

**Министерство природных ресурсов Российской Федерации**  
**Федеральное агентство по недропользованию**  
**Территориальное агентство по недропользованию по Республике Карелия**  
**Государственное геологическое унитарное предприятие**  
**специализированная фирма «Минерал»**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ**  
**ФЕДЕРАЦИИ МАСШТАБА 1 : 200 000**

Издание второе, Карельская серия

Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX

**ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА**

Составили: К.И. Степанов, Д.М. Санин, Г.Н. Санина

Редакторы: Ю.Б. Богданов, В.Г. Легкова

Эксперты НРС: К.Э. Якобсон

Л.Р. Семенова

Санкт-Петербург  
2004 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
1. Геологическая изученность.....	5
2. Стратиграфия.....	9
3. Интрузивные и метаморфические образования.....	49
4. Тектоника.....	114
5. История геологического развития.....	132
6. Геоморфология.....	143
7. Полезные ископаемые.....	150
8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.....	177
9. Гидрогеология.....	189
10. Эколого-геологическая обстановка.....	193
Заключение.....	195
Список литературы.....	199
Текстовые приложения	
1. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов Р-35-XXIV, Р-36-ХІХ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000.....	205
2. Список проявления (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листов Р-35-XXIV, Р-36-ХІХ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000.....	206
3. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листов Р-35-XXIV, Р-36-ХІХ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000.....	212
4. Список проявлений (П) полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листов Р-35-XXIV, Р-36-ХІХ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200 000.....	214
5. Список прогнозируемых объектов, показанных на Схеме прогноза глинистого сырья и песчано-гравийного материала масштаба 1: 500 000.....	215
6. Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте.....	220
7. Список буровых скважин и точек наблюдения, показанных на геологической карте четвертичных образований.....	221

## Введение

Площадь листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX расположена в пределах юго-восточной части Сфекофеннской подвижной области, в приграничных с Финляндией Сортавальском, Лахденпохском и Питкярантском районах Республики Карелия. Район имеет сложное геологическое строение и высокий металлогенический потенциал, обусловленный его положением на продолжении Раахе-Ладожской минерагенической области, в пределах которой на сопредельной территории Финляндии выявлено большое количество промышленных и перспективных месторождений медно-никелевых, полиметаллических, золотых руд и алмазоносных кимберлитов. В геологическом строении принимают участие сложнодислоцированные и высоко метаморфизованные супракрустальные образования архея – нижнего протерозоя, интрузивные и ультраметабазитные образования архея – рифея.

Большая часть территории представляет собой пониженную грядово-холмистую равнину. Максимальные высотные отметки (100-125 м) наблюдаются в восточной и северо-восточной части площади; в прибрежной части Ладожского озера. Перепады высот составляют 30-70 метров.

Гидрографическая сеть принадлежит бассейну Ладожского озера. Самые крупные реки – Янисйоки, Тохмайоки и Китенйоки расположены в северной части территории. Питание рек осуществляется, в основном, за счет поверхностного стока, в небольшой степени за счет подземного стока. Широко развиты болота низинного, переходного и верхового типов. Климат умеренный континентальный. Зима продолжительная, умеренно мягкая с пасмурной погодой. Преобладающая дневная температура  $-5^{\circ}$ ,  $-8^{\circ}\text{C}$ , ночная  $-8^{\circ}$ ,  $-12^{\circ}\text{C}$ . Снежный покров устанавливается в конце ноября, максимальная толщина его в марте составляет 80см. В районе преобладают западные и юго-западные ветры со средней скоростью 3,7 м/с. Территория относится к подзоне южной тайги. Залесенность составляет около 70%.

Большая часть населения живет в городах и поселках городского типа. Наиболее крупный город - Сортавала. Население городов и поселков занято в лесной, деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной и камнедобывающей промышленности. Сельское хозяйство специализируется на овощеводстве и скотоводстве. Достаточно хорошо развита транспортная инфраструктура (наличие железных и автомобильных дорог с асфальтовым и грунтовым покрытием), что обеспечивает связь региона с основными потребителями полезных ископаемых, продуктов сельскохозяйственного и лесного производств.

Большая, северная и восточная часть территории, представляющая грядово-холмистую равнину, для целей среднемасштабного геологического картирования хорошо обнажена. Западная часть сильно задернована и заболочена, обнажения дочетвертичных пород крайне редки, широко развиты четвертичные отложения.

При составлении геологической карты, кроме собственных результатов полевых исследований авторов, использованы карты и первичные фондовые материалы ГСР-50, проведенных на площади листов в конце 60-х – начале 70-х годов, а так же данные научно-исследовательских и тематических работ по магматизму, метаморфизму и структурному районированию площади (исследования А.П. Светова, Л.П. Свириденко, В.А. Богачева, В.И. Шульдинера, И.В. Козыревой и др.). Весьма эффективным для картирования супракрустальных толщ и магматических комплексов, различающихся по магнитным свойствам оказалось использование аэромагнитных карт масштаба 1:50 000. Наличие космоснимка КФА-1000 с высоким разрешением и радиолокационного снимка ERS-1 позволило выявлять и прослеживать зоны тектонических нарушений и элементы складчатых структур в различных ландшафтных обстановках.

Ответственный исполнитель работ К.И. Степанов. В полевых работах принимали участие сотрудники ГГУП «Минерал» К.И. Степанов, Д.В. Михайлова, В.Н. Войтенко, В.А. Богачев, И.В. Белоусова, Е.В. Поляков, С.В. Круглов, В.Н. Бутенко, сотрудник СПбГУ О.М. Пупков, сотрудник ВСЕГЕИ Ю.Б. Богданов. Буровые работы на подрядной основе выполнены ФГУП «Невскгеология». При составлении отчета были использованы материалы О.М. Пупкова и С.В.

Петрова (СПбГУ) и В.А. Матреничева (ИГГДиРАН). В составлении карты дочетвертичных образований принимали участие К.И. Степанов, И.А. Житникова, Д.В. Михайлова, В.Н. Войтенко. Карта полезных ископаемых составлена К.И. Степановым и Е.В. Путинцевой, карта четвертичных образований – Г.Н. Саниной и Д.М. Саниным. В составлении объяснительной записки принимали участие: К.И. Степанов (разделы 1-5, 7-9), Г.Н. Санина и Д.М. Санин (разделы 2, 6), В.А. Богачев (раздел 3), Е.В. Путинцева (разделы 7,8), И.А. Житникова (разделы 4,5), М.К. Бетхатова (раздел 10). Цифровые модели карт и зарамочного оформления созданы М.К. Бетхатовой, Е.А. Боталовой, И.В. Белоусовой, Л.А. Ждановой, В. Г. Костылевой.

В ходе работ выполнен значительный объем аналитических исследований. В лаборатории ГП «Невскгеология» были выполнены полуколичественный спектральный анализ и атомно-абсорбционный анализ на золото. В Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ выполнялись определения концентраций редких и редкоземельных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и силикатный анализ рентгеноспектральным флуоресцентным методом. В центре изотопных исследований ВСЕГЕИ проводилось изучение распределения изотопов Sm и Nd в 16 пробах магматических пород района на масс-спектрометре TRITON (руководитель работ Е.С. Богомолов) и изотопные датирование цирконов из 10 проб магматических пород на ионном микрозонде SHRIMP (руководитель работ Д.И. Матуков).

## 1. Геологическая изученность

История геологического изучения территории Северо-Западного Приладожья насчитывает более сотни лет, но планомерные крупномасштабные геолого-съёмочные работы были начаты только в середине 50-х годов. После издания Госгеолкарты–200 на площадь листов Р-35-XXIV и Р-36-XIX [80] вся территория района и прилегающие площади были покрыты геологическими

съемками масштаба 1:50 000 и создана сводная карта Приладожья масштаба 1:100 000 [77].

Параллельно с геолого-съемочными работами первого поколения в районе проводилось большое количество научно-исследовательских и тематических исследований. Наибольшее значение для понимания геологического строения района имели монографии К.О. Кратца, А.Я. Харитонова, Н.Г. Судовикова с соавторами, Г.М. Саранчиной [25, 45, 39, 35]. В процессе проведения ГСР-50 в 60-е годы на территории Северо-Западного Приладожья выявлено большое количество вольфрамовых, вольфрам-полиметаллических, редкометальных и никелево-медных рудопоявлений, изучавшихся на стадии поисков масштаба 1:25 000 – 1:10 000 в период с 1967 по 1975 г.г. [74, 75, 76]. В этот же период по результатам обобщения геологической и поисковой информации составлена металлогеническая и прогнозная карты Северного Приладожья масштаба 1:100 000 [70]. В 1978 году В.Г.Ауслендером [62], в пределах западной части рассматриваемой территории, велись поисковые работы на песчано-гравийный материал и строительные пески.

В процессе проведения геолого-съемочных работ первого поколения и научно-исследовательских работ была обоснована схема стратиграфии района, установлены наиболее общие закономерности тектонического строения площади, создана схема магматизма, установлена метаморфическая зональность территории и откартированы изограды фаций регионального метаморфизма. После многолетних дискуссий был установлен более молодой возраст ладожской формации относительно ятулийских образований Карельского кратона. Ладожская формация разделена на две серии – сортавальскую и ладожскую. Метатерригенные образования ладожской формации по составу и характеру слоистости разделены на свиты и подсвиты. Вулканогенно-осадочные породы сортавальской серии выделены в питкьярантскую свиту, расчлененную на подсвиты. Геолого-съемочные и научно-исследовательские работы позволили установить природу гранито-гнейсовых куполов, представляющих собой блоки архейского фундамента, переработанные в результате протерозойской складчатости и ультраметаморфизма.

К следующему этапу геологического изучения площади можно отнести работы по составле-

нию второго поколения геологических карт масштаба 1:50 000, а также детальные поисковые работы на разных участках Северо-Западного Приладожья, проведенные в 70-х – 80-х годах.

При проведении ГДП-50 на Импилахтинской площади [61] впервые в Северном Приладожье в составе метатерригенных толщ были выявлены вулканиты среднего состава, существенно уточнена схема магматизма района, выделен ряд новых интрузивных и ультраметагенных комплексов.

Поисковые исследования, в основном, были сосредоточены на площадях развития питкьярантской свиты в обрамлении различных куполовидных структур [60, 79]. В результате этих работ показан гетерогенный характер толщ, выделяемых в питкьярантскую свиту, в составе которых впервые установлены ультраосновные породы; предложено несколько схем расчленения раннепротерозойских метавулканитов; существенно уточнено геологическое строение куполовидных структур и гранитных массивов; установлено и закартировано большое количество разрывных нарушений.

Новые данные о геологическом строении района были получены при проведении научно-исследовательских и тематических работ, проведенных в 1980-2001 гг.

В результате исследований А.П. Светова и Л.П. Свириденко выделен и охарактеризован новый для региона пикрит-базальтовый тип разреза в районе п. Вуорио [37]. При изучении вулканитов питкьярантской свиты в северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры были обнаружены и отмечены в качестве особой группы плагиопорфиры среднего состава, относящиеся по составу к известково-щелочной серии [34].

Коллективом сотрудников ВСЕГЕИ и ИГГД АН РФ разработаны методические приемы расчленения и картирования нестратифицированных метаморфических комплексов, определены параметры метаморфизма, предложена схема расчленения пород лахденпохского комплекса на метаформации, предложена модель плутоно-метаморфической эволюции Западного Приладожья [46, 12]. В рамках модели обосновано разделение площади на Северный и Южный домены, различающиеся типом земной коры, характером разреза супракрустальных толщ и магматизма,

условиями метаморфизма и деформаций.

В результате тематических исследований, проведенных сотрудниками ГГУП «СФ «Минерал» на территории Приладожья выделены петролого-геохимические эталоны магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок [65]. Коллективом геологов геологической службы Финляндии, ГГУП «СФ Минерал» и ПКГЭ составлен и издан комплект карт геологического содержания м-ба 1:1000 000 Раахе-Ладожской зоны, геологическая карта и комплект геофизических карт Фенноскандии масштаба 1:1000 000.

Акватория Ладожского озера изучалась в рамках опытно – методических работ ВСЕГЕИ и ВНИИ «Океангеология» в 1991–92 г.г. [59]. В результате составлен комплект схематических карт геологического содержания в масштабе 1:500 000.

По результатам работ, завершенных до 1997г. М. А. Корсаковой, составлена «Легенда Карельской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1:200 000, издание второе» утвержденная НРС 5.03.1998 г. Легенда составлена по зональному принципу. Сортавальская площадь отнесена к Свеккофеннской подвижной области и разделяется на Северо-Ладожскую и Лахденпохско-Выборгскую структурно-формационные зоны.

К настоящему времени вся площадь Сортавальского объекта покрыта гравиметрическими съемками м-ба 1:200 000. Наземная часть района полностью покрыта гравиразведкой м-ба 1:50000, сведенной в отчете В.А. Торицина [83].

Наземная часть площади полностью покрыта современной АГСМ-съемкой масштаба 1:25000. Акватория Ладожского озера обеспечена аэромагнитной съемкой м-ба 1:200 000.

Из других исследований, в основном, в м-бе 1:50 000 - 1:1000 выполнены наземные магниторазведочные и электроразведочные работы в площадном и профильном варианте.

Сейсмические исследования МОВЗ-МРС в комплексе с электроразведкой АМТЗ проведены в 2002 г. по профилю г. Гдов – Спасская Губа, пересекающему всю территорию исследований в северо-западном направлении.

Кондиционные площадные геохимические исследования рыхлых отложений с поисковыми

целями начаты на площади работ с конца 70-х годов и до 1990 года проводились на отдельных поисковых участках в масштабе работ 1:25 000 – 10 000.

Площадное геохимическое опробование с целью создания геохимической основы для ГДП-50 на территории Сортавальского участка завершено в 1990 г [83]. В комплекс работ входили поиски по потокам рассеяния и поиски по тяжелым фракциям ледниковых отложений. Масштаб поисков по потокам рассеяния 1:50 000 - 1:100 000. Работы проведены в северной и центральной части района. Из площади работ была исключена южная территории, ранее покрытая кондиционным донным опробованием [72].

Экспедицией 29 района ПГО «Гидроспецгеология» по результатам опробования почв масштаба 1:500 000 составлена геоэкологическая карта масштаба 1:1000 000. ПГО «Невскгеология» в том же масштабе провело опробование донных осадков и поверхностных вод малых рек. В 1999г. ПКГЭ завершен отчет «Районирование территории Российской Прибалтики по природным факторам», содержащий схему районирования территории по радоновой опасности.

## 2. Стратиграфия

### Протерозойская акротема

Дочетвертичные стратифицированные образования представлены терригенными и вулканогенно-осадочными породами протерозойского возраста. В разной степени метаморфизованные нижнепротерозойские толщи развиты на суше, а на площади акватории Ладожского озера они перекрыты чехлом неметаморфизованных рифейских отложений. Стратификация нижнепротерозойских толщ возможна лишь в северной и западной частях площади, за пределами области гранулитового метаморфизма и ультраметаморфизма.

## Нижнепротерозойская (карельская) зонотема.

### Людиковский надгоризонт. Сортавальская серия

К людиковийскому стратону отнесены толщи вулканических и осадочно-вулканогенных пород, традиционно объединяемые в сортавальскую серию. Образования сортавальской серии залегают на гранитоидах и мигматитах архейского основания и перекрываются терригенными отложениями ладожской серии калевийского надгоризонта. [45, 74]. Наиболее полные разрезы людиковийских образований с преобладанием метаморфизованных вулканических пород наблюдаются в центральной части Сортавальской подзоны Северо-Ладожской структурно-формационной зоны. Здесь они изучены опорными разрезами и расчленены на две свиты – питкярантскую (базальтовую) и кирьяволахтинскую (трахиандезит-коматиит-базальтовую). В пределах Латвасюрской подзоны кирьяволахтинская свита выклинивается и людиковийские разрезы представлены питкярантской свитой. На севере Сортавальской подзоны низы раннепротерозойского разреза представлены терригенными и карбонатно-терригенными породами, отнесенными к нерасчлененным образованиям сортавальской серии.

#### **Питкярантская свита ( $KR_2^1 pt$ )**

Питкярантская свита залегает на породах архейского фундамента, образуя нижнюю часть разреза людиковийского надгоризонта. Свита сложена вулканогенно-терригенно-карбонатными и вулканогенными породами базальтового состава, количественное соотношение которых изменяется латерально. Непосредственные соотношения образований питкярантской свиты с нижежащими гранитоидами фундамента затушеваны процессами динамометаморфизма и гранитизации. Терригенные породы, залегающие в основании свиты, интерпретируются как продукт переотложения ятулийских кор выветривания архейского фундамента [37]. Свита несогласно перекрывается терригенными породами ладожской серии. Выделяется два типа разрезов

питкьяранской свиты – преимущественно вулканогенный и вулканогенно-терригенно-карбонатный.

*Вулканогенный типа разреза* свиты характерен для Сортавальской структурно-формационной подзоны. Наиболее полно этот тип разреза проявлен в северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры. Здесь свита делится на три толщи, ее суммарная мощность не превышает 1300 м. Внизу залегает карбонатно-терригенная толща, среднюю часть разреза составляет толща базальтов, которая по литологическим признакам и характеру распределения редких и петрогенных элементов в базальтах делится на две подтолщи. Верхи свиты представлены маломощной толщей карбонатных и кремнисто-карбонатных пород.

Нижняя толща непосредственно примыкает к гранитоидам и мигматитам куполовидных выступов архейского фундамента. Мощность толщи достигает 400 м. Внизу разреза залегают метаморфизованные карбонатные породы, преобразованные в кальцит-диопсидовые, кальцит-тремолит-диопсидовые скарны и кальцифиры (60 м), которые через пачку переслаивания сменяются тонкослоистыми мелко- тонкозернистыми существенно кварцевыми и кварцбиотитовыми сланцами, интерпретируемые как метатерригенные породы (метаалевролиты и кварцевые метапесчаники).

Средняя толща сложена преимущественно metabазальтами, которые разделяются на две подтолщи. Нижняя представлена пачками переслаивания полосчатых сланцеватых амфиболитов и массивных, грубо линзовидно-полосчатых амфиболитов. Полосчатые амфиболиты представлены чередованием полос плагиоклаз-амфиболового, существенно плагиоклазового и диопсид-плагиоклазового состава мощностью 1-4 см. Предполагается, что их первичный состав отвечает туфам и туффитам базальтов. Полосчатость выдержана по мощности и, по-видимому, является реликтовой слоистостью. Массивные амфиболиты обнаруживают под микроскопом реликты вулканических структур (мелкие миндалины) и образованы в результате метаморфизма базальтовых лав. Мощность подтолщи колеблется от 350 до 550 м. Метабазальты нижней базальтовой подтолщи под микроскопом представлены мелко-среднезернистыми амфиболита-

ми афирового сложения, иногда с реликтами миндалекаменной текстуры. Структура гетерогранонематобластовая. Состоят из линейно-ориентированных агрегатных скоплений густо окрашенной сине-зеленой роговой обманки (60-75%), интерстиции которых выполнены сосюритизированными зернами основного плагиоклаза. Изредка отмечаются уплощенные обособления гранобластового агрегата сосюритизированных зерен плагиоклаза (реликты миндалин).

Верхняя базальтовая подтолща представлена мелко-тонкозернистыми массивными амфиболитами с отчетливо сохранившимися признаками подушечной текстуры мощностью около 300 м. В основании подушечных базальтов залегает слой розово-серых сливных кварцитов полосчатой текстуры мощностью 2,0- 5,0 м. В южном обрамлении Кирьяволахтинской структуры верхняя базальтовая подтолща отличается слоистым сложением и представлена переслаиванием тонкополосчатых амфиболовых сланцев (туфов, туффитов базальтового состава) и метаморфизованных миндалекаменных базальтовых лав. Метабазальты верхней базальтовой подтолщи разнообразны по минеральному парагенезису и текстурно-структурным особенностям. Подушечные базальты северного обрамления Кирьяволахтинской структуры преобразованы в м-т/з актинолитовые, роговообманково-актинолитовые и роговообманковые сланцы с афировой, реже - порфировой текстурами. Афировые метабазальты представлены мелко-среднезернистыми актинолитовыми, хлорит-актинолитовыми сланцами нематобластовой с элементами офитовой структуры. Порфировые метабазальты содержат мелкие перекристаллизованные вкрапленники плагиоклаза, заключенные в агрегат линейно-ориентированного тонко призматического амфибола и плагиоклаза. В южном обрамлении Кирьяволахтинской структуры наряду с афировыми и мелкопорфировыми широко развиты миндалекаменные метабазальты. Под микроскопом они представлены тонкозернистыми роговообманковыми плагиосланцами нематобластовой структуры с редкими обособлениями гранулированного кварца, кварц-плагиоклазового и кварц-карбонатного агрегата (реликты миндалин).

Верхи существенно вулканогенного типа разреза питкярантской свиты представлены мало-мощной (не более 50 м) толщей переслаивания полосчатых амфиболитов, тонкополосчатых кварцитов, скарнированных мраморов и тремолитовых сланцев.

По петрохимическим и геохимическим особенностям metabазальты делятся на две группы. Базальты нижней подтолщи по составу относятся к высокожелезистым толеитам, верхней – к высокомагнезиальным толеитам (рис.2.1). Содержание редкоземельных элементов в базальтах верхней части разреза понижено, их распределение характеризуется плоским спектром, характерным для базальтов типа MORB (рис.2.2). Базальты нижней подтолщи обогащены лантаноидами, для них характерен спектр редкоземельных элементов слабо наклонный в сторону легких РЗЭ.

*Вулканогенно-терригенно-карбонатный* тип разреза питкярантской свиты характерен для Латвасюрской подзоны и вскрыт несколькими скважинами в северном обрамлении Йокирантской купольно-глыбовой структуры. Истинная мощность свиты в этом районе не превышает 300 м. Разрез свиты состоит из двух пачек – нижней терригенной (аркозовые метапесчаники и кварциты) мощностью более 70 м и верхней – вулканогенно-терригенно-карбонатной (переслаивания биотит-кварцевых, биотит-амфиболовых сланцев по туффитам и кварцитопесчаникам и скарнированных карбонатных пород) мощностью более 200 м.

Намагниченность вулканогенно-осадочных пород питкярантской свиты средняя и высокая (табл. 1). В магнитном поле образования питкярантской свиты выделяются неоднородными полосовыми положительными аномалиями, обусловленными наличием в разрезе высокомагнитных пород: графит и пирротинсодержащих метаалевролитов и кварцитов.

Таблица 1

## Магнитная восприимчивость стратифицированных нижнепротерозойских пород

Свита	Подсвита, толща	Породная группа	Магнитная восприимчивость, $10^{-5}$ ед.СИ	
			Пределы колебаний	Среднее
Питкьярантская	Нижняя	Скарны	7 - 178	51
		Метапесчаники и метаалевролиты	46 - 240	128
	Средняя	Метабазальты	21 - 700	87
		Кварциты	50 - 8200	3590
Кирьяволахтинская	Нижняя	Метаандезиты среднемагнитные	11 - 230	57
		Метаандезиты высокомагнитные	700 - 13100	4660
	Средняя	Метабазальты низкомагнитные	4 - 93	12
		Метабазальты высокомагнитные	140 - 10200	2820
		Коматииты среднемагнитные	27 - 180	63
		Коматииты высокомагнитные	410 - 4140	1600
	Верхняя	Углеродсодержащие метаалевролиты	43 - 1180	610
Контиосарская		Метапесчаники, метаалевролиты	15 - 61	28
Пялкъярвинская		Ставролит-андалузитовые сланцы	12 - 120	37
Наатселькская		Метапесчаники, метаалевролиты	11 - 29	19
Ладожская серия нерасчлененная		Метапесчаники, метаалевролиты	15 - 120	36
Кархуланмякская толща		Метапесчаники, метаалевролиты	44 - 110	44
		Амфиболиты	55 - 258	59
Исоярвинская толща		Метапесчаники, туфы, туффиты	1 - 115	25

Карбонатные и карбонатно-терригенные породы базальной пачки питкьярантской свиты являются благоприятной средой для разнотипного оруденения скарнового типа. На территории листов в низах разреза питкьярантской свиты выявлены горизонты гранат-диопсидовых и амфибол-диопсидовых скарнов и скарнированных мраморов с непромышленным медным, цинковым и вольфрамовым оруденением. Мощность рудоносных скарнов колеблется от первых метров до 30-40 м, протяженность – от десятков метров до первых сотен метров. Существенная неравномерность оруденения и малые запасы рудных компонентов делают указанные проявления нерентабельными для промышленной разработки.

Возраст вулканитов питкьярантской свиты предварительно может быть оценен по возрасту силла габбродолеритов, залегающих на контакте терригенно-карбонатной и базальтовой

толщ.. Этот возраст определен по циркону методом SHRIMP и равен  $2004 \pm 22$  млн лет, СКВО – 9,8.

### **Кирьяволахтинская свита ( $KR_2^{1kr}$ )**

Выделяется впервые по данным проведенных работ. В соответствии с серийной легендой Карельской серии образования людиковийского надгоризонта разделяются на две свиты – питкярнтскую и вуоринскую. Вуоринская свита выделена на основании данных научно-исследовательских работ [37] и включает пакет лавовых потоков пикробазальтов и базальтов мощностью 43 метра, залегающий в верхней части людиковийского разреза обрамления Вуоринской куполовидной структуры. В результате проведенного доизучения установлено, что разрез вулканитов Вуорио является незначительным фрагментом трахиандезит-коматиит-базальтовой вулканической ассоциации, полно представленной в обрамлении Кирьяволахтинской структуры.

На основании проведенных работ верхняя часть людиковийских отложений выделяется нами в кирьяволахтинскую свиту. Относительная возрастная позиция кирьяволахтинской свиты соответствует вуоринской свите серийной легенды, отличаясь от нее составом (присутствием в разрезе пород трахиандезитовой и сланцево-карбонатной ассоциаций), полнотой разрезов и мощностью. Характерной особенностью свиты, отличающей ее от нижележащей питкярнтской свиты, является присутствие субщелочных вулканитов среднего состава (трахиандезитов) и высокомагнезиальных основных и ультраосновных вулканитов (коматиитовых базальтов и коматиитов). Породы свиты развиты в обрамлении восточной группы купольно-глыбовых поднятий архейского основания (Кирьяволахтинская, Сортавальская, Вуоринская структуры). Они с признаками стратиграфического несогласия перекрывают образования питкярнтской свиты и прослеживаются в субмеридиональном направлении с юга на север на расстояние более 30 км. В северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры свита имеет максимальную мощность и расчленяется на три подсвиты – нижнюю трахиандезитовую, среднюю – коматиит-базальтовую

и верхнюю - карбонатно-терригенную. В южном обрамлении этой структуры кирьяволахтинская свита обособляется от питкьярантской, но ее расчленение на подсвиты затруднительно в связи с интенсивной тектонической дислоцированностью. На других участках условия обнаженности и малая мощность кирьяволахтинской свиты не позволяют отделить ее от питкьярантской свиты. Во всех случаях образования кирьяволахтинской свиты залегают в верхних частях разреза людиковийских образований и перекрываются терригенными породами калевийского надгоризонта. Породы свиты сложно дислоцированы. В северном крыле Кирьяволахтинской структуры они опрокинуты и взброшены на терригенные породы ладожской серии, в южном крыле - надвинуты на вулканы питкьярантской свиты, на западе площади размещаются в протяженных зонах тектонических дислокаций.

*Нижняя подсвита кирьяволахтинской свиты ( $KR_2^1kr_1$ ).* Сложена метаморфизованными вулканидами и вулканогенно-осадочными породами среднего состава (трахиандезиты, их туфы и туффиты). Мощность подсвиты не превышает 500 м. Породы подсвиты характеризуются существенной латеральной изменчивостью, выраженной в различных соотношениях вулканогенно-осадочных, излившихся и пирокластических образований в близко расположенных разрезах. В северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры подсвита протягивается в широтном направлении, примыкая с севера к образованиям питкьярантской свиты.

Основанием разреза является вулканогенно-терригенная базальная толща мощностью до 120 м., в составе которой доминируют полосчатые кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы по туффитам и туфоконгломератам. [29] Базальная толща залегает на серых тонкополосчатых кварцитах с линзами, полосами диопсидовых и тремолитовых скарнов, составляющих верхи разреза питкьярантской свиты. Туффиты характеризуются наличием составной градиационной слоистости: ритмичного чередования слоев разной зернистости мощностью от 1,0 до 1,5 см. Фиксируется чередование лейкократовых относительно крупнозернистых слоев, обогащенных обломками плагиоклаза размером до 3-мм и с примесью амфибол-сланцевого материала и мелкозернистых слоев, обогащенных амфиболом и биотитом почти без обломков

плагиоклаза. В метаморфизованных туффитах выделяются линзы метаморфизованных туфоконгломератов мощностью 5-7 м и маломощные (10-12 см) слои серых кварцитов. Цемент туфоконгломератов кварц-полевошпатовый с незначительной примесью темноцветных минералов. В составе обломков фиксируется до 40% мелких (0,5 – 4,0 см) слабо окатанных галек метаморфизованных базальтов или андезибазальтов, обломки слоистых кварцитов и углеродсодержащих метаалевролитов. В средней части разреза выявлены туфоконгломераты с галькой гранитоидов размером 1,0 – 10,0 см (25 – 30%). Остальные гальки представлены амфиболитами, андезитами и кварцитами. Мелко-среднезернистые серые граниты галек сходны с гранитами архейского основания северо-восточной части Кирьяволахтинской блоково-купольной структуры. Базальная толща не выдержана по мощности, и по простиранию замещается метаморфизованными лавами и туфами трахиандезитов с прослоями туффитов.

Среднюю часть разреза нижней подсветы кирьяволахтинской свиты составляют преимущественно метаморфизованные лавы микро - крупнопорфировых трахиандезитов, образующие потоки мощностью 3,0 – 5,0 м, разделенные маломощными прослоями тонкополосчатых туффитов и туфов. Метаморфизованные лавы массивной и кластической текстуры содержат до 30% вкрапленников плагиоклаза, которые участками образуют трахитоидную текстуру. Часто встречаются участки миндалекаменных текстур с различной степенью насыщенности миндалинами. Как правило, количество миндалин и их размер увеличиваются в кровле лавовых потоков.

Верхняя часть разреза представлена вулканогенно-туфовой толщей, содержащей прослойки миндалекаменных порфировых трахиандезитов. Различаются литокластические и кристаллокластические туфы. В результате метаморфизма туфы преобразованы в м-т/з биотит-амфиболовые сланцы, текстура пород линзовидно-полосчатая. В сланцеватом матриксе выделяются обломки афировых, мелкопорфировых и миндалекаменных трахиандезитов уплощенной, округлой, реже остроугольной формы, их размер варьирует от 0,1 до 30-50 см. На границах обломков иногда фиксируются тонкие зоны закалки, в пределах которых уменьшается зернистость матрикса и размер порфировкрапленников плагиоклаза. Кристаллокластические туфы

насыщены обломками лейст плагиоклаза остроугольной формы. В пределах вулканогенно-туфовой толщи закартирован характерный пирокластический горизонт мощностью от 20 до 60 м, который прослеживается по всему простираению подсвиты и может служить стратиграфическим маркером всплеска вулканической активности. Горизонт сложен метаморфизованными бомбовыми и кристаллобластическими туфами крупнопорфировых трахиандезитов - трахитов. Для метаморфизованных бомбовых туфов характерны веретенообразные и овальные вулканические бомбы размером от первых сантиметров до 1 м, сложенные порфировыми трахиандезитами и трахитами. Межбомбовое пространство заполнено мелкопорфировыми кристаллобластическими туфами.

Фациальная изменчивость разреза нижней подсвиты кирьяволахтинской свиты и литологические особенности метавулканитов (обилие вулканокластических образований, включающих крупнобомбовые туфы) свидетельствуют о том, что они сформированы в результате извержений центрального типа в субаэральных условиях. Эруптивный центр, по-видимому, располагался в районе г. Суркилкеттинмяки, где широко проявлены околожерловые фации метавулканитов. Вулканогенно-осадочные породы подсвиты залегают на породах питкьярантской свиты с признаками размыва, на что указывает присутствие в породах базальной пачки обломков залегающих ниже базальтов и кварцитов.

Трахиандезиобазальты, трахиандезиты и их туфы, входящие в состав нижней подсвиты кирьяволахтинской свиты, преобразованы в биотит-плагиоклаз-амфиболовые плагиопорфировые сланцы. Трахиандезиобазальты состоят из вкрапленников плагиоклаза – андезина (5-20% объема породы) и основной ткани биотит-плагиоклаз-роговообманкового состава. Форма вкрапленников призматическая, таблитчатая, округло-призматическая, округлая, зачастую с неровными, корродированными очертаниями. Характерны миндалекаменные текстуры. Миндалины представлены обособлениями гранулированных зерен кварца, кислого плагиоклаза, гранобластовым агрегатом кварц-карбонатного состава. Туфы трахиандезитов характеризуются порфировидной литокристаллокластической структурой с микролепидогранобластовой основной тканью и

сланцеватой текстурой. Порода состоит из обломков кристаллов плагиоклаза, обломков пород цементирующего их бластически перекристаллизованного агрегата зерен кварца, плагиоклаза, биотита и амфибола. Трахиандезиты и их туфы подвержены катаклазу и метасоматическим изменениям в зоне разломов. Вторичные изменения широко проявлены и выражаются в хлоритизации, альбитизации, окварцевании и карбонатизации. Характерно тонкопрожилковое окварцевание и карбонатизация и альбитизация в ассоциации с вторичным биотитом, образующим полосы и заполняющим трещины в породе.

Трахиандезиты и их туфы характеризуются резко изменчивыми значениями магнитной восприимчивости и разделяются на средне- и высокомагнитные разновидности (табл. 1.) Высокомагнитные разновидности составляют около 15% всех изученных трахиандезитов и, чаще всего, встречаются в южном обрамлении Кирьяволахтинской структуры.

Нижняя подсвита кирьяволахтинской свиты, выделенная в северном обрамлении вышеупомянутой структуры, в магнитном поле отмечается полосой отрицательных магнитных аномалий.

Изотопный возраст цирконов трахиандезитов нижней подсвиты кирьяволахтинской свиты определен методом SHRIMP и составил  $2000 \pm 25$  млн лет, СКВО  $-0,88$ .

*Средняя подсвита кирьяволахтинской свиты ( $KR_2^1kr_2$ ).* Сложена метаморфизованными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами основного и ультраосновного состава (базальты, коматииты, коматиитовые базальты, их туфы и туффиты). Образования средней подсвиты обособляется в северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры. Контакты с нижележащими трахиандезитами согласные, в разрезах западнее оз. Теньяври фиксируется непосредственное залегание полосчатых туфов базальтов с прослоями коматиитов средней подсвиты на трахиандезитах нижней подсвиты. К северо-западу контакты подсвит тектонитизированы и маркированы полосами гранат-куммингтонит-биотитовых метасоматитов. Мощность подсвиты варьирует от 450 до 1100 м. Подсвита характеризуется существенной латеральной изменчивостью, выраженной в различных количественных соотношениях базальтовой и коматиитовой

ассоциаций вулканитов и соотношений излившихся и пирокластических фаций базальтов. Коматиит-базальтовые типы разрезов представлены пачками переслаивания лавовых потоков и слоев метаморфизованных туфов базальтового состава с редкими прослоями коматиитовых лав и пачками метаморфизованных коматиитовых лав и туфов. Мощность пачек составляет 50 - 300 м. В результате метаморфизма коматииты преобразованы в плотные слабо сланцеватые хлорит-актинолитовые породы с реликтами вулканических текстур и структур: миндалекаменные текстуры, спинифекс-структуры пакетного типа, кластолавовые текстуры. Мощности отдельных потоков коматиитов варьируют от 0,5 до 10 м. Метаморфизованные базальты преобразованы в мелко-тонкозернистые массивные амфибол-плагоклазовые породы с реликтами миндалекаменной текстуры. Редко встречаются лавы мелкопорфировых базальтов. В миндалекаменных метабазальтах часто фиксируются крупные (0,2-0,5 м) эпидозитовые «пузыри» с кварцевыми миндалинами. Метатуфы имеют состав аналогичный лавам и характеризуются полосчатой текстурой, иногда содержат обломки афировых базальтов и коматиитов. Существенно базальтовые разрезы различаются соотношением излившихся и пирокластических фаций и представлены пачками переслаивания метаморфизованных базальтовых лав, слоистых метаморфизованных базальтовых туфов, туффитов и редкими прослоями метаморфизованных коматиитов, коматиитовых базальтов и их туфов. Мощность пачек составляет 50-150 м. Базальты имеют массивную либо миндалекаменную текстуру, в некоторых разрезах зафиксированы базальты с реликтами подушечных текстур.

Базальты средней подцветки состоят из амфибола (55-60%) ряда обыкновенной роговой обманки, плагноклаза (35-40%) андезинового ряда. В миндалекаменных базальтах на фоне тонкозернистой основной ткани фиксируются обособления округлой, овальной формы, выполненные гранулированными зернами кварца и кварц-плагноклазового агрегата. Вторичные минералы представлены кварцем, коричневато-бурым биотитом, замещающим роговую обманку, карбонатом и скаполитом. Коматииты, коматиитовые базальты представлены хлорит-актинолитовыми, хлорит-тремолит-актинолитовыми породами. В отдельных шлифах в кома-

тиитах фиксируются реликты зерен оливина, частично замещенного тремолитом и серпентином.

По значению магнитной восприимчивости базальты и коматииты средней подсвиты кирьяволахтинской свиты делятся на две группы (табл. 1). Высокомагнитные вулканиты образуют пачки, тяготеющие к верхней части разреза средней подсвиты в восточном крыле Рускеальской антиклинальной структуры, и отдельные потоки среди низкомагнитных базальтов.

В магнитном поле средняя подсвита кирьяволахтинской свиты выделяется отрицательными (северная и западная части Рускеальской антиклинали) и цепочкой положительных магнитных аномалий, отражающих распределение низкомагнитных и высокомагнитных базальтов и коматиитов.

*Верхняя подсвита кирьяволахтинской свиты ( $KR_2^1kr_3$ ).* Подсвита, в основном, сложена терригенными породами – мелкозернистыми биотитовыми сланцами по пирротин- и графитсодержащим алевролитам, биотит-кварцевыми сланцами по песчаникам с линзовидными прослоями мраморов и кальцифиров, с прослоями амфиболитов и актинолитовых сланцев по базальтам и коматиитам. В некоторых разрезах в низах подсвиты фиксируется пачка метаморфизованных тонкослоистых туффитов и базальтовых туфов с редкими прослоями базальтовых лав. Верхняя подсвита в виде прерывистой полосы окаймляет вулканиты средней подсвиты в северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры и на крыльях Рускеальской антиклинали. Контакты вулканитов средней подсвиты с отложениями верхней подсвиты постепенные, через пачку туфогенно-терригенных пород. По геолого-геофизическим данным мощность подсвиты не превышает 700 м.

Метаалевролиты верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты содержат вкрапленность пирротина, характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости (табл. 1) и в магнитном поле выделяются линейными положительными аномалиями.

*Кирьяволахтинская свита, нерасчлененная ( $KR_2^1kr$ ).* Нерасчлененные образования кирьяволахтинской свиты выделены в южном обрамлении Кирьяволахтинской и северо-восточном об-

рамлении Йокирантской структуры, где они образуют тектоническую пластину с моноклиналильным залеганием шириной до 1,4 км. Истинная мощность свиты не превышает 600 м. С севера и с юга образования кирьяволахтинской свиты по зонам разломов контактируют с породами питкярантской свиты и ладожской серии. В состав пород нерасчлененной кирьяволахтинской свиты входят все разновидности пород описанных выше подсвит. В северной части тектонической пластины фиксируется перемежаемость метаморфизованных миндалекаменных и афировых базальтов, плагиопорфировых трахиандезитов и коматиитов, сланцев по туфам базальтового состава и туффитам. В частных разрезах свиты, изученных геологическими маршрутами, преобладают базальты и их туфы, относительная роль трахиандезитов и коматиитов в этих разрезах невелика. Перемежаемость вулканитов трахиандезитовой и коматиит-базальтовой ассоциации, находящихся в северном крыле Кирьяволахтинской структуры на разных стратиграфических уровнях, возможно, связана с тектоническим чешуированием пород. На юге тектонической пластины вулканогенно-осадочные образования сменяются терригенными и вулканогенно-терригенными породами, аналогичными породам верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты (полосчатые амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы по туффитам, биотитовые графитсодержащие сланцы по алевролитам).

Нерасчлененные образования кирьяволахтинской свиты отмечаются повышенными значениями аномального магнитного поля и интенсивными полосовыми магнитными аномалиями, отвечающими полям развития высокомагнитных metabазальтов, метакоматиитов и углеродистых метаалевролитов.

