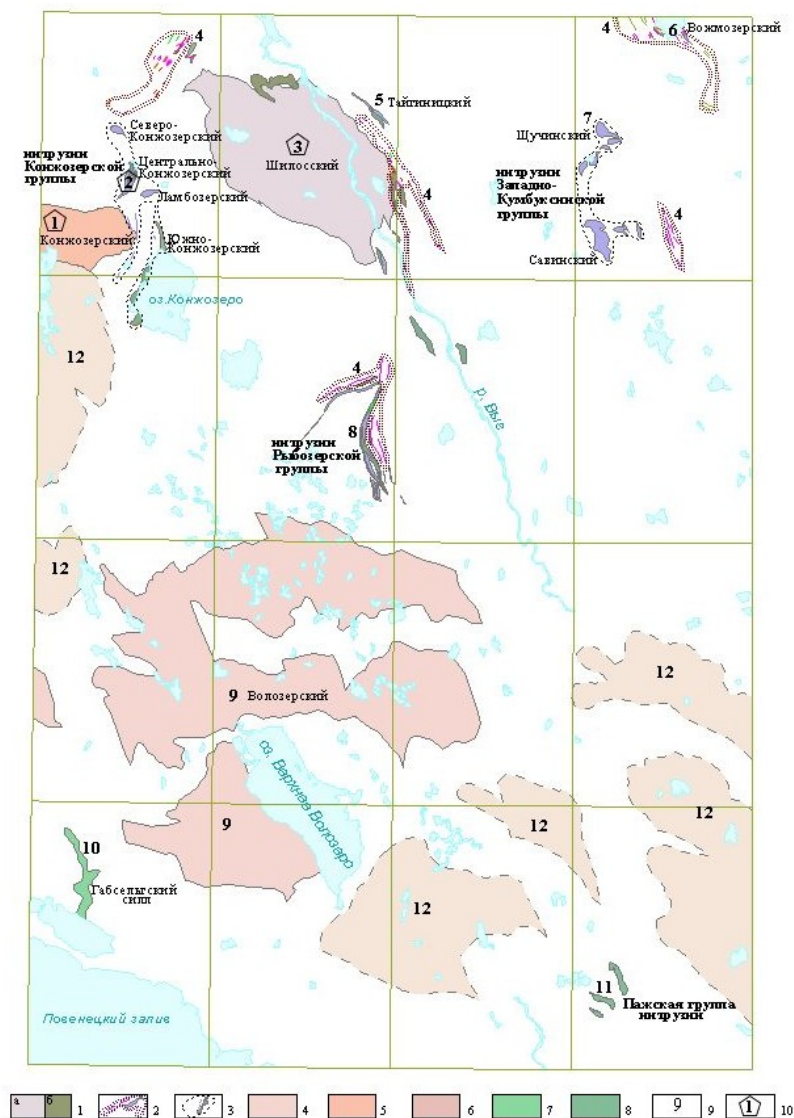
Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
I-1	52	Опорное обнажение. Дайка метариолит-порфира рыбозерского комплекса. Конжозерская структура	[92], обн. 135100
I-1	53	Опорное обнажение. Порфиroidный биотитовый граносиенит хаутаварского комплекса умереннощелочных гранитов. Конжозерский массив	[92], обн. 132800
I-4	54	Скважина вскрывает разрез интенсивно измененных пород кумбуксинской толщи в зоне влияния Кумбуксинского разлома (гл. 254,4 м). Каменноозерская структура	[138], скв. 1050
I-4	55	Скважина вскрывает разрез интенсивно измененных пород кумбуксинской толщи в зоне влияния Кумбуксинского разлома (гл. 415,7 м). Каменноозерская структура	[138], скв. 1049
I-4	56	Скважина вскрывает контакт пород кумбуксинской толщи с гранитоидами, с мощной зоной интенсивного расщепления и милонитизации пород (гл. 88,4 м). Каменноозерская структура	[138], скв. 1051
II-1	57	Опорное обнажение. Подушечные лавы метабазальтов вожозерской толщи. Конжозерская структура	[92], обн. 134500
II-3	58	Опорное обнажение. Кварцевые диориты водлозерского комплекса. Шелтопорожский блок	[92], обн. 2008
II-2	59	Скважина вскрывает интенсивно метасоматически измененные метавулканиды вожозерской толщи (гл. 76,8 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 10
II-2	60	Скважина вскрывает интенсивно метасоматически измененные метавулканиды вожозерской толщи (гл. 174,7 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 2
II-2	61	Скважина вскрывает интенсивно измененные метасоматическими процессами метабазальты вожозерской толщи (гл. 191,7 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 6
II-2	62	Скважина вскрывает измененные ультрабазиты каменноозерского комплекса расщепленные (гл. 205,4 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 5
II-2	63	Скважина вскрывает разрез интенсивно пропилитизированных и лиственизированных метабазальтов (гл. 76,0 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 7
II-2	64	Скважина вскрывает переслаивание карбонатсодержащих альбит-хлоритовых, кварц-хлоритовых сланцев и метасоматитов по метавулканидам вожозерской толщи (гл. 66,5 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 8
II-3	65	Опорное обнажение. Плагииграниты водлозерского комплекса. Шелтопорожский блок	[92], обн. 301005
II-2	66	Скважина вскрывает сложный разрез интенсивно измененных метавулканидов вожозерской толщи, даек рыбозерского комплекса и серпентинитов каменноозерского комплекса (гл. 150,0 м). Рыбозерская структура	[88], скв. 59
II-2	67	Скважина вскрывает метасоматиты по вулканитам вожозерской толщи (гл. 115,0 м). Рыбозерская структура	[88], скв. 58
II-2	68	Скважина вскрывает амфиболовые сланцы актинолит-тремолитового состава с маломощными телами метаперидотитов каменноозерского комплекса (гл. 195,7 м). Рыбозерская структура	[98], скв. 1р
II-2	69	Скважина вскрывает разрез кварц-серицитовых, хлоритовых, хлорит-талковых сланцев по метавулканидам с дайками кислого состава рыбозерского комплекса (гл. 153,90 м). Рыбозерская структура	[98], скв. 8р
II-2	70	Скважина вскрывает разрез полевошпат-амфибол-хлоритовых сланцев по основным породам, на гл. 46,0-142,8 м - апоперидотитовые серпентиниты каменноозерского комплекса с прожилками хризотил-асбеста (гл. 173,6 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 28
II-3	71	Скважина вскрывает разрез катаклазированных плагиигранитов, амфиболовых гнейсов, огнейсованных плагиигранитов, гранитогнейсов с реликтами амфиболитов водлозерского комплекса (гл. 69,88 м). Шелтопорожский блок	[124], скв. 1ш
II-1	72	Скважина вскрывает антигоритовые серпентиниты тонкомелкозернистые с вкрапленностью сульфидов на гл. 178,4-273,6 м в плагии-микроклиновых гранитах (гл. 282,6 м)	[143], скв. 96
II-2	73	Скважина вскрывает переслаивание тремолитовых, карбонат-хлорит-амфиболовых сланцев по ультрабазитам каменноозерского комплекса (гл. 200,6 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 48
II-2	74	Скважина вскрывает апоперидотитовые серпентиниты, метаперидотиты и тальк тремолит-хлоритовые сланцы по ультрабазитам каменноозерского комплекса (гл. 188,0 м). Рыбозерская структура	[143], скв. 88
III-3	75	Скважина вскрывает порфиroidные биотитовые плагииграниты водлозерского комплекса (гл. 80,5 м). Шелтопорожский блок	[92], скв. 1
III-1	76	Опорное обнажение. Биотит-мусковитовые лейкограниты телекинского комплекса. Волозерский массив	[92], обн. 100301
III-3	77	Скважина вскрывает тектонизированные гнейсовидные средне-	[92], скв. 2-1

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
		крупнозернистые плагиограниты в зоне Рыбозерско-Пажского разлома (гл. 80,2 м)	
III-2	78	Скважина вскрывает metabазальты верхнего горизонта средней пачки туломозерской свиты (гл. 113,6 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 95
III-3	79	Скважина вскрывает средне-крупнозернистые гнейсовидные плагиограниты (гл. 54,0 м). Северо-Онежский блок	[92], скв. 2
III-2	80	Скважина вскрывает переслаивание доломитов, алевролитов, аргиллитов, брекчий средней пачки туломозерской свиты (гл. 161,3 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 96
IV-3	81	Скважина вскрывает верхний горизонт средней пачки туломозерской свиты, представленный альбит-хлорит-актинолитовыми сланцами по metabазальтам (гл. 120,5 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], скв. 3-1
IV-4	82	Опорное обнажение. Амфиболовые сланцы по metabазальтам возмозерской толщи, мигматизированные на контакте с плагио-микроклиновыми гранитами. Сосновско-Тервозерская структура	[92], обн. 126800
IV-3	83	Скважина вскрывает разрез средней пачки туломозерской свиты (гл. 111,3 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], скв. 3
IV-1	84	Скважина вскрывает терригенно-карбонатный разрез нижней пачки туломозерской свиты (гл. 83,0 м). Структурно-вещественные признаки флюидолитов. Проявление алмазов Восточно-Габсельское. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 124
IV-1	85	Скважиной вскрыт полный разрез коры выветривания мощностью 9,9 м на инт. 88,4-98,3 м и контакт с ней нижней пачки туломозерской свиты (гл. 100,0 м). Структурно-вещественные признаки флюидолитов. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], скв. 6
IV-1	86	Скважина вскрывает интенсивно метасоматически измененные карбонатные породы нижней пачки туломозерской свиты (гл. 81,4 м). Структурно-вещественные признаки флюидолитов. Проявление алмазов Восточно-Габсельское. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 125
IV-1	87	Скважина вскрывает контакт терригенно-карбонатных отложений туломозерской свиты с габбродолеритами койкарского комплекса (гл. 100,2 м). Структурно-вещественные признаки флюидолитов, находки пиропы переходного к гарцбургитовому парагенезису. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], скв. 9
IV-2	88	Скважина вскрывает плагиогранит ранне-среднелопийского нерасчлененного комплекса (гл. 67,2 м)	[87], скв. 46
IV-2	89	Скважина вскрывает разрез терригенно-карбонатных отложений нижней пачки туломозерской свиты (гл. 101,2 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 45
IV-2	90	Скважина вскрывает плагиограниты телекинского комплекса (гл. 52,0 м). Волозерский массив	[87], скв. 47
IV-1	91	Скважина вскрывает горизонт переслаивания метаалевролитов, доломитов, метапесчаников и седиментогенных брекчий средней пачки туломозерской свиты (гл. 100,6 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], скв. 5
IV-1	92	Скважина вскрывает разрез доломитов, метаалевролитов средней пачки туломозерской свиты (гл. 57,6 м). Структурно-вещественные признаки флюидолитов. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 102
IV-2	93	Скважина вскрывает горизонт переслаивания разномозерных доломитов, кварцсодержащих известняков, известковистых доломитов с редкими прослоями кварцитопесчаников, алевролитов и седиментогенных брекчий (гл. 100,2 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 43
IV-2	94	Опорное обнажение контакт порфирированных микроклин-плагиоклазовых лейкогранитов с плагиогранитами	[92], обн. 2006
IV-2	95	Скважиной вскрыт горизонт переслаивания кварцитопесчаников, алевролитов с редкими прослоями кварцсодержащих известняков, известковистых доломитов (гл. 106,45 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[87], скв. 42
IV-4	96	Контакт углеродсодержащих сланцев, метатифов (15 см) и metabазальтов заонежской свиты. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], обн. 127702
IV-4	97	Скальный выход габбро заонежского комплекса. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], обн. 127400
IV-4	98	Глинистые сланцы углеродсодержащие с сульфидной вкрапленностью заонежской свиты (гл. 70,7 м). Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], скв. 8

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
IV-4	99	Углеродсодержащие сланцы с сульфидными конкрециями заонежской свиты. Северо-Восточное крыло Онежской структуры	[92], обн. 128400

**Список петротипических и наиболее характерных массивов и площадей, показанных на схеме  
расположения плутологических комплексов**

№ на схеме	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы
1	Конжозерский петротипический массив. Хаутаварский комплекс умереннощелочных гранитов	[92]
2	Центрально-Конжозерский петротипический массив (интрузии Конжозерской группы). Каменноозерский комплекс оливинит-пироксенит-габбровый	[102, 143]
3	Шилооский петротипический массив. Шилооский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый	[92, 143]
4	Дайки андезит-дацит-риолитового состава рыбозерского комплекса	[92, 143]
5	Тайгиницкий массив. Каменноозерский комплекс оливинит-пироксенит-габбровый	[128]
6	Вожозерский массив. Каменноозерский комплекс оливинит-пироксенит-габбровый	[138]
7	Интрузии Западно-Кумбуксинской группы (Щучинский и Савинский массивы) каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового комплекса	[138]
8	Интрузии Рыбозерской группы каменноозерского оливинит-пироксенит-габбрового комплекса	[88, 143]
9	Волозерский массив телекинского комплекса гранитового	[87, 92]
10	Габсельгский силл габбродолеритов койкарского комплекса	[87, 92]
11	Пажская группа интрузий заонежского комплекса габбродолеритов	[92, 125]
12	Площадь развития мигматит-анатектит-гранитового комплекса	[87, 92]



**Схема расположения плутологических комплексов**

**Химический состав горных пород**

Комплекс	Заонежский комплекс габбродолеритовый								
Район	Северо-восточное крыло Онежской структуры								
№ пробы	127400	418801	310200	312400	312402	312802	31160А	419200	311100
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	49,02	51,71	46,85	46,02	45,85	47,06	45,93	52,65	49,91
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,34	1,58	0,84	0,78	0,91	1,40	2,01	2,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	15,38	13,59	14,80	14,85	13,64	13,46	14,03	16,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,11	13,52	17,24	14,32	15,06	12,47	18,37	16,70	17,60
MnO	0,22	0,17	0,20	0,20	0,21	0,16	0,24	0,24	0,23
MgO	7,86	7,69	11,62	13,41	13,37	13,38	10,54	5,10	7,44
CaO	8,54	5,32	6,88	7,82	7,32	9,09	7,69	5,68	2,33
Na <sub>2</sub> O	2,58	4,06	1,11	2,42	2,45	2,93	1,85	2,83	2,43
K <sub>2</sub> O	0,45	0,82	0,94	0,16	0,13	0,37	0,54	0,77	1,39
Mg#	0,51	0,53	0,57	0,65	0,64	0,68	0,53	0,38	0,46
Ba		121							
Rb		24							
Sr		54							
Zr		72							
Hf		1,93							
Y		20							
Nb		5							
Ta		0,3							
Cr		199							
Ni		76							
Co		47							
V		299							
La		7,19							
Ce		16,1							
Pr		2,20							
Nd		9,97							
Sm		2,30							
Eu		0,89							
Gd		3,02							
Tb		0,52							
Dy		3,43							
Ho		0,78							
Er		2,21							
Tm		0,31							
Yb		2,10							
Lu		0,31							
Th		1,1							
U		0,3							
ΣP3Э		51							
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		3							
Eu/Eu*		1,03							
(Nb/La) <sub>N</sub>		0,71							



Подразделение	Заонежская свита								
Порода	Углеродистые сланцы								
Район	Северо-восточное крыло Онежской структуры								
№ пробы	127500	701400	419503	127701	701500	701700	419500	419501	418400
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	58,25	59,89	61,58	62,17	62,16	62,64	63,40	63,66	65,53
TiO <sub>2</sub>	2,66	1,45	0,93	1,39	1,39	1,72	1,03	0,95	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,61	17,32	16,81	13,18	16,52	15,09	17,92	15,26	14,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,61	11,69	6,66	13,70	10,53	10,51	5,73	9,33	9,42
MnO	0,07	0,08	0,09	0,10	0,08	0,06	0,09	0,07	0,07
MgO	3,44	4,36	5,75	5,21	3,52	5,17	4,26	5,00	3,39
CaO	1,62	1,14	3,30	1,41	0,72	0,79	1,82	1,99	1,41
Na <sub>2</sub> O	3,64	0,93	1,52	2,48	1,09	1,12	1,73	1,80	1,27
K <sub>2</sub> O	2,09	3,15	3,37	0,35	3,97	2,89	4,02	1,94	3,42
Ba	410	460	810	130	370	360	1500	560	280
a	0,36	0,34	0,32	0,25	0,31	0,28	0,33	0,28	0,25
b	0,25	0,28	0,29	0,33	0,23	0,27	0,21	0,28	0,23
n	0,16	0,10	0,12	0,09	0,12	0,10	0,14	0,10	0,11
k	0,04	0,07	0,07	0,01	0,08	0,06	0,09	0,04	0,07
CIA	61	71	58	65	69	70	63	64	63
Rb	63							77	
Sr	75							48	
Zr	159							153	
Hf	4,38							4,12	
Y	26							13	
Nb	20,7							10,1	
Ta	1,32							0,77	
Cr	312							134	
Ni	98							57	
Co	25							27	
V	309							61	
La	11,1							25,9	
Ce	29,1							52,5	
Pr	5,11							6,26	
Nd	24,1							22,5	
Sm	5,38							3,75	
Eu	2,43							1,1	
Gd	5,39							3,53	
Tb	0,88							0,48	
Dy	4,97							2,43	
Ho	0,99							0,47	
Er	2,78							1,35	
Tm	0,41							0,2	
Yb	2,58							1,18	
Lu	0,44							0,19	
Th	3,6							10,4	
U	13,7							1,3	
ΣPЗЭ	96							122	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3							16	
Eu/Eu*	1,38							0,92	

Подразделение	Заонежская свита								
Порода	Углеродистые сланцы								
Район	Северо-восточное крыло Онежской структуры								
№ пробы	418500	419401	419402	127900	128500	418802	128401	128301	128300
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	65,72	66,06	66,09	66,33	66,61	69,88	70,02	73,04	82,67
TiO <sub>2</sub>	0,99	0,77	0,98	1,32	0,69	0,89	0,41	0,82	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,64	14,23	18,52	13,14	17,04	12,74	10,73	12,68	8,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,59	8,93	4,55	10,97	6,06	7,76	7,22	5,92	3,35
MnO	0,12	0,08	0,03	0,08	0,06	0,08	0,14	0,03	0,20
MgO	3,23	5,20	3,36	3,28	3,56	3,10	9,82	2,35	1,56
CaO	0,99	1,00	0,23	1,39	0,88	0,84	0,66	0,28	0,14
Na <sub>2</sub> O	1,44	2,07	1,78	0,95	1,67	4,00	0,25	1,94	0,05
K <sub>2</sub> O	2,28	1,66	4,46	2,55	3,43	0,70	0,74	2,93	2,84
Ba	260	560	1900	160	1200	100	240	1200	1800
a	0,24	0,25	0,33	0,23	0,30	0,21	0,18	0,20	0,13
b	0,24	0,26	0,14	0,24	0,18	0,19	0,35	0,14	0,09
n	0,09	0,10	0,15	0,08	0,13	0,14	0,02	0,12	0,06
k	0,05	0,04	0,09	0,05	0,07	0,01	0,02	0,06	0,06
CIA	67	67	69	66	68	59	82	65	72
Rb					140			56	
Sr					35			14	
Zr					115			110	
Hf					3,27			2,76	
Y					14			71	
Nb					9,5			7,7	
Ta					0,78			0,74	
Cr					112			330	
Ni					48			140	
Co					18			9	
V					74			404	
La					39,2			33,2	
Ce					74			55,9	
Pr					8,45			7,21	
Nd					30,9			30,7	
Sm					4,86			7,5	
Eu					1,16			1,63	
Gd					4,16			7,5	
Tb					0,57			1,39	
Dy					2,82			9,45	
Ho					0,63			2,22	
Er					1,63			6,6	
Tm					0,25			0,97	
Yb					1,48			6,15	
Lu					0,23			0,81	
Th					13			9,6	
U					2			7,1	
ΣP3Э					170			171	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>					19			4	
Eu/Eu*					0,79			0,66	

## Продолжение прил. 9

Подразделение	Заонежская свита	
Порода	Метабазальты	
Район	р. Пажа	
№ пробы	127703	28001
Источник	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	50,37	52,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,67	14,50
TiO <sub>2</sub>	1,94	1,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	15,80	13,26
FeOобщ	14,22	11,93
MnO	0,18	0,17
MgO	6,53	7,54
CaO	6,10	5,88
Na <sub>2</sub> O	3,42	3,92
K <sub>2</sub> O	0,98	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,11
mg	0,45	0,53
f	0,55	0,47
al	0,40	0,44
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3,47	4,91
V ppm		290
Cr ppm		198
Co ppm		49
Ni ppm		75,1
Rb ppm		21,4
Sr ppm		52,7
Y ppm		21,1
Zr ppm		67,3
Nb ppm		5,27
Ba ppm		133
La ppm		7,12
Ce ppm		16,6
Pr ppm		2,27
Nd ppm		9,9
Sm ppm		2,52
Eu ppm		0,92
Gd ppm		3,08
Tb ppm		0,53
Dy ppm		3,29
Ho ppm		0,71
Er ppm		2,11
Tm ppm		0,32
Yb ppm		2,08
Lu ppm		0,3
Hf ppm		1,93
Ta ppm		0,33
Th ppm		1,03
U ppm		0,71
ΣP3Э		73
(Nb/La) <sub>N</sub>		0,25
Nb/Y		3,19
Zr/Y		2,46
(La/Yb) <sub>N</sub>		1,82
(La/Sm) <sub>N</sub>		0,71

Комплекс	Северо-сегозерский вулканический комплекс. Субвулканическая фация					
Порода	Метагаббро, метагаббродолериты					
Район	Мяндовогорская структура					
№ пробы	412000	412100	412200	415700	125300	125500
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	51,19	51,59	51,41	51,41	50,76	50,33
TiO <sub>2</sub>	1,17	1,53	1,56	1,64	1,60	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,01	14,77	14,83	14,53	14,72	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,47	13,13	12,50	13,91	14,41	14,66
MnO	0,23	0,23	0,18	0,22	0,22	0,19
MgO	7,64	7,03	5,54	7,25	7,46	6,22
CaO	8,03	8,14	10,97	8,83	7,66	7,54
Na <sub>2</sub> O	2,66	3,25	2,51	1,90	2,77	3,44
K <sub>2</sub> O	0,61	0,34	0,49	0,33	0,40	0,36
Mg#	0,53	0,51	0,47	0,51	0,51	0,46
Ba		52				26
Rb		5				3
Sr		87				78
Zr		96				96
Hf		2,71				2,62
Y		28				25
Nb		4				5
Ta		0,3				0,3
Cr		207				151
Ni		103				95
Co		48				51
V		271				277
La		6,81				6,74
Ce		16,5				16,8
Pr		2,54				2,38
Nd		12,7				11,9
Sm		3,74				3,14
Eu		1,1				1,14
Gd		4,24				3,74
Tb		0,76				0,68
Dy		4,78				4,29
Ho		0,98				0,94
Er		2,82				2,63
Tm		0,39				0,36
Yb		2,54				2,36
Lu		0,4				0,34
Th		1,1				1,2
U		0,3				0,3
ΣP3Э		60				57
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		2				2
Eu/Eu*		0,84				1,02
(Nb/La) <sub>N</sub>		0,62				0,74

Комплекс	Северо-сегозерский вулканический комплекс. Покровная фация						
Порода	Мегабазальты						
Район	Мяндогогорская структура						
№ пробы	122800	122801	416200	412700	121000	125500	с-13
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[102]
SiO <sub>2</sub>	48,60	49,34	54,44	51,26	52,62	50,33	54,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,38	14,87	13,94	14,23	13,85	15,38	13,53
TiO <sub>2</sub>	1,64	1,70	1,97	1,70	1,74	1,87	1,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	16,61	13,85	15,28	15,06	15,18	14,66	11,5
FeOобщ	14,95	12,46	13,75	13,55	13,66	13,19	10,35
MnO	0,23	0,17	0,17	0,21	0,21	0,19	0,16
MgO	7,01	8,33	5,41	8,29	5,14	6,22	2,68
CaO	8,24	7,88	4,56	5,22	8,83	7,54	7,64
Na <sub>2</sub> O	2,03	2,85	3,82	3,82	2,06	3,44	4,42
K <sub>2</sub> O	0,26	1,01	0,40	0,22	0,37	0,36	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,14	0,16	0,13	0,14	0,13	0,69
mg	0,46	0,54	0,41	0,52	0,40	0,46	0,32
f	0,54	0,46	0,59	0,48	0,60	0,54	0,68
al	0,40	0,43	0,40	0,39	0,41	0,45	0,55
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	7,88	2,84	9,56	17,62	5,58	9,60	5,67
V ppm	287	234	315		303	277	
Cr ppm	144	149	48,5		57,7	151	
Co ppm	50,7	48,4	54,5		44,7	50,6	
Ni ppm	94	90,5	38		43,9	95,3	
Rb ppm	3,99	34,8	9,12		6,41	2,92	
Sr ppm	73,1	90,9	125		413	78,1	
Y ppm	28,2	27,6	23,4		19,9	24,8	
Zr ppm	86,1	96,5	129		113	95,9	
Nb ppm	4,45	4,72	9,37		8,49	5,16	
Ba ppm	19,1	163	76,7		95,4	25,5	
La ppm	7,6	7,14	19,9		15	6,74	
Ce ppm	18,5	17,6	42,8		32,9	16,8	
Pr ppm	2,7	2,65	5,49		4,34	2,38	
Nd ppm	13,3	13,3	23,6		18,6	11,9	
Sm ppm	3,51	3,57	5,16		3,84	3,14	
Eu ppm	1,18	1,19	1,59		1,73	1,14	
Gd ppm	4,69	4,63	5,21		4,35	3,74	
Tb ppm	0,77	0,81	0,78		0,66	0,68	
Dy ppm	4,79	5,29	4,57		3,99	4,29	
Ho ppm	1,08	0,98	0,85		0,74	0,94	
Er ppm	3,07	2,86	2,41		2,01	2,63	
Tm ppm	0,42	0,39	0,29		0,29	0,36	
Yb ppm	2,69	2,66	2,03		1,78	2,36	
Lu ppm	0,45	0,43	0,35		0,27	0,34	
Hf ppm	2,66	2,99	3,63		3,27	2,62	
Ta ppm	0,34	0,33	0,69		0,63	0,3	
Th ppm	1,16	1,08	3,73		2,87	1,2	
U ppm	0,32	0,28	1,38		0,99	0,32	
ΣP3D	93	91	138		110	82	
(Nb/La)N	0,56	0,64	0,45		0,55	0,74	
Nb/Y	0,16	0,17	0,40		0,43	0,21	
Zr/Y	3,05	3,50	5,51		5,68	3,87	
(La/Yb)N	2,03	1,93	7,03		6,04	2,05	
(La/Sm)N	1,40	1,29	2,49		2,52	1,39	

Комплекс	Северо-сегозерский вулканический комплекс. Покровная фация									
Порода	Метабазальты									
Район	Ворожгорская структура					Колойгорская структура			оз. Возмозеро	
№ пробы	111000	115400	412100	144*	170	с-14	с-32	с-32	406501	406400
Источник	[92]	[92]	[92]	[143]	[143]	[143]	[102]	[102]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	53,86	52,51	51,59	51,61	48,04	52,47	46,95	48,73	52,44	51,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,57	14,83	14,77	14,39	14,75	13,39	14,63	10,44	13,77	14,83
TiO <sub>2</sub>	1,15	0,84	1,53	0,59	1,36	1,54	1,46	0,73	2,05	1,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,24	11,22	13,13	11,63	15,16	14,38	17,31	11,13	15,00	15,76
FeO	11,02	10,10	11,82	10,47	13,64	12,94	15,58	10,02	13,50	14,18
MnO	0,20	0,18	0,23	0,18	0,19	0,19	0,17	0,22	0,19	0,22
MgO	6,97	6,77	7,03	6,82	5,40	5,68	7,52	10,58	4,74	6,50
CaO	7,73	9,28	8,14	8,68	13,24	6,49	6,12	7,53	8,32	7,09
Na <sub>2</sub> O	4,06	3,89	3,25	3,61	0,11	3,84	1,89	0,42	2,70	2,19
K <sub>2</sub> O	0,21	0,48	0,34	0,49	0,06	0,45	0,53	1,20	0,78	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,12	0,07	0,12	0,12	0,11	0,08	0,21	0,10
mg	0,53	0,54	0,51	0,54	0,41	0,44	0,46	0,65	0,39	0,45
f	0,47	0,46	0,49	0,46	0,59	0,56	0,54	0,35	0,61	0,55
a	0,45	0,53	0,46	0,50	0,43	0,41	0,36	0,33	0,41	0,41
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	18,95	8,04	9,61	7,37	1,83	8,53	3,57	0,35	3,49	9,17
V ppm	238	222	271						295	167
Cr ppm	184	242	207						98,4	58,7
Co ppm	41,1	43,7	48,4						37,3	35
Ni ppm	82,7	66,7	103						41,3	32,3
Rb ppm	<2	13,3	5,42						22	<2
Sr ppm	69,6	143	87,4						285	250
Y ppm	19,9	18,4	27,6						34,3	17,8
Zr ppm	74,5	66,7	95,8						157	40,7
Nb ppm	3,7	3,58	4,36						11	2,02
Ba ppm	20,1	132	52,3						123	8,13
La ppm	3,92	8,68	6,81						21,8	4,38
Ce ppm	10,8	19,1	16,5						45,2	10,6
Pr ppm	1,63	2,49	2,54						5,84	1,64
Nd ppm	7,65	10,3	12,7						24,6	7,45
Sm ppm	2,35	2,5	3,74						5,4	2,11
Eu ppm	0,84	0,84	1,1						1,55	0,77
Gd ppm	2,74	2,8	4,24						5,89	2,53
Tb ppm	0,54	0,55	0,76						0,99	0,44
Dy ppm	3,34	3,23	4,78						5,84	3,01
Ho ppm	0,76	0,69	0,98						1,25	0,66
Er ppm	2,24	2,03	2,82						3,51	1,82
Tm ppm	0,29	0,28	0,39						0,48	0,25
Yb ppm	2,16	1,81	2,54						3,44	1,74
Lu ppm	0,37	0,26	0,4						0,51	0,26
Hf ppm	2,32	2	2,71						4,94	1,37
Ta ppm	0,26	0,26	0,26						0,72	0,14
Th ppm	1,23	2,14	1,11						4,54	0,47
U ppm	0,39	0,72	0,33						3,94	0,13
ΣP3Э	60	74	88						161	
(Nb/La)N	0,91	0,40	0,62						0,49	0,44
Nb/Y	0,19	0,19	0,16						0,32	0,11
Zr/Y	3,74	3,63	3,47						4,58	2,29
(La/Yb)N	1,30	3,44	1,92						4,55	1,81
(La/Sm)N	1,08	2,24	1,18						2,61	1,34