На различных классификационных петрохимических диаграммах составы метавулканитов кирьяволахтинской свиты образуют протяженный, практически непрерывный тренд с отчетливо обособленными полями (рис.2.3). Составы метавулканитов средней подсвиты варьируют от коматиитов через коматиитовые базальты к высокожелезистым толеитовым базальтам, нижней подсвиты – от высокожелезистых толеитовых базальтов, через андезиты (трахиандезиты) до дацитов (трахитов). На диаграммах Харкера составы вулканитов свиты образуют отчетливо вы-

раженные тренды, соответствующие трем сериям – трахиандезитовой, базальтовой и коматиит-базальтовой. Особенно четко сериальность вулканитов выявляется по сумме щелочей (рис 2.4) и магнию. По петрохимическим признакам вулканиты кирьяволахтинский свиты соответствуют умеренно щелочной серии вулканических пород континентальных рифтов [11].

По распределению редких земель трахиандезиты нижней подсвиты характеризуются отчетливой тенденцией накопления элементов цериевой группы. Базальты средней посвиты имеют ту же тенденцию распределения элементов при более низких их концентрациях, породы коматиит-базальтовой ассоциации по содержаниям и характеру распределения редких земель весьма близки к «примитивным» базальтам верхов разреза питкьярантской свиты и характеризуются плоским спектром распределения редкоземельных элементов с характерной тенденцией относительного накопления европия в коматиитовых базальтах и формированию европиевого минимума в коматиитах (рис. 2.5).

Образования кирьяволахтинской свиты в зонах тектонических нарушений подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям, вмещают медно-полиметаллические и золотые проявления и пункты минерализации и являются благоприятной средой для локализации золотого оруденения.

### **Питкьярантская и кирьяволахтинская свиты, нерасчлененные ( $KR_2^1pt + kr$ )**

Нерасчлененные образования питкьярантской и кирьяволахтинской свит выделены в юго-западной части Сортавальской структурно-формационной подзоны, где они протягиваются полосой субмеридионального простирания в восточном обрамлении Йокирантского, западном обрамлении Вуоринского и Сортавальского купольно-глыбовых выступов архейского основания. В указанной полосе расчленение людиковийских вулканитов на свиты затруднительно из-за малых мощностей свит и недостатка информации, связанной с неравномерной обнаженностью площади. На отдельных участках при детальном исследовании выделяются ассоциации мета-

морфизованных вулканитов, сопоставимых с образованиями питкьярантской и кирьяволахтинский свит. Суммарная мощность нерасчлененных образований не превышает 900 м.

### **Сортавальская серия нерасчлененная ( $KR_2^1sr$ )**

Нерасчлененные образования сортавальской серии выделены на севере площади работ, где они слагают северную часть Рускеальской антиклинали и серию мелких антиклинальных складок среди метатерригенных пород ладожской серии. На поверхность эти образования выходят в единичных разрозненных обнажениях, фрагменты разреза нерасчлененных сортавальских отложений вскрыты поисковыми скважинами в южном обрамлении Маткасельского купольно-глыбового выступа архейского фундамента. [60]. По составу нерасчлененные образования сортавальской серии близки к породам верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты и включают углерод- и пирротинсодержащие биотитовые сланцы по алевролитам, иногда с гранатом, перемежающиеся с графитизированными метакарбонатными породами, преобразованными в диопсидовые, плагиоклаз-диопсидовые скарны с прослоями метапесчаников, мраморов, амфиболовых и амфибол-хлоритовых сланцев. Однако стратиграфически коррелировать указанные таксоны неправомерно, так как нерасчлененные образования сортавальской серии на севере площади непосредственно примыкают к гранито-гнейсам архейского основания. Мощность нерасчлененных образований сортавальской серии не превышает 1600 м.

На Маткасельском участке породы сортавальской серии интенсивно рассланцованы, микроклинизированы, содержат бедное молибденовое и цинковое оруденение.

### **Калевийский надгоризонт**

К калевийскому надгоризонту в Северном Приладожье традиционно относили толщи метаморфизованных терригенных пород, объединенные в ладожскую серию. В результате проведенных работ установлена латеральная неоднородность образований калевийского надгоризонта. На востоке и в центре площади (Янисъярвинская и Сортавальская подзона Северо-

Ладожской СФЗ) калевийские разрезы представлены ритмично-слоистыми метатерригенными породами ладожской серии. К западу и юго-западу фиксируется смена чисто терригенного калевийского литотипа вулканогенно-терригенным литотипом, характерным для разновозрастных толщ Свекофеннского пояса Финляндии.

На основании особенностей вещественного состава и геодинамической позиции супракрустальные образования калевийского надгоризонта разделены на три таксона – ладожскую серию, кархуланмякскую и исоярвинскую толщи. Образования ладожской серии включают терригенные флишоидные породы, сформированные в обстановке пассивной континентальной окраины. Кархуланмякская и исоярвинская толщи сформированы в обстановке активной континентальной окраины и различаются составом вулканомиктовой составляющей вулканогенно-терригенных разрезов.

### **Ладожская серия**

В Ладожскую серию объединены метаморфизованные терригенные осадки слоистого сложения, в составе которых преобладают песчаники и алевролиты, меньшую роль играют кварциты. Образования Ладожской серии слагают синклинальные структуры в восточной и центральных частях Северо-Ладожской СФЗ. Предыдущими исследованиями установлено, что осадки ладожской серии с признаками местного стратиграфического несогласия перекрывают людиковийские образования [45, 74]. Верхняя возрастная граница серии определяется возрастом самых древних интрузивных пород (1,89 млрд. лет), прорывающих терригенные отложения.

Наиболее полный и дифференцированный разрез ладожской серии фиксируется в пределах Янисъярвинской подзоны Северо-Ладожской СФЗ, где серия разделяется на свиты. Разрезы калевийских отложений Сортавальской подзоны, отнесенных к нерасчлененной ладожской серии, не коррелируются с разрезами Янисъярвинской подзоны.

### Контиосарская свита ( $KR_2^2kn$ )

Стратотипический разреза контиосарской свиты описан за пределами площади работ в северной части Северо-Ладожской СФЗ, на ее границе с Карельским кратоном [74]. В этом разрезе контиосарская свита непосредственно залегает на углеродсодержащих алевролитах людиковийского надгоризонта и представлена кварцитами, конгломератами, кварцитопесчаниками и, в меньшей степени, тонкослоистыми метаморфизованными алевролитами.

На Сортавальской площади контиосарская свита картируются на северо-восточном крыле Рускеальской антиклинали, где с признаками стратиграфического несогласия перекрывает кирьяволахтинскую свиту. Свита здесь имеет сходное строение со стратотипическим разрезом и состоит, в основном, из кварцитов и метаморфизованных кварцитопесчаников с линзами полимиктовых конгломератов. Мощность свиты резко изменяется по простиранию. На юго-востоке свита выклинивается, на северо-западе ее видимая мощность возрастает и достигает 1,0-1,8 км. Породы свиты испытали многократную сложную складчатость, приведшую к паке-тированию слоев и увеличению наблюдаемой мощности свиты. В центре крыла антиклинали, где свита залегает моноклиально, ее максимальная истинная мощность может быть оценена в 500 м.

На юго-востоке в основании контиосарской свиты выделяется горизонт тонкозернистых розово-серых, розовых кварцитов массивной текстуры мощностью не менее 120 м. Кварциты непосредственно примыкают к metabазальтам средней подсвиты, либо к метатуффидам верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты. Контакты кварцитов, вулканитов и вышележащих метапесчаников не вскрыты. Выше кварцитов выделяется пачка слоистых метаморфизованных песчаников мощностью 200-300 м. Мощность слоев 1-3 м. Метапесчаники преобразованы в массивные либо слабо сланцеватые лейкократовые биотит-полевошпат-кварцевые породы с реликтами бластосаммитовых структур. В верхних частях слоев метапесчаники обогащены биотитом и приобретают тонкую линзовидно-полосчатую текстуру. Характерным признаком метапесчаников в этом и других разрезах калевия является наличие овальных включений амфибол-

диопсид-плагиоклаз-кварцевого состава с гранатом и эпидотом, которые трактуются как метаморфизованные кремнисто-карбонатные конкреции [20, 33]. Разрезы контиосарской свиты в северо-восточном крыле Рускеальской антиклинали детально изучены Г.В. Макаровой [74]. Здесь на графитистых и кварц-тремолитовых сланцах верхов людиковия залегает базальная пачка мелкозернистых метаморфизованных кварцитов, кварцитопесчаников с линзами конгломератов и гравелитов мощностью 150-200 м. Мощность прослоев конгломератов составляет 0,7 – 4 м. Цемент кварцевый и кварц-полевошпатовый. В составе обломков фиксируются гальки (2 – 50 см), сложенные образованиями людиковия – мраморами, скарнами, графитистыми сланцами, амфиболитами, а так же слюдистыми кварцитопесчаниками. Г.В. Макарова интерпретирует конгломераты как внутриформационные и связывает их образование с локальным перерывом осадконакопления на границе людиковийского и калевийского надгоризонтов. Выше следует близкая к вышеописанной толща слоистых метапесчаников и кварцитопесчаников с прослоями кварцитов и метаалевролитов, иногда содержащих андалузит и ставролит. Видимая мощность этой пачки достигает 1,5-1,6 км.

Соотношение пород свиты с нижележащими образованиями кирьяволахтинской свиты тектонические. Ряд признаков указывает на наличие стратиграфического несогласия между образованиями кирьяволахтинской и контиосарской свит. К ним относятся: примыкание контиосарской свиты к разным стратиграфическим подразделениям кирьяволахтинской свиты (базальтам средней подсвиты и алевролитам верхней подсвиты), наличие в базальных кварцитах контиосарской свиты линз конгломератов с обломками нижележащих вулканогенно-осадочных пород.

### **Пялкъярвинская свита**

Пялкъярвинская свита объединяет высокоглиноземистые терригенные осадки, хорошо диагностируемые по крупным порфиробластам андалузита в ассоциации со ставролитом и кордиеритом. Метаморфизованные терригенные породы пялкъярвинской свиты слагают западное крыло Янисъярвинской синклинарной структуры и смяты в опрокинутые изоклиналильные склад-

ки с северо-западным простиранием осевых плоскостей. Первичный состав осадков, в основном, соответствует алевролитам, алевропесчаникам с незначительной долей песчаников и кварцитопесчаников.

*Нижняя подсвита пялкъярвинской свиты ( $KR_2^2pl_1$ ).* Характерной особенностью подсвиты является ритмичное переслаивание ставролит-кордиерит-андалузитовых сланцев по алевролитам и пелитам с метаморфизованными песчаниками и кварцитами. Породы нижней подсвиты согласно перекрывают метапесчаники контиосарской свиты, мощность подсвиты оценивается в 800 м. Нижняя часть разреза подсвиты (400 м) представлена чередованием пачек массивных и тонкополосчатых ставролит-андалузитовых сланцев с пачками переслаивания гранат-биотитовых сланцев, ставролит-андалузитовых сланцев, метапесчаников и кварцитов. Мощность пачек 50-100 м. Слоистые пачки характеризуются чередованием слоев меланократовых гранат-биотитовых сланцев по алевролитам, лейкократовых сланцев по песчаникам и кварцитам. Мощность слоев составляет 1-2 м. Ставролит-андалузитовые сланцы содержат различное (от 10 до 30%) количество порфиробласт андалузита таблитчатой неправильной формы размером от 5-6 мм до 3-4 см. Содержание ставролита составляет первые проценты, он образует призматические выделения размером до 1 см. Основная масса породы представлена мелкозернистым кварцем и биотитом в различных соотношениях. Верхняя часть разреза представлена ритмично слоистой толщей переслаивания метапесчаников, иногда насыщенных метаморфизованными известково-кремнистыми конкрециями и биотитовых сланцев по алевролитам, содержащим редкие (5-10%) мелкие (до 1 см) порфиробласты андалузита и ставролита. Мощность слоев в ритмах колеблется от первых сантиметров до 1,5-2,0 м. В метапесчанистых прослоях изредка сохраняется градационная слоистость, позволяющая установить опрокинутое залегание пород в восточной части разреза.

*Верхняя подсвита пялкъярвинской свиты ( $KR_2^2pl_2$ )* представлена неравномерно ритмично-слоистыми ставролит-кордиерит-андалузитовыми сланцами. От пород нижней подсвиты они отличаются незначительным количеством прослоев кварцитов и кварцитопесчаников, повышен-

ным количеством глиноземистых минералов. Сланцы лейкократовые, содержат сравнительно мало слюд, представленных биотитом и мусковитом. Характерны крупные (до 3-5 см) выделения андалузита неправильной изометричной формы в ассоциации с овальными выделениями кордиерита диаметром 1-2 см. Содержание глиноземистых минералов в сумме достигает 30-40% объема пород. Основная масса представлена мелкозернистым гранобластовым биотит-кварцевым агрегатом, который так же в значительных количествах содержится в виде пойкилитовых включений в андалузите. В сланцах сохраняются реликты слойчатости, выраженной тонкими слойками существенно кварцевого состава, не содержащими глиноземистых минералов. Границы слоев выражены пластовой отдельностью. Для подсветы характерно чередование грубослоистых (мощность слоев 1-3 м) и тонкослоистых (мощность слоев 0,5-10 см) ставролит-кордиерит-андалузитовых сланцев. Мощность подсветы составляет не более 1100 м.

*Пялкъярвинская свита, нерасчлененная (KR<sub>2</sub><sup>2</sup>pl).* Нерасчлененные образования пялкъярвинской свиты выделены на северо-западном фланге поля развития андалузитсодержащих сланцев, севернее озера Вахваярви. На этом участке в разрозненных редких обнажениях фиксируются тонкослоистые ставролит-андалузитовые, гранат-кордиерит-андалузитовые сланцы с прослоями гранатсодержащих метапесчаников и кварцитопесчаников мощностью от первых см до 10-15 метров.

По химическому составу метаморфизованные алевролиты (ставролит-андалузитовые сланцы) и песчаники пялкъярвинской свиты резко дифференцированы и образуют две обособленных группы в поле лититовых аренигов. Мощность свиты менее 2000 м.

### **Наатсельская свита (KR<sub>2</sub><sup>2</sup>nt)**

Наатсельская свита слагает центральную часть Янисъярвинской синклинали структуры на северо-востоке площади работ. На юго-западе и западе образования наатсельской свиты по зонам разломов контактируют с нижележащими сланцами пялкъярвинской свиты и вулканогенно-осадочными породами сортавальской серии. Свиту составляют метаморфизованные рит-

мично слоистые терригенные породы – метапесчаники и метаалевролиты, мощность которых превышает 2000 м. По характеру ритмов в частных разрезах свиты выделяются грубослоистые и мелко-среднеслоистые пачки переслаивания метапесчаников и метаалевролитов. Мощность пачек колеблется от первых десятков до 500-600 метров. Латерально эти пачки не выдержаны и не могут служить основой для дробной стратификации свиты. Мощность ритмов колеблется от 0,1 до 1,5 – 3 м, при этом доля псаммитового материала увеличивается с увеличением мощности ритмов. В подошве грубослоистых ритмов залегают мелко-среднезернистые аркозовые метапесчаники массивные и линзовидно-полосчатые. Порода состоит из обломочных зерен кварца и кислого плагиоклаза размером 0,1-0,3 мм и хлорит-биотитового цемента. Вверх по разрезу в метапесчаниках уменьшается зернистость обломков и увеличивается количество цемента, они постепенного переходят в алевропесчаники. Верхи ритмов сложены филлитовидными кварц-слюдистыми сланцами по алевролитам. Отдельные слои метапесчаников обогащены овальными включениями гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевого состава, иногда зонального строения (метаморфизованные известково-кремнистые конкреции), размером от первых см до 50-100 см. Мелко-тонкослоистые ритмы характеризуются чередованием метапесчаников и метаалевролитов с четкими границами. Признаков градиционной слоистости в них, как правило, не отмечается.

По химическому составу метатерригенные породы наатсельской свиты соответствуют грауваккам, лититовым ренитам и аркозам.

### **Ладожская серия нерасчлененная (KR<sub>2</sub><sup>1d</sup>)**

К нерасчлененным образованиям ладожской серии отнесены толщи ритмично-слоистых терригенных пород, залегающих на востоке и юге Сортавальской подзоны Северо-Ладожской СФЗ. Расчленение этих образований на свиты затруднительно из-за неравномерной и слабой обнаженности площади. Так же затруднительна их корреляция с осадками ладожской серии Янисъярвинской подзоны. По набору слагающих пород и характеру слоистости данные образо-

вания близки к ритмично-слоистым песчано-алевролитовым толщам наатсельской свиты, однако по стратиграфической позиции ближе соответствуют контиосарской и пялкъярвинской свитам, лежащим в основании разреза калевийских отложений указанной подзоны. В основании разреза нерасчлененных образований ладожской серии залегает существенно песчанистая ритмично слоистая пачка, с присутствием в ритмах слоев метаравелитов с обломками кварца и полевого шпата и единичных уплощенных обломков тонкозернистых филлитов. Равелиты и крупнозернистые песчаники переслаиваются с мелкозернистыми кварцитопесчаниками и метаалевролитами, иногда содержащими вкрапленность граната. В песчанистых слоях обычны овальные включения амфибол-гранат-кварцевых конкреций зонального строения. Мощность слоев в ритмах составляет 0,3-1,5 м. Мощность пачки ритмично слоистых метапесчаников и равелитов составляет не менее 800 м. Выше по разрезу ритмично слоистые метапесчаники и равелиты сменяются переслаиванием тонкослоистых метапесчаников и биотитовых сланцев по метапелитам. Мощность более 1600 м.

Метатерригенные породы ладожской серии являются практически немагнитными (табл. 1), что отражается пониженными значениями магнитных полей над площадями их развития.

### **Кархуланмякская толща**

Кархуланмякская толща выделяется впервые на основании результатов проведенных работ. На картах предшественников образования, относимые нами к данной толще, были включены в состав ладожской серии. От ладожской серии кархуланмякская толща отличается существенной долей вулканомиктовой составляющей в составе терригенных пород и наличием в терригенном разрезе прослоев основных вулканитов, преобразованных в амфиболиты и амфибол-биотитовые сланцы.

Толща выделена в пределах Латвасюрской подзоны Северо-Ладожской СФЗ и в северной части Мейерско-Исоярвинской подзоны Лахденпохско-Выборгской СФЗ. В пределах Латвасюрской подзоны кархуланмякская толща по литологическим признакам и структурному поло-

жению пород разделяется на две подтолщи: нижнюю - амфиболит-метапесчаниковую и верхнюю - метапесчанико-сланцевую. По условиям обнаженности и вследствие чешуйчатоблокового строения площади стратотипический разрез толщи не был получен и ее характеристика дается по частным фрагментарным разрезам. В пределах Мейерско-Исоярвинской подзоны выделяется нерасчлененная кархуланмякская толща, представленная переслаиванием метапесчаников, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов.

*Нижняя подтолща кархуланмякской толщи ( $KR_2^2kh_1$ )* залегает в основании калевийского разреза супракрустальных образований Латвасюрской подзоны Северо-Ладожской СФЗ, смыкая по зонам тектонических нарушений к людиковийским образованиям и архейским гранитоидам Латвасюрской, Пюхярвинской и Йокирантской купольно-глыбовых структур. Мощность подтолщи не превышает 900 м.

На западе и севере подзоны породы нижней подтолщи выведены на поверхность по зонам надвигов и взбросов и образуют останцы в массивах кварцевых диоритов якимского комплекса. Частный разрез фрагмента нижней подтолщи описан на детальном участке Кархуланмяки (опорное обнажение в-297). Участок расположен в пределах сближенной зоны надвигов, образующих северную границу Латвасюрской структурно-формационной подзоны. Образования нижней подтолщи надвинуты на ритмично-слоистые метатерригенные породы верхней подтолщи, прорваны пластовыми телами габбро и габбро-пироксенитов кааламского комплекса. Фрагменты слабо нарушенного разреза супракрустальных пород сохранились в подошве зон интенсивных тектонических дислокаций на северных склонах горы Кархуланмяки. В разрезе видимой мощностью 60 м фиксируется чередование пачек переслаивания амфиболитов и метапесчаников, различающихся мощностью слоев и объемным соотношением пород. Метапесчаники серого, темно-серого цвета биотитовые, реже – амфибол-биотитовые, существенно плагиоклазовые и плагиоклаз-кварцевые. Отдельные песчанистые слои содержат редкие включения метаморфизованных конкреций гранат-амфибол-кварцевого состава. Амфиболиты темно-серого, черного цвета мелкозернистые и среднезернистые, сланцеватые, массивные, иногда

тонкополосчатые. Образуют согласные прослои в метапесчаниках с четкими резкими границами мощностью от первых см до 3 м. Для разреза характерна неравномерная слоистость. В центральной и южной частях Латвасюрской подзоны образования нижней подтолщи кархуланмякской толщи приурочены к обрамлению блоков архейского фундамента. По сравнению с севером подзоны на этих площадях разрезы толщи характеризуются меньшей долей амфиболитов и большим количеством амфибол-биотитовых сланцев и гнейсов при сохранении преимущественно песчанистого литотипа толщи. В северном обрамлении Йокирантской структуры образования кархуланмякской толщи залегают в виде пакетов тектонических пластин, содержащих тектонические линзы архейских гранитоидов. В разрезе подтолщи преобладают метапесчаники, иногда в переслаивании с биотитовыми сланцами по алевролитам, кварцитами и метаморфизованными карбонатно-кремнистыми породами, представленными тонкополосчатыми плагиоклазитами и карбонат-кварцевыми сланцами с актинолитом и гранатом. Характерно широкое развитие крупнозернистых грубослоистых метапесчаников с неокатанными обломками плагиоклаза («мусорные» метапесчаники). Метапесчаники содержат редкие прослои амфиболитов и амфибол-биотитовых сланцев мощностью 0,1-0,3 м.

В юго-западной части Латвасюрской подзоны породы нижней подтолщи вскрыты картировочными скважинами. Здесь они преобразованы в мигматиты, лейкосома которых представлена тоналитами–плагиогранитами, а меланосома – амфиболитами и биотитовыми гнейсами.

Верхняя подтолща кархуланмякской толщи ( $KR_2^2kh_2$ ) слагает большую часть площади на севере Латвасюрской подзоны и залегает в центре узких синформ, разделяющих блоки архейских и людиковийских образований в южной, приподнятой части подзоны. Ее мощность не превышает 700 м. Граница между верхними и нижними подтолщами условная и проведена по исчезновению в разрезе терригенных пород амфиболитов, характерных для нижней подтолщи.

Разрез верхней подтолщи близок к разрезам ритмично-слоистых терригенных пород ладожской серии, отличаясь от них составом метапесчаников, составляющих существенный элемент ритмично-слоистых толщ. Если для литотипов ладожской серии характерно преобладание су-

щественно кварцевых и полевошпат-кварцевых метапесчаников с незначительным количеством биотита, то в разрезе верхней подтолщи широко развиты существенно плагиоклазовые метапесчаники, обогащенные биотитом, и по химическому составу соответствующие грауваккам. По условиям обнаженности непрерывный разрез подтолщи не изучен и ее характеристика дается по фрагментам разреза, полученным в южной и северной частях площади работ.

В нижних частях разреза подтолщи преобладают слоистые темно-серые метапесчаники и кварцитопесчаники с включениями метаконкреций кремнисто-силикатного состава. Выше по разрезу широко развиты пачки переслаивания метапесчаников с биотитовыми, гранат-биотитовыми сланцами по алевролитам, иногда содержащими рассеянную вкрапленность пирротина. Породы подтолщи неравномерно мигматизированы и «гнейсифицированы».

### **Кархуланмякская толща нерасчлененная (KR<sub>2</sub><sup>2</sup>kh)**

Нерасчлененные образования кархуланмякской толщи выделены в северной части Мейерско-Исоярвинской подзоны Лахденпохско-Выборгской СФЗ. По уровню тектоно-метаморфических преобразований породы толщи в этой подзоне занимают промежуточное положение между стратифицированными образованиями Северо-Ладожской СФЗ и метаморфическими толщами лахденпохского метаморфического комплекса. В связи с интенсивными динамометаморфическими преобразованиями и чешуйчато-складчатый строением кархуланмякская толща не расчленяется на более дробные таксоны.

Состав нерасчлененных образований кархуланмякской толщи Мейерско-Исоярвинской подзоны в целом близок к составу разных частей данной толщи в Латвасюрской подзоне. На севере и в центре площади развития толщи широким распространением пользуются полосчатые (ритмично-слоистые) пачки переслаивания метапесчаников, метакварцито-песчаников, реже кварцитов с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами по алевролитам. Метапесчаники постоянно содержат линзовидные включения метаморфизованных конкреций амфибол-диопсид-плагиоклаз-кварцевого состава, которые являются надежным диагностическим при-

знаком этих пород в зонах интенсивной гнейсификации и мигматизации, и редкие разлинованные включения амфиболитов. Другой литотип толщи, преобладающий на западе, представлен переслаиванием амфиболитов, амфибол-биотит-плаггиоклазовых, биотит-плаггиоклазовых кристаллосланцев, амфибол-кварцевых сланцев, биотитовых гнейсов. Мощность слоев в пачках переслаивания составляет 0,1-0,5 м. Общая мощность нерасчлененной кархуланмякской толщи превышает 1000 м.

Метатерригенные породы и амфиболиты кархуланмякской толщи практически не различимы по значениям магнитной восприимчивости, которые слабо повышены относительно магнитной восприимчивости метатерригенных пород ладожской серии (табл. 1).

По химическому составу метапесчаники кархуланмякской толщи отвечают грауваккам и на диаграмме Петтиджона занимают обширную область низкокремниевых и высоконатровых составов, практически не перекрывающуюся с полями составов ладожской серии. Особенности химического состава метатерригенных пород кархуланмякской толщи указывают на их формирование преимущественно за счет вулканических областей питания. Амфиболиты толщи характеризуются широкими вариациями концентраций петрогенных окислов, что, отчасти, связано с наложенными процессами мигматизации и биотитизации. Характерной петрохимической особенностью амфиболитов является их повышенная магнезиальность. Часть амфиболитов нерасчлененной кархуланмякской толщи, локализованных в Мейерском домене, по содержаниям окиси магния (10-15%) соответствует коматиитовым базальтам кирьяволахтинской свиты, остальные амфиболиты по этому показателю близки к повышенно магнезиальным базальтам питкярантской свиты.

### **Исоярвинская толща (KR<sub>2</sub><sup>2</sup>is)**

Исоярвинская толща впервые выделена в ходе проведенных работ. При ГСР-50 образования исоярвинской толщи были отнесены к ладожской серии, в последующих научных публикациях [43, 44] площадь развития данной толщи была включена в область гранулитового метаморфиз-

ма, в пределах которой супракрустальные образования предлагалось относить к нестратифицированному лахденпохскому метаморфическому комплексу. В результате проведенных работ установлено, что супракрустальные породы, залегающие в районе оз. Исоярви, резко отличаются от пород Лахденпохско-Выборгской СФЗ низкой степенью динамометаморфических преобразований и отсутствием мигматизации. При визуальных и петрографических наблюдениях устанавливается первичная вулканогенно-осадочная природа слоистой толщи Исоярвинского структурного домена. На этом основании указанные породы рассматриваются как стратифицированные и выделяются в исоярвинскую толщу. Положение исоярвинской толщи в разрезе калевийских отложений не определено, ее соотношения с окружающими породами кархуланмякской толщи и лахденпохского метаморфического комплекса тектонические. На основании резкого уменьшения уровня метаморфизма и степени мигматизации можно предполагать, что породы исоярвинской толщи относятся к верхам калевийского разреза и коррелируются со сфенкофенскими вулканогенно-осадочными толщами Финляндии.

Исоярвинская толща состоит из метаморфизованных обломочных пород, сохраняющих признаки псаммитов с существенной ролью вулканокластики. Участками эти породы имеют ритмичнослоистое строение. От кархуланмякской толщи исоярвинская толща отличается незначительной ролью амфиболитов и широким развитием туфов и туффитов среднего и кислого состава.

На основании преобладающих замеров направления падения слоистости можно предполагать, что наращивание разреза толщи происходит в восточном направлении, и нижние части разреза толщи располагаются на западе, залегая в виде останцов и крупных ксенолитов в диоритах Западно-Исоярвинского массива. Нижние части разреза толщи представлены светло-серыми гнейсами гранитоидного состава (лептитамы). В разрезе фиксируется чередование полос гнейсов мощностью от первых сантиметров до 1,5-2,0 м, различающихся по зернистости и содержанию темноцветных минералов. Наблюдаются полосы амфибол-биотитовых и меланократовых биотитовых гнейсов с реликтами порфиروкрапленников плагиоклаза, по составу от-

вечающих андезитах, и полосы мезо-лейкократовых биотитовых гнейсов дацитового состава, иногда содержащие незначительное количество мелких выделений калиевого полевого шпата. Выше по разрезу, в восточном эндоконтакте Западно-Исоярвинского диоритового массива, залегают мелко-тонкозернистые филлитовидные темно-серые до черных кварц-биотит-плагиоклазовые сланцы, в которых участками сохраняются реликты туфов или туффитов – нерегулярная тонкая слоистость и миндалевидные глазки кварца и альбита серповидной, либо овальной формы размером от первых мм до 1-2 см, присутствие в матриксе удлиненных неокатанных обломков плагиоклаза. По минеральному (преобладание плагиоклаза над кварцем) и химическому составу сланцы отвечают туфам андезитов-дацитов. В туфах фиксируются прослойки тонкослоистых метакварцито-песчаников с разноразмерными несортированными обломками кварца. Мощность туфосланцевой пачки оценивается в 1,4 км.

Юго-восточнее и выше по разрезу залегает пачка крупно-грубослоистых пород песчанистого облика, сохраняющих реликты туффитов среднего-кислого состава. В основании слоистой пачки фиксируются метаморфизованные туффиты кислого состава. Это плотные, массивные, иногда слабо рассланцованные буровато-серые породы, образующие слои мощностью 1,0-1,5 м с нерезкими границами. В подошве слоя породы характеризуются неясной тонкой полосчатостью, в его центральной части имеют массивную однородную текстуру, в кровле слоя они обогащены мелкими изометричными включениями кварца и альбита размером от первых мм до 2-3 см, составляющих 20-30% объема породы. Под микроскопом устанавливается, что метатуффиты состоят из агрегата мелкогранобластового кварца и мелких изометричных неокатанных обломков кислого плагиоклаза. По химическому составу они соответствуют риолитам-риодацитам. Мощность туффитов кислого состава составляет около 350 м. В верхней части разреза слоистой толщи залегают средне-грубослоистые метапесчаники (граувакки) мощностью более 300 м. Суммарная мощность отложений исоярвинской свиты превышает 2,5 км.

По химическому составу метаморфизованные туффиты и туфопесчаники исоярвинской толщи отличаются от терригенных пород ладожской серии и обнаруживают близость с осадка-

ми кархуланмякской толщи. На диаграмме Петтиджона их составы располагаются в поле граувакк.

Намагниченность пород толщи слабая (табл. 1). Площадь развития образований исоярвинской толщи отмечается характерным пестрым «мелкоячеистым» магнитным полем, обусловленным цепочками, группами мелких изометричных положительных магнитных аномалий на фоне нормального и пониженного магнитного поля. Локальные аномалии обусловлены, по видимому, мелкими телами габброидов и зонами гидротермально-метасоматических изменений интрузивных и супракрустальных пород.

Для всех пород исоярвинской толщи характерна тонкая рассеянная вкрапленность рудного минерала (пирит, халькопирит). В восточной части площади в зоне тектонических нарушений субмеридионального и северо-восточного простирания слоистые метапесчаники рассланцованы, прожилково окварцованы, интенсивно мусковитизированы и хлоритизированы, обогащены вкрапленными сульфидами (пирит, халькопирит), содержание которых достигает 10-15 % объема пород. В гидротермально измененных породах фиксируются контрастные геохимические аномалии меди, цинка, мышьяка, висмута. Они рассматриваются как перспективные на выявление золотого оруденения метаморфогенного типа.

### **Верхнепротерозойская (рифейская) эонотема. Нижний отдел**

Терригенные отложения рифейского возраста перекрывают раннепротерозойские образования в акватории Ладожского озера. Картирование этих отложений в масштабе 1:500 000 осуществлялось с помощью драгирования и геофизических исследований [59]. В соответствии с легендой Карельской серии листов рифейские терригенные и вулканогенные отложения Северного Приладожья отнесены к среднему отделу, однако данные изотопного датирования базальтов салминской свиты [8] и долеритов Валаамского силла [57] указывают на их принадлежность к нижнему рифею. В.А. Амантов [59] при описании рифейских отложений разделил их на три части – нижнюю, верхнюю и среднюю. Нижняя часть рифейской толщи может быть сопостав-

лена с предусмотренными легендой Карельской серии приозерской свитой, средняя и верхняя части – с салминской свитой.

### **Приозерская свита (RF<sub>1</sub> *pr*)**

Образования приозерской свиты, залегающие в основании разреза рифейского осадочного чехла, в акватории Ладожского озера протягиваются полосой шириной 0,3 – 1,0 км вдоль границы шхерной зоны. Внизу разреза свиты залегает толща базальных гравелитов и песчаников мощностью 50-70 и более метров, которые вверх по разрезу сменяются толщей ритмичного переслаивания разнозернистых, слабо литифицированных розоватых песчаников с алевролитами и голубовато-зелеными аргиллитами. Описанный разрез перекрывается толщей более однородных литифицированных песчаников, преимущественно красноцветных, реже желтовато-серых. В средней части разреза осадочные породы прорываются несколькими сближенными силлами трахибазальтов и трахидолеритов. Мощность приозерской свиты оценивается в 200-250 м.

### **Салминская свита (RF<sub>1</sub> *sl*)**

Типоморфные разрезы салминской свиты, изученные на восточном побережье Ладожского озера, включают толщу песчаников, гравелитов и алевролитов, перекрытую лавами и туфами базальтов и трахибазальтов. В акватории озера на Сортавальской площади по данным картирования м-ба 1:500 000 разрез верхней части рифейских отложений исключительно терригенный и включает толщу темноцветных (сероватых, серовато-черных, черных) тонкослоистых пластинчатых сланцевидных аргиллитов, тонко переслаивающихся с сероватыми и бело-серыми алевролитами и песчаниками в низах и, возможно, в верхах разреза. Нижнюю границу подразделения А.В. Амантов [59] проводит в основании толщи бело-серых песчаников. Средняя часть разреза, вмещающая Валаамский силл габброидов и сиенитов, сложена существенно глинистыми породами, которые в 200-350 м выше интрузии сменяются пачкой переслаивания с преобла-

данием песчаников и алевролитов. Таким образом, верхняя регрессивная часть разреза похожа на нижнюю трансгрессивную.

Общая мощность салминской свиты оценивается в 450-500 м. Залегая повсеместно на толщах нижней части рифея, она может перекрываться разновозрастными рифейскими и вендскими отложениями, либо четвертичными осадками.

Терригенные рифейские образования немагнитны и не отражаются и в аномальном магнитном поле.

### Квартер

Отложения квартера, мощностью от 0,5 до 83,3 м (скв. 63) залегают на породах кристаллического фундамента и на значительной части территории отсутствуют. Большие колебания мощности четвертичных образований обусловлены сильной расчлененностью кристаллического фундамента, а также неравномерной ледниковой аккумуляцией и процессами размыва позднеледникового времени. Минимальные мощности наблюдаются вблизи побережья Ладожского озера, где широко развит сельговый рельеф. Большие участки Приладожья свободны от покрова четвертичных образований, они залегают здесь только в отрицательных формах рельефа. На удалении от озера, на границе с Финляндией, вдоль которой протягивается гряда Сельпауселькя-I, мощность четвертичных образований возрастает до 25–60 м. Но и здесь четвертичный покров прерывается выходами кристаллических пород, как в речных долинах, так на вершинах и крутых склонах положительных форм рельефа. Увеличение (более 25 м) мощности четвертичных отложений связано также с депрессиями рельефа подстилающих кристаллических пород (см. разрез А<sub>1</sub> – А<sub>6</sub>). Формирование четвертичных образований в Северном Приладожье связано с заключительным этапом деградации последнего (Валдайского) ледникового покрова и с деятельностью поздне-и послеледниковых бассейнов, в результате чего сводный разрез квартера составляют отложения ошашковского горизонта и голоцена. Завершающая фаза отступления ледника сопровождалась временными его остановками и подвижками. Классическим морфоло-

гическим выражением этого является, конечно-моренная гряда Сальпаусселькя-I, которая, имея значительное распространение в Финляндии простирается на западную часть данной территории и прслеживается в её пределах в меридиональном направлении более чем на 90 км, имея ширину в 6-8 км. ского горизонта и голоцена. Следует отметить, выделяемые на соседней к югу территории, нерасчлененные подпорожско-ленинградские водные отложения с подстилающими их микулинскими, возраст последних подтвержден палинологическими анализами. Вся эта толща перекрыта ледниковыми карельскими образованиями. На территории работ водные осадки перекрытые ледниковыми карельскими образованиями можно условно отнести к межледниковой толще неясного возраста.

#### Неоплейстоцен

##### Верхнее звено

##### Валдайский надгоризонт

Лимний, гляциолимний, нерасчлененный (1,lgIII?) выделен условно. Вскрыты они скважинами (скв 23) в пределах краевых образований и выделяются на основании их залегания под мореной осташковского горизонта, а на участках отсутствия карельской морены, возможно, и под балтийским гляциолимнием. Залегают они на кристаллических породах фундамента, представлены песками мелкой и тонкой зернистости с редким гравием и галькой. Мощность их не превышает 5-10 м. Палинологические исследования отложений не проводились.

##### Осташковский горизонт

Отложения ледникового комплекса осташковского горизонта покрывают почти всю территорию листов Р-35-XXIV и Р-36-XIX, составляя основную часть разреза четвертичного покрова. Горизонт включает карельские, ругозерские слои и отложения балтийского ледникового озера.

Ледниковые отложения - морена (*gIIIkr*) характеризуются широким, как правило, пятнистым распространением между краевыми образованиями Сельпаусселькя-I и побережьем Ладожского озера. Залегает карельская морена на породах кристаллического фундамента. Мощность её ко-

леблется от первых метров до 23–40 м, абсолютные отметки кровли морены достигают 140 м. На участках широкого развития гляциолимния морена часто размывта и погребена. Морена представлена преимущественно пылеватыми песками и супесями светло-серого цвета с желтоватым оттенком, с включениями угловатых обломков кристаллических пород, редко суглинками с гравием, галькой и валунами. Содержание крупнообломочного материала в морене достигает 80%, при этом отмечается тесная зависимость петрографического состава обломочного материала от петрографического состава подстилающих морену кристаллических пород. В отдельных разрезах морены встречаются небольшие прослои ленточных глин, являющихся межосцилляторными водно-ледниковыми отложениями. Палинологические исследования их не проводились.

Большая часть дна Ладожского озера занята ледниковыми отложениями карельского возраста. Они картируются в зонах размыва: севернее о. Валаам, на некоторых мелководных участках дна озера и по его северо-западному побережью, на глубинах до 50 м. Залегают ледниковые отложения на породах фундамента, перекрываются гляциолимнием и образованиями голоцена. Морена имеет коричневый оттенок, среди щебнистых обломков преобладают красноцветные песчаники.

Флювиогляциал времени отступления ледника (наледниковый) ( $f III kr^3$ ), пользуется сравнительно ограниченным распространением, слагает озы, и зандровые равнины, подстилается карельской мореной и породами кристаллического фундамента. Наиболее значительное распространение флювиогляциала отмечается в южной части рассматриваемой территории: к югу от г. Лахденпохья он образует поля волнистых, местами всхолмленных зандров, южнее станций Сорья и Элисенваара слагает комплекс озовых гряд, длиной 0,5 – 6 км и высотой от 2-3 до 25 м и окружающих их небольших по площади зандровых полей. В составе флювиогляциала преобладают мелко-и среднезернистые пески с прослоями и линзами гравелистых песков с галькой, реже галечников и валунников. Количество крупнообломочного материала в отдельных прослоях и линзах достигает 30 – 40%. Для флювиогляциальных отложений характерна четко вы-

раженная косая или наклонная слоистость. По петрографическому составу обломочный материал представлен комплексом изверженных и метаморфических пород, в котором доминируют граниты, гранодиориты и диориты, в меньшем количестве присутствуют кварц-биотитовые сланцы, гнейсы, песчаники. В целом для этих отложений характерна четко выраженная слоистость, располагающаяся под разными углами. Мощность флювиогляциала изменяется от 2 – 5 м в зандрах, до 20 – 30 м в осевых частях озов.

Ледниковые отложения-морена (gIIIrg) - распространены вдоль границы с Финляндией, где они играет существенную роль в строении комплекса холмов и гряд краевой зоны и слагает примыкающие к ней участки волнистых моренных равнин. Для ругозерской морены характерно преимущественно пятнистое плащеобразное залегание. Мощность морены на равнинах колеблется от 1–2 м до 12 м, а в районе развития холмисто-моренного рельефа достигает 20 м. Морена залегает часто непосредственно на породах кристаллического фундамента, а также образуют моренную «покрышку» на озах . Морена представлена несортированными мелко- и тонкозернистыми пылеватыми песками и супесями с гравием, галькой и валунами. В единичных случаях морена имеет суглинистый состав. Количество грубообломочного материала в ней колеблется от 10 до 80%. Особенно сильная завалуненность характерна для моренного чехла, бронирующего поверхность конечно-моренных гряд, холмов и озов. Часто можно наблюдать крупные до 1–2 м валуны и глыбы величиной до 3 – 5 м. Валунный материал представлен, в основном, местными породами: гранитами, мигматитами, пегматитами, гнейсо-сланцами и основными породами. Цвет морены желтовато-серый и серый.

Флювиогляциал времени отступления ледника (наледниковый) (fIIIrg<sup>3</sup>) имеет преобладающее распространение в пределах краевых образований Сальпаусселькя-I. Они образуют озы, и широкие гряды, а также сопутствующие им зандровые поля, которые обрамляют перечисленные выше конечно-моренные положительные формы рельефа. Флювиогляциал озов представлен песками разной зернистости с гравием, галькой и валунами. Гранулометрический состав песков разнообразен, он включает фракции от мелкозернистых, хорошо отсортированных, до

грубых разнозернистых с преобладанием крупнозернистых. В целом для флювиогляциала характерна четко выраженная косая слоистость. Слоистые толщи отличаются беспорядочным характером наложения с невыдержанными по мощности и гранулометрическому составу прослоями и линзами, как по простиранию, так и в вертикальном разрезе. Мощность флювиогляциала в озах и грядах колеблется от 2 до 25 м, реже 30–40 м. Зандровым отложениям волнистых, местами заболоченных равнин также свойственно наличие слоистости различного типа. Представлены они песками, в основном серого цвета, тонко- и крупнозернистыми с включениями гравия хорошей окатанности от 5 до 30 %

Балтийский гляциолимний ( $IgIIIbl_{1-2}$ ) охватывает значительные площади данной территории. Он примыкает к побережью Ладожского озера и распространяется далеко в пределы водораздельных участков, выполняя понижения рельефа открытые в сторону Ладоги, а так же участки дна Ладожского озера. Гляциолимний образует обширные равнины, простирающиеся до абс. отм. 60 м, реже до 80 м. На отметках 55–60 м он часто прислоняется к абразионным уступам и склонам, которые фиксируют положение береговой линии Балтийского ледникового озера. Гляциолимний залегает преимущественно на карельской морене и породах кристаллического фундамента. Местами он перекрывается голоценовыми лимнием, палюстрием или аллювием. Мощность Балтийского гляциолимния колеблется от 1–2 до 28 м. Литологический состав этих слоев разнообразный. Представлены они мелко- и тонкозернистыми песками, супесями, суглинками и глинами, для глин характерно ленточное строение. В наиболее пониженных участках главенствующую роль играют ленточные глины, суглинки реже супеси. Ленточность представлена чередованием светло-серых, синевато-серых и темно-серых зимних слоев глин мощностью от 2 – 3 мм до 1 см с летними прослойками мощностью от 2 мм до 1,5 см бурого и серовато-бурого суглинка или алевролита. Песчаные отложения характерны для повышенных участков, где слагают волнистые равнины. По мере приближения к краевому поясу Сальпаусселькя наблюдается изменение состава в сторону укрупнения материала и увеличения мощности слоев, содержащих песчаные фракции с различным содержанием гравия и гальки. Гляциолимний со-

держат пыльцу и споры различной сохранности, спектры которых отражают суровые климатические условия. Палинологические исследования проводились по керну скважин 51 и 59 ( долины рек Савайнйоки и Руокооя). В первом случае гляциолимний мощностью 2 м вскрыт на глубине 11,5 м под современным лимнием, он представлен глинами с неясной слоистостью и подстилается карельской мореной. В скв.59 гляциолимний в виде плотных глин, мощностью 7,3 м залегает также на карельской морене. По данным палинологических и диатомовых исследований (палинолог: Агранова Д.А., диатомист Горшкова С.Н.) формирование этих отложений проходило в озерном приледниковом бассейне.

На дне Ладожского озера гляциолимний картируются в северной части его акватории на относительно мелководных участках (до а.о. -70м) представляющих собой пологие склоны дна или приподнятые участки дна - банки. Залегают отложения на морене карельского возраста или породах фундамента, частично перекрываются озерными нефелоидными отложениями. Представлен гляциолимний глинами ленточными серого цвета с прослоями алевроитов и тонкозернистых песков, мощность их не превышает 20 м.

#### Голоцен

Голоценовые отложения на рассматриваемой территории представлены аллювием, лимнием, палюстрием, а так же эллювиальными и делювиальными, коллювиальными и делювиальными, нефелоидными (басейновыми) и техногенными образованиями. Нижняя граница голоцена определяется временем отступления материкового ледникового покрова от конечных морен Сальпаусселькя (около 10200 лет назад). Наибольшее площадное распространение имеет палюстрий и нефелоидные отложения. Меньшие площади заняты, эллювиально-делювиальными, коллювиально-делювиальными и техногенными образованиями.

Озерные нефелоидные отложения (InH) распространены на большей части дна Ладожского озера. Зоны максимального накопления озерного нефелоида расположены западнее и северо-западнее о.Валаам. Представлены они пелитами или алевропелитами, залегающими на карельской морене, гляциолимнии балтийского ледникового озера или на породах фундамента. Пали-

нологический и диатомовый анализы свидетельствуют о накоплении осадков с пребореального до настоящего времени. Мощность отложений превышает 10 м ( 8 ).

Коллювиальные и делювиальные образования (с, d Н) наблюдаются в пределах шхер Ладожского озера. Они являются продуктом выветривания дочетвертичных пород, которые в виде глыб, щебня, дресвы, смещаются под действием силы тяжести к подножиям скал. Отложения почти не сортированы, отдельные глыбы имеют размеры до 3 м. Мощность коллювиально-делювиальных отложений равна 5-8 и более метрам. Процесс накопления их продолжается и в настоящее время.

Эллювиальные и делювиальные образования (е, d Н) развиты преимущественно в восточной части территории на небольших по площади участках, где коренные породы, в виде скал, выходят на дневную поверхность и, как правило, разбиты трещинами. Мощность их составляет 1–6 м. Залегают они на кристаллических породах фундамента, представляя собой продукты его выветривания в виде глыб, обломков, щебень, дресва с незначительной примесью песка и суглинка. Размер обломков от нескольких сантиметров до 4 м в поперечнике. Величина и форма их, как и состав обусловлены петрографическим составом исходных пород.

Лимний нерасчлененный (ИН) наблюдаются в виде небольших разобщенных участков на всей площади. Их можно подразделить на два типа: отложения современных озер и осадки, исчезнувших к настоящему времени озерных бассейнов. Лимний ныне существующих озер составляет днища озерных котловин и узкие береговые полосы в виде песчаных, песчано-галечных и валунных пляжей. Ширина их от 5 до 20 м, реже до 100 м. Отложения бывших озер вскрыты скважинами и горными выработками, они представляют собой реликты от существовавших здесь некогда крупных приледниковых бассейнов, развитие которых шло к снижению гипсометрического уровня и распаду на отдельные локальные водоемы. Такими были озерные бассейны в районе городов Сортавала, Лахденпохья, пос. Ляскеля и в долине р. Савайниоки. Залегают лимний на гляциломнии и морене осташковского горизонта. Лимний представлен песками различной зернистости иногда с галькой и гравием, супесями, суглинками реже глинами, а так-

же сапропелями, залегающими под торфом или зеркалом вод. Часто в разрезе озерных отложений встречаются растительные остатки. Обычно современный лимний имеет голубовато-серый цвет. Донные образования современных озер представлены черными рыхлыми илами с разложившимися растительными остатками и сапропелями. Мощность лимния колеблется от 0,7 м до 8,5 м. В наиболее полном разрез лимния вскрытом в долине р. Савайньоки (скв 51). палинологическим и диатомовым анализами установлено, что климатические условия были умеренно-холодные.

Палюстрий (рН) занимает около 3% рассматриваемой территории. Формирование его происходило по всем основным типам болот: низинных, переходных, смешанных и верховых при преобладании верховых. Наиболее крупные болотные массивы, площадью более 10 км кв приурочены к плоским водораздельным пространствам, занятым ледниково-озерными равнинами. К ним относятся болота Васкиламен–Соу, Йоэн–Суо, Сури–Суо. Многочисленные мелкие торфяники (не более 1 кв. км) встречаются в любых ландшафтно-геоморфологических условиях на всей территории. Мощность торфа изменяется от 0,5 до 8,8 м. Торф сфагновый и сфагново-осоковый слабой и средней степени разложения, редко с сапропелем. Окраска торфа, в зависимости от степени разложения, изменяется от светло-коричневой до темно-бурой. Подстилается палюстрий мореной, гляциолимнием, лимнием. По данным палинологического анализа формирование современных торфяников началось в пребореальный–бореальный период. Это, как правило, крупные болотные массивы, расположенные на повышенных участках. Формирование остальных болот началось в атлантическое–субатлантическое время и продолжится до настоящего времени.

Аллювий (аН) развит вдоль русел рек и ручьев в виде узких полос, он достигает ширины 0,2 км, выстилает их днища и представлен русловой и пойменной фациями. Аллювий, слагающий поймы и кое-где фрагменты надпойменных террас имеют мощность не более 2 – 2,5 м. Он представлен тонко- и мелкозернистыми хорошо отсортированными иногда пылеватыми песками, а также супесями и суглинками с включениями растительных остатков. Отложения русло-

вого аллювия, меняются от гравийно-галечного материала до супесей и суглинков и находится в прямой зависимости от пород, по которым протекает та или иная река. Там, где река течет по пескам, аллювий песчаный иногда с галькой. На участках, где река врезается в ленточные глины, аллювий представлен глинистым материалом и суглинками. Если река прорезает морену или коренные породы в руслах наблюдаются скопления галечно-валунного материала. Ограниченное распространение аллювия объясняется молодостью гидрографической сети и тем, что в течение послеледникового времени, с момента отступления ледника с территории Северного Приладожья, она испытывает постоянное поднятие а, следовательно, реки рассматриваемого района, в основном, только углубляли свои русла.

Техноген ( $tH^3$ ), результат хозяйственной и производственной деятельности человека, распространены практически по всей площади листа в виде «пятен» и вытянутых участков, различной мощности и размеров. Часто они не выражаются в масштабе карты. Основное их развитие приурочено к промышленным и жилым зонам городов. Представлены перемещёнными при строительстве грунтами, намывными отложениями и искусственными образованиями (асфальт, бетон и др.). К ним относятся также культурный слой в пределах городов и крупных сёл, отходы предприятий и населения – свалки бытового и промышленного мусора, различного рода отвалы добывающих и перерабатывающих производств, отходы сельскохозяйственной и агропромышленной деятельности – содержимое жижесборников и навозохранилищ, искусственные скопления валунов. Кроме того, при мелиоративном освоении территории, прорыто большое количество канав и каналов глубиной до 2 м и шириной 3-5 м, спрямлены участки некоторых рек и ручьев. При прокладке железных и шоссейных дорог образовались насыпи, выемки и канавы вдоль дорог. Мощность техногена самая разная – от первых десятков сантиметров до первых метров.

### 3. Интрузивные и метаморфогенные образования

На рассматриваемой территории плутонические образования представлены позднеархейскими, ранне- и позднепротерозойскими комплексами. Наиболее широко развиты раннепротерозойские интрузивные комплексы

#### **Позднеархейский плутонический комплекс.**

##### **Коккасельский гранит-мигматитовый комплекс (gy LP<sub>2k</sub>)**

Комплекс объединяет породы гранитного состава (граниты, гранито-гнейсы), которые совместно с мигматитами койринойского метаморфического комплекса слагают купольно-глыбовые структуры архейского основания. В пределах Латвасюрской подзоны Северо-Ладожской СФЗ куполовидные поднятия и блоки архейских пород целиком сложены породами коккасельского комплекса, в Сортавальской подзоне они слагают 60-75% площади поднятий. Граниты и гранито-гнейсы коккасельского комплекса связаны постепенными переходами с мигматитами по гнейсам и амфиболитам, отнесенным к койринойскому метаморфическому комплексу, иногда содержат полосы, рестины мигматизированных гнейсов. Их контакты с раннепротерозойскими супракрустальными породами тектонические. Комплекс включает две фациальные разновидности пород, связанные постепенными переходами – гранито-гнейсы и плагиомикроклиновые граниты.

Гранито-гнейсы или гранитизированные биотитовые гнейсы наиболее широко развиты в пределах архейских выступов. В куполовидных структурах гранито-гнейсы образуют матрикс, в котором заключены массивы гранитов. Им свойственно четкая гнейсовидная структура, а также более или менее выраженная, часто линзовидная полосчатость. Светлые полосы отличаются преобладанием кварца и полевых шпатов, в темных группируется в основном биотит. Они имеют розовато-серую, пеструю окраску и более мелко- и равномернозернистое строение. В пределах светлых полосок, мощность которых варьирует от 0,5 см до нескольких см, кислый

плагиоклаз (олигоклаз) резко преобладает над микроклином, но между ними, как и в других породах и гранитах, сохраняются реакционные взаимоотношения. Кроме того, присутствуют единичные зерна роговой обманки, сфена, апатита, эпидота.

Граниты комплекса широко проявлены в пределах Кирьяволахтинской купольно-глыбовой структуры, где они образуют обширные поля и отдельные массивы в гнейсо-гранитах, группирующиеся в полосы северо-восточного простирания. В других архейских структурах граниты образуют отдельные массивы площадью в несколько кв. км, удлинённые в субмеридиональном и северо-западном направлении. Отмечаются две разновидности гранитов, различающихся по окраске, зернистости и степени перекристаллизации. Первая разновидность представлена розово-серыми, серыми гранитами мелко-среднезернистыми, слабо порфирированными с характерной «сливной» структурой основной массы, образованной за счёт перекристаллизации и грануляции зерен кварца и полевых шпатов. Биотит в гранитах, как правило, хлоритизирован. В розово-серых гранитах содержатся пятна, гнезда розовых пегматоидных гранитов так же с признаками перекристаллизации породообразующих минералов. В зонах тектонических нарушений граниты огнейсованы, иногда преобразованы в бластомилониты.

Вторая разновидность гранитов представлена розовыми, светло-красными среднезернистыми гранитами, испытавшими меньшую степень перекристаллизации. Эти граниты содержат «теневые» обособления серых, розово-серых гранитов и овальные включения (скиалиты) биотитовых гнейсов и диорито-гнейсов с порфиробластами полевого шпата. Для розовых гранитов характерны камерные включения пегматоидных гранитов и жилы блоковых пегматитов.

Обе разновидности гранитов пересекаются пластовыми телами габбро-амфиболитов людикийского субвулканического комплекса. В приконтактных зонах габбро-амфиболитовых тел в полосе 5-10 м фиксируется изменение окраски гранитов с розовой, розово-серой на серую и отмечается увеличение степени их перекристаллизации. Редко в пластинах габбро-амфиболитов фиксируются ксенолиты огнейсованных гранитов.

Гнейсо-граниты кокселькского комплекса характеризуются средними и низкими значениями магнитной восприимчивости (табл. 2) и не выделяются в аномальном магнитном поле. Граниты комплекса по намагниченности разделяются на две группы. Высокомагнитные граниты локализованы в западной части Кирьяволахтинской структуры и тяготеют к границе с мигматитами койринойского комплекса. Здесь они выделяются положительной магнитной аномалией. Низкомагнитные граниты широко распространены на других участках купольно-глыбовых поднятий и не выделяются в аномальном магнитном поле.

Таблица 2

## Магнитная восприимчивость интрузивных пород

Комплекс	Породная группа	Магнитная восприимчивость, $n \cdot 10^{-5}$ ед СИ	
		Пределы колебаний	Среднее
Людиковский, субвулканический	метадолериты	1-145	45
	метакоматииты	60-3000	1080
Кааламский	габбро немагнитные	28-80	54
	габбро магнитные	430-5000	2239
	пироксениты	46-5700	938
Яккимский	диориты немагнитные	1-60	23
	диориты магнитные	300-5000	2015
Раннеорогенный, нерасчлененный	габбро, пироксениты	6-1300	148
	эндербиты	5-230	40
Приозерский	диориты, тоналиты	2-39	16
Импиниемский	диориты, гранодиориты	7-77	24
Суйстамский	габбро	24-29	26
	тоналит-порфиры	7-251	33
Путсарский	габбро	400-4000	2200
	диориты, монцодиориты	15-3400	475
Кузнеченский	гранит	0,1-0,8	0,45
Элисенваарско-Вуоксинский	монцогаббро	3500-5000	4250
	сиенит	360-4500	2620

## **Людиковийский интрузивный комплекс**

### **Людиковийский силлово-дайковый комплекс нерасчлененный ( $\omega, \nu\beta KR_2^I$ )**

Комплекс объединяет субвулканические образования, комагматичные базальтам и коматиитам людиковийского возраста, локализованные в двух структурных позициях – в пределах полей развития стратифицированных людиковийских пород и во внутренних частях купольно-глыбовых выступов архейского основания. Отдельные тела комплекса, при наличии данных о вещественном составе пород и с учетом геологической позиции, могут быть сопоставлены с вулканитами определенного стратиграфического уровня (нижняя и верхняя базальтовые толщи питкярантской свиты, базальты и коматииты средней подсвиты кирьяволахтинской свиты), однако, в общем случае возрастное расчленение силлов и даек без специального изучения не возможно.

По составу образования силлово-дайкового комплекса разделяются на две группы – группу основных пород (метадолериты, метагаббро-долериты, метабазальты, амфиболиты) и группу ультраосновных пород (метакоматииты).

Метадолериты широко распространены в северном и южном обрамлении Кирьяволахтинской купольно-глыбовой структуры, где они образуют силлы, дайки, интрузивные тела неправильной формы среди метавулканитов. Наиболее распространены удлиненные пластовые тела метадолеритов длиной от первых метров до 3,5 км и мощностью до 600-700 м. Максимально насыщены силлами метадолеритов вулканогенно-осадочные породы питкярантской свиты южного обрамления Кирьяволахтинской структуры, где суммарная мощность субвулканических образований составляет около трети мощности свиты. Контакты силлов метадолеритов с вмещающими туфами и лавами базальтов, как правило, согласные, часто тектонизированные.

Наиболее древними образованиями комплекса являются силлы метадолеритов, залегающие в низах разреза базальтовой толщи питкярантской свиты. Метадолериты здесь преобразованы в

с/з сланцеватые амфиболиты, отличающиеся от излившихся «платобазальтов» нижней подтолщи однородной текстурой и более крупной зернистостью.

Вторая возрастная группа метадолеритов слагает силлы среди вулканитов верхней подтолщи базальтовой толщи питкьярантской свиты. По химическому составу и распределению редких элементов метадолериты аналогичны вмещающим базальтам «офиолитовой» ассоциации. Метадолериты «офиолитовой» ассоциации представлены плотными, среднезернистыми темно-зелеными амфиболитами, достаточно однородными, массивными. Они рвутся субпараллельными, часто ветвящимися, дайками metabазальтов с резкими контактами. Метабазальты даек по текстурам соответствуют вмещающим излившимся базальтам и в северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры представлены плотными афонитовыми м-т/з амфиболитами, в южном – миндалекаменными metabазальтами. Мощность даек незначительна – от 0,2 м до 0,8 м, встречаются единичные дайки мощностью до 10 м. На отдельных участках фиксируется до 10 даек на 50 м мощности тел долеритов. Как правило, контакты метадолеритов и базальтовых даек неровные, зоны закалки не выделяются.

Самая молодая группа метадолеритов слагает силлы и неправильные интрузивные тела, прорывающие метаандезиты, metabазальты и метакоматииты кирьяволахтинской свиты. В отличие от более древних образований комплекса эти субвулканические интрузии часто характеризуются секущими контактами с вмещающими вулканитами с образованием апофиз и мелких жил в зоне эндоконтакта. Крупное тело метадолеритов этой группы изучено в районе опорных профилей 4-5 на участке Харлу. Тело имеет овальную форму, слабо вытянуто в С-З направлении. На северо-западном окончании наблюдался интрузивный контакт метадолеритов с вмещающими трахиандезитами нижней подсвиты кирьяволахтинской свиты. В зоне контакта трахиандезиты пронизаны жилами тонкозернистых метадолеритов, брекчированы, ороговикованы, содержат тонкие просечки биотита. Дайка поздних метадолеритов описана и опробована на участке Харлу в поле развития туфов нижней части разреза базальтовой толщи питкьярантской

свиты. Мощность дайки 10 м, контакты с вмещающими метатүфами резкие, интрузивные с зоной закалки. Вмещающие породы ороговикованы.

В пределах купольно-глыбовых выступов архейского основания метадолериты образуют маломощные дайки и интрузивные тела пластообразной и неправильной формы в полях развития мигматитов койринойского комплекса и среди архейских гранитоидов коккасельского комплекса. Метадолериты этой группы более метаморфизованы и представлены среднезернистыми амфиболитами и габбро-амфиболитами, известными в литературе как «внутрикупольные амфиболиты второй генерации». Указанные амфиболиты выделяются в виде протяженных (до 1—2 км), а иногда мощных (до 200-600 м) пластовых тел, следующих вдоль осевых поверхностей ранних складок вдоль ранней сланцеватости (гнейсовидности) или же под косыми к ней углами. Контакты их, как правило, четкие, в экзоконтакте иногда наблюдаются слабые следы закалки, в эндоконтакте структуры более мелкозернисты, чем в центральных частях будин, нередко биотитовые оторочки шириной до нескольких см. Детальное картирование купольно-глыбовых структур питкяррантской группы [61], наблюдения авторов отчета, проведенные в пределах Сортавальской и Кирьяволахтинской купольно-глыбовых структур, и данные изотопного датирования [12] указывают на людиковийский возраст амфиболитов «второй генерации».

Вторая вещественная разновидность людиковийского силлово-дайкового комплекса представлена метаморфизованными коматиитами, образующими силы и дайки в покровных коматиитах и базальтах средней и верхней подсвит кирьяволахтинской свиты. Наиболее крупный силл коматиитов описан в северном обрамлении Кирьяволахтинской купольно-глыбовой структуры среди metabазальтов средней подсвиты кирьяволахтинской свиты. Мощность силла около 200 м, протяженность более 1 км. Контакты с вмещающими породами не вскрыты. В краевых частях силл сложен мелко-тонкозернистыми актинолитовыми сланцами с овальными обособлениями (миндалинами) кальцитового состава. Центральная часть силла сложена мелко-среднезернистыми актинолитовыми сланцами однородного сложения, чередующимися с тальк-хлоритовыми сланцами и серпентинитами.

Субвулканические метакоматииты характеризуются высокой намагниченностью, магнитная восприимчивость метадолеритов комплекса слабо повышенная и невысокая (табл 2). В магнитном поле крупные тела комплекса иногда выделяются линейными положительными аномалиями.

Возрастной диапазон формирования комплекса определяются двумя изотопными датировками цирконов метадолеритов, полученными в ходе отчетных работ и отвечает интервалу 2004±22 - 1942±12 млн. лет. Древний возраст определен для силла метадолеритов, залегающего в основании базальтовой толщи питкьярантской свиты в северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры, молодой возраст получен для дайки метадолеритов, секущей метатуфы питкьярантской свиты с зонами ороговикования в том же районе. В указанном интервале (1963±19 млн лет [48]) находится уран-свинцовый возраст цирконов из тела высокомагнезиальных амфиболитов по долеритам, прорывающим архейские гранитоиды Сортавальской купольно-глыбовой структуры.

### **Калевийские орогенные плутонические комплексы**

Наиболее широко в пределах листов развиты ранне – син- и позднеорогенные комплексы калевия, которые в совокупности с посторогенными комплексами вепсия образуют временной ряд эволюции магматизма свекофеннского цикла.

### **Раннеорогенные комплексы**

К этой группе относятся образования яккимского диоритового, кааламского пироксенит-габбро-диоритового, и нерасчлененного раннеорогенного комплексов.

Породы указанных комплексов подвержены складчатости поздних стадий наиболее раннего этапа деформаций, проявленного в калевийских образованиях. Все породы в той или иной мере затронуты процессами наложенного метаморфизма, в том числе гранулитового с возрастом 1881 млн. лет; массивы, расположенные в зоне ультраметаморфизма подвержены всем стадиям

мигматизации. Определены абсолютные цирконовые возраста пород всех упомянутых комплексов, которые укладываются в интервал 1893-1883 млн. лет.

Достаточно однотипен и набор слагающих массивы пород и последовательность их формирования. Ранние члены ассоциации представлены пироксенит-габброидной; поздние – диорит-тоналитовой породными группами. Диориты и тоналиты кааламского и яккимского комплексов близки по текстурно-текстурным признакам, петрографо-минералогическим характеристикам.

### **Кааламский комплекс габбронорит-диоритовый**

В составе кааламского комплекса объединяются массивы пироксенит-габбро-диоритового состава. Массивы комплекса прорывают гнейсы и сланцы калевийского надгоризонта. Наблюдается отчетливый контроль в локализации массивов зонами разломов. Кааламский массив контролируется разломами северо-восточного направления, а мелкие массивы приурочены к разрывным нарушениям северо-западного - субмеридионального направления. Формирование комплекса произошло в раннеорогенный этап складчатых деформаций. В массивах отмечаются многочисленные ксенолиты смятых в мелкие складки сланцев ладожской серии. Поздние деформации и региональный метаморфизм выразились в интенсивных диафторических минеральных преобразованиях и гнейсификации пород эндоконтактных зон.

В пределах Сортавальской подзоны Северо-Ладожской структурно-формационной зоны комплекс представлен петротипическим многофазным Кааламским массивом и его сателлитами. Массив имеет форму неправильного овала, вытянутого в северо-восточном направлении площадью около 60км<sup>2</sup>. Западный и восточный контакты массива интрузивные, как секущие, так и субсогласные. Северный контакт закрыт четвертичными отложениями. Южный контакт тектонизирован на всем протяжении и падает на юг под углами 20-30°. Западная часть массива представляет собой изометричное штокообразное тело габбро-норитов. По данным геофизических полей штокообразная интрузия погружается на юго-запад. Восточная часть массива сложена преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами и в физических полях не выделя-

ется. Мелкие тела мафитов в обрамлении Кааламского массива в геофизических полях выражаются локальными положительными аномалиями поля силы тяжести и магнитного поля, не связанными на глубине с аномальными полями западной части Кааламского массива.

В строении Кааламского массива и части других интрузий комплекса принимают участие три группы пород, сопоставляемые с интрузивными фазами:

1. Ультрамафиты (оливиновые клинопироксениты-плагипироксениты) и тесно связанные с ними меланократовые габбро с кальциевым плагиоклазом.
2. Габбронориты с широкими вариациями мафического индекса, но преимущественно лейкократовые.
3. Биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты и тоналиты, имеющие между собой фациальные взаимоотношения.

Фазовое строение комплекса наиболее отчётливо установлено на детальном участке Кархуланмяки, где интрузии плагипироксенитов-меланогаббро прорываются дайками мелкозернистых габброноритов, которые, в свою очередь, прорваны малыми телами и дайками биотит-амфиболовых диоритов и кварцевых диоритов. В массиве Кааламо ксенолиты ультрамафитов устанавливаются в габброноритах, а ксенолиты последних - в биотит-амфиболовых диоритах.

*Породы первой фазы ( $\text{vKR}_2^2 \text{kl}_1$ )* наиболее полно проявлены в сателлитах Кааламского массива. В эндоконтактной зоне лежачего бока интрузий развиты крупнозернистые оливиновые клинопироксениты, которые выше по разрезу сменяются плагипироксенитами и далее меланократовыми габброидами с высококальциевым плагиоклазом. В пределах Кааламского массива пироксениты и меланогаббро слагают участки (мегаксенолиты?) среди габброноритов. Дайковые интрузии участка Кархуланмяки сложены плагипироксенитами, однородными по составу и текстуре. Вероятно, аналогичный состав имеет и исходная магма первой фазы, а оливиновые клинопироксениты (кумуляты) и мелано-мезократовые габброиды являются её дифференциатами. Ультрамафиты, как правило, интенсивно амфиболизированы с образованием пойкилобластических агрегатов роговой обманки, в которой сохраняются реликты плагиоклаза, клинопи-

роксиана и оливина ( $\text{Ca}_{36}$ ), а также редкого ортопироксиана. Наиболее магниевые породы комплекса содержат до 21,5%  $\text{MgO}$  и определены как оливиновые клинопироксениты. В плагиопироксенитах содержится плагиоклаз ряда битовнита-анортита в количестве до 10%. Увеличение его содержания обуславливает переход к меланогаббро. Первичные структуры обычно нарушены метаморфической перекристаллизацией. В плагиопироксенитах иногда видна первичная интеркумулусная структура с мезостатическим плагиоклазом, заполняющим промежутки между кристаллами пироксиана. Второстепенные и акцессорные минералы представлены магнетитом, сульфидами, апатитом, титанитом. Вторичные минералы представлены биотитом, актинолитом, тремолитом, эпидотом, пренитом, хлоритом, карбонатом, иногда тальком и боулингит-иддингситом. Значения магнитной восприимчивости пироксенитов варьируют от 46 до  $5700 \times 10^{-5}$  ед. СИ, габброидов – 28-80.

*Габбронориты второй фазы ( $v \text{KR}_2^2 \text{kl}_2$ )* широко развиты в западной части Кааламского массива, где слагают штокообразное тело диаметром около 4 км<sup>2</sup>. В значительно меньшей степени они представлены в других массивах комплекса.

Это тёмно-серые с зеленоватым оттенком породы среднезернистого строения, с массивными, полосчатыми и гнейсовидными текстурами. Структуры пород габбро-офитовые и габбровые. Главные минералы – плагиоклаз, иногда ритмически зональный с составом ядерных частей  $\text{An}_{60}$  и периферических  $\text{An}_{40-45}$ . Однородные кристаллы сложены андезин-лабрадором № 42-54. Темноцветные минералы представлены диопсидом-геденбергитом и железистым ортопироксеном  $\text{Fs}_{52-58}$  в переменных количествах. Суммарные содержания темноцветных минералов составляют обычно 30-40%, что соответствует лейкократовой разновидности габброидов. Пироксены интенсивно замещаются амфиболами, куммингтонитом и роговой обманкой, иногда биотитом. Второстепенные и акцессорные минералы – магнетит, кварц, сульфиды. Отличительной чертой габброноритов является их высокая магнитная восприимчивость равная, в среднем,  $2240 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

*Диориты, кварцевые диориты и тоналиты третьей фазы ( $\delta KR_2^2 kl_3$ )* закартированы в восточной части Кааламского массива, а также в виде небольших тел отмечаются в его юго-западной эндоконтактной части. Диориты – серые среднезернистые породы, гнейсовидные, иногда полосчатые, с сохранившейся в наименее измененных разновидностях первичной гипидиоморфной структурой. Они состоят из среднего плагиоклаза ( $An_{40-45}$ ) и амфибола в равных количествах. Иногда амфибол содержит реликты клинопироксена, в свою очередь, замещаясь актинолитом и биотитом. Количество биотита в некоторых разновидностях диоритов достигает 10%, и, большей частью, он является первичным минералом. Кварцевые диориты-тоналиты отличаются от диоритов более светлой окраской из-за значительно более низкого содержания амфибола и биотита, занимающих в сумме не более 20% объема пород. Содержание кварца может достигать 20% и более. Структуры пород широко варьируют от крупно- до мелкозернистых.

Кааламский массив сопровождается многочисленными дайками основных, средних и кислых пород, сопоставимых с фазами внедрения. Наряду с ними нами выявлены дайки основного состава рвущие кварцевые диориты.

В Латвасюрской подзоне комплекс объединяет многочисленные мелкие трещинные массивы, преимущественно ультрамафит-мафитового состава, по составу и внутреннему строению аналогичным вышеописанным сателлитам Кааламского массива.

В Лахденпохско-Выборгской СФЗ кааламский комплекс представлен единственным Исоярвинским массивом, расположенным в 30 км к северо-западу от г.Лахденпохья.. Массив локализован в Мейерско-Исоярвинской подзоне и прорывает сланцы исоярвинской толщи.

Форма массива близка к овальной, вытянутой в судмеридиональном направлении. Северный контакт неровный, изломанный с выступами габброидов во вмещающие сланцы. На восточном берегу озера Исоярви описан контакт биотит-амфиболовых кварцевых диоритов якимского комплекса с габбро-норитами Исоярвинского массива. Линия контакта на протяжении 2м прямая, четкая. Контакт резкий, но ни каких изменений, зон закалок и взаимного проникновения пород не наблюдается; кварцевые диориты и габбродииориты имеют порфировидную структуру.

Это может свидетельствовать о близком по времени формировании обеих пород. Большая обнаженная часть массива сложена достаточно однородными габброноритами.. Это темно-серые, черные с зеленоватым оттенком среднезернистые, равносторонние породы. Иногда в них отмечаются участки более крупнозернистых пород, обогащенных выделениями плагиоклаза, и участки более меланократовых пород; в ряде случаев наблюдались полосчатые реликтовые текстуры. При поисковом бурении в массиве вскрыты линзы горнблендитов по ультрамафитам [75]. Габбронориты Исоярвинского массива интенсивно метаморфизованы и обладают грубосланцеватой текстурой. При микроскопическом изучении первичные минералы клино- и ортопироксены встречаются только в реликтах.

По химическому составу породы кааламского комплекса относятся как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям, но образуют единый тренд на диаграмме AFM. К толеитовой серии принадлежат все породы первой фазы; к известково-щелочной – все биотит-амфиболовые диориты и кварцевые диориты. Все породы комплекса относятся к умереннокалиевой серии с содержаниями  $K_2O$  от 0,25 до 1%. На диаграмме  $Al_2O_3+CaO+K_2O+Na_2O - SiO_2 - (FeO+MgO+MnO+TiO_2)$  фигуративные точки составов ультрамафитов соответствует клинопироксенитам, редко предельным оливиновым клинопироксенитам – верлитам. Это подтверждает петрографические наблюдения об отсутствии перидотитов в составе кааламского комплекса.

Характер эволюции химических составов пород известково-щелочной серии в целом типичен для умеренно-калиевых известково-щелочных серий, к которым они относятся. Серийный индекс Пикока для этой группы приблизительно равен 62.

По геохимическим особенностям габбронориты массива Исоярви довольно сильно отличаются от габброноритов интрузий, развитых в Северо–Ладожской зоне. На диаграмме AFM они образуют самостоятельный тренд в поле толеитовых составов, что соответствует присутствию среди них пород обогащенных железом и титаном; габбронориты Кааламского массива, в подавляющем большинстве, относятся к известково-щелочной серии.

По значениям магнитной восприимчивости породы кааламского комплекса делятся на две группы. К группе высокомагнитных пород относятся пироксениты и габбронориты крупных массивов (Кааламского и Исоярвинского). Меланогаббро и амфиболизированные габбронориты мелких интрузий характеризуются низкой магнитной восприимчивостью (табл. 2). В гравиметрических и магнитных полях крупные массивы и отдельные трещинные интрузии габброноритов и пироксенитов выделяются интенсивными положительными аномалиями.

Раннеорогенный возраст пород кааламского комплекса подтвердился при радиологическом датировании. Цирконовые возраста кварцевых диоритов в восточной части интрузии Кааламо и габброноритов в ее западной части равны соответственно  $1888,3 \pm 5,2$  млн. лет, СКВО=0,46 [7] и  $1890 \pm 9,9$  млн лет, СКВО=0,0043. Возраст габброноритов Исоярвинского массива определен по циркону методом SHRIMP и равен  $1885,6 \pm 8,3$  млн. лет, 11 точек, СКВО=0,82 (ГГУП «Минерал», настоящий отчет).

По данным Sm – Nd изотопии кварцевые диориты Кааламского массива имеют модельный возраст источника  $\sim 2,43$  млрд. лет при значении  $\epsilon Nd -1,8$ . Для габброноритов западной части массива возраст источника равен  $\sim 2,78$  млрд. лет при значении  $\epsilon Nd -5,9$ .

### **Яккимский комплекс диоритовый ( $\delta KR_2^2 j$ )**

Ранее как самостоятельное подразделение не выделялся. В силу крайне слабой изученности массивы, относимые нами к яккимскому комплексу, не были отражены в Серийной легенде Карельской серии [71]. Полученные данные позволили вычлениить их из состава приозерского тоналит-диоритового комплекса.

Интрузии прорывают гнейсы лахденпохского метаморфического комплекса, вулканогенно-терригенные породы исоярвинской и кархуланмякской толщ, габброиды Исоярвинского массива. Породы яккимского комплекса прорваны дайками и жилами плагиомикроклиновых гранитов, аплитов, пегматитов; подвержены мигматизации, особенно в приконтактных частях и зонах расланцевания. По редким наблюдениям морфология контактов всех перечисленных мас-

сивов яккимского комплекса однотипна. Контакты интрузивные, неровные, согласные или слабосекущие по отношению к метаморфическим текстурам вмещающих пород. В большинстве случаях контакты в разной степени тектонизированы. Гнейсовидность проявлена на всей площади массивов. Ее ориентировка одинакова как в контактовых породах интрузий, так и в породах рамы, т.е. является сквозной.

Интрузии комплекса образуют два пространственно разобщенных ареала в западной части площади листов.

Восточный ареал изометричной формы образован группой массивов, расположенных на границе Мейерско-Исоярвинской и Лахденпохской подзон Лахденпохско-Выборгской СФЗ. Наиболее крупные из них – Ихальский (~20км<sup>2</sup>), Аурийокский (~8км<sup>2</sup>), Яккимский (~60км<sup>2</sup>). Форма массивов неправильно-овальная, вытянутая в северо-восточном и субширотном направлениях. В приконтактных зонах массивов отмечаются ксенолиты гнейсов и сланцев. В эндоконтактных зонах Яккимского массива иногда наблюдались полосы и линзовидные обособления более меланократовых пород, конформных с контактом. На породы южных краевых частей Ихальского и Яккимского массивов наложен метаморфизм гранулитовой фации, что выражается в развитии порфиробласт гиперстена, часто замещенных кумингтонитом, и в появлении антипертитовых вростков калиевого полевого шпата в плагиоклазах.

Типовым для восточного ареала и петротипическим для комплекса является Яккимский массив. В его строении принимают участие биотит-амфиболовые диориты и кварцевые диориты при подчиненной роли амфибол-биотитовых тоналитов. В его юго-восточной части, в зоне наложенного гранулитового метаморфизма развиты гиперстенсодержащие амфибол-биотитовые диориты-кварцевые диориты, редко тоналиты. Массив грубо зонален: с юга, юго-востока к северу, северо-западу постепенно увеличивается лейкократовость пород, и увеличивается содержание кварца. Породы массива обладают порфировидной структурой со среднезернистой основной массой, которая имеет гипидиоморфнозернистую и призматически зернистую структуру (реликтовая), чаще гранобластовую. Вкрапленники представлены кристаллами и выделе-

ниями плагиоклаза, размером до 1 см, обычно 5-6 мм. Минеральный состав всех типов пород однотипен: плагиоклаз – 50-65%, роговая обманка – 10-25%, биотит – 10-15%, кварц – 5-15%, гиперстен до 10%; второстепенные и акцессорные минералы представлены апатитом – 1-5%, титанитом до 0,5%, титаномагнетитом до 1%, редкими зернами циркона. Широко развиты вторичные минералы – куммингтонит, хлорит, кварц, реже карбонат. В экзоконтактовых зонах жил плагиомикроклиновых гранитов в диоритоидах увеличиваются содержания магнетита до 1%, апатита до 3-4%.

Западный ареал развития массивов комплекса вытянут в северо-восточном направлении и располагается на приграничной с Финляндией площади. Массивы этого ареала пересекает границу Северо-Ладожской и Лахденпохско-Выборгской зон. Юго-восточное ограничение ареала представляет собой зону разломов, вероятно сдвигового характера. В Мейерско-Исоярвинской подзоне комплекс представлен крупным Западно-Исоярвинским массивом площадью ~ 100 км<sup>2</sup>, на территории Латвасюрской подзоны – Пюхьярвинской группой массивов. Массивы данного ареала характеризуются неправильной формой, насыщены крупными ксенолитами – провесами кровли вмещающих пород и представляют собой, по-видимому, выходы апикальной части крупного единого плутона, западная часть которого находится на сопредельной территории Финляндии.

Типичный для западного ареала Западно-Исоярвинский массив сложен аналогичными выше описанным породами ряда кварцевый диорит - тоналит. В отличие от массивов восточного ареала в нем большую роль играют тоналиты, в составе темноцветных минералов отсутствует гиперстен, уменьшается относительное количество роговой обманки при возрастании роли биотита. Среди второстепенных минералов преобладает эпидот-цоизит в количестве до 6%.