Подразделение	Янгозерская свита								
Порода	Метаосадки								
Район	Мяндовогорская структура								
№ пробы	412600	121803	416100	415801	412800	412500	121900	413600	415800
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	59,78	80,89	86,25	87,06	87,39	87,50	89,61	93,70	93,50
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,14	0,12	0,23	0,09	0,12	0,09	0,06	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,76	10,42	7,54	6,04	6,92	6,91	5,39	3,04	2,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,99	2,44	1,74	2,49	1,68	1,59	1,67	1,58	1,73
MnO	0,03	0,04	0,02	0,06	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
MgO	3,51	1,77	1,30	1,50	0,87	1,22	1,06	0,51	0,86
CaO	0,57	0,53	0,16	0,87	0,34	0,39	0,54	0,25	0,30
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,31	0,05	0,15	0,98	0,05	0,05	0,05	0,05
K <sub>2</sub> O	6,21	3,46	2,87	1,59	1,71	2,24	1,60	0,83	0,68
Ba	1400	1100	460	200	240	380	590	230	61
a	0,39	0,15	0,10	0,08	0,09	0,09	0,07	0,04	0,03
b	0,21	0,08	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05
n	0,14	0,08	0,06	0,04	0,07	0,05	0,04	0,02	0,02
k	0,13	0,07	0,06	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,01
CIA	70	67	68	63	63	68	66	68	67
Rb	235	109					48		16
Sr	18	7					7		3
Zr	117	68					37		74
Hf	3,56	2,04					1,16		2,22
Y	14	5					2		10,2
Nb	10,4	3,4					1,4		1,7
Ta	0,90	0,30					0,12		0,17
Cr	131	53					44		52
Ni	56	14					11		12
Co	21	4					3		3
V	103	37					21		11
La	29,4	7,88					3,57		3,02
Ce	54,2	14,9					7,1		5,99
Pr	5,74	2,06					0,75		0,81
Nd	20	7,04					3		2,94
Sm	3,38	1,28					0,6		0,65
Eu	0,99	0,42					0,17		0,17
Gd	3,27	1,21					0,47		0,88
Tb	0,47	0,14					0,06		0,22
Dy	2,74	0,83					0,35		1,33
Ho	0,54	0,17					0,08		0,31
Er	1,63	0,49					0,18		0,9
Tm	0,24	0,07					0,03		0,15
Yb	1,49	0,5					0,11		0,79
Lu	0,27	0,08					0,03		0,12
Th	13,7	4,5					1,5		3,55
U	2,4	0,6					0,2		0,43
ΣP3Э	124	37					16		18
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	14	11					23		3
Eu/Eu*	0,91	1,03					0,98		0,69

Комплекс	Телекинский комплекс гранитовый									
Порода	Кварцевые диориты	Гранодиориты			Граниты			Лейкограниты		
Район	Северо-Онежский блок									
№ пробы	101800	C-56/150	C-57/242	C-52/72	C-57/72	C-51/45	2007	C-56/60	1003001	C-57/84
Источник	[92]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[92]	[143]	[92]	[143]
SiO <sub>2</sub>	59,00	67,50	69,30	70,10	70,80	71,40	72,80	73,40	70,10	73,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	14,10	14,60	13,10	14,40	14,00	13,70	11,90	17,10	13,50
TiO <sub>2</sub>	1,19	0,48	0,47	0,49	0,25	0,25	0,18	0,25	0,10	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	7,95	4,48	2,90	3,77	2,56	2,62	2,70	3,00	1,18	2,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,60				1,05		1,26	0,79	
FeO		2,59				1,41		1,57	0,36	
MnO	0,11	0,07	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04		0,03
MgO	4,59	1,94	1,65	1,62	0,66	0,77	0,47	1,41	0,06	0,39
CaO	5,31	2,54	1,03	1,63	1,04	1,42	1,19	0,89	1,23	0,83
Na <sub>2</sub> O	3,16	4,01	4,30	2,91	3,86	3,52	3,45	2,77	4,14	2,91
K <sub>2</sub> O	2,37	3,08	3,47	3,61	4,42	4,26	4,78	4,43	5,58	5,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,16	0,10	0,06	0,07	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
п.п.п.	0,79	1,51	1,74	2,04	1,62	1,43	0,53	1,59	0,40	0,51
Rb	132	128				223	282		162	264
Ba	540	670	700	4300	730	620	430	1200	760	350
Sr	320	218				129	84		137	73
Th	9	8				26	26		9	4
U	7	1				1	3		1	1
Pb	20	12				28	18		20	15
Zr	385	219				175	111		68	30
Nb	20	11				16	14		2	6
Y	23	23				20	24		5	7
La	55,0	47,3				45,0	33,7		16,8	14,6
Ce	113,0	100,0				85,0	80,2		27,5	24,4
Pr	13,1	12,0				8,7	8,0		3,2	2,5
Nd	48,6	47,4				30,5	26,2		11,1	8,8
Sm	9,1	9,7				6,0	5,1		2,1	1,8
Eu	1,6	1,5				0,6	0,4		0,9	0,4
Gd	6,6	6,5				4,7	4,4		1,9	1,6
Tb	0,9	0,9				0,7	0,8		0,2	0,3
Dy	4,4	4,4				3,8	4,3		1,1	1,4
Ho	0,9	0,8				0,7	0,8		0,2	0,3
Er	2,3	2,1				1,9	2,6		0,4	0,9
Tm	0,3	0,3				0,3	0,4		0,1	0,1
Yb	1,7	2,1				1,9	2,5		0,3	1,0
Sc							4,0		0,6	
V	77,0	61,0	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cr	280,0	67,0	53,0	230,0	56,0	54,0	90,0	170,0	10,0	51,0
Co	29,0	10,8				2,3	4,9		<1	4,8
Ni	101,0	21,0				9,1	12,1		2,9	13,3
Mg*	0,54	0,46	0,53	0,46	0,34	0,37	0,26	0,49	0,09	0,27
K*	0,33	0,34	0,35	0,45	0,43	0,44	0,48	0,51	0,47	0,56
A\CNK	0,86	0,97	1,15	1,12	1,11	1,08	1,05	1,09	1,13	1,08
C\NK	1,24	0,47	0,17	0,34	0,17	0,25	0,20	0,17	0,17	0,14
K\Rb	149	200				159	141		286	179
Rb\Sr	0,41	0,59				1,73	3,35		1,18	3,62
Rb\Ba	0,24	0,19				0,36	0,66		0,21	0,75



Комплекс	Хаутаварский комплекс умереннощелочных гранитов					
	Граносиенит			Гранит		
Район	Конжозерский массив					
№ пробы	132800	133100	433000	С-42/8	С-42/4	17220
Источник	[92]	[92]	[92]	[143]	[143]	[143]
SiO <sub>2</sub>	64,99	65,00	65,66	68,36	70,34	71,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00	17,03	17,18	15,76	14,49	15,14
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,29	0,24	0,33	0,33	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	2,87	3,21	2,62	2,59	2,66	2,40
MnO	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06
MgO	1,16	1,02	1,15	1,45	1,33	0,63
CaO	2,02	2,23	1,90	1,05	1,66	1,46
Na <sub>2</sub> O	5,47	4,92	5,64	4,30	3,87	3,73
K <sub>2</sub> O	4,61	5,05	4,23	4,63	4,09	4,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,14	0,13	0,10	0,07	0,21
п.п.п.	1,45	0,79	1,27	1,04	0,66	1,12
Rb		125				
Sr		441				
Ba	1619	2063	1487			
Th		20,2				
Zr		184				
Nb		9,3				
Y		14,10				
La		45,8				
Ce		108				
Pr		10,3				
Nd		36				
Sm		6,09				
Eu		1,52				
Gd		4,2				
Tb		0,58				
Dy		2,71				
Ho		0,55				
Er		1,43				
Tm		0,23				
Yb		1,39				
Cr		14,6				
Co		3,8				
Ni		11,5				
Mg*	0,42	0,36	0,44	0,50	0,48	0,32
K*	0,36	0,40	0,33	0,41	0,41	0,44
A/CNK	0,96	0,97	0,99	1,13	1,05	1,12
C/NK	0,26	0,30	0,25	0,16	0,28	0,24
K/Rb		336				
Rb/Sr		0,28				
Rb/Ba		0,06				

Комплекс	Комплекс мигматит-анатектит-гранитовый									
Порода	Плаггиогранит			Граниты-лейкограниты						
Район	д. Вост. Волозеро				р. Пажа					р. Выг
№ пробы	2006/5	2006/66	2006/2	2006/4	126602	126700	126600	417300	127000	1012
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>		68,40	72,30	73,70	70,60	69,10	68,70	72,70	73,60	72,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		16,10	14,40	14,80	15,20	16,10	15,70	14,30	13,60	14,7
TiO <sub>2</sub>		0,52	0,22	0,13	0,36	0,34	0,42	0,22	0,18	0,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t		3,40	2,50	1,42	2,95	3,26	3,42	2,39	2,55	2,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,14	1,14	0,47	1,31	2,01	1,86	1,21	1,29	
FeO		2,04	1,22	0,86	1,48	1,13	1,41	1,06	1,13	
MnO					0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,039
MgO		1,17	0,44	0,24	1,39	1,39	1,49	1,29	0,93	0,32
CaO		3,01	1,70	1,37	1,78	1,93	1,49	1,25	1,38	1,32
Na <sub>2</sub> O		4,84	4,43	4,15	4,45	5,14	4,84	4,27	3,94	4,1
K <sub>2</sub> O		1,55	3,25	3,65	2,00	1,75	2,46	2,66	3,04	4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,11	<0,05	<0,05	0,10	0,08	0,10	<0,05	<0,05	<0,05
п.п.п.		0,78	0,55	0,41	1,03	0,84	1,03	0,86	0,46	0,31
Rb	39	52	51	55	143		122		114	104
Ba		530	800	760	440	530	490	840	760	950
Sr	586	443	312	344	261		189		279	398
Th	4,9	9,9	3,2	5,2	5,4		13,4		4,5	12,7
U	1,66	1,52	3,13	0,37	0,80		1,71		0,86	5,80
Pb	8,15			8,43	7,70				14,00	11,00
Zr	121	172	86	90	136		161		71	128
Nb	1,5	2,1	2,2	2,1	4,2		11,1		3,4	2,9
Y	3,4	2,8	3,0	3,0	4,4		10,9		5,3	5,2
La	18,00	33,70	11,10	11,50	20,10		13,10		10,10	27,10
Ce	36,00	57,70	21,10	25,90	36,20		32,30		19,80	51,00
Pr	4,11	6,08	2,37	2,58	3,76		3,01		2,12	5,66
Nd	14,50	19,00	8,39	9,30	13,60		11,50		8,29	19,80
Sm	2,66	2,82	1,16	1,46	2,30		2,63		2,01	3,56
Eu	0,67	0,77	0,48	0,62	0,57		0,59		0,56	0,71
Gd	1,78	1,74	1,20	1,23	1,70		2,37		1,44	2,53
Tb	0,21	0,19	0,15	0,16	0,17		0,31		0,21	0,38
Dy	0,86	0,77	0,63	0,72	0,90		1,77		1,01	1,30
Ho	0,12	0,10	0,11	0,09	0,15		0,35		0,18	0,20
Er	0,34	0,29	0,26	0,24	0,36		0,88		0,42	0,37
Tm	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06		0,13		0,07	0,06
Yb	0,34	0,21	0,31	0,24	0,27		0,86		0,30	0,33
Sc	2,5			1,30						
V		55,00	<0,005	<0,005	<0,005		<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cr		110,0	130,00	26,00	34,0		78,000	47,00	38,00	62,00
Co	8,18			2,29	6,10		8,32		2,90	2,90
Ni	7,02			6,33	21,10		22,20		14,00	16,30
Mg*	0,42	0,41	0,26	0,25	0,49	0,46	0,47	0,52	0,42	0,20
K*	0,16	0,17	0,33	0,37	0,23	0,18	0,25	0,29	0,34	0,39
A\CNK	1,07	1,07	1,04	1,12	1,20	1,16	1,18	1,17	1,11	1,09
C\NK	0,65	0,57	0,29	0,23	0,34	0,34	0,26	0,23	0,26	0,22
K\Rb	287	250	530	551	116		167		221	319
Rb\Sr	0,07	0,12	0,16	0,16	0,55		0,65		0,41	0,26
Rb\Ba	0,08	0,10	0,06	0,07	0,33	0,00	0,25	0,00	0,15	0,11

Комплекс	Каменноозерский комплекс. Поздняя фаза									
	Лейкократовые габброамфиболиты					Меланократовые габброамфиболиты				
Район	Заломаевско-Петровоямская структура									
№ пробы	118600	117600	118101	118100	408600*	118300	116600	117900	414000	116500*
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	47,99	49,09	49,35	49,67	49,91	50,18	50,56	50,69	51,03	51,79
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,75	0,44	0,45	0,50	0,60	0,44	0,45	0,53	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,76	17,39	17,54	17,24	19,20	16,56	15,04	16,00	14,90	11,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,91	10,05	7,73	8,18	6,77	9,62	8,92	9,53	9,93	10,24
MnO	0,13	0,14	0,12	0,13	0,11	0,14	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	8,41	8,77	9,39	8,75	7,35	8,35	11,36	9,51	9,66	12,62
CaO	14,35	11,53	13,54	13,44	14,07	12,96	11,16	11,64	11,53	12,17
Na <sub>2</sub> O	1,79	1,79	1,71	1,94	1,90	1,42	1,80	1,85	2,05	0,92
K <sub>2</sub> O	0,23	0,48	0,17	0,19	0,18	0,17	0,55	0,17	0,20	0,09
Mg#	0,68	0,63	0,71	0,68	0,68	0,63	0,72	0,66	0,66	0,71
Ba	22			12	9		96			25
Rb	3			<2	<2		14			2
Sr	171			99	112		78			75
Zr	19			21	30		21			25
Hf	0,57			0,55	0,85		0,56			0,65
Y	8			8	11		10			11
Nb	1,6			0,9	1,5		0,9			0,8
Ta	0,3			<0,1	<0,1		<0,1			<0,1
Cr	846			266	897		520			513
Ni	110			112	104		154			173
Co	37			36	30		46			49
V	152			174	189		183			189
La	1,43			1,37	1,65		1,44			0,9
Ce	3,47			3,47	4,2		3,02			2,45
Pr	0,53			0,57	0,69		0,5			0,38
Nd	2,67			2,73	3,66		2,42			2,24
Sm	0,95			0,8	1,23		0,8			0,89
Eu	0,43			0,43	0,48		0,35			0,35
Gd	1,04			1,1	1,4		1,09			1,19
Tb	0,23			0,23	0,27		0,23			0,24
Dy	1,28			1,38	1,83		1,52			1,79
Ho	0,3			0,32	0,43		0,39			0,44
Er	0,81			0,89	1,2		1,1			1,28
Tm	0,14			0,14	0,14		0,15			0,19
Yb	0,83			0,85	1,09		1,09			1,22
Lu	0,12			0,13	0,15		0,19			0,18
Th	0,2			0,2	0,2		0,1			0,1
U	<0,1			<0,1	<0,1		<0,1			<0,1
ΣP3D	14			14	18		14			14
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1,24			1,16	1,09		0,95			0,53
Eu/Eu*	1,32			1,40	1,12		1,15			1,04
(Nb/La) <sub>N</sub>	1,04			0,63	0,85		0,58			0,89