В материалах МАКС массивы комплекса не выделяются. В магнитных полях выделяются только участки крупных массивов, в пределах которых проявлены процессы наложенных изменений, связанных с дайками пегматит-аплитов путсарского комплекса. Значения магнитной

восприимчивости для неизменных диоритов составляют в среднем  $23 \times 10^{-5}$  ед. СИ, в измененных породах они варьируют от 300 до  $5000 \times 10^{-5}$  единиц СИ.

Содержание  $\text{SiO}_2$  в породах массивов варьирует от 55 до 65%. Породы относятся к известково-щелочной серии с индексом Пикока около 62-63. По содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  (1 - 2%) породы относятся к умереннокалиевой серии с величинами отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  0,5 – 0,3. На диаграммах Rb – Y + Nb, Rb – Yb + Ta, и Rb – Hf – Ta точки составов кислых пород комплекса попадают в поля островодужных гранитоидов.

Как отмечалось выше, на диориты яккимского комплекса восточного ареала наложен метаморфизм гранулитовой фации, который в Западном Приладожье проявлен в интервале времени 1881-1883 млн. лет [3, 4]. Нами методом SHRIMP определен цирконовый возраст кварцевых диоритов центральной части Яккимского массива, не затронутых гранулитовым метаморфизмом. Возраст кристаллизации составляет  $1893 \pm 12$  млн. лет, 7 точек, СКВО 0,0012 (ГГУП «Минерал», настоящий отчет). Приведенные выше данные подтверждают догранулитовый возраст формирования массивов комплекса и правомерность вычленения его из состава приозерского комплекса, который является постгранулитовым и имеет надежно определенный возраст, равный 1878-1879 млн. лет.

Данные Sm – Nd изотопии указывают на свекофеннский возраст магматического источника ( $T_{DM} = 2,02 - 2,06$ ), при величине  $\epsilon_{Nd} = + 0,7 - +1,6$ .

### **Нерасчленные раннеорогенные интрузивные образования ( $\delta KR_2^2$ )**

К этой группе интрузий относятся массивы преимущественно диоритового (эндербитового) состава, развитые в центральной части Лахденпохской подзоны, в пределах области гранулитового метаморфизма.

Территориально интрузии локализованы в районе г.Лахденпохья и южнее, в районе п.Элисенваара - Хухтерву. Массивы имеют незначительные размеры, в среднем до 1-2 км<sup>2</sup>; наиболее крупный массив, Пайкъярвинский, имеет площадь ~ 10 км<sup>2</sup>. Форма массивов, как пра-

вило, линзовидная, часто неправильная с многочисленными крупными апофизами и извилистыми контактами. По отношению к складчатым структурам вмещающих метаморфических толщ интрузии являются гармоничными. Первичная форма залегания мелких тел сильно нарушена в связи с последующими тектоническими движениями. Ориентировка гнейсовидности в породах массивов и рамы совпадает. С ранней генерацией мигматитов массивы обычно согласно деформированы. Массивы интенсивно мигматизированы поздними генерациями мигматитов, особенно в зонах разломов и в краевых частях. Массивы интродуцируют гнейсы лахденпохского метаморфического комплекса и сами прорываются тоналитами приозерского комплекса, гранитами тервусского и путсарского комплексов. На породы массивов наложен гранулитовый метаморфизм и более молодой метаморфизм амфиболитовой фации.

По геологическим особенностям и вещественному составу в составе комплекса выделяются две группы пород:

1. Нориты, слагающие линейные и линзовидные тела и дайки мощностью от первых метров до десятков метров.
2. Биотит-гиперстеновые диориты и кварцевые диориты (эндербиты), слагающие массивы площадью в первые кв. км. и редкие маломощные дайки, секущие породы комплекса и рамы.

Характерной особенностью основных и средних пород являются полосчатые текстуры и изменчивая зернистость пород от средне- до грубозернистой. Для всех пород характерен зеленоватый оттенок на свежем сколе и буровато-коричневый цвет на выветрелой поверхности.

Минеральный состав всей группы пород отражает процессы неоднократных метаморфических преобразований, в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Все минеральные парагенезисы являются метаморфическими, широко развиты вторичные минералы: биотит, кварц, куммингтонит, вторичная роговая обманка, хлорит, микроклин. Гиперстен, как правило, образует ксеноморфные срастания неправильных зерен грязно-серого цвета, что может указывать на его вторичную метаморфическую природу. Характерным сквозным аксессуарным минералом

является апатит; в меланократовых разностях основных и средних пород часто в значительных количествах присутствует титаномагнетит (до 2-5%).

Магнитная восприимчивость основных пород варьирует от 6 до 1300, составляя в среднем,  $150 \times 10^{-5}$  ед. Си (табл. 2). В магнитном поле эти породы не отражаются из-за незначительного размера интрузивных тел. Возможно, на площади имеются не вскрытые эрозией массивы основных пород комплекса, выраженные интенсивными магнитными аномалиями удлиненно-овальной и неправильной формы. Средние породы характеризуются существенно более низкой магнитной восприимчивостью и в аномальных магнитных полях не выражены.

Приведенные данные позволяют отнести указанную группу массивов к ранним интрузивным образованиям территории в составе раннеорогенной ассоциации. Это подтверждается определением абсолютного возраста, выполненного методом SHRIMP по цирконам из гиперстенового меланодиорита равного  $1890 \pm 19$  млн лет, 9 точек, СКВО 0, 94 (ГГУП «Минерал» настоящий отчет).

### **Синорогенные комплексы**

Нижняя возрастная граница комплексов этой группы определяется тем, что они являются более молодыми по отношению к гранулитовому метаморфизму с возрастом 1881 млн лет. Синорогенные комплексы сформированы в условиях синхронного основного этапа складчато-разрывных деформаций. Абсолютные возраста определены для пород всех комплексов и укладываются в интервал 1879-1869 млн лет.

### **Приозерский тоналитовый комплекс ( $\gamma\delta$ KR<sub>2</sub><sup>2</sup> pr)**

К этому комплексу мы относим массивы кварцевых диоритов и тоналитов, локализованные в юго-восточной части Лахденпохской подзоны. В районе пос. Лумиваара они образуют компактный ареал. Массивы имеют разнообразную форму – овальную, близкую к изометричной, но чаще удлиненную, вытянутую в северо-восточном и северо-западном направлениях, совпа-

дающих с направлениями основных зон тектонических нарушений. Площадь интрузий не велика, в среднем 2-4 км<sup>2</sup>.

Массивы интродуцируют гнейсы лумиварского метаморфического подкомплекса, массивы метабазитов и гиперстеновых диоритов в р-не г.Лахденпохья [68, 46] и часто содержат их ксенолиты. Контакты интрузии с породами рамы, как правило, секущие, часто тектонизированные. Наблюдается срезание линией контакта интрузий смятых в складки и мигматизированных гнейсов. Типичной особенностью пород комплекса является вторичное огнейсование, будинаж мелких тел и даек кварцевых диоритов и тоналитов. Породы комплекса прорываются дайками калиевых гранитов и лейкогранитов тервусского комплекса. Приведенные данные указывают на синхронность формирования комплекса с главным периодом складчатости.

Массивы приозерского комплекса обычно однофазны и характеризуются сравнительно простым составом. В их строении преобладают тоналиты и кварцевые диориты. В более крупных массивах они встречаются совместно и образуют между собой постепенные переходы. Мелкие тела обычно сложены одним типом пород. Диориты в составе комплекса развиты незначительно и наблюдаются в виде ксенолитов, или участков среди кварцевых диоритов, с постепенными переходами между ними.

Кварцевые диориты и тоналиты представляют собой серую породу с трахитоидной гнейсовидной, реже полосчатой текстурой. В них отчетливо выражена порфиоровидная структура с средне-крупнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, иногда зональным, (№35-37) и составляют 20-40% объема пород, их размеры 0,5-1,5 см. В основной массе плагиоклаз имеет более кислый состав (№25-28). Кроме плагиоклаза к главным породообразующим минералам относятся кварц (15-30%), биотит, обыкновенная роговая обманка, клинопироксен, калиевый полевой шпат. Сумма темноцветных минералов составляет 30-40%, с варьирующим отношением между ними. Биотита содержится от 10-15% в кварцевых диоритах, до 25% в тоналитах. Клинопироксен представлен диопсидом и его содержание не превышает 3-5% в наиболее меланократовых породах. Содержание калиевого полевого шпата не превышает

10%, чаще 0-3%. В зоне экзоконтактов с телами микроклиновых гранитов его содержание может повышаться до 25%, что связано с наложенным порфиробластезом и микроклинизацией. Акцессорные минералы гранитоидов – апатит, сфен, циркон.

Породы комплекса, с вариациями содержания  $\text{SiO}_2$  58-67%, образуют непрерывный тренд составов в полях кварцевый диорит – тоналит, при постоянном содержании суммы щелочей равной 5,5-6,0%. Все породы относятся к известково-щелочной серии с индексом Пикока около 58. По содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  (1,8 - 3%) породы относятся к умеренно- калиевой серии с отношением  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0,5$ . Данные Sm-Nd изотопии свидетельствуют о свекофеннском возрасте магматического очага приозерского комплекса ( $T_{DM} = 2,02 - 2,13$ ), при значениях ( $\epsilon_{Nd} = + 0,6 - +2,0$ ).

Имеется два близких определения возраста тоналитов приозерского комплекса по цирконам. Изотопный возраст тоналитов Лауватсарского массива, расположенного южнее площади работ оценен изохронным методом и составляет  $1878,5 \pm 3,3$  млн лет [3] Возраст тоналитов одного из массивов Лумиваарской группы определен методом SHRIMP и составил  $1879,6 \pm 8$  млн лет, 11 точек, СКВО=0,038 (ГГУП «Минерал», настоящий отчет).

### **Суйстамский комплекс габбро-тоналитовый ( $\gamma\delta, \gamma\delta\lambda, \nu\beta$ KR<sub>2</sub><sup>2</sup> s)**

К суйстамскому комплексу отнесены многочисленные дайки и несколько мелких массивов гипабиссальных пород, состав которых варьирует от габбро до плагиогранитов, при количественном преобладании габбро и тоналитов [23]. Следует подчеркнуть тесную пространственную и структурную сопряженность даек габброидов и тоналитов-плагиогранитов, что может свидетельствовать о близости условий формирования и геологического возраста этих образований. Это подтверждается находкой в р-не п.Харлу – оз.Теньярви составных даек сложного строения, где в одном теле совмещены породы основного и кислого состава.

Дайки и малые интрузии комплекса широко развиты в северо-восточной части Северо-Ладожской СФЗ. Достаточно условно можно выделить два ареала – южный и северный. На юге, в пределах Сортавальской подзоны, дайки, в основном, локализованы в северном обрамлении

Кирьяволахтинской купольно-глыбовой структуры, где они прорывают метавулканы сорта вальской серии. Северный ареал расположен в центральной и восточной частях Янисьярвинской подзоны. Малые интрузии и дайки этого ареала прорывают метатерригенные породы ладожской серии.

Дайки и трещинные интрузии комплекса имеют северо-восточное, северо-западное и меридиональное простирание и контролируются зонами разрывных нарушений соответствующих направлений. Они занимают как резко секущее, так и субсогласное положение по отношению к слоистости-сланцеватости вмещающих пород. В контактах малых интрузий нередко отмечаются зоны эруптивной брекчии и зоны закалки в эндоконтакте. Вмещающие метапесчаники ладожской серии в контакте с трещинными интрузиями ороговикованы, брекчированы, содержат тонкие волосовидные просечки биотита. Породы комплекса, как правило, интенсивно гидротермально изменены, подвержены березитизации и пропилитизации.

*Малые интрузии.* К ним относятся массивы о-ва Пиенсуонсари, Янисйокский и Кутяярвинский. Тела имеют мощность 200-500 м и длину до 2 км. В эндоконтактных зонах развиты микро- и мелкозернистые тоналит-порфиры, которые к центру массивов сменяются среднезернистыми тоналитами с порфировидной и равнозернистой структурой. Янисйокская интрузия, расположенная на восточном берегу р. Янисйоки, в ее среднем течении является петротипическим массивом для комплекса. Вмещающими породами служат слоистые терригенные толщи ладожской серии метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, представленные метапесчаниками, ставролит-кордиерит-андалузитовыми сланцами. Контакты интрузии с вмещающими породами субсогласные и кососекущие, субвертикальные и крутопадающие на запад. В приконтактной зоне терригенные породы ороговикованы. Интрузия представляет собой систему сближенных кулисообразных трещинных тел, разделенных в некоторых местах останцами вмещающих терригенных пород, и в совокупности образующих, вероятно, сложной морфологии тело длиной около 3 км и шириной ~ 300-500 м. Морфология интрузии контролируется крупной зоной левосдвиговых тектонических нарушений северо-северо-западного простирания.

ния. Породы, слагающие интрузию, представлены диоритовыми порфиритами, тоналит-порфирами и плагиогранит-порфирами с преобладанием тоналитов. Все породы характеризуются неравномерной зернистостью и порфировой структурой с широкими вариациями содержаний и размеров вкрапленников. Жильная фация представлена дайками тоналит-порфиров, плагиогранит-порфиров, дацитовых и риолитовых порфиров.

*Дайковые тела* количественно являются наиболее распространенным типом интрузий комплекса. Среди них выделяются дайки порфировидных мелкозернистых габбро, тоналит-порфиров, плагиогранит-порфиров, редко дацитовых и риолитовых порфиритов. Дайки образуют сближенные поля, рои вдоль зон тектонических нарушений и обрамлении малых интрузий. Мощность даек 0,5-10 метров. Дайки, как правило, занимают субсогласное или кососекущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород и подвергаются рассланцеванию параллельно плоскости контактов. Часто контакты даек имеют ступенчатую форму.

Состав и текстурно-структурные признаки пород, слагающих малые интрузии и дайки, одинаковы.

Первичный минеральный парагенезис основных пород (габбро, габбро-диоритов) представлен клинопироксеном, сохраняющимся в реликтовом виде, бурой роговой обманкой и плагиоклазом ряда андезин-лабрадор. Вторичные минералы широко проявлены и представлены зеленой роговой обманкой, биоитом, карбонатом, альбитом, эпидотом. Первичная офитовая структура пород сохраняется в реликтовом виде и преобразована в результате перекристаллизации в гранобластовую.

Породы диорит-плагиогранитного ряда характеризуются порфировой структурой и состоят из плагиоклаза (50-80%), кварца (5-35%), биотита (3-20%), амфибола (0-10%). Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже кварцем. Размер вкрапленников 1-10мм, их количество варьирует от 20 до 60 %. Вкрапленники плагиоклаза часто имеют зональное строение и представлены андезином №30-45 в тоналитах и олигоклаз-андезином в плагиогранитах. Вторичные минералы широко проявлены и представлены березитовой минеральной ассоциацией (альбит, сери-

цит, карбонат, эпидот, сульфиды). Видовой состав аксессуарных минералов однотипен для всех пород. Основными из них являются апатит (резко преобладает) и циркон, в меньших количествах присутствует магнетит, ильменит, титанит. Последний характерен для более основных пород.

Значения магнитной восприимчивости пород комплекса обычно не превышают  $30 - 50 \times 10^{-5}$  ед. Си. Зоны минерализации с интенсивной гидротермально-метасоматической переработкой отмечаются положительными аномалиями магнитного поля, интенсивностью до 1000нТл, пониженными значениями кажущегося сопротивления (100 – 150 Ом) и повышенной поляризуемостью (8-10 %).

Породы комплекса образуют ряд с вариациями содержания кремнезема от 46 до 72%. На диаграмме TAS тренд точек составов располагается в полях габбро-кварцевый диорит-тоналит-плагиогранит. Следует отметить, что в составе комплекса породы диоритового состава (53-58% SiO<sub>2</sub>) пользуются весьма незначительным развитием, что указывает на его бимодальный характер. Все породы относятся к известково-щелочной серии нормальной щелочности. В целом подавляющее большинство пород по содержанию калия (2,5-1,2%) относится к умереннокалиевой серии.

Абсолютный возраст комплекса определен по цирконам из тоналитов интрузии Янис методом SHRIMP и равен  $1872 \pm 13$  млн лет, 10 точек, СКВО=0,00086 (ГГУП «Минерал», настоящий отчет). Необходимо отметить, что подавляющее количество зерен циркона представлено ксенокристаллами, имеющими архейский возраст, в силу чего возраст пород массивов Янисйоки, Алатту, Пиенсуансари, определенный ранее классическим изохронным методом, являлся архейским [7]. Это является свидетельством того, что источником магм комплекса являются породы архейского фундамента, что подтверждается данными Sm-Nd изотопии (TDM = 2,6 – 2,55 млрд. лет) при  $\epsilon Nd = -4,5 - 5$ .

С телами тоналит-порфиров интрузий Алатту и Янисйоки связаны гидротермальные проявления золото-арсенопиритовых руд, локализованные в зонах пропилизации, березитизации и окварцевания.

### **Импиниемский комплекс диорит-гранодиоритовый ( $\gamma\delta$ KR<sub>2</sub><sup>2</sup> im)**

К этому комплексу отнесены относительно мелкие массивы сложенные породами диорит-тоналит-гранодиоритового ряда, развитые, в основном, к югу и востоку от г. Сортавала в районе оз.Лавиярви – островов Рискианлансари-Тулолансари. Интрузии комплекса образуют вытянутый в субширотном – северо-восточном направлении ареал, приуроченный к юго-восточной части Северо-Ладужской зоны и к северной части Лахденпохско-Выборгской зоны.

Петротипическим для комплекса является Импиниемский массив, расположенный на одноименном полуострове, к югу от п. Импиниеми в 10-12км к востоку от границы листов Сортавальской площади.

Массивы комплекса прорывают гранито-гнейсы купольных структур, сланцы и гнейсы калявия и содержат многочисленные ксенолиты последних. Характерной чертой локализации и, вероятно, становления массивов является тесная сопряженность их с зонами разрывных нарушений северо-западного и субмеридионального простирания. На это указывают форма массивов, резко удлиненная в этих направлениях, будинирование дайковых тел, и, в основном, тектоническая природа контактов. В контактовых зонах плоскопараллельные текстуры гнейсов и пород массивов совпадают, но в более широком плане интрузии комплекса, как правило, занимают секущее положение относительно складчатых структур рамы. Массивы, развитые в районе г.Сортавала, как правило, имеют пологое падение на юг под углами 15-20°, согласное с падением осей мелких складок вмещающих пород. Форма интрузий пластовая, редко штокообразная, размеры тел – 0п-3-4км<sup>2</sup>.

В породах интрузий часто наблюдается неравномерно проявленная микроклинизация, имеющая отчетливо наложенный характер. Микроклинизация может иметь автотасоматиче-

скую природу или быть связанной с процессами локального ультраметаморфизма и метасоматоза в зонах дислокаций более поздних, чем региональный метаморфизм.

Интрузии сложены несколькими типами пород. Ранняя группа представлена биотит-амфиболовыми диоритами и кварцевыми диоритами. Как правило, они имеют постепенные переходы друг в друга, но отмечаются и фазовые взаимоотношения, например, в массиве Перяниими [32]. Диорит и кварцевые диориты – темно-серые с/з-м/з гнейсовидные породы слабо порфиоровые. Порфиоровые вкрапленники размером 0,5-0,7 см представлены плагиоклазом. Плагиоклаз вкрапленников и мелкозернистой основной массы имеет олигоклазовый редко андезитовый состав. Темноцветные минералы – роговая обманка и биотит, формируют гнейсовую текстуру пород. Их содержание в сумме составляет 30-40% при примерно равных долях или с преобладанием биотита. Характерной чертой являются высокие содержания апатита (3-4%) и титанита (2-3%). Постоянно отмечается магнетит и титаномагнетит в количестве до 1-2%.

Вторая группа пород комплекса представлена амфибол-биотитовыми и биотитовыми тоналитами, биотитовыми гранодиоритами, реже адамелитами. Преобладают тоналиты, часто содержащие микроклин до 10%. Тоналиты часто содержат повышенное количество биотита. Между указанными породами существуют постепенные переходы. С поздней группой пород связаны дайки тоналитов, существенно плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых биотитовых пегматоидных гранитов, редкие дайки порфиоровидных адамелитов-гранодиоритов. Первичные структуры указанных пород – слабопорфиоровидные (плагиоклаз) со с/з-м/з гипидиоморфной основной массой. Ведущими акцессорными минералами, как и в диоритоидах, являются апатит, титанит, магнетит-титаномагнетит, циркон, но их количество существенно ниже.

Как отмечалось, все породы затронуты интенсивными динамометаморфическими процессами. Это выражается в повсеместном рассланцевании и огнейсовании пород, преобладании бластических структур с широким развитием вторичных минералов – серицита, мусковита, карбоната, хлорита. Значительная часть породообразующих минералов перекристаллизована, что выражается в развитии вторичного кварца, биотита, кислого плагиоклаза, титанита, апатита.

Породы комплекса слабо магнитны (табл. 2) и не отражаются в аномальных магнитных полях.

По химическому составу породы импиниевского комплекса представляют единую серию с непрерывным трендом составов от 49 до 70% кремнезема. Все породы комплекса на диаграмме AFM образуют тренд в поле известково-щелочной серии. Большинство кислых разностей относятся к породам нормальной щелочности. По содержанию  $K_2O$  (1,7-4,1%) подавляющее большинство пород относится к высококалиевой серии с отношением  $K_2O/Na_2O$  0,5-1. Данные Sm-Nd изотопии указывают на свекофеннский возраст магматического источника и слабую контаминацию архейской корой (TDM = 2,02 – 2,19 млрд. лет,  $\epsilon Nd = +1,5, -1,6$ ). Степень контаминации увеличивается в кислых породах.

Возраст внедрения комплекса определен U-Pb изохронным датированием по циркону лейкогранодиоритов массива Импиниеми. Породы содержат значительное количество ксенокристаллов архейского циркона, в силу чего полученные результаты не совсем однозначны и достоверны. Первая интерпретация изотопных данных дала возраст  $1874 \pm 24$  млн лет, СКВО=14 [48]. При последующей интерпретации получен возраст  $1871 \pm 12$  млн лет, СКВО=14 [12]. И тот, и другой возраст мало достоверны, на что указывает очень большое значение СКВО.

### **Кузнеченский комплекс мигматит-гранитовый ( $\gamma, \rho KR_2^2 k$ )**

На территории листов карты массивы комплекса развиты незначительно. Они картируются в ее юго-западной части, где образуют цепочку мелких массивов, вытянутую в северо-восточном направлении от южной границы карты до оз.Исоярви. Южная группа массивов приурочена к зоне разлома северо-западного простирания. В районе оз.Исоярви массивы вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлении, что может свидетельствовать о контроле их размещения разломами таких же направлений. Массивы имеют линзовидную, овальную форму, размеры которых от долей  $км^2$  до  $1-2 км^2$ , с преобладанием первых. Задokumentированные контакты имеют интрузивную природу, но часто осложнены зонами приконтактных инъ-

екционных мигматитов мощностью 0,5-2,5 м. По отношению к гнейсовидности вмещающих пород контакты гранитов имеют согласное или слабо секущее положение. В гранитах фиксируются зоны рассланцевания, бластокатаклаза.

Массивы комплекса сложены сочетающимися участками среднезернистых, крупнозернистых биотитовых гранитов и грубозернистых пегматоидных биотитовых лейкогранитов. Цвет пород варьирует от серо-розового до мясо-красного. Граниты состоят из кварца (25-35%), плагиоклаза (20-30%) состава  $Ap_{15-25}$ , микроклина (40-60%). Ведущим темноцветным минералом является биотит (2-5%); иногда в зонах рассланцевания и в пегматоидных участках отмечается мусковит в количестве до 2-3%. Типичными акцессорными минералами являются гранат, апатит, отмечается монацит, турмалин, циркон. В отличие от посторогенных маткасельских лейкогранитов в описываемых массивах нет того многообразия текстурно-вещественных типов пород и автометасоматических процессов; беден набор второстепенных и акцессорных минералов.

Особенности химического состава рассматриваемых гранитов хорошо коррелируются с их минеральным составом. Породы характеризуются низким содержанием Fe, Mg, Ti, Ca, высоким  $SiO_2$ ; сумма щелочей варьирует от 7,5% до 9,5%. Характерной чертой является пересыщенность глиноземом, значение коэффициента  $A/CNK$  всегда больше 1,1. Содержания редких элементов находятся на уровне кларков для низкокальциевых гранитов.

Из-за небольших размеров массивы гранитов не отражаются на использованных МАКС и картах геофизических полей. Значения магнитной восприимчивости очень низкие (табл. 2).

Интервал становления гранитов комплекса принимается равным 1874-1867 млн. лет на основе определения возраста U-Pb изохронным методом по циркону гранитов петротипического Кузнеченского массива и массивов гранатовых лейкогранитов к северу от него и равных  $1873,6 \pm 4,1$  и  $1866,9 \pm 4,4$  млн лет соответственно [4]. Становление малых массивов «калиевых» гранитов достаточно тесно сопряжено по времени с процессами регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации и связанной с ним мигматизации [30, 12]. Возраст лейкосом мигматитов оп-

ределен U-Pb методом по монациту и циркону и датируется в интервале 1,869-1,873 млн. лет [2].

### **Латвасюрский комплекс анатектит-гранитовый ( $\gamma$ KR<sub>2</sub><sup>2</sup> I)**

К рассматриваемому комплексу отнесены массивы и малые тела, сложенные биотитовыми гранитами в Северо-Ладожской зоне. Массивы локализованы в краевых частях купольно-глыбовых выступов архейского фундамента. Интрузии гранитов наиболее развиты в восточной части Латвасюрской, западной части Йокирантской и в южной части Кирьяволахтинской структур. Массивы конформны со складчатыми структурами вмещающих пород; автономная внутренняя структура в них отсутствует. В гранитах обладающих гнейсовидно-полосчатой текстурой иногда отмечается мелкая складчатость. Часто в породах фиксируются зоны расланцевания и катаклаза. Форма массивов разнообразна – от отчетливо линейной до изометрической, не редко неправильная, изогнутая.

Наиболее крупным массивом является Латвасюрский, площадью ~ 15-18 км<sup>2</sup>. Слагающие его граниты обладают рядом характерных черт, также проявленных и в остальных массивах комплекса. Прежде всего, это разнообразие структурно-текстурных признаков и широкие вариации в содержаниях породообразующих минералов. Окраска пород изменяется от серой до мясо-красной. Текстура, как правило, гнейсовидная, полосчатая, иногда тневая, реже массивная. Характерно присутствие линзовидно-полосчатых включений вмещающих пород, т.н. скиацитов. Это особенно характерно для эндоконтактовых зон. В экзоконтактах широко развиты инъекционные и тневые мигматиты, что обуславливает постепенный переход во вмещающие породы. Последние представлены амфиболитами и амфиболовыми сланцами людиковия, мигматизированными гнейсо-гранитами архейских структур, метаморфизованными и складчатыми породами калевия. Выделяются следующие разновидности пород, часто переходящие друг в друга даже в пределах одного обнажения: равнозернистые и порфиоровидные граниты с меняющейся зернистостью от средне до крупнозернистой; грубозернистые и пегматоидные граниты,

аплит-пегматиты. Минеральный состав гранитов прост – кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит. Характерными акцессорными минералами являются гранат, монацит, апатит, сфен, рутил, иногда магнетит, сульфиды. В некоторых массивах отмечается повышенное содержание граната, обычно приуроченного к лейкократовым разновидностям. Вторичные изменения выражаются в развитии мусковита, кварца, иногда силлиманита по мусковиту.

В большинстве случаев граниты комплекса характеризуются нормальным магнитным полем. Однако там, где сохраняется в значительных количествах субстрат основного состава, появляются разности с повышенным содержанием магнетита и магнитное поле становится аномально повышенным.

Характеристика гранитов комплекса позволяет предположить тесную связь их становления с процессами регионального метаморфизма амфиболитовой фации, сопряженных с главным этапом складчатых деформаций. Нижняя возрастная граница определяется воздействием мигматит-анатектит-гранитов на плагиогранитоиды суйстамского комплекса. Верхняя возрастная граница относительного возраста определяется прорыванием мигматит-гранитов телами маткасельского комплекса лейкогранит-пегматитов. Таким образом, имеющиеся данные позволяют предполагать, что гранитоиды латвасюрского комплекса сформировались в интервале времени 1872-1800 млн.лет.

С гранитами комплекса пространственно связаны зоны скарнирования карбонатных пород питкьярантской свиты, тела скарнов и вторичных кварцитов с шеелитовым и полиметаллическим оруденением.

## **Поздеорогенные комплексы**

### **Путсарский комплекс габбро-монцит-гранитовый**

Ранее в качестве самостоятельного подразделения государственных геологических карт и серийных легенд не выделялся [71, 77]. Территория развития комплекса, установленная в настоящее время включает остров Путсари и прилегающую часть побережья Ладожского озера от

Яккимского залива до оз. Кортеланярви. В региональном плане область развития комплекса приурочена к предполагаемой зоне сочленения свекофеннской коры и южной границы развития архейского фундамента Северо-Ладожской зоны. Интрузии прорывают мигматизированные и претерпевшие складчатость супракрустальные породы калевия, диориты яккимского комплекса и интрузивные образования импиниемского комплекса. Породы массивов не подвержены процессам регионального метаморфизма и складкообразования, в них отмечаются только зоны расланцевания.

Наиболее изучен массив о-ва Путсари, который является петротипическим для комплекса. Полученные за последние годы данные по геологическому строению, вещественному составу и возрасту пород дают основание для выделения позднеорогенного и, возможно, полигенного габбро-монцонит-гранитного комплекса [24, 65, 53].

Видимая площадь Путсарского массива составляет порядка 12 км<sup>2</sup> и охватывает практически всю территорию острова. Вмещающие породы развиты незначительно на северном и восточном берегу острова и представлены мигматизированными гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами.

В составе путсарского комплекса выделяются породы двух фаз внедрения.

*Первая фаза ( $\mu\delta KR_2^2 p_1$ )* представлена диоритами, кварцевыми диоритами, монцодиоритами, монцонитами, имеющими постепенные переходы друг с другом и содержащими включения и ксенолиты габбро и габбро-диоритов.

Габброиды слагают участки площадью в сотни квадратных метров (мегаксенолиты) среди диоритов и монцонитов и многочисленные остроугольные ксенолиты в гранитоидах второй фазы. Это породы черного, темно-серого цвета, средне – мелкозернистые с массивной, реже слабопорфировидной текстурой и габбровой, габбро-офитовой структурой. Неизменные породы редки, чаще наблюдаются амфиболизированные и биотитизированные разновидности. Породообразующие минералы – плагиоклаз, пироксены (диопсид-авгит, гиперстен), роговая обманка, биотит; характеризуются широкими вариациями содержаний. Второстепенные и аксессуарные ми-

нералы представлены кварцем, микроклином, апатитом, ильменитом, магнетитом, цирконом, сфеном, ортитом.

Породы диорит-монцонитового ряда преобладают на современном эрозионном срезе, занимая около 2/3 площади массива. Это серые, розовато-серые, редко темно-серые среднезернистые породы, равнозернистые, иногда слабопорфировидные, что обусловлено выделениями плагиоклаза. Текстура, как правило, массивная, реже слабо гнейсовидная. Минеральный состав пород первой фазы однотипен и различия между разновидностями пород определяются количественными соотношениями кварца, плагиоклаза, микроклина, роговой обманки и биотита. Содержание главных минералов варьируют в следующих пределах: плагиоклаз (№30-35) – 35-60%, обычно 45-55%; кварц – 5-20%, обычно 10-15%; микроклин – 5-15%, роговая обманка – 6-12%, биотит – 8-25%, обычно 12-15%. Второстепенные акцессорные минералы: апатит (до 6-7%), магнетит (до 2-3%), ильменит, циркон, сфен, ортит. Для пород этой фазы характерны мелкие сростания темноцветных и акцессорных минералов. Жильная фация представлена дайками и жилами кварцевых диоритов и кварцевых монцодиоритов.

*Вторая фаза (( $\gamma, \rho KR_2^2 p_2$ ))* представлена розово-серыми порфировидными трахитоидными биотитовыми гранитами и гранодиоритами, которые образуют вытянутые тела северо-западного и северо-восточного простирания. Макроскопически это серо-розовые, отчетливо порфировидные и трахитоидные породы со среднезернистой основной массой. Вкрапленники образованы кристаллами микроклина, реже плагиоклазом. В некоторых разностях пород отмечается монцонитовая структура. Минеральный состав пород: плагиоклаз (№22-32) – 30-52%, микроклин 15-35%, кварц 15-35%, биотит 3-20%, роговая обманка 0-3%, апатит до 3%, магнетит до 2%. Ведущим среди них является апатит, в весьма малых количествах отмечается циркон и ильменит. По зонам рассланцевания развит вторичный мусковит. С гранитами связано большое количество жил аплитов, аплит-пегматитов, среднезернистых и порфировидных гранитов.

В магнитном поле массивы путсарского комплекса выражаются интенсивными положительными аномалиями, что согласуется с повышенными содержаниями в них магнетита и высокими значениями магнитной восприимчивости (табл. 2).

На дискриминационных и вариационных диаграммах фигуративные точки составов пород образуют закономерный тренд характерный для пород, сформированных при кристаллизационной дифференциации родоначальной магмы основного-среднего состава. Все породы Путсарского массива относятся к известково-щелочной серии, или щелочно-известковой («субщелочной») с индексом Пикока около 53. По содержанию  $K_2O$  (2 -5 %) породы относятся к высококалиевой серии с кали-натровым типом щёлочности ( $K_2O/Na_2O = 0,8 - 1,6$ ). Породы комплекса характеризуются высокими содержаниями  $TiO_2$  и относятся к высокотитанистой серии. Для пород ряда монцогаббро, монцодиорит - кварцевый монцонит, помимо высокой калиевости и титанистости, характерной особенностью являются высокие содержания  $P_2O_5$ , Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, Y, Th, PЗЭ, особенно лёгких, при низких содержаниях Cs, Cr, Co, Ni. Высокие содержания P, LREE, Ba, сближают путсарские монцодиориты с мафическими породами элисенваарско-вуоксинского комплекса, но в последних содержания указанных элементов намного выше. Высокие содержания в гранитах Путсари Ba, Sr, и низкие Rb, Nb, рост значений K/Rb, K/Ba, Rb/Ba, Rb/Sr в ряду от монцодиоритов до лейкогранитов, положительная европиевая аномалия, затрудняют и ограничивают рассмотрение генезиса гранитов только с позиций кристаллизационной дифференциации единого очага. В тоже время, характерные сквозные минералогическо-геохимические особенности, единая структурно-тектоническая позиция и одинаковые значения абсолютного возраста монцодиоритов и гранитов, позволяют объединить все породы в единый комплекс.

Абсолютный возраст трахитоидных гранитов и монцодиоритов Путсарского массива определен на ионном микрозонде по цирконам [53]. Возраста пород практически одинаковы и составляют  $1867,2 \pm 5,5$  и  $1869 \pm 7,7$  млн. лет соответственно. Это подтверждает постметаморфиче-

скую и постскладчатую позицию путсарского комплекса и правильность отнесения как трахитоидных гранитов, так и диоритоидов к единому комплексу.

### **Тервусский комплекс гранитовый ( $\gamma KR_2^2 t$ )**

Образования комплекса развиты на ограниченной территории Западного Приладожья, вдоль побережья Ладожского озера от Яккимского залива на севере до п. Куркиёки на юге. В пределах изученной территории находится северная часть ареала развития комплекса на п-ве Калксало, прилегающих островах, а также на островах Тимонсаари и Соролонсаари. На расстоянии 1-1,5 км к югу от границы карты находится Тервусский массив – петротипический для комплекса.

Интрузии комплекса представляют собой массивы северо-северо-западного, реже северо-восточного простирания площадью от долей до 3-5 км<sup>2</sup>. Они прорывают мигматизированные и смятые в складки биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы лахденпохского комплекса, кварцевые диориты и тоналиты приозерского комплекса.

Характерной особенностью комплекса является широкое развитие в пределах гранитных массивов зон эруптивных брекчий. Мощность зон изменяется от первых сотен метров до 2-2,5 км; по простиранию они прослежены на несколько км [35]. Наиболее широко они развиты на островах Тимонсари и Соролансари. Цемент брекчий представлен порфировидным биотитовым гранитом. Обломки пород в брекчии имеют размеры от дес. см<sup>2</sup>, до сотен м<sup>2</sup>. Количество и размер ксенолитов увеличиваются к краевым частям зон, которые в силу этого не имеют четких контактов. Обломки представлены как «местными» породами (мигматизированные гнейсы, плагиогранитоиды), так и породами, не встречающимися в контактах зон брекчий: гранатовыми амфиболитами, метакарбонатными породами, шпинель-пироксеновыми породами. Ориентировка гнейсовидности в обломках резко изменчива в пределах обнажения, что показывает на их перемещение при формировании брекчий.

Как массивы, так и зоны брекчий дискордантны относительно складчатых структур района, что указывает на их более молодой возраст по отношению к главному этапу складчатости и метаморфизма.

В массивах по геологическому положению и текстурно-структурным особенностям, в меньшей степени по составу выделяются две фациальные разновидности гранитов. Наиболее распространены биотитовые трахитоидные микроклиновые граниты. В периферических частях крупных массивов отмечаются зоны лейкократовых массивных среднезернистых, равнозернистых и порфириовидных гранитов. Переходы к трахитоидным гранитам центральной части постепенные.

Третья разновидность гранитов образует цемент магматических брекчий. Это такситовые породы с участками неравномернозернистых, грубозернистых неясно порфириовидных и слабо трахитоидных гранитов. Минеральный состав всех фациальных разновидностей гранитов одинаков: микроклин и плагиоклаз, кристаллы которых образуют вкрапленники и содержатся в основной массе, кварц, биотит, реже мусковит. Количественные соотношения минералов варьируют в следующих пределах: микроклин 45-60%, плагиоклаз 10-30%, кварц 25-30%, биотит 3-10%, мусковит 0,5-1%. Большая часть микроклина содержится в породе в виде вкрапленников. Основность плагиоклаза повышается от №12 ± 2 в трахитоидных гранитах центральной части до №15-20 в гранитах краевой зоны и цемента брекчий.

Тервусские граниты по содержаниям редких элементов не обнаруживают геохимической специализации. По редкоэлементному составу они максимально приближены к «среднему граниту S-типа». Характер распределения REE в гранитах почти в точности повторяет профиль REE для гранитов S-типа.

Возраст Тервусского массива определен U-Pb изохронным методом по циркону и составляет 1860,8±2,6 млн. лет [4].

### Вепсийские посторогенные комплексы

Представлены двумя комплексами резко различными по составу и тектонической локализации: маткасельским пегматит-лейкогранитовым и элисенваарско-вуоксинским ультрамафит-моцонит-сиенитовым.

#### Маткасельский комплекс пегматит-лейкогранитовый ( $\gamma, \rho KR_2^3 m$ )

Интрузивные тела комплекса развиты на северо-западе площади в пределах западной части Северо-Ладожской перикратонной зоны. Пространственно они образуют два ареала: Маткасельский на севере и Латвасюрский на юге. Общими геологическими особенностями тел лейкогранит-пегматитов является их постметаморфический характер и посткинematическое положение по отношению ко всем этапам складчатых деформаций, четкий контроль размещения интрузий поздними дизъюнктивными нарушениями различных порядков северо-восточного и северо-западного простирания, рвущие соотношения со всеми нижнепротерозойскими комплексами, включая позднекинematические интрузии ультраметаморфогенных мигматит-гранитов. Геолого-структурное положение ареалов контролируется зонами сочленения антиклинальных и синклиналиных структурных элементов. Маткасельский ареал локализован в зоне сочленения Рускеальской антиклинали и Янисъярвинского прогиба. Интрузии южного ареала локализованы в обрамлении и краевых частях Латвасюрской купольно-глыбовой структуры архейского гнейсо-гранитного фундамента. Вмещающими породами являются архейские гнейсо-граниты, вулканогенно-осадочные породы сортавальской серии и калевийские метатерригенные породы. Контакты тел обычно резкие, четкие без взаимного проникновения материала. Реже, при пологих согласных контактах, наблюдаются узкие (0,5-1,5м) переходные зоны с прожилками гранитного материала во вмещающих породах.

Наиболее полно особенности и характерные черты лейкогранитов и пегматитов проявлены в интрузиях Маткасельского ареала. В его составе выделяются относительно крупные массивы лейкогранитов и дайки пегматоидных гранитов-пегматитов, которые в виде пояса субширотно-

го северо-западного простирания прослеживаются от оз.Вахваярви на востоке до пос. Яккима на западе. Геофизическими и геологическими методами оконтурена группа массивов лейкогранитов, протягивающихся в виде дугообразной цепочки с юго-запада на северо-восток и восток. Наиболее крупные из этих массивов - Кангасъярвинский и Кюренлампинский имеют площадь около  $10\text{км}^2$ . На эрозионном срезе массивы имеют линзовидную или овальную форму. Полевые наблюдения, геофизические и буровые данные позволяют предположить, что массивы представляют собой систему пологозалегающих тел мощностью до сотен метров с крутыми магма-подводящими каналами в одном из контактов, что по форме ближе всего соответствуют гарполиту.

Жилы и дайки Маткасельского ареала в одних случаях пространственно сближены с теми или иными массивами и составляют их жильную фацию, в других случаях - образуют самостоятельные жильные узлы. Примером последних является узел «Пиртипохья», расположенный на юго-восточном фланге, где на территории  $\sim 2\text{км}^2$  обнаружено более 30 даек пегматоидных гранитов и пегматитов длиной от десятков до первых сотен метров, при мощности от первых метров до первых десятков метров.

Характерной чертой маткасельских гранитов является невыдержанность и разнообразие текстурно-структурных характеристик и минерального состава, проявленных в пределах как одного тела, так и одного обнажения.

Микроклин-плагиоклазовые граниты и пегматоидные граниты являются наиболее распространенным типом пород, как в массивах, так и в жилах. Основными минералами указанных выше типов лейкогранитов являются плагиоклаз №5-20, решетчатый микроклин 15-30%, кварц 25-30%, турмалин (шерл) 1-7%. Гранат в качестве второстепенного минерала отмечается только в лейкоплагиоаплитах. Слюды представлены биотитом до 1-2% и мусковитом, содержание которого варьирует от 2-3% до 10-15%.

Блоковые мусковит-биотитовые микроклиновые и мусковит-альбит-микроклиновые пегматиты слагают участки в прикровельной части массивов и осевые части мощных жил. Многие

жилы нацело сложены пегматитом. Альбитовый редкометальный комплекс состоит из агрегатов тонкопластинчатого альбита, клевеландита, сахаровидного альбита и редкометальных минералов: розового берилла, индиголита, литиевых алюфосфатов ряда амблигонит-монтебразит, колумбита-танталита, касситерита.

Для всех пород Маткасельского ареала присущи аутометасоматические изменения – альбитизация, окварцевание, серицитизация.

Типичными акцессорными минералами дифференцированных пегматитов являются мангапатит, индиголит и эльбаит, розовый высокощелочной берилл, касситерит, колумбит-танталит, амблигонит-монтебразит, лёлинцит, лепидолит, сподумен. На юго-западном и северо-восточном флангах Маткасельского и Латвасюрского ареалов [60] выявлены единичные жилы лепидолитовых пегматитов с высокими содержаниями касситерита (до 0,25%) и танталита (до 0,2%).

В целом, граниты комплекса по химизму относятся к кали-натровой серии высокоглиноземистых лейкогранитов нормального ряда. Для них характерны крайне низкие содержания титана, железа, магния, кальция, при высокой глиноземистости пород. Для большинства пород характерна ведущая роль натрия в составе щелочей ( $K_2O/Na_2O+K_2O < 0.5$ ). Обращают на себя внимание резко пониженные содержания фтора, присущие всем породам комплекса. В тоже время, породы маткасельского ареала имеют высоко надкларковые содержания Р и В, что позволяет отнести их к В-Р флюидному типу.

Граниты маткасельского комплекса отличаются низкими значениями магнитной восприимчивости, их массивы выделяются отрицательными аномалиями магнитного и гравитационного полей.

### **Элисенваарско-вуоксинский комплекс субщелочных ультрамафитов и сиенитов**

Комплекс объединяет массивы субщелочных пород ультраосновного, основного и среднего состава.

На территории карты комплекс представлен элисенваарской группой мелких интрузий и Райвимажским массивом, образующим ареал площадью 4x12 км. Размещение массивов комплекса и сопровождающих их лампрофировых даек контролируется зоной крупного разлома северо-восточного направления. Интрузии представляют собой штоко- или трубообразные тела и имеют ясно выраженную автономную внутреннюю структуру. Их становление происходило в гипабиссальных условиях. Общими чертами всех массивов являются: дискордантное положение по отношению к породам рамы и структурам всех этапов деформаций, обилие остроугольных ксенолитов вмещающих пород; дифференцированное строение с широкими вариациями состава пород от калиевых апатитоносных ультрамафитов-мафитов до лейкократовых сиенитов. Участками в массивах комплекса фиксируется магматические брекчии, отмечается смешение на ограниченном пространстве различных по составу, структуре и текстуре пород, когда участки гомогенных пород не превышают по протяженности 50-100м. В ареале комплекса широко развиты жилы и дайки лампрофиров, микросиенитов, граносиенитов, которые имеют преимущественно северо-восточное простирание. На о. Калто и на берегу залива Акионсалми территориально обособлен рой лампрофировых даек, которые по составу являются полными аналогами плутонических пород комплекса.

Типоморфным для комплекса на Сортавальской площади является Райвимажский массив. В плане он имеет форму овала площадью около 6 км (3x2 км), удлинённого в северо-восточном направлении и залегает дискордантно в складчатой структуре вмещающих пород лахденпохского метаморфического комплекса. Райвимажский массив и другие интрузии элисенваарско-вуокасинского комплекса образованы в результате последовательного внедрения двух интрузивных фаз.

*Первая интрузивная фаза ( $\epsilon v KR_2^3 ev_1$ )* включает субщелочные ультрамафиты (калиевые пироксениты) и меланосиениты, имеющие между собой постепенные переходы. Калиевые гипербазиты и базиты по составу не имеют аналогов на таксономическом уровне семейств и видов горных пород и выделены Р.А. Хазовым в новое семейство ладогалитов. [44]. Ладогалиты обра-

зуют одно крупное тело (2,2x 1,2 км) в центральной части Райвимиакского массива и несколько крупных (0,06 - 0,4 км) ксенолитов в сиенитах второй фазы.

Ультрамафиты представляют собой мелко- среднезернистые породы с массивными и полосчатыми текстурами. Состав определяется переменными количествами клинопироксена, обыкновенной роговой обманки, флогопита, калиево-натрового полевого шпата, плагиоклаза и апатита. Суммарное содержание пироксена и амфибола составляет 40-75%, флогопита 20-40%. Содержание калиевого полевого шпата достигает 15%, он всегда резко преобладает над кислым плагиоклазом. Апатит содержится в количестве до 15-25%. Акцессорные минералы обильны и представлены титаномагнетитом, сфеном, ортитом и цирконом.

Меланосиениты доминируют в составе первой фазы. Среди них наблюдаются мелко- среднезернистые и крупнозернистые разновидности с гипидиоморфнозернистой, реже лампрофировидной структурой. Для мелкозернистых порфировидных пород характерны вкрапленники клинопироксена, биотита, амфибола, апатита, иногда щелочного полевого шпата и сфена. Породы сложены переменным количеством клинопироксена и амфибола, в сумме эти минералы составляют до 50%, магнезиальным биотитом до 35%, калий-натровым щелочным полевым шпатом (15-40%), апатитом до 10%. В качестве второстепенных минералов присутствуют плагиоклаз до 10%, сфен до 5%, магнетит до 5%. Акцессорные минералы представлены ортитом, иногда, до 2% цирконом.

Для пород первой фазы характерны полосчатые и брекчевидные текстуры. Полосчатость обусловлена чередованием пород с различным содержанием темноцветных минералов. Отмечается полосчатость субпараллельная, линзовидная, грубая и тонкая. Мощность полос колеблется от 1-10 см до 10-20 м. Преобладающее простирание полосчатости северо-восточное и субмеридиональное с падением на юго-восток – восток под углом  $75^{\circ}$  -  $90^{\circ}$ . В эруптивных брекчиях обломки гнейсов, древних интрузивных пород, а также средне-крупнозернистых ладогалитов сцементированы мелкозернистыми ладогалитами.

Участками ладогалиты содержат мегакристы клинопироксена, биотита, реже апатита и магнетита. Размер мегакристов клинопироксена может достигать 10-15 см и более при среднем размере 4-8 см. В наиболее богатых мегакристами участках они могут слагать до 15 - 20% породы. Из мегакристов слюды Кайвимиакского массива, входящего в элисенваарскую группу интрузий, было выделено 9 зерен акцессорного алмаза размером от 0,1 до 0,75 мм. [44].

*Вторая интрузивная фаза ( $\xi, \chi \text{KR}_2^3 \text{ev}_2$ )* представлена сиенитами и их кварцевыми разновидностями. Наиболее широко породы второй фазы представлены в Райвимиакском массиве, где они образуют кольцевую интрузию по периферии массива шириной от 0,15 до 1,2 км. Контакты между сиенитами и ладогалитами первой фазы интрузивные с зонами эруптивных брекчий. Сиениты – это средне-, крупнозернистые породы розовато- или буровато-серого цвета. Структура их равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая, участками пойкилобластовая. Текстура массивная, трахитоидная. В составе сиенитов доминирует кали-натровый полевой шпат (70-90%), темноцветные минералы представлены биотитом (1-10%), клинопироксеном (0-10%), роговой обанкой (0-10%). Спорадически отмечается плагиоклаз и кварц, содержание которого может достигать 15% объема пород. Для сиенитов характерно высокие содержания апатита, сфена, магнетита, количество которых часто достигает 2-3% объема породы.

Все разновидности plutonic пород комплекса представлены жильной фацией. Максимальным площадным развитием пользуются дайки микросиенитов с вкрапленниками темноцветных минералов (лампрофиры), прорывающие как породы массивов так и вмещающие породы. Дайки, как правило, имеют однородный состав. Реже встречаются дайки, образованные в результате неоднократного тектонического дробления и двух- или трехразового поступления различных по меланократовости или близких по составу порций магматических расплавов. В результате чего образуются своеобразные дайковые автобрекчии или составные дайки. Лампрофировые дайки сложены микрозернистым агрегатом биотита и щелочного полевого шпата с фенокристами призматического пироксена, игольчатого апатита и пластинчатого биотита. Дай-

ки относятся к известково-щелочным апатитовым лампрофитам керсантито-минеттового ряда и геохимически являются полными аналогами плутонических пород комплекса [22].

Характерной чертой пород комплекса является устойчивый типоморфизм химического состава минералов. Всем клинопироксенам, амфиболам и биотитам присуща высокая магнезиальность (0,63-0,90). Для амфиболов, биотитов и апатита характерно очень высокие содержания Ва, F, а для апатита также и Sr. Содержания ВаО и SrО в щелочных полевых шпатах мафит-ультрамафитов составляют в среднем 5,4% и 1,47%, в средних и кислых породах - 1,36% и 1,19%, соответственно.

В геохимическом отношении породы интрузий представляют единую магматическую серию с непрерывным трендом составов от мафических до кислых пород. Главными геохимическими особенностями всех разновидностей являются высокие содержания  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , легких РЗЭ, Ва, Sr и F и пониженные Rb, Та, Nb, Sr Сг.

На диаграмме TAS точки составов комплекса целиком попадают в поле щелочных пород в интервале кремнекислотности от 34 до 65%. От щелочных пород их отличает отсутствие фельдшпатоидов, оливина и щелочных темноцветных. На диаграмме АФМ тренд составов находится в поле известково-щелочных пород. На диаграмме  $K_2O-SiO_2$  породы попадают в поле шошонитовой серии. Сумма щелочей ( $Na_2O+K_2O$ ) варьирует от 6 до 10-12% (здесь и далее приводятся значения для мафитов и кварцевых монцонитов-сиенитов, содержащих 40 и 65%  $SiO_2$ , соответственно). При этом  $K_2O/Na_2O$  меняется незначительно: 2,0-1,75, отражая существенно калиевый характер щелочности. Все породы резко обогащены  $P_2O_5$ . Наиболее меланократовые разновидности - апатитоносные калиевые ультрамафиты - содержат 3-4,5%  $P_2O_5$ . Лейкосиениты, как правило, содержат 0,4-0,7%  $P_2O_5$ . Концентрации Ва и Sr в ультрамафитах достигают 8000-11000 г/т. Весь спектр составов характеризуется высокими содержаниями F от 8000 до 15000 г/т.

Значения магнитной восприимчивости всех пород комплекса высокие (табл. 2). В геофизических полях они выделяются положительными гравиметрическими и магнитными аномалиями.

Возраст сиенитов массива Райвамяки определён U-Pb изохронным методом по циркону и равен  $1806 \pm 6,4$  млн. лет. По данным Sm-Nd изотопии модельный возраст источника магм комплекса составляет 2,02-2,04 млрд. лет, при  $\epsilon_{Nd} = +0,8 - +1,1$ .

Ладогалиты элисенваарско-вуоксинского комплекса содержат бедное апатитовое оруденение, не представляющее промышленного значения. Находка в них аксессуарных алмазов может указывать на потенциальную алмазность мантийного источника. По мнению Р.А. Хазова [44] меланократовые породы комплекса могут быть использованы как комплексное апатитовое, титан-редкометальное и стронций-барий-полевошпатовое сырье.

### **Рифейские интрузивные комплексы**

#### ***Валаамский комплекс монцодолеритовый ( $v\beta$ RF<sub>2</sub> v)***

Образования комплекса представлены Валаамским силлом габбро-долеритов и монцонитов и сортавальской группой долеритовых даек – т.н. сортавалитов. Интрузии комплекса приурочены к северной части Ладожского авлакогена (прогиба) раннерифейского заложения.

На дневной поверхности Валаамский силл представлен выпуклой к северу-северо-западу островной грядой. Предполагаемая форма силла – полукольцевая чашеподобная интрузия с пологими углами падения ( $3-10^\circ$ ) к центру Ладожского озера под азимутами от  $120$  до  $210^\circ$  [49].

На описываемой территории обнаженная часть силла выражена в виде западной части Валаамского архипелага, площадью порядка  $10\text{км}^2$ . Вмещающими породами являются красноцветные песчаники салминской свиты нижнего рифея, которые вскрыты скважинами в подошве силла; контакт с ними субсогласный [21]. Видимая мощность силла по этим же данным составляет около 200м. Характеристика геологического строения, минералого-петрографических и геохимических особенностей приводится по опубликованным материалам [38, 40].

Западная часть архипелага сложена габбро-долеритами с незначительными объемами монцонитоидов. Указанные породы прорваны многочисленными маломощными жилами аплит-

гранофилов. Изучение керн скважин и обнажений свидетельствует об однородности строения и состава габбро-долеритов и об отсутствии в них признаков явной расслоенности за исключением редких линз феррогаббро. Габбродолериты – темно-серые массивные, средне- крупнозернистые породы с габбро-офитовой структурой. Часто отчетливо проявлена линейность таблитчатого плагиоклаза и призматического клинопироксена; иногда отмечаются участки грубозернистых до пегматоидных пород. Главные минералы: плагиоклаз, часто прямо зональный (№50-55/30) – 57-67%), авгит 11-15%; второстепенные – титанистый магнетит и ильменит от 3-5% до 10%; акцессорные – апатит, пирит. Иногда отмечаются редкие кристаллы оливина, практически нацело замещенные иддингситом. Постоянно присутствуют интерстициальные выделения графита в количестве 1-5%. Характерно развитие постмагматического селадонита-сметита в количестве 5-10%, выполняющего мелкие миароловые пустоты в ассоциации с кварцем и карбонатом.

Монцонитоиды образуют непрерывный ряд от монцогаббро и монцодиоритов до кварцевых монцонитов. Они развиты в приповерхностной (прикровельной) зоне интрузии, где слагают пластообразные тела мощностью 1-10м, конформные с пластовой отдельностью, пятно- и шпироподобные выделения в габбро-диоритах, а также зоны сложной формы. Контакты монцонитоидов с габбродолеритами, как правило, постепенные, но мощность переходной зоны не велика. Для монцонитоидов характерна габбро-офитовая, реже монцонитовая структура. Содержание сильно зонального плагиоклаза (№50-30) составляет 55-65%, клинопироксена 10-12%. Характерно присутствие крупно-призматической роговой обманки (феррогастенгсита) в количестве до 3-8% и повышенные содержания апатита до 1,5-2%.

Сортавальская группа включает значительное число даек долеритов, составляющих либо выдержанные по простиранию эшелонированные пояса, либо дайковые кусты. Отдельные дайки прослеживаются более чем на 7км, при максимальной мощности до 26м. Обычно мощность даек составляет от 0,3-0,5м до 5-8м. Большинство даек имеет северо-западное простирание и субвертикальное падение; единичные дайки в Кирьяволахтинской купольной структуре имеют

северо-восточное простираение. Контакты у многих даек сорваны, нередко наблюдаются мало-амплитудные сдвиги. Эндоконтактовая зона обычно более тонкозернистая.

Дайки прорывают мигматизированные гнейсы и сланцы ладожской серии, гранитоиды купольно-глыбовых структур и нередко содержат их остроугольные ксенолиты. В экзоконтактовых зонах мощных даек местами наблюдается частичное плавление вмещающих гнейсов. Дайки отчетливо секут складчатые и гнейсовые структуры вмещающих пород, в самих же дайках признаки складчатых деформаций и наложенного метаморфизма отсутствуют. Выделяются дайки сложенные средне-мелкозернистыми, чаще афировыми, микропорфировыми долеритами, и дайки стекловатых пород с раковистым изломом, часто с флюидально-полосчатой и вариолитовой текстурами. В некоторых мощных дайках чередуются линзовидно-полосчатые участки всех перечисленных выше пород. В шлифах наблюдаются мелкие вкрапленники плагиоклаза, пироксена, биотита, калиевого полевого шпата; вторичные минералы – эпидот, карбонат, альбит, сфен. Часто отмечаются миароловые пустоты.

Химический состав пород Валаамского силла соответствует его тектоническому положению. Габбро-долериты характеризуются высокими содержаниями титана, железа, фосфора, щелочей, LIL-, HFS-, и LRE элементов, при низких концентрациях магния, хрома, никеля, кобальта. Эти особенности состава позволяют рассматривать их как производные континентальных толеитовых базальтов дифференцированных в промежуточных очагах и умеренно контаминированных континентальной корой. На последнее указывают весьма высокие содержания K, Ba, Rb.

Конкордантный возраст пород силла определен Pb-Pb методом на ионном микроанализаторе по бадделеиту и равен  $1459 \pm 3$  млн лет и  $1457 \pm 2$  млн лет [57].

## Метаморфические комплексы

### Койринойский метаморфический амфиболит-мигматитовый комплекс архейский

(*maSM-LP kr*)

Койринойский метаморфический комплекс совместно с гранито-гнейсами и гранитами коксельского комплекса слагает купольно-глыбовые выступы архейского фундамента в Сортавальской и Латвасюрской подзонах Северо-Ладожской СФЗ. В состав комплекса объединены мигматиты по амфиболитам, амфибол-биотитовым кристаллосланцам и гранитизированные амфибол-биотитовые гнейсы (тоналитогнейсы). Породы метаморфического комплекса распределены неравномерно и занимают около 30% площади купольно-глыбовых выступов, образуя поля неправильной формы, полосы в архейских гранитоидах. Контакты гранитов и гнейсогранитов с мигматитами, как правило, диффузные, постепенные.

Мигматиты по амфибол-биотитовым кристаллосланцам и биотитовым гнейсам слагают западную часть Кирьяволахтинской купольно-глыбовой структуры. Мигматиты тонкополосчатые, с преобладанием меланосомы (60-70%). Мощность полос колеблется от 2-3 мм до 1–3 см. Лейкосома представлена зеленовато-серыми плагиогранитами.

Мигматиты по амфиболитам слагают тектоническую пластину в восточном обрамлении Латвасюрской купольно-глыбовой структуры и закартированы в южной части Саванйокской структуры. Для этой группы мигматитов характерна грубополосчатая текстура за счет чередования полос среднезернистых амфиболитов и светло-розовых гранитов, гранито-гнейсов мощностью 0,5 – 2 м. В мигматитах по амфиболитам встречаются полосы мигматизированных биотитовых гнейсов с линзами амфиболитов мощностью 1,0 – 1,5 м. Для амфиболитов характерна интенсивная биотитизация.

Тоналитогнейсы характерны для Йокирантской купольно-глыбовой структуры, где они залегают среди гранито-гнейсов в виде узких, вытянутых полос неправильной формы без четких контактов и какой-либо закономерности в структуре. Рассматриваемые гнейсы представляют

собой сланцеватые средне-мелкозернистые породы неоднородного состава, с варьирующими соотношениями биотита, плагиоклаза и микроклина. Участками гнейсы переходят в амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовые кристаллосланцы диоритового состава. В контактовых частях полей мигматитов тоналито-гнейсы переходят в гранито-гнейсы.

В магнитном поле койринойский метаморфический комплекс отражается положительным, слабо повышенным полем ( $\Delta T_a$ ), осложненным полосовыми и изометричными положительными магнитными аномалиями средней интенсивности. Магнитная восприимчивость мигматитов резко варьирует (табл. 3). Максимальные значения магнитной восприимчивости зафиксированы в мигматитах по амфибол-биотитовым кристаллосланцам Кирьяволахтинской структуры, причем магнитными в этих мигматитах являются образования лейкосомы.

Таблица 3

Магнитная восприимчивость метаморфических пород

Комплекс, подкомплекс	Породная группа	Магнитная восприимчивость, $n \cdot 10^{-5}$ ед СИ	
		Пределы колебаний	Среднее
Койринойский	Мигматиты по гнейсам и по амфиболитам	7-1100	342
Ихальский	Графит-биотитовые гнейсы	3-218	50
	Скарноиды	13-278	83
	Амфиболиты	1-320	89
Куркийокский	Гиперстеновые гнейсы	9-22	14.5
Лумиварский	Биотитовые гнейсы	12-550	82
	Скарноиды	10-30	17
Кухкинский	Гранат-биотитовые гнейсы с	1-126	26.5
	Амфиболиты	16-95	41.5

Возрастное положение образований койринойского метаморфического комплекса определяется пересечениями мигматитов жилами поздеархейских гранитов и пластовыми телами людиковийских амфиболитов (метадолеритов). Верхняя возрастная граница мигматитового комплекса, таким образом, определяется как поздний архей (лопий). Нижняя возрастная граница, принятая в серийной легенде, отвечает раннему архею (саамию).

### **Лахденпохский людиковийско-калевийский метаморфический комплекс**

Людиковийско-калевийские образования Лахденпохского комплекса объединяют метаморфические породы, составляющие Лахденпохскую подзону и часть Мейерско-Исоярвинской подзоны Лахденпохско-Выборгской СФЗ.

Вследствие высокоинтенсивных динамометаморфических и ультраметаморфических преобразований первичный состав пород комплекса однозначно не расшифровывается и их стратификация невозможна. Ряд признаков указывают на первичный терригенный и вулканогенно-осадочный состав исходных пород, при этом доля терригенной и вулканомиктовой составляющей может быть существенно различной для разных толщ.

Высокометаморфизованные породы лахденпохского комплекса характеризуются неоднородным петрографическим составом. При картировании отдельных участков выделяются устойчивые петрографические ассоциации пород, составляющие метаморфические подкомплексы, являющиеся таксонами метаморфического комплекса, происхождение которых и положение в стратиграфическом разрезе надежно не определены.

В основу расчленения пород лахденпохского комплекса на подкомплексы положена схема, предложенная в легенде Балтийской серии и апробированная на смежной с юга территории [63]. В связи с широким развитием в составе лахденпохского комплекса графит-биотитовых гнейсов, имеющих важное минерагеническое значение и контрастно выделяющихся в физических полях, указанная схема дополнена впервые выделяемым ихальским подкомплексом, включающим графит-биотитовые гнейсы и ассоциирующие с ними амфиболиты, гранат-биотитовые гнейсы, гиперстен-биотитовые гнейсы и метаморфизованные известковистые породы.

Лахденпохская подзона характеризуется пестротой состава метаморфических пород. В ее пределах выделено 4 подкомплекса – ихальский, куркийокский, лумиварский и кухкинский. В пределах Мейерско-Исоярвинской подзоны метаморфические породы разделяются на два подкомплекса – кухкинский и ринтальский.

Следует отметить, что большая часть выделяемых метаморфических подкомплексов содержат однотипные петрографические разновидности пород и отличаются друг от друга либо по набору пород, либо по преобладанию той или иной породы. Ниже приведена таблица, характеризующая ассоциации типичных, обычных и мало встречающихся пород в составе выделяемых метаморфических подкомплексов.

Таблица 4

## Петрографические породные группы лахденпохского комплекса

Подкомплекс	Породная группа						
	Бт-Грф гнейс	Бт гнейс	Гр-Бт гнейс	Бт-Гип гнейс	Бт-Гр-Корд гнейс	Амфиболит	Скарноид
Ихальский	+++	++	++	++		+++	+++
Куркийокский	+	+	++	+++	+	+	
Лумиварский	+	+++	+			+	+++
Кухкинский	+	+	+++	+	+	++	+
Ринтальский	+		++	+	+++	+	

Примечание: Бт - биоит, Грф - графит, Гр - гранат, Гип – гиперстен, Корд-кордиерит; породные группы: +++ типоморфные, ++ распространенные; + редкие.

Внутреннее строение метаморфических подкомплексов характеризуется первичными литологическими и наложенными метаморфическими взаимоотношениями пород, претерпевших интенсивную складчатость и собранных в изоклинальные складки с последующим интенсивным разлинзованием по поверхностям осевого кливажа. Границы метаморфических подкомплексов в ряде случаев являются постепенными за счет тектонического «смешения» исходных литотипов при складчатости.

**Ихальский подкомплекс ( $gaKR_2^{1-2} ih$ )**

Ихальский подкомплекс выделяется впервые. В него включены метаморфические породы, имеющие сходство с образованиями верхов людиковийского разреза Северо-Ладужской СФЗ, и

ранее, по большей части, относимые к питкьярантской свите [85]. Образования ихальского подкомплекса локализованы в центральной части Лахденпохско-Выборгской СФЗ и образуют две крупные пластины, надвинутые на вмещающие супракрустальные породы в северо-северо-восточном направлении. В результате неоднократной складчатости пластины деформированы, изогнуты в крупные складки с широтными осевыми плоскостями. Северная (Лахденпохская) пластина на севере надвинута на гнейсы и амфиболиты кархуланмякской толщи. С запада и востока гнейсы ихальского подкомплекса обрамляются породами кухкинского метаморфического подкомплекса и прорваны интрузиями яккимского комплекса, с юга – контактируют с гиперстеновыми гнейсами куркийокского подкомплекса. Южная пластина ихальских гнейсов контактирует с теми же метаморфическими и интрузивными породами. Взаимное положение кухкинского и ихальского подкомплексов на всей площади можно интерпретировать как грубое чередование полос шириной 6-7 км с пологим северо-западным простиранием, деформированное поздней складчатостью.

Контакты метаморфических пород разных подкомплексов постепенные, иногда тектонизированные, проведены по исчезновению в разрезе пород, окружающих ихальский подкомплекс биотит-графитовых гнейсов.

От других метаморфических образований лахденпохского комплекса ихальский подкомплекс выделяется устойчивой ассоциацией четырех породных групп – графит-биотитовых гнейсов, диопсидовых скарнов и диопсид-плаггиоклазовых скарноидов, амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов. Гнейсы, входящие в состав подкомплекса, неравномерно, участками интенсивно мигматизированы, амфиболиты и скарноиды практически не подвержены мигматизации.

Детально вещественный состав и структурные особенности подкомплекса изучались при проведении поисковых и поисково-оценочных работ на графит, проведенных в южном ареале ихальского подкомплекса. [78, 81]. В результате указанных работ установлено, что в центре ареала разрез подкомплекса представляет собой ритмичное чередование графитсодержащих

биотитовых гнейсов и сланцев, гранат-биотитовых гнейсов, биотит-амфиболовых, амфибол-пироксеновых кристаллосланцев, диопсид-плаггиоклазовых «скарноидов». По преобладанию перечисленных породных групп выделены горизонты, сгруппированные в несколько ритмично-полосчатых пачек. Каждая пачка начинается горизонтом перемежающихся амфиболовых, амфибол-пироксеновых, гранат-биотитовых сланцев и венчается горизонтом графитсодержащих биотитовых сланцев, содержащих прослойки амфиболовых, диопсид-плаггиоклазовых кристаллосланцев и гранат-биотитовых сланцев. Мощности выделенных горизонтов в пределах отдельных пачек колеблются от 150 до 300 м, общая мощность четырех выделенных пачек оценивается в 1100-1150 м.

В разрезах полосчатых пачек преобладают графит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мощность полос которых оценивается в 20-100 м. Основные кристаллосланцы, амфиболиты, скарноподобные породы плаггиоклаз-пироксенового состава слагают прослойки и линзы мощностью до 7-17 м. В краевых частях ареала ихальского подкомплекса развиты преимущественно гранат-биотитовые гнейсы с полосами амфиболитов и графитсодержащих биотитовых гнейсов. Участками в краевых частях полей развития ихальского подкомплекса наряду с перечисленными породами отмечаются биотит-гиперстеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы.

В состав ихальского подкомплекса входят высокомагнитные породы, за счет чего площади его развития выделяются положительным магнитным полем, внутри которого фиксируются интенсивные положительные аномалии сложной складкоподобной формы, отражающие сложную внутреннюю структуру этих площадей. Магнитная восприимчивость большинства пород подкомплекса заметно выше, чем у пород других метаморфических подкомплексов (табл. 3). Исследования руд на Ихальском месторождении графита показывают, что высокая магнитная восприимчивость биотит-графитовых гнейсов связана с вкрапленностью пирротина, а амфиболитов - с вкрапленностью магнетита.

Породы ихальского подкомплекса вмещают стратиформные руды крупночешуйчатого графита.

### Куркийокский подкомплекс ( $gKR_2^{1-2} kr$ )

Несколько разрозненных полей гнейсов, объединенных в куркийокский подкомплекс, располагаются в юго-восточной части Лахденпохской подзоны Лахденпохско-Выборгской СФЗ. Эти поля образуют большую дугу, ориентированную согласно с генеральным очертанием побережья Ладожского озера и простирающуюся в меридиональном направлении на юге и субширотном в северной части прибрежной зоны. При этом гнейсы куркийокской свиты тесно пространственно ассоциируют с гнейсами ихальского подкомплекса, сменяя их в восточном и юго-восточном направлении.

Характерной особенностью подкомплекса является регулярное чередование гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов с подчиненным развитием двупироксеновых гнейсов и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. Общее количество гиперстенсодержащих пород составляет около 45%, из них около 20% приходится на безгранатовые разности сланцев и гнейсов.

В краевых частях полей развития подкомплекса иногда присутствуют линзы силлиманит-биотитовых, иногда силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов, амфиболитов.

На карте магнитного поля ( $\Delta T$ )а куркийокский подкомплекс не выделяется, большая часть площади его развития находится в минимумах магнитного поля, сопряженных с магнитными аномалиям, обусловленными соседними выходами гнейсов и амфиболитов ихальского подкомплекса.

Магнитная восприимчивость гнейсов куркийокского подкомплекса невысокая и колеблется в небольшом интервале (табл. 3); плотность гнейсов повышена и составляет 2,80-3,06 г/см<sup>3</sup>.

### Лумиварский подкомплекс ( $gsKR_2^{1-2} lm$ )

В пределах описываемой территории породы лумиварского подкомплекса локализованы в юго-восточной части Лахденпохской подзоны Лахденпохско-Выборгской СФЗ, где они слагают овальную синформу длиной 18 км и шириной 7-12 км. Осевая поверхность синформы вытянута

в меридиональном направлении на севере и изгибается до пологого северо-западного направления на юге. Контакты пород лумиварского подкомплекса с окружающими гнейсами других толщ тектонические.

Лумиварский подкомплекс сложен биотитовыми гнейсами, биотит-кварцевыми сланцами с незначительной ролью гранат-биотитовых гнейсов, мигматитами по ним. Характерной особенностью подкомплекса является почти полное отсутствие в его составе гранатовых гнейсов и значительное количество включений, полос известково-силикатных пород – плагиоклаз-диопсидовых, скаполит-диопсидовых, гранат-скаполит-диопсидовых скарноидов и известково-кремнистых пород гранат-плагиоклаз-диопсид-кварцевого состава. Известково-силикатные породы образуют в биотитовых гнейсах протяженные (до сотен метров) полосы (прослой) мощностью от первых метров до 50-70 м. Известково-кремнистые породы локализованы в виде округлых зональных включений, по составу и структуре аналогичных метаморфизованным конкрециям в метатерригенных породах ладожской серии. От других метаморфических подкомплексов лахденпохского комплекса лумиварский отличается максимальной интенсивностью процессов мигматизации и максимальной насыщенностью интрузиями тоналитов, диоритов и малыми ультраметагенными телами гранитов. Площадь интрузивных пород составляет около половины площади ареала развития лумиварского подкомплекса.

Несмотря на интенсивную степень метаморфизма (гранулитовая фация) и мигматизации, породы лумиварского подкомплекса в ряде обнажений сохраняют реликты первичных ритмично-слоистых терригенных пород. Фиксируются разноранговые ритмы, выраженные чередованием полос лейкократовых однородных гнейсов и относительно меланократовых тонкополосчатых гнейсов. В мелких ритмах мощность полос составляет 0,1-0,4 м. Крупные ритмы состоят из полос лейкократовых гнейсов мощностью 1-3 м и полосчатых гнейсов мощностью 0,5-1,0 м. Наблюдается однонаправленное увеличение мощности меланократовых прослоев в слоях полосчатых гнейсов. Отдельные полосы гнейсов содержат линзы и овальные включения метаморфизованных кремнисто-известковистых пород (конкреций). Часто в ритмичнополосчатых

пачках фиксируются полосы диопсид-плагиоклазовых скарноидов, пироксеновых и скаполит-пироксеновых скарнов. Описанные признаки можно интерпретировать как реликты ритмичной слоистости первично терригенных пород. Характерной особенностью этих пород, отличающих их от ладожских метаосадков, является присутствие в ритмах известковистых (метакарбонатных) пород, преобразованных в скарны и скарноиды.

В магнитном поле лумиварский подкомплекс отражается отрицательным полем ( $\Delta T$ )<sub>a</sub>, осложненном узкими полосовыми положительными магнитными аномалиями средней интенсивности. При наземной заверке установлено, что аномалии обусловлены полосами кварцитогнейсов, содержащих вкрапленность пирротина.

Магнитная восприимчивость биотитовых гнейсов, сильно варьирует (табл. 3) и максимальна в гнейсах с пирротиновой минерализацией.

### **Кухкинский подкомплекс ( $gsKR_2^{1-2} kh$ )**

Образования кухкинского подкомплекса широко развиты на площади Лахденпохско-Выборгской СФЗ, образуя мощные изогнутые полосы преимущественно северо-западного простирания, чередующиеся с полями развития гнейсов ихальского и куркийокского подкомплексов. В составе кухкинского подкомплекса преобладают мигматизированные гранат-биотитовые, иногда с кордиеритом гнейсы, содержащие прослои амфиболитов и амфибол-пироксеновых кристаллосланцев и редкие включения, будины известково-силикатных пород. Контакты с соседними подкомплексами постепенные, проведены по резкому снижению количества гранатсодержащие гнейсов. Образования кухкинского подкомплекса Мейерского фрагмента Мейерско-Исоярвинской подзоны заметно обогащены амфиболитами и основными кристаллосланцами, образующими линзы, будины, полосы мощностью от первых десятков сантиметров до 1-5 м. В этом же районе в полосчатых гнейсах фиксируются будинированные полосы массивных биотит-гранат-плагиоклазовых кристаллосланцев с реликтами порфирированных выделений биотита, которые, по-видимому, являются метаморфизованными средними вулканитами. В поле разви-

тия кухкинского подкомплекса, на южном побережье Ладожского озера, выявлены метавулканиды, представленные калишпатсодержащими гранат-биотитовыми гнейсами с порфиroidными выделениями плагиоклаза [5]. По составу метавулканиды соответствуют риолиту, их изотопный возраст составляет 1883,8 млн. лет. Таким образом, образования кухкинского подкомплекса имеют сложный, полигенный характер и, по-видимому, включают первично осадочные породы и вулканиды среднего, кислого и основного состава калевийского возраста.

В геофизических полях и подкомплекс не выделяется. Магнитная восприимчивость пород подкомплекса низкая.

### **Ринтальский подкомплекс (gKR<sub>2</sub><sup>1-2</sup>тп)**

Подкомплекс занимает южную часть Мейерско-Исоярвинской подзоны и прослеживается на сопредельную к югу территорию. Для подкомплекса, в целом, характерно преобладание различных по вещественным и структурным признакам гранат-биотитовых гнейсов и широкое распространение кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов. Количественные соотношения глиноземистых минералов в гнейсах широко колеблются. Гнейсы разного состава перемежаются в виде полос и линз различной мощности. Практически повсеместно проявлена их интенсивная мигматизация. Изредка встречаются гиперстен-биотитовые гнейсы, локально появляются линзы амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов. В распределении различных пород и в особенностях их метаморфизма зональности не наблюдается. Ринтальский подкомплекс на севере надвинут на образования исоярвинской толщи, на северо-востоке контактирует с кухкинским подкомплексом, граница с которым проведена по исчезновению в разрезе гранат-кордиеритовых гнейсов.

В магнитных полях ринтальский подкомплекс проявлен пестрым слабо повышенным магнитным полем, с преобладающей ориентировкой изолиний напряженности в субширотном и северо-западном направлении.

#### Петрографическая характеристика метаморфических пород лахденпохского комплекса

Графит-биотитовые гнейсы – с/з породы темно-серого цвета с характерным налетом зелено-вато-желтых охр, образованных при окислении постоянно присутствующего в их составе пирротина. Гнейсы имеют следующий минералогический состав: плагиоклаз - 20-35%, кварц - 25-35%, биотит - 14-20%, пирротин - 8-15%, графит - 0.5-10%. В незначительных количествах отмечаются амфибол и пироксен (до 2%). Акцессорные минералы представлены кордиеритом, апатитом, цирконом, рутилом, сфеном, ильменитом, магнетитом, халькопиритом, халькозином, борнитом, молибденитом, цеолитами, эпидотом. Вторичные минералы развиваются по плагиоклазу (серицит, соссюрит), биотиту (хлорит).

Графит во всех литологических разновидностях пород кристаллический, образует чешуйки, параллельные сростки чешуек, часто в тесном срастании с биотитом, хлоритом, пирротинном. Размер чешуек 0,1-4,0 мм, средний - 0,2-0,6мм. Тонкодисперсный графит в незначительном количестве отмечается в полевых шпатах, кварце.

Гранат-биотитовые гнейсы – мелко-среднезернистые породы с величиной зерен 0,3-1,0 мм, равномернозернистые. Лишь гранат имеет более крупные размеры, образуя зерна и агрегаты зерен до 1,5 см. Гнейсы состоят из кварца (45-70%), плагиоклаза № 25-40 и 20-30 (10-50%), биотита (2-5%), граната (0-30%). В калишпатизированных разностях появляется микроклин (до 50%), склонный к образованию порфиробластов. Зерна граната пронизаны кварцем, до образования ситовидной структуры. Иногда по гранату развит светло-желтый биотит. Структура гнейсов лепидогранобластовая.

Кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы отличаются от гранат-биотитовых присутствием кордиерита (до 35%), который образует мелкие зерна и порфиробласты размером до 1 см. Часто кордиерит обрастает зерна граната. Как правило, зерна кордиерита в центре зерен наполнены тонкими иголочками силлиманита. Совместно с кордиеритом изредка встречается зеленая шпинель в мелких зернах. Иногда шпинель находится внутри зерен кордиерита.

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

Кордиерит-биотитовые и биотит-кордиеритовые гнейсы состоят из кордиерита (10-60%) в зернах от 0,25 мм до 4,0 мм и основной мелкозернистой массы (0,25-0,5 мм) гранобластовой и лепидогранобластовой структуры. Они сложены кварцем (10-20%), биотитом (10-20%), плагиоклазом № 30-32 (20-30%) и микроклином (3-5%). Характерны элементы пойкилопорфиробластовой структуры, вызванные включениями мелких зерен кварца в плагиоклазе и наполнением крупных зерен кордиерита мелкими иголочками силлиманита.

Известково-силикатные, обычно тонкослоистые, породы хорошо заметны благодаря ребристой поверхности на выветрелой стороне образца. В шлифах лумиварской и кухкинской метаформаций тоже различимы слойки мощностью до 7 мм, выделяющиеся по составу (биотит-амфибол-плагиоклаз-кварц, биотит-амфибол-плагиоклаз, амфибол-плагиоклаз). Размер зерен в тонкослоистых породах 0,1-0,6 мм. В них часто присутствует сфен, клиноцоизит, апатит, рудный минерал, реликты моноклинного пироксена. Структура гранонематобластовая, лепидобластовая. В сильно перекристаллизованных шарообразных будинах слоистая текстура не сохранилась.

Амфиболиты встречаются в виде редких маломощных (0,1-1,0 м) линз с резкими контактами с вмещающими гнейсами. Это серые и темно-серые зеленоватые породы, мелкозернистые с

нематогранобластовой структурой. Преобладающий размер зерен 0,4-2,0 мм. Они состоят из роговой обманки (10-60%), плагиоклаза № 28-36 (32-65%), кварца (5-25%), биотита (2-15%), микроклина (0-16%). Из акцессорных присутствует рудный минерал (до 5%), апатит, циркон, сфен.