Продолжение прил. 9

Комплекс	Каменноозерский комплекс. Ранняя фаза									
Порода	Метаперидотиты, метаоливиниты, серпентиниты									
Район	Конжозерская структура									
№ пробы	С-6 10381	С-8 10376	С-8 10337	С-8 10328	С-8 10334	С-8 10335	С-8 10348	С-6 10385	С-6 10398	
Источник	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]
SiO <sub>2</sub>	37,40	40,45	38,23	38,43	42,95	39,10	41,23	40,48	39,05	
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,17	0,18	0,13	0,19	0,16	0,23	0,07	0,25	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,69	1,60	1,77	1,99	1,92	3,06	1,70	0,61	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,74	10,49	7,41	13,72	6,29	8,88	9,72	12,68	11,19	
MnO	0,16	0,03	0,08	0,10	0,27	0,17	0,24	0,09	0,18	
MgO	36,60	36,80	39,20	31,97	34,25	33,34	30,80	31,59	36,70	
CaO	1,46	0,06		0,87	0,92	1,95	0,43	1,20	0,50	
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,04	0,08	0,10	0,10	0,10	0,17	0,18	0,13	
K <sub>2</sub> O	0,02	0,06		0,03	0,04	0,02	0,12	0,05	0,02	
п.п.п.	13,49	11,17	12,40	11,98	11,79	13,31	12,62	11,53	11,70	
Mg#	0,88	0,87	0,91	0,82	0,92	0,88	0,86	0,83	0,87	

Продолжение прил. 9

Комплекс	Каменноозерский комплекс. Ранняя фаза									
Порода	Метаперидотиты, метаоливиниты, серпентиниты									
Район	Конжозерская структура									
№ пробы	С-5 10410	С-5 10414	С-7 10492	С-7 10528	С-7 10496	С-7 10516	С-39 16233	С-31 11744	С-40 16236	С-96 16305
Источник	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]	[102]	[143]	[143]	[143]	[143]
SiO <sub>2</sub>	35,33	41,78	40,35	40,59	40,36	36,01	37,23	40,51	48,71	34,80
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,25	0,13	0,64	0,01	0,03	0,20	0,23	0,15	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	2,57	1,47	1,52	0,78	0,53	2,03	1,60	1,51	0,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		6,70	10,35	11,78	9,46	4,52	0,00		11,34	0,00
MnO	0,09	0,09	0,13	0,07	0,07	0,17	0,23		0,09	
MgO	30,97	34,83	34,97	34,15	36,33	35,43	27,20	35,07	23,84	34,60
CaO	2,46	1,16	0,30	0,10	0,10	6,04	7,92	0,76	3,96	1,96
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,12	0,02	0,10	0,10	0,10	0,47	0,10	0,02	0,06
K <sub>2</sub> O	0,02	0,17	0,10	0,15	0,05	0,06	0,02	0,03	0,41	0,03
п.п.п.	12,49	13,05	11,13	12,62	0,07	17,57	12,42	10,78	9,44	13,07
Mg#	1,00	0,91	0,87	0,85	0,88	0,94	1,00	1,00	0,81	1,00

Продолжение прил. 9

Комплекс	Каменноозерский комплекс. Ранняя фаза									
Порода	Метаперидотиты, метаоливиниты, серпентиниты									
Район	Конжозерская структура									
№ пробы	С-96 16313	С-96 16314	С-96 16315	С-15 10165	С-96 16316	С-40 16234	С-8 10367	С-40 16235	С-37 16239	
Источник	[143]	[143]	[143]	[102]	[143]	[143]	[102]	[143]	[143]	[143]
SiO <sub>2</sub>	42,48	39,00	39,80	48,29	43,01	58,37	58,44	45,78	41,70	
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,07	0,09	0,20	0,12	0,13	0,05	0,39	0,22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	0,82	0,88	2,39	1,13	1,94	1,21	4,63	2,32	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	3,83	0,00	0,00	2,96	0,00	0,00	
MnO				0,16		0,05	0,12	0,16	0,12	
MgO	40,18	37,64	37,58	20,83	38,67	24,20	20,84	18,91	29,84	
CaO	0,20	0,31	0,67	10,41	0,56	1,56	12,33	9,82	3,25	
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,03	0,10	0,03	0,72	0,12	0,10	0,06	
K <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,03	0,09	0,03	0,02	0,57	0,02	0,02	
п.п.п.	12,19	10,65	11,68	7,31	11,07	6,50	2,53	5,23	11,36	
Mg#	1,00	1,00	1,00	0,92	1,00	1,00	0,93	1,00	1,00	

Комплекс	Каменноозерский комплекс. Ранняя фаза									
Порода	Метаперидотиты, метаоливиниты, серпентиниты									
Район	Тайгиницкая структура		Рыбозерская структура							
№ пробы	С-78 16251	С-78 16258	С-88 16286	С-50 16296	С-5 16039	С-5 16041	С-5 16042	С-6 16044	С-6 16045	С-6 16046
Источник	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]
SiO <sub>2</sub>	44,35	43,60	36,74	40,63	30,24	37,06	33,02	31,89	31,66	34,99
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,38	0,08	0,06	0,12	0,14	0,20	0,10	0,06	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	3,27	6,32	5,07	1,41	0,91	1,29	0,33	0,41	0,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,96	13,34	0,00	0,00	4,02	5,14	9,58	5,81	8,40	7,63
MnO	0,21	0,18	0,16	0,08	0,13	0,06	0,12	0,12	0,06	0,08
MgO	21,69	26,62	29,05	34,53	34,13	33,02	32,02	33,03	35,00	36,35
CaO	9,08	4,74	2,96	0,82	0,56	0,92	2,41	0,90	0,40	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,10	0,46	0,02	0,10	0,02	0,07	0,02	0,02
K <sub>2</sub> O	0,60	0,58	0,02	0,01	0,02	0,02	0,13	0,02	0,13	0,07
п.п.п.	7,34	8,13	12,07	11,03	24,46	16,84	21,00	22,70	17,34	19,32
Mg#	0,77	0,80	1,00	1,00	0,94	0,93	0,87	0,92	0,89	0,90

Примечания. Главные элементы приведены в мас. %; п.п.п. – потери при прокаливании (%); все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Mg# = MgO<sub>общ</sub> / (FeO<sub>общ</sub> + MgO)

Комплекс	Рыбозерский комплекс								
	Метадацит-порфиры	Метариолит-порфиры	Гранодиорит-порфиры	Метаандезит-порфиры					
Порода	Каменноозерская структура				Заломаевско-Петровоямская структура				
Район	Каменноозерская структура				Заломаевско-Петровоямская структура				
№ пробы	406401	405600	405300*	406500*	119002	119401	120304	114400	117701*
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	69,97	77,59	79,94	67,44	54,48	58,15	60,34	61,18	62,03
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,22	0,19	0,57	0,93	1,04	0,86	0,86	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,86	11,45	10,81	14,91	14,79	16,95	13,96	16,26	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,74	3,72	2,03	4,92	8,44	8,89	8,49	4,42	6,79
MnO	0,06	0,04	0,06	0,07	0,13	0,11	0,12	0,08	0,11
MgO	1,78	2,82	0,63	2,58	8,07	4,86	4,43	5,33	3,11
CaO	2,63	0,67	0,97	3,78	9,20	5,09	8,79	5,23	7,13
Na <sub>2</sub> O	6,38	1,44	4,57	4,09	2,60	4,16	2,73	5,12	4,36
K <sub>2</sub> O	0,24	2,03	0,81	1,65	1,35	0,76	0,28	1,50	0,21
Fe#	0,51	0,40	0,62	0,49	0,35	0,48	0,49	0,30	0,52
Ba	47		216	549	340		48	398	8
Rb	<2		11	42	40		5	42	1
Sr	179		43	702	307		339	95	313
Zr	108		211	222	146		168	141	183
Hf	2,97		6,68	4,89	4,17		4,82	3,98	4,45
Y	7		30	9	20		25	22	21
Nb	5		10	6	7		6	6	9
Ta	0,4		0,7	0,4	0,3		0,4	0,5	0,5
Cr	69		107	87	244		141	38	100
Ni	20		45	29	165		58	27	39
Co	8		3	16	29		24	11	17
V	51		23	88	138		126	150	116
La	20,3		33,2	47,5	38,3		36,1	7,77	43,4
Ce	44		75	103	95,7		82,7	19,4	96,1
Pr	4,96		9,02	12,3	13		10,6	2,71	11,9
Nd	18,4		35,9	45,8	59		42,3	12	46,9
Sm	2,95		6,4	6,16	10,2		6,66	2,74	7,49
Eu	0,8		0,95	1,62	2,96		1,83	0,78	1,99
Gd	2,16		6,22	3,89	7,61		6,05	3,34	5,97
Tb	0,28		0,96	0,45	0,96		0,89	0,57	0,78
Dy	1,31		5,5	2	3,97		4,78	3,53	4
Ho	0,25		1,12	0,3	0,72		0,88	0,78	0,82
Er	0,69		3,36	0,67	1,93		2,6	2,2	2,18
Tm	0,084		0,5	0,14	0,26		0,34	0,31	0,27
Yb	0,6		3,17	0,71	1,65		2,5	2,12	1,95
Lu	0,096		0,49	0,13	0,25		0,37	0,34	0,28
Th	2,7		3,9	5,0	4,4		4,1	1,8	5,0
U	0,9		0,8	1,8	0,8		0,8	0,3	1,0
ASI	0,96	1,98	1,07	0,97	0,66	1,01	0,68	0,84	0,77
ΣPЗЭ	97		182	225	237		199	59	224
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	24,27		7,51	47,99	16,65		10,36	2,63	15,96
Eu/Eu*	0,97		0,46	1,01	1,03		0,88	0,79	0,91
(Nb/La) <sub>N</sub>	0,24		0,28	0,13	0,17		0,15	0,76	0,19

Комплекс	Рыбозерский комплекс									
Порода	Метадацит-порфиры					Метариолит-порфиры				
Район	Заломаевско-Петровоямская структура									
№ пробы	415301	119702	119901	415302*	118202	119601	118602	119703	410400	410600
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	64,15	65,42	65,74	66,16	70,24	71,41	73,92	73,66	74,36	74,65
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,64	0,56	0,59	0,56	0,27	0,29	0,14	0,14	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,42	15,57	15,90	15,98	15,26	14,53	14,18	14,59	13,39	13,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,84	5,73	5,30	5,40	4,05	3,56	2,64	2,24	2,38	2,55
MnO	0,06	0,08	0,06	0,09	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05
MgO	3,73	2,85	2,95	2,55	1,39	2,85	0,96	0,75	1,32	1,24
CaO	3,96	4,94	4,29	4,13	1,16	1,24	2,09	2,02	1,43	1,97
Na <sub>2</sub> O	5,45	4,12	4,30	4,31	7,06	5,47	4,95	5,80	4,14	4,15
K <sub>2</sub> O	0,95	0,66	0,91	0,78	0,22	0,61	0,92	0,75	2,78	1,49
Fe#	0,40	0,50	0,48	0,52	0,59	0,39	0,58	0,60	0,48	0,51
Ba		110		264	16			236	1160	
Rb		16		15	<2			12	56	
Sr		200		121	43			88	88	
Zr		156		134	163			63	66,3	
Hf		4,18		3,7	4,51			3,21	2,95	
Y		14		11	15			16	12	
Nb		6		5	7			4	8	
Ta		0,4		0,4	0,5			0,4	0,7	
Cr		67		59	28			81	51	
Ni		28		22	11			15	16	
Co		13		15	7			3	4	
V		93		80	41			28	20	
La		17,6		17,2	34,3			6,62	20,1	
Ce		38,7		33,3	71,3			19	42,1	
Pr		4,49		4	8,51			2,25	4,88	
Nd		18,7		15,6	30,1			8,1	17,6	
Sm		3,23		2,73	4,54			2,29	3,23	
Eu		1,06		0,88	1,31			0,24	0,67	
Gd		3,11		2,52	4,05			2,32	2,59	
Tb		0,44		0,37	0,5			0,42	0,42	
Dy		2,44		1,9	2,7			2,71	2,13	
Ho		0,48		0,39	0,51			0,55	0,43	
Er		1,29		1,1	1,47			1,52	1,15	
Tm		0,2		0,16	0,22			0,21	0,17	
Yb		1,19		0,96	1,31			1,3	0,97	
Lu		0,21		0,15	0,21			0,22	0,16	
Th		2,7		3,2	5,3			3,5	4,8	
U		0,6		0,6	0,8			1,6	2,0	
ASI	0,96	0,95	1,01	1,04	1,09	1,22	1,10	1,04	1,08	1,14
ΣP3Э		93		81	161			48	97	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		10,61		12,85	18,78			3,65	14,86	
Eu/Eu*		1,02		1,03	0,93			0,32	0,71	
(Nb/La) <sub>N</sub>		0,34		0,29	0,20			0,52	0,37	

Комплекс	Рыбозерский комплекс								
	Метариолит-порфиры						Гранодиорит-порфиры		
	Заломаевско-Петровоямская структура								
№ пробы	409700	119701	117500	409800	118203	117502	120302	414301*	124000
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	75,78	76,13	76,26	76,48	77,01	77,12	60,88	68,65	69,48
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,09	0,18	0,09	0,14	0,19	1,01	0,43	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,34	13,34	13,26	12,92	13,17	13,26	15,71	16,38	15,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	1,83	2,22	1,95	1,63	2,29	8,03	3,44	4,85
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,10	0,05	0,06
MgO	1,03	0,61	0,84	0,73	0,66	0,87	3,87	1,48	1,95
CaO	1,29	1,09	0,71	0,61	0,92	1,02	5,80	3,43	1,79
Na <sub>2</sub> O	4,53	5,92	5,99	5,96	4,95	4,56	4,15	5,47	4,46
K <sub>2</sub> O	1,39	0,95	0,50	1,23	1,45	1,52	0,46	0,68	1,49
Fe#	0,53	0,60	0,57	0,57	0,56	0,57	0,51	0,54	0,56
Ba			66	431			65	162	346
Rb			5	27			14	15	37
Sr			69	82			322	144	200
Zr			113	55			187	199	133
Hf			3,75	2,4			4,63	5,67	4,13
Y			10	13			25	12	15
Nb			7	10			7	5	6
Ta			0,5	0,8			0,4	0,4	0,4
Cr			86	21			74	28	43
Ni			9	19			26	17	17
Co			4	2			22	10	7
V			17	12			128	44	59
La			36,8	4,75			44,5	38,5	24,6
Ce			71,8	22,6			103	80,3	50,8
Pr			7,84	1,54			12,8	8,73	5,96
Nd			26,8	5,2			51,1	29,9	23,4
Sm			3,89	1,51			8,36	4,27	3,3
Eu			0,75	0,3			2,35	1,03	1,14
Gd			2,88	1,72			6,82	3,22	3,4
Tb			0,35	0,37			0,92	0,47	0,48
Dy			1,81	2,18			4,65	2,19	2,55
Ho			0,32	0,41			0,86	0,42	0,54
Er			0,94	1,25			2,5	1,12	1,47
Tm			0,15	0,17			0,33	0,17	0,18
Yb			1,03	1,09			2,15	1,11	1,2
Lu			0,16	0,18			0,35	0,17	0,17
Th			8,0	3,8			5,4	11,2	4,1
U			1,5	1,3			1,1	1,3	1,0
ASI	1,18	1,05	1,14	1,06	1,16	1,21	0,89	1,03	1,27
ΣP3Э			156	43			241	172	119
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>			25,63	3,13			14,85	24,88	14,70
Eu/Eu*			0,69	0,57			0,95	0,85	1,04
(Nb/La) <sub>N</sub>			0,18	1,93			0,15	0,13	0,22



Комплекс	Рыбозерский комплекс									
	Метаандезит-порфиры	Метадацит-порфиры	Метариолит-порфиры			Метадиорит-порфиры	Метадацит-порфиры	Метариолит-порфиры		
Район	Тайгиницкая структура					Конжозерская структура				
№ пробы	401101	108900*	109802	402100	401600	401800	133800	433700	433701	135100
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	54,97	67,12	74,05	74,11	74,18	53,99	71,64	74,00	77,96	76,26
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,41	0,26	0,28	0,33	0,83	0,34	0,23	0,34	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,37	17,47	14,53	12,30	11,62	17,86	13,90	14,03	11,93	10,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,84	3,82	2,84	3,07	6,62	10,59	4,03	2,40	3,28	4,61
MnO	0,13	0,06	0,04	0,06	0,07	0,10	0,03	0,03	0,03	0,13
MgO	6,63	1,63	0,74	1,53	2,34	6,99	1,31	0,73	0,62	1,04
CaO	8,33	2,91	1,09	3,29	0,99	5,37	2,18	2,22	1,04	1,77
Na <sub>2</sub> O	2,47	4,69	4,68	3,61	3,17	3,71	5,31	5,74	3,83	4,39
K <sub>2</sub> O	0,64	1,89	1,77	1,76	0,68	0,56	1,27	0,63	0,97	0,71
Fe#	0,40	0,54	0,66	0,50	0,59	0,43	0,61	0,62	0,73	0,69
Ba	150	169	389					170	260	207
Rb	14	26	49					12	23	12
Sr	114	143	68					56	39	20
Zr	75	39	183					330	852	738
Hf	1,95	1,32	5,25					8,35	23,4	20,6
Y	14	4	19					129	205	232
Nb	3	1	7					15	40	36
Ta	0,2	0,1	0,6					1,2	2,8	2,7
Cr	96	20	22					15	12	14
Ni	87	12	11					13	12	11
Co	34	5	6					4	4	2
V	146	28	14					14	11	8
La	7,6	5,2	21,6					45,4	60,3	52
Ce	16,2	9,51	37,8					93,4	142	130
Pr	2,04	1,08	4,64					11,8	18,7	18,6
Nd	8,4	4,4	17,2					51,2	82,6	92,6
Sm	2,07	0,97	3,84					14,3	21,6	26,7
Eu	0,63	0,3	1,12					1,91	2,91	4,44
Gd	2,16	0,79	3,82					16,7	21,5	29,9
Tb	0,38	0,11	0,54					3,08	4,46	5,8
Dy	2,4	0,61	3,34					20,3	32,2	38,3
Ho	0,5	0,12	0,65					4,59	7,67	9,15
Er	1,47	0,33	2					13,3	24	27,5
Tm	0,21	0,05	0,31					1,89	3,5	3,78
Yb	1,4	0,22	2,12					11,5	23,5	24,5
Lu	0,24	0,048	0,32					1,62	3,29	3,64
Th	1,2	0,9	4,1					8,5	8,0	7,0
U	0,3	0,3	1,4					1,6	1,7	1,8
ASI	0,88	1,17	1,26	0,90	1,50	1,09	0,99	1,00	1,29	0,97
ΣP3Э	46	24	99					291	306	337
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3,87	16,82	7,31					2,83	1,84	1,52
Eu/Eu*	0,91	1,05	0,89					0,38	0,41	0,48
(Nb/La) <sub>N</sub>	0,39	0,26	0,29					0,32	0,64	0,67

Комплекс	Шилосский комплекс. Поздняя фаза								
Порода	Плагииграниты								
Район	Шилосский массив								
№ пробы	111400	403200	111301	112600	113200	404300	113900	111300	109100*
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	66,00	66,16	66,22	67,36	67,58	68,42	68,73	69,82	70,15
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,44	0,37	0,38	0,37	0,26	0,41	0,33	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,29	17,13	17,37	16,53	16,64	16,55	16,42	15,83	15,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	4,56	4,41	4,28	4,21	3,71	3,70	3,66	3,52
MnO	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
MgO	1,93	1,96	1,89	1,93	1,80	1,66	1,66	1,46	1,32
CaO	4,71	4,36	4,62	4,46	4,19	3,82	2,73	3,21	3,37
Na <sub>2</sub> O	4,40	3,98	3,97	3,99	3,79	4,22	4,66	4,15	4,05
K <sub>2</sub> O	0,88	1,36	1,10	1,01	1,36	1,30	1,62	1,48	1,68
Fe#	0,53	0,54	0,54	0,53	0,54	0,53	0,53	0,56	0,57
ASI	1,04	1,08	1,08	1,06	1,09	1,09	1,15	1,12	1,07
Ba	202				325				343
Rb	19				32				44
Sr	305				285				217
Zr	120				98				101
Hf	3,24				2,61				2,91
Y	5				6				7
Nb	3				3				4
Ta	0,2				0,2				0,3
Cr	55				73				57
Ni	17				17				15
Co	9				9				7
V	40				44				36
La	8,53				4,5				18,9
Ce	14,8				8,3				37,9
Pr	1,68				1,03				4,24
Nd	6,35				4,5				15,5
Sm	1,3				1,15				2,56
Eu	0,53				0,55				0,58
Gd	1,16				1,16				1,94
Tb	0,17				0,2				0,26
Dy	0,94				0,9				1,37
Ho	0,19				0,21				0,24
Er	0,53				0,56				0,68
Tm	0,08				0,1				0,09
Yb	0,49				0,62				0,64
Lu	0,09				0,09				0,1
Th	0,9				0,5				4,07
U	0,5				1,1				0,8
ΣP3Э	37				24				85
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	13				5				21
Eu/Eu*	1,32				1,46				0,80

Комплекс	Шилосский комплекс. Ранняя фаза									
Порода	Габброамфиболиты									
Район	Северная часть Шилосского массива		Северо-восточная часть Шилосского массива							
№ пробы	119500	114600	401300	401100*	400501	108402	402401	108400	400900	108401
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	48,99	51,07	41,88	46,58	48,24	48,78	48,83	48,95	51,20	51,72
TiO <sub>2</sub>	1,82	2,59	4,00	4,62	2,74	1,99	1,69	1,86	2,28	1,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,07	14,40	9,53	12,73	13,05	15,36	18,78	15,22	16,07	15,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,89	13,28	24,17	18,49	15,44	14,95	12,42	15,01	14,69	13,39
MnO	0,21	0,18	0,26	0,27	0,22	0,19	0,11	0,21	0,23	0,17
MgO	5,56	5,49	9,93	5,68	6,98	7,65	5,01	7,07	5,36	6,22
CaO	9,18	9,95	9,23	8,98	11,69	7,90	10,85	8,63	6,11	8,62
Na <sub>2</sub> O	2,90	2,76	0,68	2,27	1,41	2,96	2,06	2,76	3,91	2,92
K <sub>2</sub> O	0,38	0,28	0,32	0,38	0,25	0,23	0,26	0,30	0,15	0,31
Mg#	0,41	0,45	0,45	0,38	0,47	0,50	0,44	0,48	0,42	0,48
Ba		20	33	69				38		
Rb		6	6	5				7		
Sr		126	46	108				105		
Zr		156	69	127				104		
Hf		4,21	1,77	3,63				2,73		
Y		45	27	44				33		
Nb		8	4	7				5		
Ta		0,5	0,4	0,8				0,3		
Cr		141	103	27				125		
Ni		49	211	48				76		
Co		36	89	54				47		
V		345	928	546				357		
La		9,4	3,7	6,7				5,5		
Ce		26	10	19				14,5		
Pr		4,09	1,72	3,2				2,31		
Nd		20,4	9,4	16,6				12,2		
Sm		6,12	2,8	4,86				3,47		
Eu		1,89	0,96	1,88				1,38		
Gd		6,56	3,6	5,74				4,31		
Tb		1,3	0,74	1,2				0,85		
Dy		7,94	4,5	7,24				5,5		
Ho		1,69	0,96	1,68				1,23		
Er		4,77	3,01	4,81				3,56		
Tm		0,67	0,43	0,66				0,52		
Yb		4,67	2,77	4,6				3,59		
Lu		0,7	0,44	0,65				0,54		
Th		1	0,4	0,8				0,6		
U		0,3	0,1	0,2				0,2		
ΣP3Э		96	45	79				59		
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		1,44	0,96	1,05				1,09		
Eu/Eu*		0,91	0,92	1,09				1,09		
(Nb/La) <sub>N</sub>		0,78	0,92	1,02				0,90		

Комплекс	Вожмозерский вулканический комплекс. Субвулканическая фация									
Порода	Габброамфиболиты									
Район	Заломаяевско-Петровоямская структура									
№ пробы	118001	120100*	119904	408400	410500	118000	409201	410300	119903	118204
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	46,63	49,68	49,89	49,98	50,67	50,88	51,38	51,52	53,09	53,63
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,82	1,04	0,83	1,20	0,96	0,82	0,83	1,03	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	15,78	15,63	15,29	15,32	16,14	14,49	16,19	13,83	15,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,64	12,42	13,17	13,24	13,08	13,57	12,43	10,38	11,59	11,15
MnO	0,18	0,19	0,16	0,20	0,18	0,19	0,18	0,16	0,17	0,15
MgO	9,15	7,23	8,29	8,12	7,31	5,87	8,35	6,89	7,95	7,54
CaO	6,88	11,30	10,05	10,57	10,11	10,19	8,88	11,10	9,48	8,01
Na <sub>2</sub> O	4,75	1,91	1,43	1,58	1,88	2,03	3,28	2,31	2,27	3,13
K <sub>2</sub> O	0,08	0,65	0,34	0,18	0,25	0,19	0,18	0,61	0,59	0,18
Mg#		0,54	0,56	0,55	0,53	0,46	0,57	0,57	0,58	0,57
Ba		114	43			9	11	121	83	
Rb		17	7			<2	<2	12	15	
Sr		258	146			132	62	161	172	
Zr		46	45			43	45	81	49	
Hf		1,34	1,63			1,36	1,49	2,15	1,48	
Y		16	19			17	17	19	19	
Nb		2	2			2	2	2	3	
Ta		0,1	0,2			0,1	0,2	0,2	0,2	
Cr		216	233			23	272	484	278	
Ni		93	93			45	88	77	72	
Co		42	51			49	51	36	41	
V		258	271			293	239	251	288	
La		4,4	2,1			2,6	2,3	2,3	3,1	
Ce		8,9	6,0			6,72	6,4	6,45	8,2	
Pr		1,31	1,07			1,06	1,01	1,04	1,22	
Nd		6,9	5,2			5,59	5,43	5,83	6,23	
Sm		1,71	1,88			1,75	1,83	1,99	1,93	
Eu		0,69	0,76			0,8	0,66	0,79	0,83	
Gd		2,09	2,28			2,14	2,28	2,43	2,53	
Tb		0,4	0,51			0,45	0,42	0,49	0,53	
Dy		2,68	3,07			2,7	2,84	3,11	2,91	
Ho		0,64	0,65			0,65	0,63	0,66	0,72	
Er		1,84	1,94			1,81	1,75	2	2,07	
Tm		0,26	0,29			0,26	0,25	0,29	0,3	
Yb		1,74	2,06			1,81	1,76	1,88	2	
Lu		0,24	0,31			0,27	0,29	0,32	0,3	
Th		0,2	0,2			0,3	0,3	0,2	0,2	
U		<0,1	<0,1			0,1	0,2	<0,1	<0,1	
ΣP3Э		34	28			29	28	30	33	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		1,81	0,72			1,04	0,95	0,89	1,12	
Eu/Eu*		1,12	1,12			1,26	0,99	1,10	1,15	
(Nb/La) <sub>N</sub>		0,40	1,06			0,73	0,79	0,95	0,79	

Комплекс	Вожмозерский вулканический комплекс. Субвулканическая фация								
Порода	Габброамфиболиты								
Район	Заломаевско-Петровоямская структура				Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры				
№ пробы	117001	117000	701000	119700	406000	407800	800200	405200	405700
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	48,12	49,69	50,10	51,09	48,98	49,01	49,23	54,50	51,82
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,11	0,84	1,01	1,04	0,80	1,36	0,97	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,96	14,15	15,57	15,76	15,50	15,28	16,10	14,63	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,13	15,17	12,16	12,98	13,76	12,84	14,36	12,47	11,65
MnO	0,17	0,22	0,16	0,20	0,20	0,17	0,19	0,16	0,16
MgO	8,87	7,16	8,71	8,32	8,36	8,82	5,56	7,10	8,26
CaO	11,21	10,49	11,03	7,62	9,72	11,11	11,18	7,49	9,99
Na <sub>2</sub> O	1,57	1,69	1,25	1,74	2,04	1,71	1,84	2,08	2,23
K <sub>2</sub> O	0,23	0,32	0,18	1,29	0,40	0,24	0,18	0,60	0,45
Mg#	0,59	0,48	0,59	0,56	0,55	0,58	0,43	0,53	0,58
Ba	27			258			10		
Rb	2			32			<2		
Sr	83			96			161		
Zr	32			53			66		
Hf	1,09			1,35			1,98		
Y	15			21			23		
Nb	2			3			3		
Ta	0,2			0,2			0,3		
Cr	131			285			102		
Ni	148			110			51		
Co	51			47			50		
V	204			263			286		
La	2,02			2,85			4,14		
Ce	5,29			7,8			10,8		
Pr	0,81			1,16			1,81		
Nd	4,57			5,85			8,49		
Sm	1,37			2,01			2,6		
Eu	0,61			0,68			1,1		
Gd	1,74			2,52			3,04		
Tb	0,36			0,5			0,61		
Dy	2,3			3,21			3,93		
Ho	0,52			0,75			0,9		
Er	1,47			2,19			2,5		
Tm	0,23			0,33			0,36		
Yb	1,51			2,12			2,53		
Lu	0,23			0,34			0,37		
Th	0,2			0,3			0,3		
U	<0,1			0,1			0,1		
ΣP3Э	23			32			43		
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	0,96			0,96			1,17		
Eu/Eu*	1,21			0,92			1,20		
(Nb/La) <sub>N</sub>	0,74			1,13			0,80		