#### Возраст лахденпохского комплекса

Для субстрата метаморфических пород изученного района имеется одно прямое определение изотопного возраста цирконов из гранат-биотитовых гнейсов, которые по петрографическим признакам интерпретируются как метаморфизованные риолиты [5]. Этот возраст составляет  $1883,3 \pm 6,6$  млн. лет и совпадает с полученным нами возрастом цирконов из метаандезитов хунукской свиты ( $1883 \pm 6,7$ ), залегающих в Северо-Ладужской СФЗ среди калевийских ритмично-слоистых пород на сопредельной с востока территории. Очевидно, что полученный возраст близок к верхней возрастной границе супракрустальных пород метаморфического комплекса, соответствующий верхней границе свекофенских вулканогенно-осадочных комплексов Финляндии. Нижняя граница субстрата метаморфических пород может быть принята за возраст основания людиковийского надгоризонта (2100 млн. лет по общей хроностратиграфической шкале докембрия России). Основанием для этого является корреляция состава ихальского метаморфического подкомплекса с базальт-черносланцевыми толщами людиковия.

#### Познерифейский Янисъярвинский комплекс импактитовый (tg RF<sub>3</sub> ja)

Импактиты (тагамиты и аллогенные брекчии) янисъярвинского комплекса обнажены на островах и оконечности мыса Леппяниеми в западной части озера Янисъярви. Импактное происхождение вулканитоподобных пород оз. Янисъярви было обосновано работами В. Л. Масайтиса [27, 28], показавшими, что структура Янисъярви имеет все характерные признаки сильно эродированного метеоритного кратера, диаметр которого составляет 14 км. Макроскопически

отмечаются два характерных признака ударного метаморфизма пород: конусы разрушения и стекла плавления. Конусы разрушения особенно отчетливо выражены в метаалевролитах на о.Хопеасаари, где они достигают 20-25 см высоты. Детальное описание геологии импактных пород Янисъярвинской астроблемы приведено в монографии «Импактиты» под редакцией А.А.Маракушева [18].

Импактиты обнажаются на мысу Леппяниеми (в западной части озера) и слагают три острова в центральной части озера. На современном эрозионном уровне импактиты представлены аллогенными брекчиями и тагамитами, а также переходными между ними породами - брекчиевидными тагамитами. В разрозненных коренных выходах на островах отмечаются налегание тагамитов на брекчии. Контакты неровные, субгоризонтальные и крутые под углами  $45^{\circ}$ - $64^{\circ}$ , с падением к юго-востоку и северо-востоку. Судя по характеру контакта, тагамиты прорывают брекчии и залегают на них в виде уплощенных пластовых тел с крутыми или наклонными подводящими каналами мощностью не менее 15-20 м.

Аллогенные брекчии представляют собой зеленовато-бурую до черной породу, состоящую из угловатых, иногда слабо округленных несортированных обломков пород, представленных разнообразными сланцами ладожской серии. Цемент брекчии обломочный, алевропсаммитовый, составляет до 35% объема породы. Помимо мелких обломков пород в цементе содержится небольшое (до 5-7%) количество раскристаллизованного стекла. Размеры обломков колеблются в пределах 1-20 см, реже достигают 1,5-2 м.

Тагамиты очень плотные, макроскопически афанитовые породы темно-серого или темно-зеленого, почти черного цвета с роговиковым, близким к раковистому, изломом. По текстурным признакам тагамиты разделяются на массивные и брекчиевидные. Брекчиевидные тагамиты являются переходной разновидностью между массивными тагамитами и аллогенными брекчиями и залегают на контактах этих пород. Характерной особенностью тагамитов являются включения обломков пород разного размера, составляющие от 3 до 10% объема пород. В брекчиевидных тагамитах их доля увеличивается до 15-20%. Обломки обычно мелкие (первые сан-

тиметры и доли сантиметра), реже до 20-70 см. Форма обломков угловатая или уплощенная, нередко они образуют скопления в виде полос, ориентировка которых маркирует узоры текстур течения расплава. Второй характерной особенностью тагамитов является миндалекаменная текстура. Миндалины обычно имеют сферическую форму, иногда слабо уплощены. Преобладают мелкие миндалины, имеющие от 2-4 до 10-25 мм в поперечнике. Количество миндалин колеблется от 0,5 до 3%. Миндалины обычно выполнены хлоритом, иногда кварцем и хлоритом, реже халцедоном или кальцитом.

Под микроскопом тагамиты обнаруживают тонкозернистое строение и состоят, главным образом, из плагиоклаза и калишпата (60-70%) и кварца (10-15%). Кроме того, постоянно присутствует ромбический пироксен (10-15%), реже амфибол (0-10%), биотит (0-2%); отмечены кордиерит, акцессорные минералы (рудный, апатит) и продукты разложения стекла. Количественные соотношения минералов сильно варьируют. Продукты разложения стекла в интерстициях между зернами минералов состоят из серицита, бледно-зеленого хлорита, очень редко эпидота и гидроокислов железа. Иногда в интерстициях удается наблюдать свежее стекло - бесцветное, по краям иногда слабо двупреломляющее. Структура пород панидиоморфная или гипидиоморфная, микрозернистая, неравномернозернистая. Более идиоморфными являются энстатит, иногда плагиоклаз. Обломки пород и минералов в тагамитах в шлифах представлены сланцами, кварцево-полевошпатовыми фрагментами пегматитов, кварцем.

Астроблема отчетливо выражена в геофизических полях. В гравитационном и магнитном полях она выделяется интенсивными отрицательными аномалиями. Магнитная аномалия, соответствующая астроблеме, имеет значительно большие размеры (20-23 км), чем гравитационная аномалия, что связано, вероятно, с действием ударной волны, размагничивающей вмещающие породы на большом расстоянии от центра взрыва. В результате интерпретации поля силы тяжести и данных плотности пород, центр тяжести структуры устанавливается на глубине порядка 2,5 км.

По химическому составу тагамиты близки к дацитам. Для них характерны повышенная гли-

ноземистость и калиевоcть и пониженные содержания титана, железа и магния [13]. Химический состав тагматитов близко соответствует усредненному составу пород наатселькской свиты, что в свое время было отмечено П. Есколой (1921) и подтверждено последующими исследованиями [27]. Указанное обстоятельство позволило В.Л.Масайтису рассматривать метатерригенные образования, окружающие астроблему, как породы мишени.

Радиологический возраст тагамитов составляет по данным К-Аг датирования около 700 млн. лет [25].

## Метаморфизм

При описании условий формирования метаморфических пород площади использованы современные данные, изложенные в монографии «Геология и петрология свекофеннид Приладожья. 2000 г.» [12]. Фации регионального метаморфизма выделены в соответствии со схемой [41]. Положение границ фаций определено с использованием литературных данных, уточненных по результатам ГДП-200.

Супракрустальные образования Сортавальской площади претерпели зональный региональный метаморфизм фаций средних давлений (группа В). Интенсивность регионального зонального метаморфизма закономерно возрастает с северо-востока на юго-запад, по нормали к краю Карельского картона от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В южном домене (Лахденпохско-Выборгская СФЗ) зональность регионального метаморфизма осложняется изометричным ареалом гранулитового метаморфизма, границы которого близко совпадают с границами Лахденпохского гравиметрического максимума (граф. П. 1). По мнению авторов отчета, гранулитовая фация метаморфизма не входит в систему фаций зонального регионального мета-

морфизма и проявлена локально, в связи с формированием глубинной интрузии основного состава, фиксируемой гравиметрическим максимумом.

Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации проявлен в северо-восточной части площади, в поле развития ритмично-слоистых пород наатсельской свиты. В метапесчаниках и метаалевролитах этого участка фиксируется типоморфинный для данной фации парагенезис серицита и хлорита. Участками на этот парагенезис наложен биотитовый порфиробластез, связанный с локальным прогревом пород в связи с формированием интрузий и даек суйстамского комплекса, впервые отмеченный на сопредельной с востока площади [61]. В западной части ареала зеленосланцевой фации серицит-хлоритовый парагенезис сменяется парагенезисом биотита и граната.

Эпидот-амфиболитовая фация наложена на метатерригенные породы ладожской серии и вулканиты питкьярантской свиты в центральной части Северо-Ладужской СФЗ. Как отмечалось выше, вблизи границы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации серицит-хлоритовая ассоциация в терригенных породах сменяется биотит-гранатовой.

По данным [12] равновесные парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации в значительной мере зависят от первичных литологических неоднородностей пород: гранат характерен для наиболее железистых прослоев, а глиноземистые минералы - ставролит, андалузит, кордиерит - формируются в породах, обогащенных глиноземом. Случаи непосредственных контактов граната и названных минералов крайне редки в этой зоне, кордиерит обнаруживает совместное нахождение с андалузитом. В основных метавулканитах питкьярантской и кирьяволахтинской свит в условиях эпидот-амфиболитовой фации типична ассоциация роговой обманки, либо актинолита с эпидотом и олигоклазом. В туфах и туффитах здесь отмечается совместный рост граната и актинолита, граната и куммингтонита.

Условия метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации по данным В.П. Петрова [12] оцениваются в 410-550°C, 2,7-4,2 кбар.

Амфиболитовая фация регионального метаморфизма преобладает на территории Сортавальской площади. Переход к амфиболитовой фации характеризуется, главным образом, появлением в терригенных породах с повышенной высокоглиноземистостью силлиманита, а в основных породах - разрушением эпидот-плагиоклазовых парагенезисов и образованием ассоциации темноокрашенной роговой обманки с андезином, роговой обманки с куммингтонитом и гранатом. Характерно при этом сохранение хлорит-актинолитового парагенезиса в ультраосновных метавулканитах (коматиитах), что, по-видимому, объясняется повышенной устойчивостью высокомагнезиального хлорита к условиям высоких температур. По данным [12] условия перехода от эпидот-амфиболитовой фации к амфиболитовой соответствуют температуре  $T=650^{\circ}\text{C}$  и давлению  $P=4.5$  кбар.

В южной части Северо-Ладожской зоны (пролив Хассиансалми, южная часть острова Хавус, южная часть острова Хепосалонсари), в поле распространения пород амфиболитовой фации, наблюдается переход от низкотемпературной силлиманит-биотит-мусковитовой субфации к гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации, который в породах повышенной глиноземистости фиксируется появлением ассоциации кордиерита с калиевым полевым шпатом. При этом в метабазитах устойчивость сохраняет куммингтонит с гранатом и обыкновенной роговой обманкой. Температура формирования гранат-биотитовых парагенезисов данной зоны составляет  $660^{\circ}\text{C}$ . В поле развития высокотемпературной субфации амфиболитовой фации (юг Северного домена и северная часть Южного домена) супракрустальные породы почти полностью утрачивают литологические признаки исходных пород, преобразованы в разнообразные гнейсы и интенсивно мигматизированы. Часть этих гнейсов, залегающих в зоне контакта Северо-Ладожской и Лахденпохско-Выборгской СФЗ, отнесена к кархуланмякской толще, являющейся переходной между стратифицированными и метаморфическими образованиями. Другая часть гнейсов отнесена к разным метаморфическим подкомплексам, составляющим лахденпохский комплекс.

Лахденпохский метаморфический комплекс представляет собой многостадийное метаморфическое образование. Описание метаморфизма приводится по данным В.И.Шульдинера и И.В.Козыревой и др. [46, 47]. Выделяются ранняя и поздняя стадии регионального метаморфизма, коррелируемые с соответствующими этапами деформаций и плутонической деятельностью. Это метаморфизм догранулитовой фации, прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации, сопряженный с образованием норит-эндербитового комплекса и высокотемпературный регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, связанный с приозерским тоналит-диоритовым комплексом. Далее следуют стадии средне-низкотемпературного диафтореза. Выделяются стадии "массовой дегранатизации" - замещения граната биотитом, и стадии приразломного низкотемпературного метаморфизма и метасоматоза, уже посткарельского возраста.

Метаморфизм, предшествующий гранулитовой фации, по-видимому, может быть сопоставлен с зональным региональным метаморфизмом, отчетливо проявленным в Северо-Ладужской зоне. К этой стадии, по мнению В.И.Шульдинера [46], относятся преобразования, предшествующие становлению эндербитового комплекса. Данных об этом сохранилось крайне мало. К ним относятся редко наблюдаемые ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов в эндербитах.

Гранулитовый метаморфизм фиксируется следующими типоморфными парагенезисами, проявленными в гиперстеновых и двупироксеновых гнейсах, кристаллических сланцах и диоритах: ортопироксен + клинопироксен ± амфибол + плагиоклаз; ортопироксен ± калишпат + биотит + плагиоклаз + кварц. Широким распространением в зоне гранулитового метаморфизма так же пользуются гранатсодержащие гнейсы, в которых выделяются следующие главные ассоциации: гранат + биотит + плагиокалаз ± ортоклаз ± кварц; гранат ± кордиерит + силлиманит + биотит + плагиокалаз ± ортоклаз ± кварц; гранат ± ортопироксен + биотит + плагиокалаз ± ортоклаз ± кварц. Кроме того, в состав метаморфических толщ, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, входят амфиболиты роговообманковые и куммингтонит-роговообманковые и породы повышенной известковистости, включающие в разных соотноше-

ниях роговую обманку, клинопироксен, известковистый гранат, скаполит, кальцит, эпидот, сфен, биотит, основной плагиоклаз, кварц.

Широко распространенные парагенезисы высокоглиноземистых пород (гранат-силлиманит-кордиерит-плагиоклаз-калишпат-кварц) являются "сквозными" для гранулитовой и амфиболитовой фаций. Указанное обстоятельство не позволяет без детальных минералогических исследований однозначно установить положение границы ареала гранулитового метаморфизма. Нами эта граница проведена по исчезновению гиперстена как в интрузивных, так и в супракристаллических породах. На востоке ареала гиперстенового метаморфизма его граница устанавливается однозначно по изограде гиперстена в Ихальском и Якимском диоритовых массивах, формирование которых, по нашим данным, предшествовало пику гранулитового метаморфизма. Западнее указанной изограды располагаются мигматизированные гранатовые гнейсы кухкинской толщи, метаморфизм которых, по-видимому, соответствует высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Еще западнее закартировано поле развития метатерригенных и вулканогенно-терригенных пород исоярвинской толщи, не подверженной мигматизации. Метаморфические преобразования этих пород специально не изучались. Обычным метаморфическим парагенезом в породах исоярвинской толщи является ассоциация андезина, бурого, темно-бурого (высокожелезистого?) биотита и мусковита, которая, по-видимому, отвечает амфиболитовой фации.

С гранулитовой фацией были связаны наиболее высокотемпературные мигматиты, представленные гиперстеновыми лейкогранитами, которые обнаружены в ксенолитах эндербитов, а также гиперстеновыми пегматитами. Пиковые условия гранулитового метаморфизма определены по гранат-ортопироксеновому парагенезису и составляют  $T = 880-945^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 5,6-6,5$  кбар [12].

Характерной обобщенностью района является широкое проявление регрессивного метаморфизма, наложенного на ассоциации гранулитовой фации. На раннем регрессивном этапе пироксен замещается куммингтонитом, гранат-кордиеритом, который при этом становится ме-

нее железистым, а гранат - менее магнезиальным. Наблюдаются также кварц-кордиеритовые и пироксен-плаггиоклазовые симплектиты по гранату. Условия метаморфизма сместились в область амфиболитовой фации. Условия метаморфизма соответствуют условиям кристаллизации тоналитов и связанных с ними мигматитов. Мигматизация этой стадии проявлена наиболее широко и интенсивно. Она охватила супракрустальные и большинство плутонических пород, включая эндербиты, диориты и кварцевые диориты. На поздних этапах широко проявлены среднетемпературный и низкотемпературный диафторез и метасоматоз.

В стадию среднетемпературного диафтореза формируются биотит-плаггиоклазовые и биотитовые реакционные каймы вокруг граната и полные псевдоморфозы указанных минералов по гранату. Со среднетемпературными процессами связаны поздние генерации мигматитов и агматитов. В составе поздних лейкосом могут присутствовать мусковит и, иногда, андалузит, реже андалузит совместно с силлиманитом. Встречается гранат повышенной марганцовистости. Низкотемпературные изменения проявлены узко локально вдоль разрывных нарушений. Они выражены в серицитизации, аргиллизации, окварцевании, гематитизации, хлоритизации. Иногда с ними связаны карбонатные жилы. Процессы приразломного диафтореза и метасоматоза характерны для западной части ареала гранулитового метаморфизма и широко проявлены в зоне амфиболитового метаморфизма, в породах изоарвиснской толщи. Формирующиеся кварц-мусковит-хлоритовые метасоматиты обнаруживают признаки геохимической специализации на золото, висмут, мышьяк, медь, цинк и рассматриваются как поисковый признак на золотые руды метаморфогенного типа.

Возрастной интервал зонального регионального метаморфизма может быть оценен по интервалу становления ранне- и синорогенных интрузивных комплексов и составляет 1900-1870 млн. лет, причем данный интервал, по-видимому, включает и возраст регрессивной стадии зонального метаморфизма в Северо-Ладожской зоне. Возраст пика метаморфизма гранулитового комплекса, по-видимому, соответствует возрасту синметаморфических образований куркийокского интрузивного комплекса и составляет 1880 млн. лет. Ретроградная стадия метаморфизма

Лахденпохско-Выборгской СФЗ по мнению В.И. Шульдинера [12] включает несколько плутоно-метаморфических событий: последовательное внедрение интрузий синорогенного диорит-тоналитового приозерского комплекса 1,878 млрд. лет назад, ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации и продолжавшуюся в условиях той же амфиболитовой фации мигматизацию, возобновлением 1,86-1.85 млрд. лет назад магматической деятельности - внедрением позднеорогенных монцонит-гранитного путсарского и гранитового тервусского комплексов, происходившим на фоне дальнейшего снижения параметров метаморфизма.

#### 4. Тектоника

Район исследований сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями архейского и раннепротерозойского возраста, перекрытыми на акватории Ладожского озера чехлом рифейских терригенных пород. Архейские, раннепротерозойские и рифейские образования образуют три структурных этажа, разделенных угловым и стратиграфическим несогласием. В пределах раннепротерозойского структурного этажа выделяется три структурных яруса. Нижний и средний структурные ярусы сложены, соответственно, прототрапповыми и рифтогенными вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами людиковийского надгоризонта, верхний структурный ярус – вулканогенно-терригенными толщами калевийского надгоризонта.

#### Тектоническое районирование

Район исследований входит в состав Свекокарельской подвижной области и расположен в узле сочленения Раахе-Ладожской и Южно-Финляндской подвижных зон, имеющих, соответственно, северо-западное и северо-восточное простирание.

По комплексу структурно-вещественных признаков Северо-Западное Приладожье разделяется на три структурно-формационные зоны (СФЗ) - Северо-Ладожскую, Лахденпохско-Выборгскую и Ладожскую. Северо-Ладожская и Лахденпохско-Выборгская СФЗ включают до-рифейские складчатые и интрузивные образования. Ладожская СФЗ объединяет платформенные отложения рифейского возраста, локализованные в акватории Ладожского озера. Положение структурно-формационных зон, подзон и структурных доменов отражено на схеме тектонического районирования площади.

Важнейшей признаковой характеристикой различных структурно-формационных зон является сохранность архейского фундамента, которая устанавливается геологическими наблюдениями, интерпретацией геофизических данных и может быть реставрирована путем изотопных исследований магматических пород.

Северо-Ладожская структурно-формационная зона (1) расположена в краевой эпикратонной части Свекофеннской подвижной области и включает образования архейского и раннепротерозойского структурных этажей. Наличие в основании зоны архейского фундамента устанавливается по купольно-глыбовым выступам архейского основания. Об этом так же свидетельствуют данные самарий-ниодимовой изотопии коровых гранитоидов. Модельный возраст источника гранитоидных магм по оригинальным и литературным [55] данным рассчитан по модели Де Паоло (TDM) и показан на схеме тектонического районирования площади. На большей части Северо-Ладожской СФЗ TDM коровых гранитоидов превышает 2,55 млрд. лет. Исключение составляет юго-восточная часть зоны, где в метатерригенных образованиях ладожской серии фиксируются гранитоиды с поздекарельскими (менее 2,2 млрд. лет) и смешанными (2,2 – 2,55 млрд. лет) возрастами источников. Архейский структурный этаж на большей части площади перекрыт раннепротерозойскими образованиями. О существенном стратиграфическом несогласии между раннепротерозойским и архейским структурными этажами свидетельствует выпадение из разреза супракрустальных пород образований нижнекарельской эратемы. Раннепротерозойский структурный этаж представлен образованиями трех структурных ярусов – нижнелюдиковый-

ского, верхнелюдиковийского и калевийского. Распространенность на уровне эрозионного среза и состав указанных структурных этажей и ярусов существенно различаются в разных подзонах Северо-Ладожской СФЗ.

*Лахденпохско-Выборгская СФЗ* (2) входит в состав южной ветви Свеккофеннского складчатого пояса, которая широкой полосой (70-100 км) протягивается в субширотном северо-восточном направлении, окаймляя с юга Центрально-Финляндский гранитоидный батолит. В пределах описываемой территории находится юго-восточный фланг складчатого пояса. Лахденпохско-Выборгская СФЗ сложена образованиями раннепротерозойского структурного этажа. По данные Sm-Nd изотопии модельные возраста источников коровых магм (Tdm) не превышают 2,2 млрд. лет, что указывает на отсутствие в составе фундамента этой зоны архейских пород.

В составе раннепротерозойских супракрустальных образований Лахденпохско-Выборгской СФЗ преобладают породы лахденпохского метаморфического комплекса, в краевых частях зоны сохраняются поддающиеся стратификации толщи калевийских пород (кархуланмякская, исоярвинская), сложенные вулканогенно-осадочными породами отдаленных фаций свеккофенских островодужных систем. В составе метаморфического комплекса присутствуют подкомплексы с признаками исходных пород вулканогенно-терригенного и терригенного составов, обнаруживающих сходство с людиковийскими и калевийскими стратифицированными образованиями. Корректная расшифровка стратиграфического положения пород Лахденпохского метаморфического комплекса невозможна в связи с интенсивно проявленными процессами динамометаморфизма и мигматизации.

Характерной особенностью зоны является насыщенность супракрустальных пород плутоническими породами, сформированными в течение всех стадий орогенного и посторогенного этапов развития территории. При этом наблюдается тенденция омоложения протерозойских плутонических комплексов от периферии к центру зоны. На западе площади широко развиты крупные массивы диоритов раннеорогенного яккимского комплекса, которые к востоку сменя-

ются массивами тоналитов приозерского комплекса, возраст которых соответствует началу позднеорогенного этапа. Еще восточнее, в прибрежной части Ладожского озера, широко проявлены массивы калиевых интрузивных пород путсарского и тервусского комплексов, сформированных в заключительный период позднеорогенного этапа.

Ладожская структурно-формационная зона (3) включает образования рифейского структурного этажа, образующие Ладожский прогиб, представляющий собой сложнопостроенную депрессию, вытянутую по длинной оси более чем на 200 км при ширине до 120 км. Фундамент Ладожского прогиба имеет клавишно-блоковое строение с общим симметричным погружением от бортов к центральной части. Площадь листов включает северо-западную краевую часть прогиба. Рифейский структурный этаж представлен полого залегающими толщами неметаморфизованных терригенных пород, прорванных силлами габбродолеритов, расположенными в акватории Ладожского озера. Элементы залегания рифейских толщ определяются морфологией и блоковой структурой прогиба. На сопредельной к востоку территории установлено залегание терригенных пород рифея на корях выветривания раннепротерозойских метаморфических пород и гранитов рапакиви.

По особенностям геологического строения *Северо-Ладожская СФЗ* разделяется на три подзоны: Сортавальскую, Янисъярвинскую и Латвасюрскую.

Янисъярвинская подзона (1-1). Расположена в северо-восточной части рассматриваемой территории и протягивается за ее пределы к северо-востоку до границы с Карельским кратоном. Подзона сложена метатерригенными образованиями калевийского структурного яруса нижнепротерозойского структурного этажа и представляет собой сложнопостроенную синклинальную структуру (Янисъярвинская синклиналь). Калевийские метаосадки образуют мощный покров (первые тысячи метров), перекрывающий людиковийские метавулканиды, выходящие на поверхность по обоим бортам Янисъярвинской структуры. Образования калевийского структурного яруса залегают на людиковийских породах с признаками локального размыва и стратиграфического несогласия, выраженного наличием в основании разреза линз конгломератов с

обломками нижележащих пород. Флишоидный характер терригенных толщ при отсутствии признаков вулканомиктовых образований, их позиция на окраине Карельского картона позволяют отнести их к образованиям пассивной континентальной окраины.

Общая ширина Янисъярвинской синклинали составляет около 20 км, ее северо-восточный борт расположен за пределами Сортавальской площади. Строение синклинали осложнено сжатыми, иногда изоклинальными складками более низких порядков с крутыми падениями крыльев. Шарниры мелких продольных складок погружаются в центре и на юге площади к юго-востоку, а на севере – к северо-западу под углами  $45-75^{\circ}$ . В юго-западном борту синклинали продольные складки опрокинуты на северо-восток. Складчатости раннего этапа соответствуют тектонические нарушения северо-западного простирания со сложной взбросо-сдвиговой кинематикой. Одно из этих нарушений – Алампинский разлом, выражено мощной зоной расланцевания и определяет границу наатселькской и пялкъярвинской свит. Плоскость сместителя круто погружается на юго-запад. Соотношение кливажа и плоскости сместителя позволяют определить кинематику разрыва как правосторонний взбросо-сдвиг со взброшенным юго-западным крылом, сложенным сланцами пялкъярвинской свиты. Широко проявлены более поздние поперечные складки с пологими крыльями и северо-восточным ( $50^{\circ}$ ) простиранием осевых плоскостей. Шарниры поперечных складок полого погружаются в северо-восточном и юго-западном направлениях. Вдоль осевых поверхностей складок проявлены кливажные зоны и правосдвиговые тектонические разрывы. Широко проявлены постскладчатые тектонические нарушения субмеридионального - крутого северо-западного ( $340^{\circ}$ ) простирания, представленные левосторонними сдвигами. Южная граница подзоны проходит по Восточно-Кирьяволахтинской системе разломов северо-западного простирания, имеющих взбросово-сдвиговой характер.

Породы подзоны метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации зонального метаморфизма, степень которого возрастает с северо-востока на юго-запад. Магнитное поле в целом отрицательное, осложненное линейными положительными аномалиями северо-западного простирания, гравитационное поле - пониженное. Особенностью Янисъяр-

винской подзоны является незначительная роль магматических образований, представленных двумя интрузивными комплексами - гипабиссальными интрузиями и дайками позднеорогенного суйстамского комплекса на востоке подзоны и массивами лейкогранитов, сопровождаемые дайками пегматитов позднеорогенного маткасельского комплекса. Малые тела и дайки суйстамского комплекса и связанные с ними золотоносные зоны гидротермально-метасоматических изменений контролируются поздними сдвигами субмеридионального простираения.

*Сортавальская подзона (1-2)*. Расположена в центре Северо-Ладужской СФЗ и сложена образованиями архейского и раннепротерозойского структурных этажей. Породы подзоны метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, для них характерна сложная складчатость и напряженная разрывная тектоника. В южной части супракрустальные породы подзоны подвержены мигматизации. С юга Сортавальская подзона ограничена Мейерским надвигом, отделяющим образования Северо-Ладужской и Лахденпохско-Выборгской СФЗ.

Архейский структурный этаж представлен гранитами, гнейсо-гранитами, и мигматитами купольно-глыбовых структур, выведенных на поверхность в пределах антиклинальных поднятий. Первичные соотношения пород архейского структурного этажа с перекрывающими раннепротерозойскими образованиями затушеваны наложенными процессами динамометаморфизма. В контакте с породами сортавальской серии архейские граниотоиды рассланцованы, кристаллизационная сланцеватость и мигматитовая полосчатость при этом переориентированы согласно контактам архейских глыб и супракрустальных пород. Во внутренних частях некоторых купольно-глыбовых структур сохраняется первичная ориентировка мигматитовой полосчатости и сланцеватости, ориентированная преимущественно в меридиональном направлении.

Нижнепротерозойский структурный этаж в пределах Сортавальской подзоны разделяется на три структурных яруса.

Нижнелюдиковийский структурный ярус образован породами питкьярантской свиты, залегающий с угловым и стратиграфическим несогласием на гранито-гнейсах и мигматитах архейского фундамента. Непосредственные контакты раннепротерозойских и архейских пород в большинстве случаев тектонизированы, с гранито-гнейсами и мигматитами по зонам разломов контактируют различные части людиковийского разреза. На участках слабо нарушенных динамометаморфизмом базальные образования нижнелюдиковийского структурного яруса представлены метаморфизованными карбонатными породами (мрамора и скарны). Разрезы вулканогенно-осадочных образований нижнелюдиковийского структурного яруса характеризуются латеральной изменчивостью, свидетельствующей о существовании ареала вулканической активности, приуроченного к обрамлению Кирьяволахтинской купольно-глыбовой структуры. В пределах этого ареала фиксируются существенно вулканогенные разрезы яруса. На периферии ареала на площади сопредельной с запада Латвасюрской подзоны людиковийские разрезы становятся преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными. Петро-геохимические особенности вулканитов, представленных ассоциацией платобазальтов и базальтов типа MORB, однородный фациальный состав лав позволяют отнести породы нижнелюдиковийского структурного яруса к прототрапповым образованиям. Характерной особенностью людиковийских вулканогенных разрезов является их насыщенность силлами субвулканических основных пород, свидетельствующая об интенсивном расширении территории в прототрапповую стадию развития.

Верхнелюдиковийский структурный ярус включает вулканогенно-осадочные породы кирьяволахтинской свиты. На образованиях нижнелюдиковийского структурного яруса они залегают со стратиграфическим несогласием. Базальные образования представлены пачкой туфогравелитов и туфоконгломератов с обломками нижележащих вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов архейского основания. Породы этого структурного яруса развиты локально, образуя полосу северо-западного простирания в восточной части ареала людиковийских вулканогенно-осадочных толщ. На северо-западном продолжении этой полосы в Финляндии расположен риф-

тогенный пояс Оутокумпу [51]. Структурная позиция и особенности химического состава вулканитов (сочетание субщелочных андезитов, коматиитов и базальтов) позволяют отнести породы верхнелюдикийского структурного яруса к рифтогенным образованиям.

Калевийский структурный ярус представлен ритмично слоистыми метатерригенными породами ладожской серии, согласно залегающими на вулканогенно-осадочных людикийских породах. В составе метатерригенных образований Сортавальской подзоны отсутствуют существенно кварцевые и высокоглиноземистые отложения, характерные для низов калевийского разреза Янисъярвинской подзоны. По составу они близки к флишоидным породам наатсельской свиты и сформированы в обстановке пассивной континентальной окраины.

Главными тектоническими структурами Сортавальской подзоны являются Рускельская антиклиналь, Кааламская синклинали северо-западного простирания и купольно-глыбовые поднятия архейского фундамента, образующие поперечную антиформу субширотного простирания.

Выделяется три крупных сближенных купольно-глыбовых структуры нижнего структурного этажа - Кирьяволахтинская, Сортавальская и Йокирантская. Ориентировка архейских глыб, характер их контактов с протерозойской рамой и их внутренняя структура, выраженная гнейсовидностью и полосчатостью гнейсо-гранитов и мигматитов обусловлены наложением поздних структурных форм субширотного простирания на ранние субмеридиональные формы. Самой северной и самой крупной из этих структур является Кирьяволахтинское поднятие. В целом оно представляет собой блок, ориентированный в субширотном направлении с крутыми контактами в стороны вмещающих пород. На юге поднятия людикийские толщи надвинуты на архейские гранитоиды. Характерной особенностью Кирьяволахтинского поднятия является преобладание в его составе гранитов массивной текстуры, не подверженных поздним динамометаморфическим преобразованиям. Поднятие отмечается пониженными гравитационным и магнитным полями. Участки повышения магнитного поля в пределах структуры наблюдаются над полями мигматитового койринойского комплекса на западе поднятия. Расположенная южнее Сортавальская структура представляет собой уплощенную пластину треугольной формы, надвинутую

на образования сортавальской серии в северном направлении [39]. Гранитоиды и мигматиты Сортавальского поднятия интенсивно огнейсованы. При этом директивные элементы в приконтактовых зонах ориентированы согласно с тектоническими границами поднятия, а в его центре имеют преимущественно несогласную субмеридиональную ориентировку. Йокирантское поднятие, расположенное на юго-востоке подзоны, имеет форму округленного треугольника, слабо вытянутого в меридиональном направлении. Контакты глыбы с вмещающими породами тектонические. На юге поднятие осложнено поздними складчато-разрывными дислокациями широтного простирания, приведшими к отчленению небольшой Саванйокской глыбовой структуры. Сортавальское и Йокирантское поднятия расположены в градиентном гравиметрическом поле и не отмечаются отрицательными аномалиями. Магнитное поле слабо дифференцировано. Пониженными значениями магнитного поля отмечается участки поднятий, сложенные, в основном, гранито-гнейсами, слабо повышенное поле отмечается над мигматитами по гнейсам и амфиболитам. Людиковийские породы, залегающие между купольно-глыбовыми поднятиями архейского фундамента, подвергались неоднократным тектоническим деформациям, интенсивность которых усиливается в юго-западном направлении. В межблоковом пространстве Кирьяволахтинского и Сортавальского поднятий вулканогенные породы представляют собой полого залегающую расчешуирированную пластину, зажатую между двумя архейскими глыбами. Здесь фиксируются полого залегающие пакеты вулканогенно-осадочных пород, разделенные полосами бластокатаклазитов и тектоническими пластинами габбро-долеритов.

Рускеальская антиклиналь сложена людиковийскими вулканогенно-осадочными образованиями, имеет северо-западное простирание ( $300^{\circ}$ - $320^{\circ}$ ). В результате поздних деформаций антиклиналь опрокинута на восток, слагающие ее вулканиты в центре и на севере имеют преимущественно юго-западное падение под углами  $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ . На юге антиклинали, в зоне ее сочленения с породами обрамления Кирьяволахтинской глыбы, широко проявлена поздняя складчатость с субширотной ориентировкой осевых плоскостей и падением шарниров в восточном направлении на западном крыле и западном – на восточном крыле структуры под углами  $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$ . Строе-

ние антиклинали осложнено системами тектонических нарушений, главной из которых является продольная система Кирьяволахтинских разломов, имеющих взбросово-сдвиговую природу и хорошо проявленных на карте аномального магнитного поля и на МАКС. По интерпретации геофизических данных зона разломов погружается на юго-запад под углом 60-70°, срезая взброшенные пластины вулканитов и постепенно выполаживаясь к ЮЗ. Людиковийские образования Рускеальской антиклинали контрастно проявлены в геофизических полях и выделяются линейными полосовыми положительными аномалиями магнитного поля северо-западного простирания и положительной аномалией поля силы тяжести.

Метаосадочные породы калевийского структурного яруса слагают сложно построенную Кааламскую синклиналичную структуру, разделенную одноименным габбро-диоритовым массивом на северный и южный сегменты. В южном сегменте ритмично-слоистые метаосадки калевийского надгоризонта обнаруживают признаки наращивания разреза в западном направлении и смяты в позднюю синклиналичную складку с восток-северо-восточным простиранием осевой поверхности. Шарниры поздних складок погружаются в юго-западном направлении под углами 50-70°. Данному сегменту соответствуют нормальное и повышенное слабо дифференцированное магнитное поле и градиентное поле силы тяжести. Северный сегмент синклинали сложен грубослоистыми калевийскими терригенными и людиковийскими вулканогенно-терригенными породами, смятыми в опрокинутые на север-северо-восток изоклиналичные складки. Магнитное поле сложное, дифференцированное, с чередованием отрицательных и положительных магнитных аномалий, отвечающих складчато-чешуйчатому чередованию немагнитных калевийских и магнитных людиковийских пород.

Орогенные и проторогагенные интрузивные образования представлены дайковыми телами суйстамского комплекса, массивами и дайками кааламского и маткасельского комплексов.

Дайки суйстамского комплекса локализованы в бортах Рускеальской антиклинали и контролируются разрывными нарушениями северо-западного и субмеридионального простирания.

Габброиды и диориты кааламского комплекса слагают крупный Кааламский массив и несколько мелких тел-сателлитов в его обрамлении. Кааламский массив представляет собой крупную многофазную интрузию овальной формы, удлиненную в северо-восточном направлении, вдоль осевой поверхности складок второй стадии складчатых деформаций. Геологическими наблюдениями установлено, что в южном контакте Кааламского массива вмещающие метатерригенные породы и дайки габброидов интенсивно тектонизированы, участками превращены в тектонический меланж с гнейсовым матриксом и изометричными, окатанными обломками габброидов и метапесчаников.

Лейкограниты и пегматиты маткасельского комплекса образуют интрузивные массивы и слагают дайковые поля в северной части Рускеальской антиклинали. Образования этого комплекса тяготеют к поздним антиформам субширотного пространства и обнаруживают дискордантное положение относительно мелких складчатых форм.

*Латвасюрская подзона* (1-3) расположена на западе Северо-Ладужской СФЗ. Северная граница подзоны проходит по Кархуланмякской надвиговой зоне, восточная – по крутопадающим разломам субмеридионального простирания. С юга Латвасюрская подзона ограничена Мейерской взбросово-надвиговой зоной, при сложном рисунке в плане и разрезе имеющей общее субширотное простирание. В структурном плане подзона представляет собой взброшенную в ССВ направлении антиклинорную структуру, отделенную от Сортавальской подзоны узкой приразломной синформой, разделяющей Йокирантский и Латвасюрский блоки архейских пород.

Архейский структурный этаж в пределах подзоны представлен тектоническими блоками и пакетами тектонических пластин, сложенных гранито-гнейсами и мигматитами фундамента. В центре подзоны расположен Латвасюрский тектонический блок в обрамлении которого фиксируются фрагменты метавулканитов людиковия, к западу и востоку от Латвасюрского блока располагаются блоки архейских гнейсо-гранитов и мигматитов, выведенные на уровень калевийских отложений.

Нижнепротерозойский структурный этаж представлен нижнелюдиковийским и калевийским структурными ярусами.

Нижнелюдиковийские образования питкьярантской свиты характеризуются незначительными мощностями и представлены удаленными относительно центра вулканической активности вулканогенно-терригенно-карбонатными фациями.

Калевийский структурный ярус представлен вулканогенно-терригенными породами кархуланмякской толщи, залегающими на породах питкьярантской свиты. Характер контакта калевийских и людиковийских пород здесь не установлен из-за высокой степени динамометаморфических преобразований.

В пределах подзоны широко развиты тектонические нарушения взбросовой и надвиговой кинематики, сопряженные с ними левосдвиговые разломы северо-восточного простирания (аз.  $20-30^{\circ}$ ) и наиболее поздние правосдвиговые нарушения северо-восточного простирания (аз.  $55-70^{\circ}$ ). Пологие тектонические нарушения детально изучены в центральной части Кархуланмякской надвиговой зоны на одноименном детальном участке. На территории участка в пределах слоистой амфиболит-песчанистой толщи широко развиты полосы принадвиговых брекчий, представленные ориентированными овальными и остроугольными обломками интрузивных и терригенных пород в песчанистом матриксе. Генезис тектонитов связан с будинажом и окатыванием маломощных пластинчатых тел амфиболитов, габбро-пироксенитов и гранитоидов. Простирание фронта надвига трассируется ориентировкой удлинения обломков пород и составляет  $270 - 280^{\circ}$ . Падение смесителя южное под углами  $20-30^{\circ}$ .

В пределах подзоны широко проявлен магматизм раннеорогенного этапа, выраженный в формировании крупных масс диоритов яккимского комплекса, тяготеющих к западной части подзоны. На востоке подзоны, в краевой части Латвасюрского блока залегают массивы гранитов латвасюрского комплекса, с которыми связаны вольфрамоносные скарны.

По вещественным признакам (широкое развитие в разрезе граувакковых осадков, перемежающихся с основными вулканитами, и раннеорогенных диоритов «островодужного» типа) и

структурному положению (граница эпикратонной области со сфекофенидами Финляндии) можно предполагать формирование Латвасюрской подзоны в обстановке активной континентальной окраины. Для подзоны характерны пониженные гравиметрические и магнитные поля.

По особенностям геологического строения, степени метаморфизма и характеру физических полей в *Лахденпохско-Выборгской СФЗ* выделяется две подзоны: Мейерско-Исоярвинская и Лахденпохская.