Комплекс	Вожмозерский вулканический комплекс. Покровная фация							
Порода	Метабазальты							
Район	Кумбуксинская ветвь Каменноозерской структуры							
№ пробы	406800	407900	406300	407700	406100	408000	406600	404900
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	47,04	48,31	49,13	50,27	50,62	51,56	51,64	51,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,10	16,07	15,11	15,17	14,83	14,88	15,71	14,17
TiO <sub>2</sub>	1,14	1,03	0,97	0,79	0,96	0,95	0,86	1,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	14,51	9,88	13,88	12,74	14,32	12,13	12,11	14,07
FeO <sub>общ</sub>	13,06	8,89	12,49	11,47	12,88	10,91	10,90	12,66
MnO	0,21	0,19	0,21	0,20	0,22	0,17	0,18	0,21
MgO	7,63	4,81	7,30	7,95	7,59	8,08	5,53	6,35
CaO	9,67	19,53	11,72	10,32	9,66	10,14	13,04	8,40
Na <sub>2</sub> O	2,54	0,05	1,52	2,34	1,59	1,78	0,75	3,36
K <sub>2</sub> O	0,18	0,18	0,17	0,22	0,21	0,32	0,17	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,08	0,06	0,07	0,08	0,07	0,10
mg	0,51	0,49	0,51	0,55	0,51	0,57	0,48	0,47
f	0,49	0,51	0,49	0,45	0,49	0,43	0,52	0,53
al	0,45	0,65	0,42	0,42	0,40	0,41	0,53	0,42
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	14,41	0,28	8,71	10,50	7,65	5,65	4,29	16,50
V ppm	273				256		260	
Cr ppm	332				239		177	
Co ppm	58,6				50		51,3	
Ni ppm	131				111		110	
Rb ppm	<2				2,2		<2	
Sr ppm	86,4				140		213	
Y ppm	19,9				19,1		18,7	
Zr ppm	52,3				48,1		44	
Nb ppm	2,82				2,25		1,58	
Ba ppm	9,24				22,8		10,3	
La ppm	2,91				2,61		1,8	
Ce ppm	7,82				6,8		4,98	
Pr ppm	1,25				1,04		0,85	
Nd ppm	6,56				5,59		4,5	
Sm ppm	2,14				1,8		1,72	
Eu ppm	0,69				0,7		0,77	
Gd ppm	2,72				2,47		2,36	
Tb ppm	0,52				0,47		0,45	
Dy ppm	3,31				3,26		3,07	
Ho ppm	0,74				0,67		0,69	
Er ppm	2,22				2,16		1,93	
Tm ppm	0,27				0,29		0,32	
Yb ppm	2,17				2,18		1,93	
Lu ppm	0,32				0,31		0,3	
Hf ppm	1,38				1,44		1,41	
Ta ppm	0,17				0,38		0,14	
Th ppm	0,35				0,31		0,25	
U ppm	<0,1				<0,1		0,12	
ΣP3Э	54				49		44	
(Nb/La)N	0,93				0,83		0,85	
Nb/Y	0,14				0,12		0,08	
Zr/Y	2,63				2,52		2,35	
(La/Yb)N	0,96				0,86		0,67	
(La/Sm)N	0,88				0,94		0,68	

Комплекс	Вожозерский вулканический комплекс. Покровная фация									
Порода	Метабазальты									
Район	Заломаевско-Петровоямская зеленокаменная структура									
№ пробы	119900	409901	117700	414900	118901	119000	410000	118601	115900	118900
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	48,71	48,95	49,19	49,32	49,50	49,62	49,76	49,90	49,91	49,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,48	15,74	15,75	16,23	16,53	16,06	15,56	15,92	16,02	15,93
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,97	1,08	1,15	0,84	0,73	0,81	0,90	0,81	0,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	12,77	12,48	13,54	12,32	12,05	12,80	12,12	11,23	12,33
FeO	12,22	11,50	11,23	12,19	11,09	10,84	11,52	10,90	10,10	11,10
MnO	0,15	0,18	0,18	0,21	0,20	0,18	0,19	0,17	0,18	0,17
MgO	9,39	7,92	7,22	6,64	7,14	8,60	8,55	8,50	7,79	8,66
CaO	8,85	10,94	11,56	10,25	11,19	10,91	10,55	10,27	11,33	9,44
Na <sub>2</sub> O	1,46	2,18	2,32	2,22	2,10	1,56	1,36	1,64	2,42	2,14
K <sub>2</sub> O	0,37	0,35	0,22	0,44	0,17	0,29	0,42	0,58	0,32	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,08	0,09	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06
mg	0,58	0,55	0,53	0,49	0,53	0,59	0,57	0,58	0,58	0,58
f	0,42	0,45	0,47	0,51	0,47	0,41	0,43	0,42	0,42	0,42
al	0,40	0,43	0,46	0,48	0,49	0,43	0,41	0,43	0,47	0,42
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3,92	6,26	10,32	5,00	12,00	5,43	3,24	2,86	7,65	3,65
V ppm		247		260			229		214	
Cr ppm		241		197			264		313	
Co ppm		50,9		47,8			50,3		45,4	
Ni ppm		113		112			135		141	
Rb ppm		6,52		13,4			9,04		4,89	
Sr ppm		200		153			94,6		119	
Y ppm		18		20,4			16,3		15,5	
Zr ppm		48,2		58,2			39,4		38,1	
Nb ppm		2,28		2,87			2,01		2,18	
Ba ppm		50,2		70,1			54,1		42,1	
La ppm		2,46		3,44			2,15		2,45	
Ce ppm		6,73		8,56			5,33		6,02	
Pr ppm		1,05		1,36			0,87		0,93	
Nd ppm		5,8		7,18			4,49		4,67	
Sm ppm		1,77		2,37			1,4		1,34	
Eu ppm		0,82		1,01			0,57		0,64	
Gd ppm		2,38		3,02			2,02		1,85	
Tb ppm		0,47		0,56			0,39		0,38	
Dy ppm		3,15		3,53			2,67		2,5	
Ho ppm		0,67		0,76			0,6		0,58	
Er ppm		2,1		2,2			1,8		1,58	
Tm ppm		0,29		0,33			0,27		0,23	
Yb ppm		2,04		1,99			1,78		1,72	
Lu ppm		0,29		0,33			0,27		0,21	
Hf ppm		1,55		1,98			1,35		1,31	
Ta ppm		0,12		0,18			0,11		0,13	
Th ppm		0,23		0,3			0,3		0,21	
U ppm		<0,1		<0,1			<0,1		<0,1	
ΣP3Э		48		57			41		41	
(Nb/La)N		0,89		0,80			0,90		0,86	
Nb/Y		0,13		0,14			0,12		0,14	
Zr/Y		2,68		2,85			2,42		2,46	
(La/Yb)N		0,86		1,24			0,87		1,02	
(La/Sm)N		0,90		0,94			0,99		1,18	

Комплекс	Вожозерский вулканический комплекс									
Порода	Метабазальты									
Район	Заломаевско-Петровоямская зеленокаменная структура									
№ пробы	119100	119400	410700	115700	408500	117800	116103	415300	409300	413000
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	50,05	50,71	50,87	51,30	51,38	51,55	52,32	52,74	49,18	49,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	16,63	16,27	15,19	14,90	15,11	12,37	15,74	10,53	15,21
TiO <sub>2</sub>	0,95	1,17	1,15	1,00	0,82	0,92	0,99	1,18	0,56	1,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	11,43	13,26	12,83	12,95	13,04	13,69	11,86	13,25	14,28
FeO	11,97	10,29	11,94	11,54	11,65	11,74	12,32	10,67	11,92	12,85
MnO	0,19	0,16	0,17	0,25	0,18	0,16	0,21	0,17	0,17	0,20
MgO	7,94	5,55	7,00	7,09	7,23	7,06	7,47	6,61	18,02	8,98
CaO	10,05	11,95	9,06	10,36	10,58	10,35	10,34	8,04	6,67	8,38
Na <sub>2</sub> O	2,13	2,14	1,65	1,79	1,69	1,64	2,18	3,36	1,46	2,43
K <sub>2</sub> O	0,34	0,27	0,58	0,21	0,26	0,17	0,43	0,29	0,16	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,09	0,09	0,08	0,06	0,06	0,07	0,09	<0,05	0,09
mg	0,54	0,49	0,51	0,52	0,53	0,52	0,52	0,53	0,73	0,55
f	0,46	0,51	0,49	0,48	0,47	0,48	0,48	0,47	0,27	0,45
al	0,41	0,58	0,47	0,44	0,43	0,44	0,34	0,49	0,17	0,37
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	6,30	7,92	2,84	8,70	6,56	9,88	5,12	11,75	9,20	15,67
V ppm		260			225		200	241	194	270
Cr ppm		204			214		183	186	1800	233
Co ppm		42,4			48		52,1	47,7	82	44,2
Ni ppm		107			109		92,6	108	521	91,6
Rb ppm		3,03			<2		5,43	3,2	<2	<2
Sr ppm		176			102		209	88,4	19,6	117
Y ppm		21,5			16,2		15,4	19,6	9,92	21,7
Zr ppm		60,1			39,3		66,1	53,3	28,3	64,7
Nb ppm		3,32			2,02		2,83	3,05	1,31	3,15
Ba ppm		28			18,6		41,8	34,4	6,66	9,22
La ppm		3,91			2,27		4,1	2,7	0,68	3,54
Ce ppm		9,85			6,05		10,4	7,43	2,05	9,71
Pr ppm		1,55			0,96		1,64	1,15	0,4	1,48
Nd ppm		7,85			5,02		7,88	5,74	2,55	8,07
Sm ppm		2,34			1,6		2,05	1,95	1,04	2,51
Eu ppm		0,76			0,65		0,83	0,64	0,39	0,89
Gd ppm		2,93			2		2,59	2,62	1,28	2,91
Tb ppm		0,6			0,4		0,49	0,53	0,26	0,55
Dy ppm		3,71			2,75		2,86	3,34	1,61	3,74
Ho ppm		0,79			0,62		0,56	0,74	0,37	0,84
Er ppm		2,37			1,91		1,68	2,24	1,05	2,43
Tm ppm		0,34			0,27		0,22	0,32	0,17	0,37
Yb ppm		2,13			1,78		1,52	2,05	0,94	2,37
Lu ppm		0,35			0,27		0,22	0,29	0,14	0,35
Hf ppm		1,91			1,28		1,85	1,72	0,82	2,08
Ta ppm		0,24			0,16		0,17	0,16	0,11	0,2
Th ppm		0,34			0,25		0,49	0,32	0,11	0,35
U ppm		<0,1			<0,1		0,13	0,11	<0,1	0,29
ΣP3O		61			43		52	51	23	61
(Nb/La)N		0,82			0,86		0,67	1,09	1,86	0,86
Nb/Y		0,15			0,12		0,18	0,16	0,13	0,15
Zr/Y		2,80			2,43		4,29	2,72	2,85	2,98
(La/Yb)N		1,32			0,91		1,93	0,94	0,52	1,07
(La/Sm)N		1,08			0,92		1,29	0,89	0,42	0,91



Комплекс	Вожмозерский вулканический комплекс. Покровная фация									
Порода	Метабазальты									
Район	Заломаевско-Петровоямская структура					Тайгиницкая структура				
№пробы	409100	408800	700700	412900	409500	409200	401101	401800	401500	109801
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	49,54	49,72	49,90	50,26	50,69	52,40	54,97	53,99	46,67	53,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,42	15,62	17,22	15,69	14,98	13,57	17,37	17,86	13,57	16,62
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,80	0,93	0,90	0,75	0,78	0,61	0,83	3,17	0,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,33	12,33	12,45	11,97	12,83	13,68	8,84	10,59	19,21	11,08
FeO	11,10	11,10	11,20	10,77	11,54	12,32	7,95	9,53	17,29	9,97
MnO	0,18	0,17	0,20	0,18	0,18	0,22	0,13	0,10	0,27	0,14
MgO	8,65	8,54	6,02	8,79	7,85	8,80	6,63	6,99	6,71	9,19
CaO	11,31	11,10	10,11	10,21	11,49	9,15	8,33	5,37	8,37	5,28
Na <sub>2</sub> O	1,56	1,47	3,01	1,85	1,07	1,19	2,47	3,71	1,81	3,45
K <sub>2</sub> O	0,21	0,26	0,17	0,17	0,16	0,20	0,64	0,56	0,22	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	<0,05	0,06	0,05	<0,05	0,08	0,22	0,25	0,11
mg	0,58	0,58	0,49	0,59	0,55	0,56	0,60	0,57	0,41	0,62
f	0,42	0,42	0,51	0,41	0,45	0,44	0,40	0,43	0,59	0,38
al	0,41	0,42	0,55	0,42	0,41	0,34	0,62	0,57	0,33	0,44
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	7,60	5,72	18,13	11,19	6,50	5,94	3,84	6,61	8,35	16,74
Y ppm		15,8		15,7			14		38,4	18,3
Th ppm		0,38		0,27			1,24		0,79	1,09
Ta ppm		0,12		0,16			0,21		0,39	0,77
V ppm		227		231			146		401	133
Cr ppm		288		237			96,1		73,1	144
Co ppm		43,4		40,5			34,3		50,7	35
Ni ppm		106		125			87,2		92,1	160
Rb ppm		2,76		<2			14,1		4,39	2,54
Sr ppm		95		145			114		61,6	72,6
Y ppm		15,8		15,7			14		38,4	18,3
Zr ppm		41,8		40,1			75,1		133	68
Nb ppm		2,17		2,31			3,05		7,36	6,51
Ba ppm		13,6		14,9			150		17,7	18,5
La ppm		2,4		2,38			7,55		11,1	10,2
Ce ppm		6,32		6,41			16,2		25	22,2
Pr ppm		0,97		0,98			2,04		3,9	2,75
Nd ppm		5,38		5,26			8,36		18,2	11,3
Sm ppm		1,47		1,68			2,07		5,21	2,55
Eu ppm		0,62		0,71			0,63		1,84	1,41
Gd ppm		2,03		2,16			2,16		5,8	2,73
Tb ppm		0,41		0,39			0,38		1,11	0,51
Dy ppm		2,6		2,72			2,4		6,87	3,21
Ho ppm		0,59		0,6			0,5		1,47	0,7
Er ppm		1,65		1,8			1,47		4,17	2,05
Tm ppm		0,26		0,28			0,21		0,61	0,3
Yb ppm		1,64		1,7			1,4		3,99	2,06
Lu ppm		0,25		0,27			0,24		0,57	0,33
Hf ppm		1,36		1,26			1,95		3,96	2
Ta ppm		0,12		0,16			0,21		0,39	0,77
Th ppm		0,38		0,27			1,24		0,79	1,09
U ppm		0,11		0,51			0,31		0,33	0,33
ΣP3Э		42		43			60		128	81
(Nb/La) <sub>N</sub>		0,87		0,94			0,39		0,64	0,61
Nb/Y		0,14		0,15			0,22		0,19	0,36
Zr/Y		2,65		2,55			5,36		3,46	3,72
(La/Yb) <sub>N</sub>		1,05		1,00			3,87		2,00	3,55
(La/Sm) <sub>N</sub>		1,05		0,91			2,35		1,38	2,58

Комплекс	Вожмозерский вулканический комплекс. Покровная фация (вожмозерская толща)								
Порода	Метабазальты								
Район	Конжозерская структура						Сосновско-Тервозерская структура		
№ пробы	131400	131800	133300	431300	434100	434400	435501	126800	127100
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	48,91	53,79	56,39	55,69	50,01	49,06	54,41	50,90	48,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,83	15,07	13,19	15,87	16,06	14,87	16,95	14,56	15,83
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,27	0,97	0,78	0,91	2,61	0,73	0,71	1,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,04	12,97	8,47	8,02	11,26	14,44	8,79	11,61	13,80
FeO	12,63	11,67	7,63	7,22	10,14	13,00	7,91	10,44	12,42
MnO	0,23	0,16	0,16	0,12	0,18	0,25	0,12	0,18	0,21
MgO	7,18	6,56	5,30	7,48	9,09	5,94	8,34	9,35	7,07
CaO	10,35	6,14	14,95	7,36	8,90	8,43	5,01	9,53	10,45
Na <sub>2</sub> O	2,76	3,65	0,51	4,30	2,69	4,16	4,98	2,33	2,67
K <sub>2</sub> O	0,28	0,40	0,06	0,38	0,89	0,23	0,66	0,83	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,18	0,09	0,15	0,13	0,40	0,13	0,06	0,09
mg	0,50	0,50	0,55	0,65	0,62	0,45	0,65	0,61	0,50
f	0,50	0,50	0,45	0,35	0,38	0,55	0,35	0,39	0,50
al	0,41	0,45	0,55	0,54	0,43	0,44	0,52	0,38	0,45
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	9,89	9,15	8,77	11,31	3,02	18,07	7,53	17,99	5,21
V ppm	336,0	199						14,1	22,6
Cr ppm	121,0	146						0,19	0,28
Co ppm	47,6	45,5						0,18	0,16
Ni ppm	83,9	92						223	288
Rb ppm	6,93	13,6						408	203
Sr ppm	124	164						53,9	53,9
Y ppm	29	21,5						118	123
Zr ppm	90,2	87,6						40,9	10,4
Nb ppm	4,28	4,54						102	136
Ba ppm	68,9	156						14,1	22,6
La ppm	4,25	8,28						34,3	56,2
Ce ppm	11,9	21,1						2,26	2,88
Pr ppm	1,75	3,07						196	57,5
Nd ppm	9,89	13,6						2,04	3,15
Sm ppm	3,47	3,69						5,48	8,41
Eu ppm	1,18	0,97						0,9	1,37
Gd ppm	3,95	3,67						4,58	6,72
Tb ppm	0,78	0,67						1,34	2,06
Dy ppm	5,02	3,94						0,63	0,9
Ho ppm	1,15	0,82						1,7	2,69
Er ppm	3,31	2,43						0,34	0,51
Tm ppm	0,45	0,3						2,29	3,47
Yb ppm	3,01	2,13						0,51	0,82
Lu ppm	0,42	0,3						1,48	2,29
Hf ppm	2,42	2,23						0,23	0,33
Ta ppm	0,30	0,27						1,38	2,28
Th ppm	0,43	0,94						0,21	0,37
U ppm	0,11	0,25						1,06	1,46
ΣP3Э	51	65						0,18	0,16
(Nb/La)N	0,97	0,53						0,19	0,28
Nb/Y	0,15	0,21						<0,1	<0,1
Zr/Y	3,11	4,07						37	58
(La/Yb)N	1,01	2,79						1,07	0,88
(La/Sm)N	0,79	1,45						0,16	0,13

Подразделение	Кумбуксинская толща											
Порода	Магнезиальные метабазалты											
Район	Тайгиницкая структура							Рыбозерская структура		Каменноозерская структура		
№ пробы	С-78	С-78	С-78	С-78	С-81	16210	2181	С-44	С-48	130200	430700	Сред.
Источник	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[92]	[92]	[137]
SiO <sub>2</sub>	52,22	53,91	48,99	44,4	47,48	50,24	50,08	48,1	48,12	45,59	48,75	48,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,95	6,61	5,42	5,91	7,4	12,49	10,9	12,29	9,16	15,82	11,80	14,49
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,62	0,64	0,87	0,8	0,39	0,28	0,89	0,26	0,84	1,18	0,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,95	14,37	13,94	10,37	14,74	11,23	10,62	11,94		13,10	14,05	3,38
FeO										11,79	12,64	7,05
MnO	0,21	0,22	0,23	0,22	0,2	0,22	0,19	0,18	0,2	0,18	0,18	0,16
MgO	11,78	11,03	16,83	11,95	13,42	12,12	14,08	11,14	15,27	15,58	11,72	8,04
CaO	10,16	10,15	10,4	10,76	9,22	7,78	10,41	9,22	10,26	8,33	9,00	10,37
Na <sub>2</sub> O	1,03	0,21	0,34	0,97	2,27	1,68	0,97	2,46	0,73	0,53	2,79	1,83
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	2,01	1,45	0,57	0,31	0,05	0,03	0,53	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,06	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,01	0,03	0,16	0,01
mg	0,46	0,43	0,55	0,54	0,48	0,52	0,57	0,48	-	0,70	0,62	0,70
f	0,54	0,57	0,45	0,46	0,52	0,48	0,43	0,52	-	0,76	1,08	0,91
al	0,19	0,26	0,18	0,26	0,26	0,53	0,44	0,53	-	0,28	0,25	0,78
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	51,5	10,5	17,0	48,5	1,13	1,16	1,70	7,94	14,6	17,99	5,21	14,07

Подразделение	Кумбуксинская толща										
Порода	Метакоматииты										
Район	Тайгиницкая структура						Рыбозерская структура			Каменноозерская структура	
№ пробы	С-81	С-78	С-78	С-78	С-74	С-78	С-48	С-48	С-48	Сред.	
Источник	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[143]	[137]	
SiO <sub>2</sub>	38,2	44,35	44,77	43,6	46,5	52,6	36,41	41,77	39,9	42,50	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	3,43	5,15	3,27	4,73	3,05	7,84	8,97	15,92	5,04	
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,47	0,74	0,38	0,62	0,41	0,47	0,21	0,64	0,23	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,57	12,96	16,76	13,34	15,76	10,89				4,11	
FeO										5,97	
MnO	0,17	0,21	0,22	0,18	0,2	0,19	0,25	0,18	0,23	0,09	
MgO	20,59	21,69	18,99	26,62	18,97	19,74	23,22	19,5	16,52	27,78	
CaO	8,4	9,08	9,36	4,74	9,55	9,48	0,4	8,21	7,92	2,49	
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,6	0,1	0,58	0,4	0,35	0,02	0,1	0,68	0,06	
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,04	0,06	0,04	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	
mg	0,62	0,63	0,53	0,67	0,55	0,64	-	-	-	0,87	
f	0,38	0,37	0,47	0,33	0,45	0,36	-	-	-	0,32	
al	0,09	0,1	0,14	0,08	0,14	0,1	-	-	-	0,13	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	27,5	30,0	5,0	29,0	20,0	17,5	2,0	5,0	34	3	

Комплекс	Ранне-среднелопийские плагиограниты нерасчлененные								
	Порода	Диорит	Тоналит				Плагиогранит		
Район	Северо-Онежский блок								
№ пробы	C-93/123	300200/2	C-63/35	C-1/73	C-1/80	C-47/80	C-1/53	C-2/38	C-48/115
Источник	[143]	[92]	[102]	[92]	[92]	[143]	[92]	[92]	[143]
SiO <sub>2</sub>	55,10	63,10	63,40	64,31	66,90	67,10	68,42	68,82	69,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	15,30	15,20	17,11	16,97	16,50	16,23	16,70	15,6
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,56	0,58	0,36	0,30	0,29	0,21	0,19	0,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	8,69	6,20	5,54	3,95	3,71	2,90	2,48	2,30	2,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	2,05	2,05			0,72			
FeO	5,34	3,74	3,14			1,97			
MnO	0,15	0,10	0,08	0,07	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04
MgO	5,58	2,94	3,05	2,29	1,56	1,61	1,30	0,81	1,01
CaO	7,40	3,37	3,65	3,48	3,77	1,15	2,93	2,56	1,95
Na <sub>2</sub> O	2,82	4,68	3,40	5,15	4,61	7,62	5,11	6,18	4,62
K <sub>2</sub> O	0,70	1,41	2,10	1,82	1,68	0,71	2,35	1,22	2,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,15	0,10	0,15	0,10	0,07	0,09	0,14	0,08
п.п.п.	3,85	2,06	2,75	1,39	0,40	1,82	1,03	1,08	2,23
Rb	40,0	89,8	72,0			16,0			46,0
Ba	150	320	400			67	364	355	600
Sr	193	185	222			108			59
Th	2,0	17,0	7,9			9,0			7,7
U	0,5	4,7	1,5			4,4			2,8
Pb	6,0	11,8	10,0			7,0			5,5
Zr	104,00	134,00	158,00			115,00			132,00
Nb	5,40	10,40	6,20			8,50			6,40
Y	18,60	28,50	16,20			8,50			9,00
La	11,00	29,10	21,30			13,40			24,40
Ce	26,00	62,00	41,60			24,60			48,30
Pr	3,38	7,46	4,47			2,55			5,31
Nd	13,80	28,70	17,80			8,67			18,50
Sm	3,09	6,96	3,28			1,63			3,80
Eu	0,89	0,86	0,77			0,46			0,83
Gd	3,00	6,78	3,03			1,25			2,70
Tb	0,52	1,07	0,50			0,21			0,34
Dy	3,07	6,21	2,82			1,20			1,66
Ho	0,66	1,13	0,53			0,24			0,31
Er	1,75	3,01	1,50			0,78			0,77
Tm	0,27	0,32	0,26			0,13			0,13
Yb	1,77	2,22	1,45			0,98			0,53
Cr	260,00	150,00	89,00	65,0	60,0	90,00	19,0	26,0	33,00
Co	31,00	18,00	17,00			6,30			6,30
Ni	91,00	116,00	46,00			16,30			16,00

## Продолжение прил. 9

Комплекс	Водлозерский комплекс диорит-тоналитовый					
	Порода	Кварцевый диорит		Тоналит		Плагиогранит
Район	р. Выг					
№ пробы	2008	1025	2034/1	416800	1024	301000/5
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>	56,20	60,60	65,50	67,70	67,10	69,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,10	18,60	15,00	16,00	15,70	15,10
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,41	0,49	0,34	0,40	0,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	5,12	4,78	4,68	3,78	4,18	3,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,13	2,82		1,91	1,76	1,52
FeO	1,79	1,77		1,69	2,18	1,79
MnO	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07
MgO	1,86	1,26	2,00	1,73	1,87	1,36
CaO	5,59	4,88	3,71	3,34	3,08	3,20
Na <sub>2</sub> O	5,92	5,99	3,74	4,03	3,77	3,45
K <sub>2</sub> O	2,00	1,97	2,06	1,89	2,14	2,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,08	0,10	0,09	0,08	0,09
п.п.п.	1,47	1,11	2,48	1,00	1,13	1,03
Rb	41,4	42,7			81,5	83,1
Ba	450	480	370	380	450	400
Sr	331	289			208	193
Th	15,2	11,0			12,9	18,3
U	3,0	7,1			7,8	3,7
Pb	11,3	14,3			16,6	14,6
Zr	136,00	110,00			103,00	97,10
Nb	10,40	5,82			6,40	6,98
Y	13,80	10,60			10,80	11,20
La	42,70	19,80			15,70	27,80
Ce	72,80	40,20			30,20	47,50
Pr	7,16	3,95			2,85	4,78
Nd	23,40	12,60			10,10	16,20
Sm	4,17	2,12			1,78	3,06
Eu	0,96	0,64			0,63	0,72
Gd	3,05	2,09			2,03	2,26
Tb	0,47	0,33			0,31	0,35
Dy	2,32	1,85			1,95	1,89
Ho	0,44	0,41			0,39	0,36
Er	1,39	1,07			1,15	1,28
Tm	0,21	0,15			0,17	0,17
Yb	1,28	1,09			1,17	1,05
Cr	49,00	52,00	78,00	43,00	59,00	27,00
Co	20,90	15,60			13,60	12,80
Ni	27,50	22,20			24,20	18,90

Комплекс	Позднелопийские мигматит-анатектит-граниты									
	Порода	Плагιοгранит		Граниты-лейкограниты						
Район	д. Валозеро				р. Пажа					р. Выг
№ пробы	2006/5	2006/6	2006/2	2006/4	126602	126700	126600	417300	127000	1012
Источник	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]	[92]
SiO <sub>2</sub>		68,40	72,30	73,70	70,60	69,10	68,70	72,70	73,60	72,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		16,10	14,40	14,80	15,20	16,10	15,70	14,30	13,60	14,7
TiO <sub>2</sub>		0,52	0,22	0,13	0,36	0,34	0,42	0,22	0,18	0,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t		3,40	2,50	1,42	2,95	3,26	3,42	2,39	2,55	2,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,14	1,14	0,47	1,31	2,01	1,86	1,21	1,29	
FeO		2,04	1,22	0,86	1,48	1,13	1,41	1,06	1,13	
MnO					0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,039
MgO		1,17	0,44	0,24	1,39	1,39	1,49	1,29	0,93	0,32
CaO		3,01	1,70	1,37	1,78	1,93	1,49	1,25	1,38	1,32
Na <sub>2</sub> O		4,84	4,43	4,15	4,45	5,14	4,84	4,27	3,94	4,1
K <sub>2</sub> O		1,55	3,25	3,65	2,00	1,75	2,46	2,66	3,04	4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,11	<0,05	<0,05	0,10	0,08	0,10	<0,05	<0,05	<0,05
п.п.п.		0,78	0,55	0,41	1,03	0,84	1,03	0,86	0,46	0,31
Rb	39	52	51	55	143		122		114	104
Ba		530	800	760	440	530	490	840	760	950
Sr	586	443	312	344	261		189		279	398
Th	4,9	9,9	3,2	5,2	5,4		13,4		4,5	12,7
U	1,66	1,52	3,13	0,37	0,80		1,71		0,86	5,80
Pb	8,15			8,43	7,70				14,00	11,00
Zr	121	172	86	90	136		161		71	128
Nb	1,5	2,1	2,2	2,1	4,2		11,1		3,4	2,9
Y	3,4	2,8	3,0	3,0	4,4		10,9		5,3	5,2
La	18,00	33,70	11,10	11,50	20,10		13,10		10,10	27,10
Ce	36,00	57,70	21,10	25,90	36,20		32,30		19,80	51,00
Pr	4,11	6,08	2,37	2,58	3,76		3,01		2,12	5,66
Nd	14,50	19,00	8,39	9,30	13,60		11,50		8,29	19,80
Sm	2,66	2,82	1,16	1,46	2,30		2,63		2,01	3,56
Eu	0,67	0,77	0,48	0,62	0,57		0,59		0,56	0,71
Gd	1,78	1,74	1,20	1,23	1,70		2,37		1,44	2,53
Tb	0,21	0,19	0,15	0,16	0,17		0,31		0,21	0,38
Dy	0,86	0,77	0,63	0,72	0,90		1,77		1,01	1,30
Ho	0,12	0,10	0,11	0,09	0,15		0,35		0,18	0,20
Er	0,34	0,29	0,26	0,24	0,36		0,88		0,42	0,37
Tm	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06		0,13		0,07	0,06
Yb	0,34	0,21	0,31	0,24	0,27		0,86		0,30	0,33
Sc	2,5			1,30						
V		55,00	<0,005	<0,005	<0,005		<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cr		110,0	130,0	26,00	34,0		78,000	47,00	38,00	62,00