*Мейерско-Исоярвинская подзона* (2-1) обрамляет с севера и запада область Лахденпохского гравиметрического максимума и состоит из трех структурных доменов. Северный (Мейерский) домен (2-1а) представляет собой пояс полого дислоцированных пород субширотного простирания. Здесь присутствуют вулканогенно-осадочные образования нерасчлененной кархуланмякской толщи и гнейсы кухкинского метаморфического подкомплекса. Супракрустальные породы неравномерно мигматизированы, смяты в пологие лежачие складки и надвинуты на купольно-глыбовые выступы архейского основания Северо-Ладожской СФЗ. В широкой (10 км) зоне пологих дислокаций сланцеватость и мигматитовая полосчатость гнейсов погружается в южных румбах под углами  $5-30^{\circ}$ . В пределах Мейерской надвиговой зоны, ограничивающей домен с севера, супракрустальные образования, представленные толщей переслаивания биотитовых гнейсов и амфиболитов, интенсивно дислоцированы и мигматизированы. Прослои амфиболитов будинированы, будины растянуты и маркируют реликты складчатых форм в интенсивно мигматизированных гнейсах, испытавших пластическое течение. Ранняя генерация складок проявлена в реликтовой форме и представлена сжатыми складками с субмеридиональным простиранием осевых плоскостей (аз. пад.  $95-100^{\circ}$ ). Вторая генерация представлена опрокинутыми складками с пологим ( $5-30^{\circ}$ ) субширотным залеганием осевых плоскостей, падающих в южных румбах. Лежачие крылья складок часто сорваны, вдоль них фиксируются зоны бластокатаклизмов по тeneвым мигматитам, содержащим до 70% лейкосомы. Крылья складок второй генерации смяты в сжатые либо открытые субмеридиональные складки третьей генерации, шарниры которых погружаются по аз.  $180-200^{\circ}$  под углами  $20-30^{\circ}$ .

В центре домена зона пологих дислокаций пересекается сближенной системой субмеридиональных разломов, вдоль которой проявлено рассланцевание гнейсов с субвертикальным падением. На западе зона субширотных дислокаций продолжается и становится более крутопадающей (углы падения сланцеватости  $35-75^{\circ}$ ).

В пределах домена поле силы тяжести имеет градиентный характер. Характер магнитного поля меняется от пониженного спокойного на западе до слабоповышенного изрезанного на востоке.

*Западный (Исоярвинский) домен (2-1б)* сложен преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями, объединенными в исоярвинскую толщу, отличающуюся от других толщ зоны сравнительно слабым динамометаморфизмом и отсутствием мигматизации. Вулканогенно-осадочные породы здесь сохраняют первичные признаки вулканомиктовых и осадочных структур и текстур. Это является характерной особенностью подзоны и главной причиной для ее выделения из общего ансамбля. Северная граница Исоярвинского домена подзоны проходит по системе разломов предположительно надвиговой кинематики и имеет дугообразно выпуклый в северо-восточном направлении рисунок. В дистальной части этого надвига картируется массив габбро кааламского комплекса. Восточная граница домена проходит по Пюхярвинской долгоживущей тектонической зоне северо-восточного простирания, входящей в систему глубинных разломов, ограничивающих Лахденпохский гравиметрический максимум. Предполагается, что Исоярвинский домен представляет собой синформу (грабен-синклираль), в пределах которой на современном уровне эрозионного среза сохранился опущенный блок верхнего структурного яруса свекофенских толщ, не подверженных глубинным динамометаморфическим преобразованиям. В целом домен характеризуется пониженным гравитационным полем и, в большей степени, отрицательным магнитным. При этом аномальное магнитное поле имеет сложный изрезанный рисунок, подчеркивающий полукольцевые тектонические контакты интрузивных тел габброидов.

Южный (Хиитольский) домен (2-1в) расположен в самой юго-западной части описываемой территории и представляет собой тектоническую пластину, сложенную мигматизированными гнейсами лахденпохского метаморфического комплекса, надвинутую на породы исоярвинской толщи.

*Лахденпохская подзона (2-2)* расположена в юго-восточной части площади работ. Ее отличительными характеристиками являются высокотемпературный низкобарический метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, интенсивная мигматизация и анатексис, насыщенность интрузивными телами габброидов, диоритов, гранитоидов и сиенитов разной формационной принадлежности. Из-за интенсивно проявленных тектонических процессов и метаморфизма создать обоснованное представление об исходном разрезе невозможно. Метаморфические породы ихальского подкомплекса и прилегающие гиперстеновые гнейсы куркийокского подкомплекса разбиты на ряд тектонических покровов. В большинстве своем все образованные тектонические пластины имеют полукольцевые тектонические сдвиго-надвиговые контакты, по которым смещены в процессе сучивания в северо-восточном направлении. Образованные при этом мелкие складчатые формы характеризуются пологим ( $30-40^{\circ}$ ) погружением шарниров в юго-западном направлении. В ходе более поздних деформаций границы тектонических пластин сминались в складки с северо-восточным и меридиональным простиранием осевых плоскостей.

Лахденпохская подзона отмечается гравитационным максимумом, изрезанным, часто аномально повышенным магнитным полем. Интенсивными положительными аномалиями магнитного поля отмечаются высокомагнитные графитовые гнейсы и амфиболиты ихальского подкомплекса.

#### Складчатые и разрывные дислокации

Архейско-протерозойские образования района работ испытали сложные складчатые и разрывные дислокации, что определяется его положением в узле сочленения разноориентированных свекофенских складчатых поясов и многоэтапностью деформационных процессов.

В пределах Северо-Ладужской СФЗ ранний план складчатости характеризуется субмеридиональной и северо-западной ориентировкой осей складок. Первый этап складчатости завершается опрокидыванием складок в северо-восточном направлении и формированием взбросо-надвиговых разрывных нарушений северо-западного простирания (Кархуланмякский, Восточно-Кирьяволахтинский и Алалампинский разломы), которые могут быть скоррелированы с системой надвигов Оутокумпу, возраст формирования которых оценивается финскими геологами в интервале времени 1,9-1,89 млрд. лет.

Второй этап складчато-разрывных нарушений в Северо-Ладужской СФЗ коррелируется с основной фазой раннеорогенного магматизма, в результате которой на сопредельной территории Финляндии сформировался крупный Пюхьярвинский плутон диорит-тоналитового состава, удлинённый в северо-восточном направлении. Во второй этап формируются наложенные складки с северо-восточным протиранием осевых плоскостей, осложняющие строение Янисьярвинской и Кааламской синформных структур и Кирьяволахтинской антиклинали. Во второй этап деформаций закладываются разрывные нарушения северо-восточного простирания ( $30^{\circ}$ - $45^{\circ}$ ), которые картируются зонами милонитизации, расланцевания, фиксируются в магнитном поле и дешифрируются на МАКС фрагментарно проявленными непротяженными зонами линеаментов.

Третий этап деформаций связывается нами с формированием мантийного диапира и термального купола в пределах Лахденпохско-Выборгской СФЗ. В этот этап в южной части Северо-Ладужской СФЗ происходит воздымание и сучивание архейских глыб, формируются складки с субширотной ориентировкой осевых плоскостей, надвиги Мейерской зоны и взбросы, приуроченные к границам архейских глыб и обрамляющих супракрустальных пород. На севере площади формируются сопряженные системы сдвигов субмеридионального и северо-западного простирания.

Четвертый этап деформаций проявлен в формировании пологих складок с субмеридиональной ориентировкой осевых плоскостей, деформирующих ранние надвиги и сбросы и форми-

рующие мелкие складчатые формы. В этот этап происходит активизация тектонических нарушений северо-восточного простирания (Пюхьярвинский и Латвасюрский разломы).

В пределах Лахденпохско-Выборгской СФЗ однозначная реставрация структурных форм и расшифровка последовательности деформаций затруднена из-за отсутствия критериев стратификации метаморфических толщ. В результате первого этапа деформаций на юге площади, по видимому, были сформированы складки северо-западного простирания. При детальном картировании [78] установлено, что породы ихальского подкомплекса на Ихальском участке смяты в древнюю антиклинальную складку северо-западного простирания, осевая поверхность которой испытала наложенную складчатость северо-восточной ориентировки. Можно предположить, что основной структурный план южной части площади сформирован во второй этап деформаций и подчиняется северо-восточной ориентировке крупных складчатых форм. На западе может быть выделена Исоярвинская синформа, сложенная породами исоярвинской толщи верхнекалевийского(?) возраста. Далее к юго-востоку – антиформа, соответствующая центрам ареалов ихальского метаморфического подкомплекса людиковийского возраста (?), и синформа, сложенная подкомплексами калевийского(?) возраста. Третий этап складчатости имеет доминирующее значение для всей Лахденпохско-Выборгской СФЗ. Здесь фиксируются системы изоклинальных складок в основном субширотного и пологого северо-западного простирания. Параллельно осевым поверхностям складок развиты зоны сдвиговых деформаций. Характерной особенностью структур этого этапа является их формирование в условиях интенсивного тангенциального сжатия, завершившегося формированием серии тектонических покровов, главным из которых является Мейерский надвиг и примыкающая с юга обширная зона пологих складчато-разрывных дислокаций. Четвертый этап деформаций проявлен здесь, аналогично Северо-Ладожской СФЗ, формированием пологих складок и тектонических нарушений субмеридионального простирания, вдоль которых проявлены низкотемпературные метасоматиты, перспективные на золотое оруденение.

Нужно отметить, в посторогенную стадию и, по-видимому, в платформенный этап развития происходило подновление системы долгоживущих, глубинных разломов северо-западного простирания ( $340^{\circ}$ - $350^{\circ}$ ) и ортогональной к ней системы разломов северо-восточного простирания ( $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ). Активизация разломов этих направлений, вероятно, произошла в вепсийское и рифейское время. По ним устанавливаются незначительные смещения до первых сотен метров блоков пород, находящихся в достаточно жестком состоянии. По системам разломов СЗ и СВ простирания ориентированы дайки вепсийских лампрофиров и рифейские дайки долеритов.

Эволюция интрузивного магматизма района исследований увязывается с последовательностью деформационных процессов. Во второй этап деформаций формируются массивы раннеорогенных габброидов и диоритов кааламского и якимского комплексов, наследующие северо-восточные направления складчатых форм. Максимальный объем более поздних интрузивных образований, сконцентрированных на юге площади, сформирован в течение третьего этапа деформаций. Среднеорогенные диорит-тоналит-гранодиоритовые комплексы контролируются системами субмеридиональных и северо-западных разрывных нарушений. На фронте зоны пологих тектонических покровов происходило внедрение интрузий импиниемского комплекса, южнее формируются массивы приозерского комплекса. Интрузии позднеорогенного этапа (путсарский, тервусский комплексы) формируются над апикальной частью Лахденпохского мантийного свода в заключительную стадию третьего деформационного этапа.

#### Строение астроблемы Янисъярви

По геофизическим данным диаметр астроблемы может быть оценен в 14 км, а ее центр размещается примерно в 1-2 км к юго-востоку от о.Пиениселькясаари. Никаких характерных элементов морфологии метеоритного кратера в настоящее время наблюдать невозможно из-за высокой степени эрозии и отсутствия коренных выходов на большей части структуры, находящейся в акватории озера. Для реконструкции формы и размеров структуры можно использовать лишь характер трещиноватости сланцев ладожской серии по берегам озера и на прибрежных неболь-

ших островах и геофизические данные. Замеры трещиноватости и интерпретация данных магниторазведки позволили выделить две специфические системы трещин. Одна из них ориентирована примерно по радиусам кратера и имеет близкие к вертикальным углы падения. Другая система включает трещины, ориентированные по касательной к кратеру, и падающие к его центру под углами 30-60°. Широкое развитие таких трещин приводит к появлению зон, где породы разбиты на блоки 0,5- 1,0 м в поперечнике.

## 5. История геологического развития

### Дочетвертичные отложения

Площадь листов расположена в юго-восточной краевой части Свекокарельской подвижной области и сложена породами, сформированными в интервале времени от раннего архея до позднего протерозоя.

Ранние этапы и стадии развития площади могут быть установлены лишь для Северо-Ладожской структурно-формационной зоны, супракрустальные породы которой залегают на архейском основании и поддаются стратификации. Архейские породы развиты на площади зоны фрагментарно и архейский цикл развития территории не поддается интерпретации.

Большая часть Лахденпохско-Выборгской СФЗ сложена высоко метаморфизованными породами лахденпохского комплекса, первичная природа которых однозначно не расшифровывается. Архейский фундамент на площади Лахденпохско-Выборгской СФЗ не установлен. По изотопно-геохимическим данным коровые гранитоиды данной зоны характеризуются позднепротерозойскими модельными возрастными источниками магмы, что указывает на существенное омоложение коры в данном домене. Указанные различия геологического строения разных зон делают целесообразным раздельную характеристику истории их геологического развития.

## Раннепротерозойский цикл развития

### Северо-Ладожская структурно-формационная зона

Раннепротерозойский цикл развития площади связан с формированием Сфекокарельского подвижного пояса. В пределах цикла выделяются доорогенный, орогенный и посторогенный этапы развития.

В доорогенный этап северо-восточная краевая часть Сфекокарельского подвижного пояса, включающая Северо-Ладожскую СФЗ, развивалась в режиме пассивной континентальной окраины. В начальную стадию заложения подвижного пояса, произошедшую на рубеже ~ 2,1 млрд. лет, Карельский кратон испытал растяжение, приведшее к формированию пояса сближенных субпараллельных даек габбро-диабазов, протягивающегося на сотни километров параллельно контакту кратона с раннепротерозойскими толщами Свекокарельского подвижного пояса.

Равномерное растяжение, ориентированное по нормали к краевой части кратона, в отдельных блоках сменялось растяжением сводового типа. При этом формировались приподнятые блоки фундамента изометричной формы, в пределах которых по системе кольцевых разломов происходило внедрение диабазовых даек. Подобный блок архейского фундамента (Леппясюрский выступ) закартирован восточнее озера Янисъярви, за пределами Сортавальской площади. Формирование блоков со сводовым режимом растяжения архейского фундамента характерно для Северо-Ладожской структурно-формационной зоны свекокарелид, примыкающей к Карельскому кратону с юго-запада.

*Прототрапповая стадия* развития подвижного пояса соответствует возрастному интервалу 2,1-2,0 млрд. лет. В этот этап происходили излияния толеитовых базальтов и отложение сопутствующих терригенно-карбонатных пород питкьярантской свиты, сформированных в результате трещинных излияний в условиях сравнительно мелководного морского бассейна. Закономерная латеральная изменчивость состава свиты и мощности входящих в нее metabазальтов позволяют предполагать, что базальтовый вулканизм носил ареальный характер и был приурочен к сводам

глыбовых поднятий в настоящее время представленных сближенными группами выступов архейского фундамента. В краевых частях ареалов платобазальтового вулканизма фиксируется существенное уменьшение мощности вулканогенных пород вплоть до полного их замещения терригенно-карбонатными породами. Тесная пространственная сопряженность центров ареалов людиковийского вулканизма и групп купольно-глыбовых структур свидетельствует о заложении этих структур в виде поднятий в людиковийское время. По мнению М.А. Черноморского [10], разрывы, окружающие глыбы, служили благоприятными зонами для реализации вулканической деятельности.

В начальную стадию прототраппового вулканизма приходило излияние типичных платобазальтов с повышенными содержаниями титана и устойчиво отрицательными изотопными неодимовыми метками, которые свидетельствуют о контаминации базальтовой магмы веществом архейской коры. Завершается прототрапповый вулканизм излияниями низкотитанистых базальтов с устойчивыми положительными значениями  $\epsilon\text{Nd}(T)$  и офиолитовыми геохимическими характеристиками. Предыдущими исследователями [65] эти базальты были отнесены к образованиям океанической стадии континентального рифтогенеза. По нашим данным, базальты с офиолитовыми характеристиками повсеместно без признаков стратиграфического и структурно-тектонического несогласия перекрывают нижележащие высокотитанистые базальты и стратиграфически несогласно перекрыты вулканогенно-осадочными породами рифтогенной стадии. По комплексу вещественных и геологических признаков обе базальтовые толщи относятся нами к трапповым образованиям, для которых достаточно типичны базальты «офиолитового» типа [11].

*Рифтогенная стадия развития* начиналась на рубеже 2 млрд. лет после структурной перестройки территории, которая сопровождалась локальным ее поднятием и частичным размывом ранее образованных вулканитов и пород архейского фундамента. На месте изометричного поля развития прототрапповых вулканитов закладывалась рифтовая эпикратонная структура северозападного простирания, наиболее полные разрезы которой фиксируются в пределах Рускеаль-

ской антиклинали. Возрастной интервал формирования рифтогенных вулканогенно-осадочных пород, выделенных в кирьяволахтинскую свиту, составляет 2,04 – 1,92 млрд. лет. Базальные образования пород рифтового этапа представлены специфичной толщей андезитов повышенной щелочности с возрастом 2,0 млрд. лет, в основании которой залегают терригенные и вулканогенно-терригенные породы с окатанными обломками нижележащих вулканитов и пород архейского фундамента. Фациальные особенности андезитовой толщи указывают на ее формирование в результате деятельности вулканических аппаратов центрального типа в субаэральных условиях. Основную часть разреза образований континентального рифта составляет коматиит-базальтовая толща, вулканиты которой были сформированы в условиях подводных излияний трещинного типа. Их характерной особенностью является ассоциация примитивных высокомагнезиальных базальтов и коматиитов, производных деплетированной мантии, с железистотитанистыми толеитовыми базальтами, иногда повышенной щелочности, которые характеризуются повышенными содержаниями некогерентных редких элементов и легких редкоземельных элементов, указывающими на обогащенный мантийный источник. Рифтовый этап развития территории завершается формированием мощной терригенно-карбонатной толщи, венчающей разрез кирьяволахтинской свиты.

*Пострифтовая стадия* развития Северо-Ладужской СФЗ характеризуется терригенным и вулканогенно-терригенным осадконакоплением в зонах шельфа и континентального склона. Возраст стадии оценивается интервалом 1,92-1,9 млрд. лет.

Северо-восточная часть Северо-Ладужской СФЗ (Янисъярвинская и Сортавальская подзоны) в пострифтовую стадию развивались в режиме пассивной континентальной окраины. Осадконакопление здесь происходило в условиях расчлененного морского дна. При этом обособленные области людиковийского вулканизма (Сортавальско-Рускеальская и Питкярантская) выступали в роли внутренних поднятий, разделенных троговой структурой север-северо-западного простирания, получившей название «зона Ляскеля-Импиниеми» [39]. Сортавальская область поднятий была отделена от Карельского кратона прогибом северо-западного простирания.

ния, составляющим Янисъярвинскую структурно-формационную подзону. В пределах последней, в основании терригенного разреза накапливались кварцито-песчанистые и высокоглиноземистые осадки свит контиосари и пялкъярви, образованные за счет размыва кор выветривания гранитоидов Карельского кратона. Верхняя часть разреза сложена ритмично-слоистыми песчано-алевролитовыми толщами флишоидного типа, типичными для областей континентального склона. Разрез калевийских пород западнее Рускеальской антиклинали представлен ритмично-слоистыми флишоидными терригенными породами. Кварциты и высокоглиноземистые осадки здесь отсутствуют, что, по-видимому, обусловлено барьерной ролью Сортавальско-Рускеальского поднятия, препятствующего поступлению обломочного материала с Карельского кратона во внутреннюю часть морского бассейна.

В западной части площади (Латвасюрская подзона Северо-Ладожской СФЗ) пострифтовая стадия развития проходила в обстановке активной континентальной окраины. В разрезе калевийских отложений указанной подзоны существенную роль приобретают граувакковые метапесчаники и метаморфизованные основные вулканиты (амфиболиты), принадлежащие, по-видимому, к удаленным фациям островодужной системы Пюхясалми, протягивающейся вдоль края Карельского кратона в Финляндии.

Орогенный этап развития, начавшийся на рубеже около 1,9 млрд. лет, фиксирует смену режима растяжения и осадконакопления латеральным тектоническим сжатием, приведшим к закрытию подвижной области, интенсивной складчатости, глубинному магматизму и метаморфизму.

*В раннеорогенную стадию (1,90-1,88 млрд. лет) формируются складчатые формы с первого и второго этапов деформации. Ранние складки с северо-западными осевыми плоскостями и ранние взбросо-надвиговые разрывные нарушения северо-западного простирания одновозрастны с тектоническими покровами Оутокумпу в Финляндии. Складки второго этапа деформаций с северо-восточным простиранием осевых плоскостей формируются одновременно с интрузивными образованиями кааламского габбро-диоритового и яккимского тоналит-диоритового ком-*

плексов. Предполагается, что оба комплекса образованы при дифференциации родоначальных магм, зародившихся в литосферном клине над зоной субдукции островодужных систем сфекофеннской зоны под край Карельского континента [65] Вулканогенно-осадочные породы подвергаются зональному региональному метаморфизму, уровень которого достигает амфиболитовой фации.

*В синорогенную стадию* (1.88-1.87 млрд. лет) метаморфизм и мигматизация супракрустальных пород Северо-Ладожской зоны достигают кульминации. В южной части зоны формируется зона надвигов и взбросов субширотного простирания, возникшая при перемещении материала с юга на север и сопряженные системы сдвигов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. В результате тангенциальных движений породы сминаются в складки с субширотными осевыми плоскостями. Интрузивные породы представлены трещинными интрузиями и дайками гранитоидов с небольшим количеством габбро (импиниемский и суйстамский комплексы). Северная часть площади в период формирования суйстамского комплекса была консолидирована, смятые в складки метаморфизованные породы прорывались гипабиссальными интрузиями и дайками порфировых гранитоидов, контролирующих размещение золоторудных проявлений рудного поля Янис. Стадия завершается формированием калиевых гранитов латвасюрского комплекса, образованных в результате локальной реомобилизации архейских гранитоидов фундамента.

В посторогенный этап развития территория Северо-Ладожской СФЗ испытывала воздымание и ретроградный метаморфизм. В коре возникли глубинные очаги анатексиса, обусловившие формирование больших масс калиевых высокоглиноземистых гранитов, образующих на сопредельной территории Финляндии обширный Пюхясалминский ареал массивов с возрастом 1,8 млрд. лет, относимых нами к маткасельскому комплексу. Краевая часть этого ареала располагается в северо-западной части Северо-Ладожской СФЗ. С формированием пюхасалминского гранитного ареала, по-видимому, связано образование поздней системы сдвигов северо-восточного простирания.

### Лахденпохско-Выборгская структурно-формационная зона

Отличительной особенностью этой зоны является глубокий метаморфизм раннепротерозойских толщ, достигающий гранулитовой фации, который затрудняет стратификацию супракристаллических пород. В пределах этой зоны отсутствуют архейские гнейсо-гранитные купола, что может быть следствием проявленной здесь интенсивной раннепротерозойской гранитизации и полной реомобилизации древнего гранитного основания, либо может указывать на переход из перикратонной области с архейским фундаментом в свекофеннский пояс. Исследованиями финских геологов [52, 58] установлено, что в разрезе Свекофеннского пояса отсутствуют архейские породы, и в этом обширном районе земная кора имеет раннепротерозойский возраст.

По современным представлениям [47] Лахденпохско-Выборгская структурно-формационная зона на рубеже раннего и позднего карелия развивалась в режиме активной окраины Карельского континента. Итогом геологического развития свекофеннид этой части региона стало формирование новой, нижнепротерозойской континентальной коры.

В доорогенную стадию развития (2,1-1,9 млрд. лет назад) на площади Лахденпохско-Выборгской СФЗ образовалось окраинное море (тыловодужный бассейн). Оно возникло в условиях растяжения и деструкции юго-западной окраины Карельского палеоконтинента. В этом бассейне формировался глубоководный тыловодужный трог, не имевший гранитного основания, в пределах которого аккумуляровались вулканогенно-терригенные толщи, преобразованные в метаморфические породы лахденпохского комплекса. Породы комплекса не поддаются стратиграфическому расчленению, но нередко имеют сходство с метатурбидитами (лумиварский подкомплекс) и метавулканитами (ихальский, куркийокский и, отчасти, кухкинский подкомплексы). По составу входящих пород образования ихальского подкомплекса могут быть скоррелированы с метабазами и углеродистыми сланцами людиковия, куркийокского и кухкинского подкомплексов - с вулканогенно-осадочными толщами калевиа, лумиварского подкомплекса – с калевийскими флишоидами ладожской серии. Вулканогенно-осадочная порода отчетливо устанавливается для сравнительно слабо метаморфизованных и не мигматизиро-

ванных пород исоярвинской толщи, которая может быть скоррелирована с толщами средних и кислых вулканитов остороводужного комплекса Южной Финляндии (пояс Тампере).

*Раннеорогенная стадия* (1,90-1,88 млрд. лет) характеризуется начальными проявлениями складчатости и метаморфизма. В этот период на западе площади формируются крупные массивы диоритов яккимского комплекса и габброидов кааламского комплекса. В отдельных частях морского бассейна, не захваченных орогенезом, продолжалось осадконакопление и андезитовый вулканизм. Метаморфизованные трахиандезиты с возрастом 1883 млн. лет, перемежающиеся с метатерригенными породами, выявлены в юго-восточной части площади, примыкающей к акватории Ладожского озера.

В синорогенную стадию (1,88-1,87 млрд. лет), когда происходило закрытие упомянутого выше тыловодужного трога, накопившиеся там супракрустальные образования подверглись интенсивному тангенциальному сжатию и региональному метаморфизму с образованием тесно сжатых изоклинальных складок. В центральной части зоны, в области маркированной положительной аномалией силы тяжести, формировался ареал гранулитового метаморфизма, связанный с внедрением большого объема основных магм в нижние части земной коры. Производные этих магм интродировали кверху и формировали массивы соскладчатого норит-эндербитового куркийокского комплекса (1881±6 млн. лет).

К синорогенной стадии относятся и сложные, многоактные процессы надвигообразования, направленные с юга на север, в результате чего тектонические пластины метаморфизованных пород Лахденпохско-Выборгской СФЗ оказались надвинутыми на эпикратонные образования северного домена. Наиболее крупный Мейерский надвиг или "пояс тектонических покровов" [39] картируется на границе Северо-Ладожской и Лахденпохско-Выборгской зон. Ко времени окончания синорогенной стадии параметры метаморфизма снизились до уровня условий амфиболитовой фации, что сопровождалось массовой мигматизацией, развитием разрывных дислокаций и интрузиями натровых и калий-натровых гранитоидов (приозерский и импиниемский комплексы).

В позднеорогенную стадию (1860-1870 млн. лет) температура и давление продолжают уменьшаться, проявлены процессы регрессивного метаморфизма, но уже среднетемпературного. Происходит смена натровых и калинатровых интрузивных серий на калиевые (путсарский габбро-монцонит-гранитный и тервусский гранитный комплексы).

Посторогенная стадия проявлена в интервале времени от 1860 - 1800 млн. лет и характеризуется снижением тектоно-магматической активности. К этой стадии отнесены массивы постскладчатых субщелочных пород элисенвааро-вуоксинского комплекса, генезис и становление которых определялись наиболее долгоживущими глубинными разломами. Регрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций развивается локально, в зонах крутопадающих разломов северо-западного и меридионального простираний.

### **Рифейский цикл развития**

Следующий цикл развития территории - протоплатформенный (рифейский), включает в себя стадию формирования гранитов рапакиви, массивы которых расположены за пределами площади работ, и стадию рифтогенеза. В рифтогенную стадию развития на пенепленизированной поверхности кристаллических пород в условиях растяжения возникла сложнопостроенная депрессия северо-западного простирания, ограниченная разломами, в пределах которой накапливались терригенные толщи раннего рифея с субсогласными sillами диабазов валаамского комплекса. Северо-западный край этой структуры (Ладожский прогиб) занимает акваторию Ладожского озера на площади изученных листов. На суше, в прибрежной части Ладожского озера картируются протяженные пояса даек рифейских долеритов северо-западного и широтного простирания.

### **История геологического развития в квартере**

Во время длительного континентального перерыва от мезозоя до четвертичного периода отложения осадков не происходило и территория подвергалась интенсивному размыву. Четвер-

тичный период характеризуется общим сильным похолоданием климата и последовательной сменой ледниковых и межледниковых эпох. Каждый ледник значительно изменял поверхность и мощность нижележащих образований. Холмисто-грядовые выходы пород кристаллического фундамента на юго-востоке территории сглаживались с образованием «бараньих лбов» и ледниковых шрамов. Геологические данные, отражающие развитие территории в нижнем плейстоцене отсутствуют. Их следы встречены значительно южнее описываемой территории, что позволяет сделать предположение о полном перекрытии территории, в это время, материковым льдом.

Начало позднего неоплейстоцена характеризуется крупным потеплением – микулинским межледниковьем. После полного исчезновения ледникового покрова, приведшего к значительному повышению уровня мирового океана, описываемая территория явилась частью обширного морского бассейна, возникшего в результате мгинской трансгрессии.

Новое ранеевалдайское похолодание сопровождалось сокращением и опреснением мгинского моря и ухудшением климатических условий. Весь этот средневалдайский период характеризуется чередованием потеплений и похолоданий, однако, климат его оставался холоднее современного

Наступление последнего карельского ледника (примерно 24 тыс. лет назад) привело к образованию ледникового покрова на всей описываемой площади. С его деградации начался этап окончательного ее освобождения от ледникового покрова время которого оценивается сейчас в 14 тыс. лет назад. В этот период интенсифицируются аккумулятивные рельефообразующие процессы с возникновением разнообразных ледниковых и водноледниковых форм рельефа: конечно-моренных гряд, моренных и ледниково-озерных равнин, озов. По мере отступления ледника перед его фронтом возникали локальные приледниковые бассейны, которые в позднеледниковое время, около 13-13,5 тыс. лет назад слились и образовали обширное балтийское ледниковое озеро. Берег его почти повсеместно обозначен в рельефе абразионными склонами и уступами на а.о. 50-60 м. а иногда и 80 м. Песчаные и глинистые отложения балтийского

ледникового озера присутствуют на всей территории ниже указанных высотных отметок.

Начало голоцена (пребореал) совпало с резким падением уровня балтийского ледникового озера (до 26 м.). Очертания водоема стали близки к контурам современного Ладожского озера. Палинологические и диатомовые анализы (скв. 51) показывают, что климатические условия были умеренно-холодные. Формирование отложений озерного бассейна началось в первой половине бореального времени (ВО-1) раннего голоцена, в период произрастания разряженных сосновых лесов с березой и тундровыми группировками. В бассейне была богатая диатомовая флора с преобладанием планктонных видов, в меньшем количестве отмечены прибрежные виды. Во вторую половину бореального времени (ВО-2), в период господства сосново-березовых разряженных лесов, начинается постепенное обмеление озерного водоема. Состав спор и пыльцы характеризуется распространением сосновых лесов, по побережью озера, осоково-злаковых зарослей и ольховника. Климатические условия улучшаются. Исчезают планктонные виды диатомовых водорослей, развиваются донные и эпифитные формы. В большем количестве появляются *Eriothemia hundmanii* которая, как и *Eunolia clevei*, характерна для анциловых отложений. Регрессия водоема, видимо, произошла к атлантическому времени среднего голоцена. В результате образовались мелкие изолированные озера. Многочисленные палинологические исследования озерных отложений рассматриваемой территории, указывают на осадконакопление в течение всего голоцена.

В послеледниковой истории Ладожского озера происходили неоднократные перемещения береговой линии, отличающиеся по знаку и амплитудам и сопровождающиеся значительными изменениями его площади и конфигурации. Снятие ледниковой нагрузки обусловило активизацию неотектонических движений. Около 9500 лет назад в Ладожской котловине в результате активного разрушения ледника и образования стока в сторону океана возникло пресноводное анциловое озеро, существовавшее до конца бореала. Уровень анцилового бассейна был на 15-18 м выше современного. Улучшение климата в бореальное время сказалось и на перестройке растительных сообществ. На суше сформировались сосновые леса с примесью березы и ели, В

конце бореала появились рощи орешника и широколиственных пород. Уровень Ладожского озера с атлантического времени снижался и имел колебательный характер. На суше в это время в условиях относительно мягкого климата произрастали хвойно-лиственные леса с участием широколиственных пород, которые сменились во второй половине атлантического периода ольховыми лесами

Гляциоизостатическое поднятие Северного Приладожья в интервале 3000-2400 лет назад (конец суббореала – начало субатлантики), а также спуск системы финских озер Большой Саймы через р. Вуокса, вызвали ладожскую трансгрессию. Интенсивный сток огромных масс воды из Ладоги в залив, через оформившуюся в это время р. Нева, обусловил снижение уровня воды в ней до современного + 5,1 м абсолютной высоты.

Сокращение Ладоги от максимального до современного уровня сопровождалось образованием ряда террасовых ступеней, береговых валов и абразий ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа. В озерах голоценового возраста накапливался сапропель, в болотах – торф. В настоящее время продолжается образование озерных и аллювиальных террас, речная эрозия, накопление торфянников.

## 6. Геоморфология

### Рельеф суши

Территория суши расположена в пределах юго-восточного склона Балтийского щита, где основное рельефообразующее значение имеет тектоническая деятельность, ледниковые и водноледниковые процессы завершили моделирование рельефа. На дочетвертичную поверхность выходят архейские гнейсо-граниты, протерозойские осадочно-эффузивные и изверженные породы. Денудационные процессы, в зависимости от устойчивости слагающих территорию пород, протекали по-разному. На территории распространения легко поддающихся разрушению сланцев и гнейсов формируется мелко-рядовой рельеф. На площадях архейских гранито-гнейсов

(р-н г. Сортавала, пос. Харлу и ст. Элисенваара) отмечается характерный только для них крупнохолмистый рельеф. Важную роль на формирование рельефа кристаллического фундамента оказала новейшая тектоника, которая обусловила спрямленные участки речных долин, прямолинейные формы береговых линий заливов Ладожского озера и оз. Янисъярви. В четвертичное время рельеф кристаллических пород подвергся ледниковой экзарации, в результате чего положительные формы приобрели сглаженные очертания. Наложение аккумулятивных процессов привело к дальнейшему сглаживанию дочетвертичной поверхности, образованию конечно-моренного рельефа, моренных, зандровых, ледниково-озерных, озерных и болотных равнин. В пределах рассматриваемой территории в современном рельефе выделяются следующие его типы: денудационный, денудационно-аккумулятивный, аккумулятивный, эрозионно-аккумулятивный.

Денудационный рельеф прослеживается широкой полосой вдоль всего северо-западного берега Ладожского озера. Его возникновение связано с селективной денудацией на фоне дифференцированных неотектонических движений, сопровождавшихся дизъюнктивными дислокациями. Денудационный рельеф представлен пологоволнистой мелко и крупно грядовой равниной местами сельговой, с абсолютными отметками от 10 м до 100 м, максимальные из них достигают 122,9 (г. Ристивара) и 123,8 м (г. Паломяки). Относительные превышения изменяются от 40 до 60 м. Для данного рельефа характерно широкое развитие сельговых гряд ориентированных, главным образом, в ЮВ, реже, в субширотном направлениях и разделенных узкими межгрядовыми ложбинами. Относительные высоты сельговых гряд колеблются от 15 – 20 м до 50 – 60 м, ширина от 50 до 200 м, склоны крутые, обрывистые, гребни нередко уплощенные. Ширина межгрядовых понижений изменяется от 80 до 150 м, их плоские днища заболочены, заняты озерами и мелкими водотоками. Большинство линейно вытянутых впадин – результат дочетвертичных дизъюнктивных движений. Изрезанное протяженными заливами с многочисленными скальными береговыми обрывами Ладожское побережье также представляет собой подтопленные ориентированные в северо-западном направлении сельговые гряды. Для данного релье-

фа характерны локальные уступы. Дочетвертичные породы нередко перекрыты маломощным (до 2 – 3 м) чехлом четвертичных образований. Ледниковые шрамы и штриховка ориентированны в северо–западном направлении (300-310°), а многочисленные скальные обнажения несут на себе следы экзарации.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф развит по речным долинам и создан после спуска приледниковых озер процессами речной эрозии и аккумуляции. Речная сеть района отличается молодостью, и находится в стадии развития. Долины рек слабо разработаны, имеют ступенчатый продольный профиль с порогами и перекатами, а также нечетко оформленными склонами и слабоврезанными руслами. Долины рек, прорезающие денудационный рельеф, имеют часто крутые обрывистые склоны, сложенные коренными породами. Вдоль русел рек, в основном, прослеживаются пойменные террасы высотой от 0,5 до 1,5 м., в низовьях рек появляются фрагментами 1 и 2 надпойменные террасы с высотами 1,5 – 3,5 м и 3,5 – 4,5 м. Площадки террас узкие, шириной от 3 – 50 м с наклоном в сторону русла. Мощность аллювия незначительна и не превышает 2,5 м.

Денудационно-аккумулятивный рельеф в виде разобщенных участков прослеживается вдоль площадей распространения денудационного рельефа. Он представлен грядово-холмистой равниной, часто наследующей черты дочетвертичного рельефа. Нивелирующая работа ледниковой и ледниково-озерной аккумуляции сделала рельеф в целом менее контрастным, чем денудационный. Относительные высоты гряд и холмов не превышают 20 – 25 м. Межгрядовые понижения заболочены, заняты небольшими озерами и водотоками. Положительные формы рельефа часто имеют цоколь из кристаллических пород. Преимущественно в северной части территории развиты сельги высотой до 30 – 40 м, шириной до 200 м, с крутыми, местами, обрывистыми склонами.

Аккумулятивный рельеф протягивается широкой полосой вдоль границы с Финляндией. Он сформировался в результате ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Непосредственное воздействие ледника на коренное ложе выразилось в экзарационной его деятельности, в сгла-

живании резко выступающих форм и создании характерных скульптурных форм – бараньих лбов, ледниковых шрамов и штриховок. Аккумулятивный рельеф представлен моренной, зандровой, ледниково-озерной, озерной, болотной равнинами и конечно-моренным рельефом.

Холмисто-грядовый рельеф развит на западе территории в пределах краевой гряды Сальпаусселькя-I. Она имеет протяженность около 90 км. и ширину 6–10 км. Конечно-моренный рельеф сформировался в краевой зоне ругозерской стадии осташковского оледенения, он представляет собой сочетание холмов и гряд вытянутых в меридиональном направлении. Понижения между грядами и холмами нередко заняты озерами или заболочены. Холмы овальной или округлой формы, вершины их уплощенные или слабо выпуклые. Гряды короткие. Склоны холмов и гряд крутые, часто асимметричные, круче, как правило, дистальный склон. Абсолютные высоты от 100 до 150 м, относительные 5–15 м, реже 30–40 м.

Моренная плоская и волнистая равнина распространена на северо-востоке территории вдоль побережья оз. Янисъярви. Поверхность ее обычно волнистая и слабо волнистая с относительными высотами 3–5 м, реже 15 м. Она наклонена на восток и юго-восток. Абсолютные отметки ее поверхности изменяются от 120 м. до 65 м. Отдельные превышающие этот уровень высоты, встречаются редко (г. Исакан-вара, абсолютная отметка 140 м). Поверхность моренной равнины в различной степени подвергнута речной эрозией. Холмообразные повышения, встречающиеся на равнине, небольшие по площади, шириной 400 – 500 м, высотой от 5 – 6 м до 15 м. Сложена она ледниковыми отложениями. Нередко на поверхности встречается большое количество валунов, покрывающих иногда равнину сплошным чехлом. Изредка наблюдаются сельги.

Зандровая плоская, волнистая равнина протягиваются полосой 2 – 3 км вдоль дистального края конечно-моренных образований. Поверхность зандров волнистая, с относительными превышениями 3 – 5 м, реже плоская. Сложены они разнозернистыми слабо сортированными песками.

Ледниково-озерная плоская и полого-волнистая равнина охватывает обширные площади рассматриваемой территории, простирается между зандровыми равнинами и денудационно-

аккумулятивным рельефом на абсолютных отметках от 20 до 80 м, относительные превышения ее составляют 1–3 м. В пределах равнины распространены озы. Высота их колеблется от 2–3 м до 25 м при длине от 0,5 км до 1,5 км и ширине от 70 до 200 м. Крутизна склонов 15–25° иногда 45–50°, склоны симметричные, гребни волнистые. Преобладает меридиональная и северо-восточная (60°) ориентировка озв. Наиболее крупные озвые гряды протягиваются на 2–3 км западнее и юго-западнее п. Элисенваара. На севере распространения ледниково-озерной равнины наблюдаются сельги ориентированные в северо-западном направлении.

Озерные равнины не имеют широкого распространения. Небольшие разобщенные участки находятся в юго-восточной части рассматриваемой площади в районе поселков Лахденпохья, Оппола, Ляскеля. Они возникли на месте бывших озерных бассейнов, оставшихся в понижениях рельефа после отступления Балтийского ледникового озера. Озерные равнины имеют плоскую и волнистую поверхность, слабо наклоненную к Ладожскому озеру, что обусловлено характером послеледникового поднятия территории. Они располагаются на различных абсолютных отметках от 8–15 м до 40–45 м.