Химический состав пород, затронутых флюидогенными процессами

№ п/п	№ пробы	Порода	TiO <sub>2</sub> *	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Pb	Rb
1	418801	метадолерит м/з	1,3	13,5	0,2	7,7	4,1	0,8	299	199	46,5	76,0					24,4
2	311301	габбродолерит битуминизированный	2,2	3,7	-	3,2	4,8	0,7	131	16,7	1,5	10,7	15,9	57,8	2,8	120	19,7
3	311600	карбонат-кварц-альбитовая порода в габбро	0,4	6,3	-	1,1	0,0	0,2	81,0	43,3	11,2	19,8	178	186	1,3	6,5	4,3
4	312704	карбонат-кварц-альбитовая порода в габбро	0,1	2,7	-	0,9	0,1	0,7	30,1	21,2	7,8	19,3	21,7	26,2	0,7	3,3	9,2
5	419501	метаалевро-аргиллит	0,9	9,3	0,1	5,0	1,8	1,9	61,2	134	26,8	56,5	-	-	-	-	76,9
6	128500	метаалевро-аргиллит	0,7	6,1	0,1	3,6	1,7	3,4	74,4	112	18,1	47,9	-	-	-	-	140
7	310301	шунгитсодержащий глинистый туфосланец	0,8	6,0	-	4,0	1,8	3,1	81,0	119	27,9	55,7	9,6	102	<0,6	2,9	140
8	310402	шунгитсодержащий глинистый туфосланец	0,7	9,1	-	5,1	1,8	1,7	68,3	128	25,7	64,0	25,1	120	<0,6	6,3	79,4
9	127500	шунгитсодержащий туфосланец	2,7	10,6	0,1	3,4	3,6	2,1	309	312	25,4	98,0	-	-	-	-	63,2
10	128301	шунгит	0,8	5,9	0,0	2,4	1,9	2,9	404	330	9,2	140	-	-	-	-	55,8
11	311900	шунгитовый сланец	2,0	16,1	-	5,4	0,8	3,8	402	223	62,2	82,3	170	111	14,6	6,3	114
12	311400	шунгитовый сланец	0,4	14,8	-	10,2	0,1	0,2	80,5	75	51,3	97,6	27,7	189	1,1	4,6	8,2
13	311800	шунгитовый сланец	1,5	8,6	-	2,2	1,5	4,2	287	143	37,0	84,2	175	76,1	11,2	9,2	151
14	350101	шунгитовая брекчия	1,0	5,5	-	2,6	0,7	3,9	386	126	1,8	85,6	25,2	66,6	15,0	108	132
15	6/49.6-52	метагравелит с тальк-доломитовым цементом	0,1	1,4	0,0	3,4	0,4	1,8	12,9	22,2	7,0	19,3	29,1	11,8	<0,6	2,6	26,0
16	6/47.9-49.6	метапесчаник доломитизированный	0,7	7,9	0,1	6,2	0,8	1,1	98,9	73,9	20,9	37,7	16,5	23,4	<0,6	4,1	31,1
17	6/52-52.9	карбонатная порода	0,0	0,4	0,1	26,6	0,1	0,5	7,8	15,3	9,4	12,7	26,9	8,2	<0,6	2,3	13,7
18	6/61.8-69.9	метаалевроаргиллит	0,4	4,5	0,1	10,0	0,1	4,8	72,4	73,1	10,7	34,8	17,8	13,6	1,1	3,9	103
19	99/29.3-34.2	метааргиллит	0,8	10,6	0,1	7,4	6,5	1,4	46,9	133	29,8	60,9	117	35,2	<0,6	2,8	60,1
20	99/34.2-44	брекчия карбонат-терригенной породы	0,7	7,8	0,1	9,4	5,5	0,9	33,4	92,1	20,7	46,7	76,3	31,6	<0,6	4,7	34,1
21	102/28.1-28.6	брекчия карбонат-терригенной породы	0,4	5,0	0,1	13,4	4,2	0,8	59,7	71,2	18,0	46,9	72,1	30,5	<0,6	3,4	30,1
22	124/73-77	доломитовая порода	0,2	2,1	0,1	3,9	0,3	1,8	13,8	43,8	7,5	21,9	24,8	18,2	<0,6	2,5	27,2
23	125/58-69	брекчия карбонат-терригенной породы	0,0	1,1	0,1	11,6	0,0	0,8	10,2	40,9	4,1	17,7	12,6	10,9	<0,6	1,7	24,5
24	125/70.2-71.9	брекчия карбонат-терригенной породы	0,1	0,8	0,0	3,5	0,0	0,4	8,4	17,5	4,8	15,8	19,0	12,9	<0,6	1,5	13,7

Окончание прил. 10

№ п/п	№ пробы	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
1	418801	53,9	20,2	71,9	5,3	121	7,2	16,1	2,2	10,0	2,3	0,9	3,0	0,5	3,4	0,8	2,2	0,3	2,1	0,3	1,9	0,3	1,1	0,3
2	311301	43,7	60,1	484	-	552	108	225	28,9	113	20	5,6	16,9	2,1	11,3	2,1	6,0	0,9	4,9	0,7	-	-	-	2,7
3	311600	34,5	9,9	35,5	-	65,9	3,7	7,9	1,1	4,8	1,2	0,6	1,5	0,3	1,6	0,3	1,0	0,2	0,9	0,1	-	-	-	<0,1
4	312704	139	3,1	7,2	-	1000	1,2	2,4	0,3	1,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,4	0,1	0,3	0,0	0,3	0,0	-	-	-	<0,1
5	419501	47,6	12,8	153	10,1	588	25,9	52,5	6,3	22,5	3,8	1,1	3,5	0,5	2,4	0,5	1,4	0,2	1,2	0,2	4,1	0,8	10,4	1,3
6	128500	35,0	14,4	115	9,5	1170	39,2	74,0	8,5	30,9	4,9	1,2	4,2	0,6	2,8	0,6	1,6	0,3	1,5	0,2	3,3	0,8	13,0	2,0
7	310301	31,6	19,8	188	-	1320	22,3	43,8	5,2	19,3	4,4	1,1	4,1	0,6	3,4	0,7	1,8	0,3	1,7	0,3	-	-	-	1,7
8	310402	27,7	12,5	112	-	713	16,5	35,0	3,8	14,2	3,0	0,7	3,1	0,4	2,2	0,4	1,2	0,2	1,2	0,2	-	-	-	0,9
9	127500	74,8	25,6	159	20,7	350	11,1	29,1	5,1	24,1	5,4	2,4	5,4	0,9	5,0	1,0	2,8	0,4	2,6	0,4	4,4	1,3	3,6	13,7
10	128301	14,2	70,7	110	7,7	1450	33,2	55,9	7,2	30,7	7,5	1,6	7,5	1,4	9,5	2,2	6,6	1,0	6,2	0,8	2,8	0,7	9,6	7,1
11	311900	7,1	16,7	112	-	349	4,5	10,0	1,5	6,0	1,6	0,6	1,9	0,4	2,5	0,5	1,7	0,3	1,9	0,3	-	-	-	3,5
12	311400	7,0	16,0	82,1	-	61,0	11,1	20,7	2,8	11,0	2,7	0,5	2,6	0,4	2,6	0,5	1,4	0,3	1,6	0,2	-	-	-	1,7
13	311800	17,7	30,9	173	-	320	43,9	76,8	8,9	31,6	6,1	1,5	6,1	0,9	5,3	1,1	3,1	0,5	2,8	0,5	-	-	-	5,8
14	350101	28,3	33,8	184	-	1890	16,0	24,3	3,0	11,4	2,6	0,7	2,7	0,6	4,3	1,0	3,4	0,5	3,8	0,5	-	-	-	11,0
15	6/49.6-52	62,5	5,4	30,8	-	211	10,8	19,2	2,1	7,7	1,2	0,3	1,2	0,2	0,8	0,2	0,5	0,1	0,4	0,1	-	-	-	0,2
16	6/47.9-49.6	64,0	7,5	82,8	-	135	6,9	10,9	2,1	8,4	1,7	0,4	1,5	0,3	1,2	0,2	0,7	0,1	0,7	0,1	-	-	-	0,5
17	6/61.8-69.9	23,3	14,6	118	-	810	24,4	40,2	5,3	17,8	4,0	1,0	3,3	0,5	2,6	0,5	1,5	0,2	1,2	0,2	-	-	-	1,1
18	99/29.3-34.2	60,7	8,3	119	-	162	73,3	24,7	12,3	33,8	2,7	0,4	2,0	0,3	1,3	0,3	1,0	0,2	1,1	0,2	-	-	-	<0,1
19	6/52-52.9	57,9	4,8	6,8	-	92,2	5,6	4,2	1,3	4,7	0,9	0,2	0,8	0,2	0,7	0,1	0,4	0,1	0,4	0,0	-	-	-	0,2
20	99/34.2-44	74,7	13,0	79,1	-	18,7	8,4	38,5	2,0	6,1	1,1	0,3	1,4	0,2	1,8	0,4	1,2	0,2	1,5	0,2	-	-	-	<0,1
21	102/28.1-28.6	170	17,7	46,8	-	19,5	9,4	19,1	3,4	15,9	4,7	1,1	4,6	0,7	3,3	0,6	1,6	0,2	1,2	0,2	-	-	-	0,1
22	124/73-77	55,0	6,8	35,5	-	71,1	19,6	20,4	3,8	12,3	2,0	0,4	1,6	0,2	1,1	0,2	0,6	0,1	0,5	0,1	-	-	-	0,3
23	125/58-69	65,9	7,4	17,2	-	8,5	10,6	6,6	2,8	10,0	1,9	0,5	1,7	0,2	1,1	0,2	0,5	0,1	0,5	0,1	-	-	-	0,3
24	125/70.2-71.9	30,2	7,3	27,1	-	11,2	18,9	10,7	4,2	15,2	2,8	0,6	2,0	0,3	1,4	0,2	0,6	0,1	0,6	0,1	-	-	-	0,2

Приложения. № п/п 1–18 – пробы ГДП-200, отв. исп. И. А. Житникова [92], № п/п 19–24 – пробы ГГК-200, отв. исп. Ю. Б. Голованов [87]. Аналитические работы выполнены в лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ». \* – оксиды (%), элементы (г/т).



Список проявлений алмазов на площади листа Р-36-ХП по Ю. Б. Голованову [87]

№ п/п	Название проявления	№ скважины, тип коронки, Ø, мм	Интервал опробования, м	Вес пробы, кг	Краткое описание пород	Характеристика зерен алмазов				Минералы-спутники в пробе
						кол-во зн.	размер, мм	форма	цвет	
1	Верхнее Волозеро	С-96, алмазная, 59	107,0-109,0	1	среднезернистый песчаный материал из карстовой полости неясной формы	1	1,0	обломок	бесцветный, полупрозрачный	-
2	Восточно-Габсельгское	С-30, алмазная, 76	38,3	1,5	песчаный, песчано-глинистый материал из карстовой полости	5	0,1-0,2	обломки неправильной формы	прозрачный, бесцветный	хромшпинелиды
3			57,4	1,5		7	0,1-0,25			хромшпинелиды
4			61,0	2,0		5	0,1-0,2			хромдиопсид, муассанит по заверочным скважинам
5			38,3-41,5	5,2	песчанистый доломит (прото-лочка)	8	0,1-0,2	-	-	хромшпинелиды
6		С-124, твердосплавная, 93	23,0-26,0	6,0	песчано-гравийные четвертичные отложения	5	0,1-0,25	-	-	муассанит, хромдиопсид, пироп
7			26,0-27,8	7,0		3	0,1-0,3	-	-	-
8			27,8-29,5	7,0	с плотика	6	0,1-0,15	-	-	-
9		С-125, твердосплавная, 76	70,2-71,8	2,4	метасоматиты, дезинтегрированная порода (прото-лочка)	1	0,1	неправильная	желтовато-розовый	хромдиопсид, муассанит в других интервалах
10		Куйкозерское	С-109, алмазная, 59	63-65,7	2,5	песок кварцево-полевошпатовый из карстовой полости	1	-	-	-
11	72,9-76,8			6,6	песок кварцево-полевошпатовый из карстовой полости	1	0,1	обломки	-	-
12	81,3-83,6			3,0	песок кварцево-полевошпатовый из карстовой полости	8	0,1-0,25	обломки	-	хромдиопсид
13	83,6-86,7			4,5	кварцево-полевошпат-слюдистый песок	1	0,1	обломки	-	-
14	86,7-88,8			2,6	кварцево-полевошпат-слюдистый песок со щебнем	8	0,1-0,15	обломки	-	-
15	89,5-92,2			4,0	песок кварцево-полевошпатовый	3	0,1-0,15	обломки	-	хромдиопсид, муассанит
16	160-161,6			2,2	песок кварцево-полевошпатовый со щебнем	16	0,15-0,2	обломки	-	-
17	101,4-103,9			2,5	песок кварцево-полевошпатовый со щебнем	26	0,15	обломки	-	-
18	107,9-109,7			2,8	кварцево-полевошпатовый песок	8	0,1-0,15	обломки	-	-

№ п/п	Название проявления	№ скважины, тип коронки, Ø, мм	Интервал опробования, м	Вес пробы, кг	Краткое описание пород	Характеристика зерен алмазов				Минералы-спутники в пробе
						кол-во зн.	размер, мм	форма	цвет	
19	Куйкозерское	С-109, алмазная, 59	111,3-113,0	2,2	кварцево-полевошпатовый песок, слюдистый	46	0,1-0,4	обломки	-	-
20			113,0-115,0	2,6	кварцево-полевошпатовый песок, слюдистый	37	0,1-0,15	обломки	-	-
21			115-121,7	3,5	кварцево-полевошпатовый песок, слюдистый	67	0,1-0,25	обломки	-	-
22	Ручей Дедов	С-29, алмазная, 76	47,8	2,0	песчаный материал со щебнем вмещающих пород из карстовой полости	7	0,1-0,15	обломки неправильной формы	полупрозрачный, бесцветный	хромшпинелиды
23			61,6	2,0		71	0,1-0,25	обломки неправильной формы	полупрозрачный, бесцветный	хромшпинелиды
24		С-99, твердосплавная, 93	27,4-27,8	3,3	глина, песок, суглинок со щебнем вмещающих пород из карстовой полости	1	0,15	обломок неправильной формы	бесцветный, слабо-розовый оттенок	хромдиопсид
25		С-99, твердосплавная, 76	46,9-47,4	1,7	глина, песок, суглинок со щебнем вмещающих пород из карстовой полости	18	0,1-0,3	обломок неправильной формы	бесцветный, слабо-розовый оттенок	хромдиопсид
26		С-99, твердосплавная, 76 мм	49,1-49,6	1,3	глина, песок, суглинок со щебнем вмещающих пород из карстовой полости	5	0,1-0,3	обломок неправильной формы	бесцветный, слабо-розовый оттенок	хромдиопсид
27		С-100, твердосплавная, 112	23,0-24,0	4,2	глина песчаная, четвертичные отложения	5	0,1-0,2	обломок неправильной формы	бесцветный, полупрозрачный	хромдиопсид
28		С-100, твердосплавная, 93	48,85-49,2	1,1	песок глинистый из карстовой полости	1	0,2	обломок неправильной формы	бесцветный, полупрозрачный	хромдиопсид
29		оз. Лобское	С-27, алмазная, 76	31,6-33,5	2,0	песчаный материал из карстовой полости	12	0,1-0,25	обломок неправильной формы	бесцветный, прозрачный
30	43,6			1,5	песчаный материал из карстовой полости	3	0,1	обломок неправильной формы	бесцветный, прозрачный	-
31	47,5			1,5	песчаный материал из карстовой полости	4	0,1-0,15	обломок неправильной формы	-	-
32	61,2			1,0	песчаный материал из карстовой полости	1	0,2	обломок неправильной формы	бесцветный, прозрачный	-

*Электронное научное издание*

**Житникова И. А.  
Полякова Е. И.  
Дударева Г. А.  
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе  
Серия Карельская  
Лист Р-36-ХП (р. Выг)  
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*  
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2022. Тираж 50 дисков. Объем 995 Мб  
Зак. 42115100

Всероссийский научно-исследовательский геологический  
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)  
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»  
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.  
Тел. 499-192-88-88. E-mail: [mfvsegei@mfvsegei.ru](mailto:mfvsegei@mfvsegei.ru)