Биогенный рельеф занимает около 3% рассматриваемой территории и распределен по ней крайне неравномерно. Наиболее крупные болота развиты в западной части района на плоских ледниково-озерных равнинах. Болота на структурно-денудационном и конечно-моренном рельефе занимают межгрядовые понижения и, как правило, невелики по площади. По происхождению и морфологии поверхности они подразделяются на верховые, низинные, переходные и смешанные. Поверхность верховых болот слабо выпуклая с грядово-мочажинным и бугристым микрорельефом. Переходные болота часто имеют кочковатый микрорельеф. Кочки высотой от 0,2 до 0,5 м, диаметром 0,2 – 0,7 м. Низинный тип болот отличается плоской травянистой поверхностью.

Техногенный рельеф. В нём могут быть выделены аккумулятивные и денудационные формы рельефа, однако, отдельно, в масштабе схемы выделяются только несколько крупных карьеров. Вследствие этого, на геоморфологической схеме, техногенные формы рельефа не подраз-

деляются. К денудационным формам рельефа, встречающимся на территории листа, относятся карьеры, выемки, сеть мелиоративных канав на болотах и заболоченных участках, спрямленные участки речек и ручьев. Аккумулятивные формы приурочены, в основном, к промышленным и жилым зонам городов. Представлены они свалками бытового и промышленного мусора, отвалами добывающих и перерабатывающих производств, валами из перемещённых грунтов, дорожными насыпями, искусственными скоплениями валунов и др. К ним относятся также техногенные равнины, развитые на отложениях культурного слоя в пределах городов и крупных поселков.

На территории работ, в пределах озера Яниьсярви, известна астроблема с одноименным названием. В окружающем озеро рельефе каких-либо морфоструктурных элементов присущих импактному кратеру не обнаружено. По данным геофизических исследований, в районе астроблемы, наблюдаются характерные для подобного рода кратеров отрицательные гравитационные и магнитные аномалии.

#### Рельеф акватории

Рельеф дна Ладожского озера сформирован абразионно-аккумулятивными процессами, имевшими место на протяжении всего четвертичного периода. Они способствовали нивелированию дочетвертичной поверхности. Современный рельеф дна озера имеет уступы, склоны, равнины. К западу от острова Валаам зафиксирована глубина равная 204 м, в среднем преобладают глубины 80-100 м. Там же наблюдается мощность четвертичных отложений превышающая 50 м, преобладают мощности в 20-30 м, выходы дочетвертичных пород незначительны.

Аккумулятивный рельеф. Озерная равнина нефелоидного генезиса, сложена алевропелитами голоцена и занимает наиболее глубокую часть акватории между островом Валаам и северо-западным побережьем Ладожского озера. Она представляет собой почти горизонтальную поверхность, слабо наклоненную к наиболее пониженным ее участкам.

Абразионно-аккумулятивный рельеф. Формирование абразионно-аккумулятивного рельефа связано преимущественно с воздействием волновых процессов и течений на дно озера. Эти процессы приводят к выравниванию дна озера и действуют на глубинах до 50 и более метров.

Моренная равнина окаймляет побережье Ладожского озера, остров Валаам, занимает приподнятые участки дна акватории (банки) и простирается до а.о. 45-50 м. Ее поверхность полого наклонная или плоская. Сложена равнина супесями валунными и продуктами ее размыва - россыпями валунно-галечного материала.

Ледниково-озерная плоская равнина занимает повышенные участки дна акватории, которые были в меньшей степени подвергнуты процессами размыва и расположены в северной части акватории. Почти плоскую ее поверхность слагают абрадированные ленточные глины балтийского ледникового озера, мощность их 10-15 м.

#### История геоморфологического развития

На большей части территории щита начиная от архея и до плейстоцена преобладал континентальный режим, обусловленный положительными тектоническими движениями, скорее всего, эйперогенического типа. Основная роль в процессе формирования рельефа принадлежала денудации, которая привела к образованию пенепленизированной поверхности независимо от состава и возраста слагающих их пород. Можно полагать, что последний цикл денудации был завершен в палеогене. Это косвенно подтверждается данными об активизации тектонических движений в различных частях Русской платформы. Учитывая значительный временной интервал между протерозоем и плейстоценом. можно предположить неоднократное чередование циклов денудации и эпох тектонических опусканий эпейрогенического и дизъюнктивного типов. Наибольшей энергии неотектонические процессы достигли на границе неогена и палеогена. По-видимому, в это время были заложены главные неровности в поверхности щита. Менее значительные дизъюнктивные дислокации наблюдались на протяжении всего плейстоцена вплоть до голоцена. Их активизация могла быть вызвана эпейрогеническими движениями гля-

циоизостатического происхождения. В этом случае она была неоднократна и соответствовала количеству оледенений и межледниковий. Как медленное эпейрогеническое прогибание щита под тяжестью ледниковой нагрузки, так и его постепенное воздымание в межледниковья и межстадиалы должны были сопровождаться дизъюнктивными дислокациями. Не меняя существенного облика рельефа ледники придавали ему своеобразную моделировку, местами усиливая ранее созданные неровности, местами нивелируя их. Так, на выступах подледного ложа формировались конечные морены, в фазу омертвления ледника – камы. Озами отмечены бывшие трещины в теле ледника, нередко совпадающие с ослабленными зонами подледного ложа. В эпохи позднеледниковий и межледниковий, когда территория заливалась водами обширных озерно-ледниковых, озерных и морских трансгрессий, активно развивались процессы нивелирующие рельеф. Они завершились образованием значительных по площади ледниково-озерных, озерных и морских равнин различного возраста с комплексом террас.

## 7. Полезные ископаемые

Полезные ископаемые на исследованной территории приурочены к четвертичным отложениям и образованиям кристаллического щита. К первым относятся месторождения и проявления торфа, кирпичных и черепичных глин, гравийного и валунного материала, сапропеля, природного красящего сырья, ко вторым. Списки месторождений и проявлений полезных ископаемых приведены в приложениях (1-6). Сведения о полезных ископаемых представлены по состоянию на 01.01.04г.

## Горючие ископаемые

### Твердые горючие ископаемые

#### Торф

Торф является наиболее распространенным полезным ископаемым, болота и заболоченные площади занимают 3% территории или 11150 га. Болота формировались на плоских или западных частях ледниково-озерных, реже, озерных равнин и занимают центральную водораздельную часть территории. По типу питания болота делятся на низинные, верховые и переходные, преобладают верховые. На территории известно около 30 месторождений торфа. Все они разведаны и оценены в первой и начале второй половины прошлого века в ходе поисковых работ, маршрутных исследований, реже детальной разведки. В 1989 году Торфяная ГРП провела работу по переоценке категорий и групп запасов торфа и торфяных месторождений Карельской АССР. По итогам переоценки балансовые запасы торфа на территории листа составили 15226 тыс. тонн. Из разведанных месторождений, 6 разрабатываются в т.ч. 2 крупных: Сурисуо (I-6-6) и Васкиламмен-Суо (III-5-21) с балансовыми запасами торфа по категориям А+В 7101 тыс. тонн. Три месторождения - резервные, одно из них Ийозн-Суо (III-4-12) – крупное, его балансовые запасы торфа равны 3807 тыс. тонн. Остальные мелкие, редко средние, площадь каждого из них не превышает и 100 га. Максимальная мощность торфяной залежи в 8,8 м отмечена на месторождении Ийозн-Суо (III-4-12), большинство из них имеют среднюю мощность торфа в 2 м, реже в 3 м. Степень разложения торфяной залежи различная и изменяется в пределах 12-45%, преобладает 28-34 %.

Практически все виды торфа пригодны для использования в качестве топлива и удобрений. Торф с низкой степенью разложения, может быть, использоваться как подстилочный материал и для изготовления изоляционных плит. Более 2300 га болот, с малой мощностью торфа, (до 0,7м) являются заповедниками, охотугодьями, болота, на которых проведены мелиоративные работы – сельхозугодьями.

## Металлические полезные ископаемые

На описываемой площади имеется ряд непромышленных проявлений различных металлических полезных ископаемых.

### Цветные металлы

#### Медь

На изучаемой площади известно пять проявлений меди, локализующихся в центральной и северной частях площади. По генетическому типу они разделяются на магматогенные (вкрапленная минерализация в основных породах кааламского комплекса), гидротермально-метаморфогенные (медь с цинком и золотом) и скарновые (медь с цинком и вольфрамом). Все проявления медной и сопутствующей минерализации, за исключением проявления Виссу, неперспективны для дальнейшего изучения из-за незначительных размеров минерализованных зон и низких концентраций полезных компонентов.

Проявления Сурисуо (I-6-4) и Кеккосельское (I-6-3) относятся к магматогенному типу. Изучены на стадии поисков [75] (комплексные геофизические и геохимические исследования, бурение единичных скважин). Оруденение приурочено к мелким телам – сателлитам Кааламского пироксенит-габбронорит-диоритового массива. Рассеянная вкрапленная пирротин-халькопиритовая минерализация с пентландитом и ильменитом приурочена к зонам брекчирования в пироксенитах. Содержание меди в минерализованных зонах составляет 0,1-0,8 %, никеля - 0,15-0,09%, кобальта – 0,003-0,008%%.

Проявление Виссу (I-8-11) относится к гидротермально-метаморфогенному типу. Изучено на стадии поисков [73] (комплексные геофизические и геохимические исследования, бурение единичных скважин), приурочено к узлу пересечения тектонических нарушений меридионального и северо-западного простирания в восточном борту Рускеальской антиклинали. В окварцованных брекчированных черных сланцах кирьяволахтинской свиты выявлены линзовидные тела пирит-серицит-кварцевых метасоматитов с содержаниями меди 0,1-3 %, цинка 0,1-0,7%,

золота – до 0,2 г/т. По комплексу геофизических и геохимических признаков выделена зона, перспективная на выявление сульфидно-полиметаллических руд длиной 3 км и мощностью до 35 м. Проявление перспективно для поисков медно-колчеданного и сопутствующего золотого оруденения.

Рудопроявление Варалахти (II-8-6) относится к гидротермально-метаморфогенному типу. Изучено на стадии поисков [73] (горные работы). Оруденение локализовано в амфиболовых сланцах питкьярантской свиты и приурочено к разлому меридионального направления, выраженному зоной брекчирования, вдоль которой проявлены пропилизация, микроклинизация и прожилковое окварцевание. Минерализованная зона имеет мощность 4,5 м и протяженность 30 м. Рудная минерализация представлена борнитом, халькопиритом, халькозином, галенитом и настураном. Содержание меди составляет 0,1-6%, свинца – 0,03-3%, урана 0,05-1,65%, цинка – 0,03-0,3%, молибдена 0,01-0,03%, ванадия 0,3-1,0%.

Рудопроявление Кирьяволахтинское (II-7-7) относится к скарновому типу. Изучено на стадии поисков (комплексные геофизические и геохимические исследования, бурение единичных скважин, горные работы). Оруденение приурочено к гранат-диопсидовым и амфибол-диопсидовым скарнам, залегающих в основании питкьярантской свиты в южном крыле Кирьяволахтинской структуры. Протяженность линзовидного тела скарнов составляет 700 м, мощность 2-8 м. Содержание меди составляет 0,16-0,83 %, цинка – 0,01-1,6 %, трехокси вольфрама до 1,3 %.

#### Цинк, свинец

На площади листов выявлено одно Йокирантское (II-6-6) рудопроявление полиметаллических руд скарнового типа не имеющее промышленного значения. Изучено на стадии детальных поисков [74] (комплексные геофизические и геохимические исследования, бурение 9 скважин). Проявление приурочено к горизонту скарнированных карбонатных пород и скарнов питкьярантской свиты, залегающей в СЗ и С обрамлении Йокирантской структуры. Выявлено 8 полиме-

таллических рудных тел длиной 250-750 м, средней мощностью 38 м. Минеральный состав: галенит, сфалерит, шеелит, молибденит, халькопирит, золото. Содержание цинка составляет 0,5 - 6,8%, свинца – до 9,68 %, вольфрама – до 0,62%, золота до 0,25 г/т. Прогнозные ресурсы полиметаллических руд составили для цинка 64 700 т, для свинца 54 715 т Шеелитоносные скарны занимают более высокое положение в разрезе относительно скарнированных известняков со свинцово-цинковым оруденением. По условиям локализации и составу руды относятся к скарновому типу.

#### Молибден

Молибденовое оруденение выявлено в северной части района исследований и пространственно связано с ареалом развития лейкократовых гранитов и пегматитов маткасельского комплекса и представлено Палолампинским рудопроявлением (I-6-1). Проявление входит в состав Латвасюрско-Маткасельского вольфрам-редкометального рудного района. Изучено на стадии поисков [60] (комплексные геофизические и геохимические исследования, бурение единичных скважин, горные работы). Оруденение локализовано в скарнированных графитсодержащих кварц-сланцевых сланцах, с прослоями диопсидовых скарнов, относящихся к нерасчлененным людиковийским образованиям в надапикальной части не вскрытого эрозией гранитного массива. Рудные тела по простиранию не прослежены, мощность минерализованных зон, установленных по опробованию керн скважин, составляет от 4 до 20 метров. Минеральный состав: молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и пирротин. Содержания молибдена составляют 0,01 - 0,03 %, цинка – 0,08-0,6 %. Перспективы проявления не ясны.

#### Вольфрам

Проявления вольфрамового оруденения наиболее широко проявлены в районе исследований, основная часть рудопроявлений приурочена к рудным скарнам и апоскарновым кварцевым метасоматитам Сортавальского уран-вольфрам-редкометального потенциального рудного узла.

Вольфрамовое оруденение связано с позднепротерозойскими плагио-микроклиновыми гранитами латвасюрского комплекса, для которых характерны повышенные относительно кларков содержания вольфрама, присутствие акцессорного шеелита [43].

В результате многолетних поисковых и научно-тематических исследований [74, 76, 43] установлено, что проявления шеелитовой минерализации сформировано в результате многостадийного процесса преобразований вулканогенно-карбонатных пород, вмещающих оруднение. На первой стадии рудного процесса формировались магнезиальные скарны и скарноподобные породы пироксенового, плагиокалз-пироксенового состава, образованные при региональной гранитизации пород питкьярантской свиты. Образование рудных концентраций связано с выносом из зоны гранитизации рудных элементов и концентрацией большинства из них, в том числе и вольфрама, в скарнах. Вольфрам изоморфно входит в минералы преобразованных магнезиальных скарнов и в меньшей степени обособляется в виде шеелита и молибдосеелита. Во вторую стадию в зонах экзоконтактов плагио-микроклиновых гранитов латвасюрского комплекса были сформированы известковые апомагнезиальные скарны гранат-пироксенового состава. Дополнительные концентрации шеелита в этих скарнах связывается с привносом вольфрама из гранитов гидротермальными растворами. Переотложение шеелита и его дальнейшее концентрирование связано с заключительным этапом рудного процесса – стадией кислотного выщелачивания и формированием зон окварвания скарнов.

Рудная минерализация представлена шеелитом, образующим весьма неравномерную вкрапленность, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, молибденитом. В связи с незначительными объемами шеелитовых руд и резко неоднородным характером оруденения перспективы Северо-Западного Приладожья на этот тип руд были признаны низкими.

Рудопроявление Западно-Латвасюрское (II-6-7) выявлено при проведении прогнозно-металлогенических исследований [43]. Оруденение установлено в горизонтах скарнов и плагиокалз-кварцевых метасоматитах питкьярантской свиты, залегающей в СЗ крыле Латвасюрского

блока архейского фундамента. Мощность рудной зоны 3,7 м, по простиранию не прослежена. Содержание трехоксида вольфрама составляет 2 - 7 %.

Рудопоявление Латвасюрское (II-6-8) выявлено при проведении геолого-съёмочных работ, далее изучалось на стадии поисков горными выработками и канавами [76]. Проявление шеелита приурочено к основанию разреза питкьярантской свиты и локализуется в восточном крыле Латвасюрского тектонического блока. Рудовмещающими породами являются переработанные магнезиальные скарноиды (амфибол-диопсидовые, цоэзит-диопсидовые, диопсидовые), которые превращены в известковитые скарны с последующим развитием метасоматитов кислотного выщелачивания. Совместно со скарноидами наблюдаются кварц-полевошпатовые метасоматиты. Максимальное оруденение приурочено к зонам окварцевания скарнов. Горизонт скарнов прослежен на 3-3,5 км при мощности 8-20 м. Выявлено 10 неправильных линзообразных рудных тел. Длина рудных тел от 40 до 140 м, ширина — в среднем 25 м, мощность в среднем 1 м. На глубину оруденение прослежено на 25 м, до этой же глубины проведен подсчет запасов триоксида вольфрама по категории  $P_1$  — 453 т при содержаниях в рудных телах от 0,08 до 3,40%, среднее 1,13%. По результатам технологических исследований выделен вольфрамовый концентрат высшего сорта (содержание  $WO_3$  — 67,9% с коэффициентом извлечения вольфрама 89,1%).

Рудопоявление Савайнйокское (II-6-12) выявлено при геолого-поисковых работах в породах питкьярантской свиты южного обрамления одноименной структуры. Площадь проявлений изучена канавами, пробурено 15 скважин на пяти профилях. Выявлены три скарновых тела мощностью 70-200 м не прослеженные на глубину. Содержание трехоксида вольфрама составляет 0,25-2,3 %.

Рудопоявления Менсунваарское (III-6-1) и Коммунарское (III-5-1) выявлены при геологическом картировании, на стадии поисковых работ [84, 76]. Продуктивный горизонт вскрыт канавами, на глубину не изучен. Рудопоявления приурочены к горизонту скарнов в верхней

части разреза питкьярантской свиты в южном обрамлении Латвасюрского блока. Выявлены три пластовых залежи мощностью 1,5-5 м. Содержание трехокиси вольфрама составляет 0,4-3 %.

Рудопроявление Красный победитель (III-7-1) выявлено при геолого-съёмочных работах. [84]. Продуктивный скарновый горизонт приурочен к обрамлению Сортавальской купольно-глыбовой структуры. Скважиной пересечена скарновая зона мощностью 7 м с содержаниями трехокиси вольфрама от 0,01 до 1%, меди – до 0,15%.

Рудопроявление Рюттюярвинское (II-7-3) выявлено при проведении геолого-съёмочных работ [74]. Рудопроявление приурочено к карбонатному горизонту питкьярантской свиты, залегающей в СЗ обрамлении Кирьяволахтинской структуры. Содержание трехокиси вольфрама составляет 1,3 %, меди – 0,1 %.

Рудопроявление Кварцитовое (II-6-10) выявлено при поисковых работах, исследовалось горными работами, пробурено 5 скважин [76]. Оруденение приурочено к кварцевым метасоматитам, образовавшимся по скарнам и амфиболитам питкьярантской свиты, залегающей в восточном крыле Латвасюрской структуры. Рудные тела не оконтурены, на глубину не изучены. Содержание трехокиси вольфрама составляет от 0,04 до 0,63 %, золота – до 0,2 г/т.

## Редкие металлы

### Бериллий

Проявления редкометальной минерализации, распространенной на северном фланге площади, приурочены к зонам эндоконтакта слабо эродированных гранитных массивов маткасельского комплекса и входят в состав Сортавальского уран-вольфрам-редкометального потенциального рудного узла.

Рудопроявление Пирттипохское (I-7-7) выявлено при проведении прогнозно-металлогенических исследований в 1972 году [73]. Приурочено к жильному телу гранит-пегматитов протяженностью 85 м, мощностью 1,5-2,0 м, залегающему среди дислоцированной

толщи метакварцитов-метаалевролитов. Минеральный состав: касситерит, бериллий, содержащий минерал (минеральная форма не установлена), турмалин, альбит, клевеландит. Содержание бериллия от 0,01 до 0,15 %,  $\text{Li}_2\text{O}$  – до 0,04 %,  $\text{Cs}_2\text{O}$  до 0,013%. Рудопроявление практического интереса не представляет.

Рудопроявление Руокоярвинское (I-7-1) выявлено при проведении прогнозно-металлогенических работ в 1972 году [60]. Локализовано в эндоконтактной части Руокоярвинского массива пегматоидных гранитов, содержащих пластинообразные ксенолиты катаклазированных кварц-биотитовых сланцев, мощность зоны экзоконтакта с чередованием полос гранитов и сланцев 100-150 м. Минеральный состав: танталит-колумбит, альбит, мусковит, турмалин. Содержание бериллия до 0,15 %, тантала – до 0,02 %, висмута до 300 г/т, олова до 0,015 % и вольфрама до 0,06 %.

#### Литий

Туоксъярвинское проявление (II-7-8) входит в состав Сортавальского уран-вольфрам-редкометального потенциального рудного узла.

Выявлено и изучено при проведении тематических исследований [73]. Приурочено к пегматитовым жилам, локализованным в верхней части сортавальской серии в северо-восточном обрамлении Йокирантской структуры. Редкометальная минерализация развита в центральных частях клевеландит-лепидолитовых и эльбаит-клевеландит-кварцевых зон пегматитовых жил, а также в зоне блоковой структуры. Минеральный редкометальный комплекс представлен лепидолитом, циннвальдитом, мусковитом, топазом и турмалином. Содержания лития составляют от 1,28 до 5,36 %, рубидия – 1,85-3,1 %, цезия – 0,02-0,17 %.

#### Тантал

Рудопроявление Ломайское (I-7-5) входит в состав Сортавальского уран-вольфрам-редкометального потенциального рудного узла и расположено в ареале развития гранитов мат-

касельского комплекса. Выявлено при проведении поисковых работ в 1981-1984 годах [60], в дальнейшем не изучалось. Оруденение приурочено к ЮВ флангу Ломайского пегматитового поля. На площади 1,0 x 1,5 км в сланцах ладожской серии обнаружено 8 пегматитовых жил мощностью от 2 см до 2,0 м. максимальная прослеженная длина – 35 м. Минеральный редкометальный комплекс представлен танталитом-колумбитом, альбитом, мусковитом и турмалином. Содержание тантала составляет 0,01-0,02%, лития – от 0,1 до 0,2 %, олова - 0,015-0,1%.

## Благородные металлы

### Золото

На площади листов Р-35-XXIV и Р-36-XIX выявлено два рудопроявления золота – Янисйоки и Алатту, несколько пунктов минерализации золота, ореолы и потоки рассеяния золота и элементов спутников (серебро, мышьяк, висмут, вольфрам, свинец, цинк), расположенных в пределах Янисъярвинского и прогнозируемого Райвимацкого золоторудных узлов.

Янисъярвинский прогнозируемый золоторудный узел включает рудопроявления Янисйоки и Алатту, объединенные в рудное поле Янис, первичные и вторичные ореолы рассеяния золота и элементов – спутников, перспективные геофизические аномалии, связанные с невоскрытыми эрозией интрузиями и дайками золотоносного суйстамского комплекса, зонами гидротермально-метасоматических изменений. Выявленные золоторудные проявления принадлежат к мало-сульфидному промышленному типу (общее содержание сульфидов не превышает 5%). Минеральный тип руд – арсенопиритовый и полисульфидный. Морфологический тип рудных тел – вкрапленные, прожилково-вкрапленные и штокверковые руды, локализованные в пределах крутых линейных зон, а так же отдельные кварцевые и кварцево-сульфидные жильные тела.

Рудопроявление Алатту (I-8-9) выявлено в ходе работ по ГДП-50 на Импилахтинской площади [61] и доизучалось в ходе поисковых работ по Сортавальскому объекту [82]. По комплексу геолого-геофизических и геохимических данных в пределах рудопроявления Алатту выделя-

ется две субпараллельные золоторудные зоны – Северная и Южная мощностью 100 – 250 м и протяженностью 1,2- - 1,5 км. Рудные зоны контролируются системами разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального простирания, вдоль которых внедрялись малые интрузии и дайки габбро и тоналит-порфиров суйстамского комплекса и формировались березиты и кварцевые метасоматиты с золотым оруденением. Мощность зон метасоматитов не выдержана и колеблется от десятков см до 4 – 5 метров. Суммарная мощность метасоматически измененных пород в отдельных сечениях зоны достигает 15-25м. Рудная минерализация, зафиксированная в березитизированных гранитоидах и терригенных породах представлена 4 последовательными рудными минеральными ассоциациями: кварц-молибденитовой, кварц-арсенопиритовой, золото-полисульфидной и золото-сурьмяной. Золото кварц-арсенопиритовой ассоциации находится в арсенопирите в виде тонкодисперсной вкрапленности, выполняет трещины в кварце и арсенопирите, нарастает на грани арсенопирита. Максимальные размеры золотинок не превышают 0,1мм. Полисульфидная минерализация накладывается на кварц-арсенопиритовый парагенезис. В состав минералов данной ассоциации входят галенит, часто содержащий включения тетраэдрита, сфалерит, буланжерит, самородное золото. Завершается процесс рудообразования формированием золото-сурьмяной минеральной ассоциации. Из сульфидов характерен гудмундит в сростаниях с самородной сурьмой, пирротинном, халькопиритом и сфалеритом. Субмикроскопическое самородное золото заключено в кварце и в метасоматически измененных обломках метаалевролитов. По данным штучного опробования минерализованных метасоматитов содержание золота колеблется от сотых долей грамма на тонну до 17г/т [67]. По данным бороздового опробования минерализованных зон выявлено 4 сечения с содержанием золота более 1г/т мощностью 0,2 – 0,7м и одно сечение с содержанием золота 5,33г/т мощностью 0,34м. По данным бурения на Импилахтинском объекте [61] выявлены маломощные рудные пересечения (3,0-3,9 г/т золота в зонах мощностью 0,05-0,2м).

Рудопроявление Янисйоки (I-8-13) выявлено в ходе работ по Сортавальскому объекту в 2000 г. [82] и приурочено к одноименной тоналитовой интрузии суйстамского комплекса, се-

кущей терригенные породы калевийского надгоризонта. По геолого-геофизическим данным на рудопроявлении выделена Главная рудная зона длиной не менее 3 км и шириной 200 – 300 м, в пределах которой выявлено 13 пунктов с содержанием золота 1-10г/т (литохимическое и бороздовое опробование) и четыре рудных пересечения (бороздовое и керновое опробование) со средневзвешенным содержанием золота 3 – 10 г/т. Мощности выявленных рудных пересечений колеблются от 0,4 до 1,9 м. Золоторудные концентрации сформированы в течение двух главных стадий минералообразования и связаны с березитами и поздними кварцевыми метасоматитами. В березитах локализуются золото-арсенопиритовые минеральные ассоциации кварцево-жильного и вкрапленного морфологических типов и золото-силикатная минеральная ассоциация вкрапленного типа. Пробность золота высокая и средняя. В позднюю стадию сформирована золото-полисульфидная минеральная ассоциация с низкопробным золотом вкрапленного и кварцево-жильного морфологических типов. Большая часть выявленных рудных проявлений по морфологии относится к вкрапленному типу, рудные тела этого типа уверенно картируются электроразведкой ВП. Буровыми работами минерализованные зоны прослежены до глубины 50 – 100 м. Высокая плотность пунктов золоторудной минерализации и наличие мощных (до 80 м) минерализованных зон с повышенными концентрациями золота свидетельствуют о высоком рудном потенциале Главной рудной зоны и позволяет рекомендовать ее для дальнейшего детального изучения. Прогнозные ресурсы золота проявления Янисйоки по категории  $P_1$  составят 11,05 тонны.

Перспективные геохимические и шлиховые аномалии золота и элементов – спутников, маркирующие Янисъярвинский прогнозируемый золоторудный узел, группируются в две полосы северо-западного простирания. Одна из них приурочена к терригенным породам Янисъярвинской структурно-формационной подзоны. Здесь отмечаются контрастные первичные ореолы рассеяния вольфрама (№ I-8-3) и серебра (№ I-8-5), шлиховые ореолы рассеяния золота, иногда в комплексе со шлихогеохимическими ореолами рассеяния вольфрама и свинца (№№ I-7-2, I-8-1, I-8-4, I-8-7), ореолы и потоки рассеяния в донных отложениях золота ((№№ I-

7-3, I-7-4, I-8-8), серебра ((№№ I-7-16, II-8-3, II-8-4), а так же одиночные контрастные геохимические аномалии золота и знаки золота в шлихах. Указанные геохимические и шлиховые аномалии контролируются зонами тектонических нарушений северо-западного и меридионального простирания, зонами березитизации, окварцевания, ареалами даек суйстамского комплекса. Вторая полоса аномалий приурочена к вулканогенным породам людиковийского надгоризонта и терригенным породам Сортавальской подзоны. Здесь выявлен пункт минерализации золота в пропилитизированных амфиболовых сланцах с содержанием золота 0,2 г/т (№ II-8-1), шлиховая аномалия золота, совмещенная со шлихогеохимической аномалией вольфрама № I-7-18, поток рассеяния золота и кобальта № II-7-2, первичные ореолы рассеяния, потоки и ореолы рассеяния в донных отложениях элементов-спутников золота - серебра, свинца, мышьяка, вольфрама, висмута, меди, олова №№ I-7-11, I-7-12, I-7-17, I-7-23, I-8-10, II-7-1. Перечисленные геохимические аномалии указывают на перспективы выявления золоторудных месторождений на площади Янисъярвинского рудного района.

Перспективы потенциальной золотоносности Райвямякского золоторудного узла определяются группой контрастных точечных и площадных аномалий золота в коренных породах №№ III-4-1, IV-4-13, потоков и ореолов рассеяния золота, серебра и свинца в донных отложениях №№ III-5-7, IV-3-1, IV-3-3, IV-3-4, IV-3-5, IV-4-4, IV-5-4, IV-5-6, IV-5-7, ореолов рассеяния вольфрама в морене №№ III-4-6, III-4-6, шлиховых потоков и ореолов рассеяния, содержащих от 1 до 5 знаков золота в аллювиальных осадках и моренных отложениях №№ III-4-9, III-5-9, III-5-14, III-6-3, IV-4-1, IV-5-5. Повышенные концентрации золота в коренных породах зафиксированы в габброидах и диоритах исоярвинского комплекса, а так же в зонах низкотемпературных гидротермальных изменений гнейсов лахденпохского комплекса и вулканогенно-осадочных пород исоярвинской толщи. Большая часть вторичных ореолов и потоков рассеяния золота и элементов спутников тяготеет к полям развития графит-биотитовых гнейсов ихальского подкомплекса и отложений исоярвинской тощи в ареалах развития интрузивных пород якимского, исоярвинского и элисенваарско-вуоксинского комплексов.

## Серебро

Арамминламбинское проявление (II-6-2) выявлено при тематических исследованиях [6]. Рудная минерализация, представленная самородными серебром и висмутом в ассоциации с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом приурочена к полевошпат-кварцевым жилам, заполняющим трещины скалывания в пироксенитах Арамминламбинского массива кааламского комплекса. По данным анализа штучных проб в жильном кварце с рудной минерализацией установлены содержания: Ag - до 500 г/т, до Au до - 0.2 г/т

## Уран

Проявления уранового оруденения на площади листов выявлены в ходе многолетних исследований Октябрьской экспедиции и ПГО «Невскгеология», результаты которых обобщены в отчете Е.Н. Афанасьевой [64]. Урановые руды относятся к осадочно-метаморфогенному типу. Их размещение обнаруживает литологический и тектонический контроль. Руды приурочены к апатитсодержащим карбонатным породам верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты, залегающим в восточном крыле Рускеальской антиклинали и контролируются разрывными нарушениями, входящими в систему Восточно-Кирьяволахтинской зоны разломов. Околорудные изменения вмещающих пород во всех рудопроявлениях однотипны и заключаются в скарнировании, окварцевании, серицитизации, реже проявлена альбитизация. Руды относятся к бедным, вываленные рудопроявления невелики по запасам и перспективы их промышленного освоения не ясны.

Рудопроявление Рускела (I-7-10) расположено в замковой части Рускеальской антиклинали и приурочено к зонам тектонического разлинзования в скарнированных графитизированных мраморах с вкарпленностью апатита и пирита. Рудные тела имеют форму линз, гнезд. Протяженность отдельных минерализованных зон 100-125 м при ширине 10-25 м. Содержание урана в минерализованных зонах составит 0.01 – 0.12%.

Рудопроявление Мраморная гора (I-7-21) приурочено к линзам скарнированных мраморов среди графит-слюдистых и амфиболовых сланцев в зоне тектонического расланцевания. Околорудные изменения представлены скарнированием, окварцеванием, сульфидизацией, серицит-альбит-кварцевыми метасоматитами. Урановая минерализация представлена уранинитом, также фиксируется бедная вкрапленность халькопирита, галенита, сфалерита, арсенопирита. Рудные тела имеют форму линз протяженностью 50-150 м при средней мощности 2,5-7 м. Среднее содержание урана в минерализованных зонах составляет 0,044 – 0,098%, максимальное содержание в отдельных пробах достигает 0,3%. Прогнозные ресурсы урана оцениваются в 650 тонн [64].

Рудопроявление Поткулампи (I-8-12) по геологической позиции, составу руд и оклорудных пород аналогично рудопроявлению Мраморная гора. На участке размером 1,1x1,7 км выявлены многочисленные линзовидные рудные тела длиной 10-200м; мощность 0,4-3,5 м, локализованные в скарнированных мраморах. Рудные тела содержат тонковкрапленный уранинит, содержание урана в них составляет 0,01-0,081%.

Рудопроявление Харлу (II -8-2) приурочено к линзам расланцованных мраморов в биотит-амфиболовых сланцах. Проявлено интенсивное окварцевание вплоть до формирования вторичных кварцитов. Линзовидные рудные тела имеют протяженность 9-50м; мощность 0,5-9м. Рудные минералы представлены уранинитом, отенитом, урансодержащим апатитом. Содержания урана составляют 0,001-0,11%.

#### Неметаллические полезные ископаемые

#### Минеральные удобрения

#### Апатит

Проявления апатитовых руд в районе исследований связаны с элисенваарско-вуоксинским комплексом субщелочных ультрамафитов и сиенитов.

Рудопоявление Райвмякское (IV-4-6) выявлено при геолого-поисковых работах в 1984 году. Апатитовое оруденение приурочено к породам повышенной основности одноименного дифференцированного интрузива. Содержание  $P_2O_5$  колеблется от 0,5 до 4,0 %. Проявление не имеет перспектив из-за низких концентраций фосфора. Рудопоявление Кайвмякское (IV-4-9) выявлено при проведении прогнозно-металлогенических исследований в 1978 году, изучено поисковыми скважинами. Оруденение локализовано в породах Койвмякского массива и связано с субщелочными габброидами 1-ой фазы и габбро-сиенитами (монцонитами) 2-ой фазы. Мощность рудных интервалов по скважинам составляет от 2-3 м до 10-20 м. Содержание  $P_2O_5$  колеблется от 1,5 до 8,36 %, ресурсы по категориям  $P_1+P_2$  оцениваются в 10,76 млн. тонн  $P_2O_5$ . По данным геолого-экономической оценки отработка месторождения признана нерентабельной [73]. По мнению Р.А. Хазова [43], руды субщелочных пород должны рассматриваться как комплексные. Наряду с апатитом практическую ценность в рудах представляют стронций-бариевые щелочные полевые шпаты и сфен, содержащий высокие (до 1.5%) концентрации редких земель цериевой группы.

### Горнотехническое сырье

#### Графит

На площади листов выявлено большое количество проявлений мелкокристаллического и скрытокристаллического графита в углеродсодержащих сланцах питкьярантской свиты на севере площади и проявления крупночешуйчатых графитовых руд на юге, в метаморфических породах гранулитовой фации.

Проявления мелкокристаллического и скрытокристаллического графита, учтенные на карте полезных ископаемых М1:1000000 [14] из невысоких концентраций графитового углерода (до 10-15%) непригодны для практического использования. Графитовые руды этого типа плохо обогащаемы и представляют практический интерес при содержаниях графитового углерода не

ниже 40-60%. В этой связи проявления мелкокристаллического и скрытокристаллического графита в качестве рудных объектов нами не учитывались.

Руды крупночешуйчатого графита характеризуются хорошей обогатимостью рентабельны для отработки при содержаниях графитового углерода 3-5%. Изученные перспективные проявления крупночешуйчатого графита образуют Ихальское поле графитовых руд, входящее в Лакденпохский графитоносный узел, объединяющий площади развития высокометаморфизованных графит-биотитовых гнейсов ихальского подкомплекса.

Месторождение Ихальское (IV-4-3) выявлено при проведении геологического картирования в 1971 году [85], изучено поисковыми и поисково-оценочными работами в 1989-1995 годах [78, 81]. Рудная залежь представляет собой пластинообразное тело, вытянутое в субмеридианальном направлении. Ее мощность варьирует от 100 -150 до 400- 450 м, длина по простиранию составляет 1700 м. По падению залежь прослежена до глубины более 100 м без признаков выклинивания и разубоживания. Вмещающие породы представлены осадочно-вулканогенными образованиями ихальского метаморфического подкомплекса, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Графит чешуйчатый, обычно в сростании с биотитом и сульфидами. Содержание графитового углерода в залежи от 2,31 до 4,43%. Выполненные технологические испытания [81] показали возможность получения графитовых концентратов с содержанием углерода 86-91% при извлечении его в концентрат 94-97%. Полученные марки графита отвечают требованиям ГОСТов для графита тигельного, элементного и литейного. Запасы графитовых руд по категории С<sub>2</sub> составляют 81,4 млн. тонн, запасы углерода – 2.45 млн. тонн при среднем содержании углерода 3.01%, прогнозные ресурсы руд по категории Р<sub>1</sub> составляют 124 млн. тонн руды и 3,8 млн. тонн углерода при среднем содержании углерода 3,07%. Предварительные технико-экономические расчеты показали рентабельность отработки рудопроявления открытым способом, в данное время объект передан для разведки и разработки частному недропользователю.

Рудопроявление Участок 5 (IV-4-7) выявлено при поисковых геолого-геофизических работах масштаба 1:10 000 [78, 81]. Продуктивный горизонт сложен графитсодержащими биотито-

выми гнейсами. Протяженность рудной залежи по простиранию составляет 1700 м, по падению более 100 м, мощность от 200 до 500 м. Залегание пород субвертикальное. Содержание графитового углерода по данным химического анализа бороздовых и керновых проб колеблется от 0,1 до 8,2%. Прогнозные ресурсы графитовых руд по категории P<sub>2</sub> составляют 112 млн. тонн, углерода – 3,1 млн. тонн при среднем содержании углерода 2,79%.

Рудоуправление Участок 7 (IV-4-11) выявлено при поисковых работах [78, 81].

Протяженность рудной залежи (графитсодержащие биотитовые гнейсы) по простиранию – 2100 м, мощность – 250-400 м. Залегание залежи – субвертикальное. Содержание графитового углерода по данным бороздового опробования колеблется от 0,8 до 4,1%. Прогнозные ресурсы графитовых руд по категории P<sub>2</sub> составляют 150 млн. тонн, углерода – 3,2 млн. тонн при среднем содержании углерода 2,12%.

#### Драгоценные и поделочные камни

##### Алмаз

На площади листов ранее было выявлено Кайвомякское проявление акцессорных алмазов в коренных породах субщелочного элисенваарско-вуоксинского комплекса. В результате выполненного в ходе ГДП-200 шлихоминералогического опробования водотоков выявлено несколько ореолов и потоков рассеяния минералов-индикаторов алмаза (МИА), тяготеющих к западной части листов. По совокупности данных западная часть листов рассматривается как перспективная на выявления алмазоносных объектов.

Проявление Кайвомякское (IV-4-10) выявлено при проведении научно-исследовательских работ [44]. По мнению Р.А. Хазова, алмазная минерализация локализована в породах диатремовой фации вулканогенно-плутонического комплекса, сложенного ультраосновными щелочными породами (ладогалитами). Эксплозивные брекчии этих пород содержат мегакристы (глубинные включения) флогопита, к которым приурочены мелкие зерна алмазов. Всего выделено 9 зерен алмазов размером до 0,75 мм. Проявление недоизучено. Практической ценности не представля-

ет из-за незначительных содержаний алмазов и алмазоносных мегакристов.

Ореолы и потоки рассеяния минералов-индикаторов алмаза образуют прерывистую цепочку вдоль западной границы листов. Наибольший поисковый интерес представляют ореолы и потоки №№ IV-5-1, III-5-6, II-5-4 и II-6-4, которые пространственно сопряжены с локальными магнитными аномалиями трубчатого типа и изометричными областями относительно пониженного магнитного поля, предположительно маркирующими кусты кимберлитовых тел. Наиболее изученным и крупным из указанных ореолов и потоков является Ихальский ореол.

Ихальский ореол минералов-индикаторов алмаза (IV-5-1) выявлен в западной части Лахденпохско-Выборгской СФЗ, в 20 км к северо-западу от Райвимацкого проявления алмаза. Размер ореола 8 км x 9,5 км. В северной части ореола в шлиховой пробе выявлен осколок алмаза размером 0,6 x 0,25мм, ореол полностью оконтурен по присутствию в пробах пиропов, количество которых на 20л пробы варьирует от 1 до 8 знаков. Ихальский ореол характеризуется полным видовым набором минералов-индикаторов алмаза (пироп + хромшпинелид + пикроильменит + хромдиопсид), слабой и средней степенью износа поверхности МСА; преобладание обломков МСА, высокой встречаемостью знаков пироба с точечными реликтами келифитовых кайм на гранях отдельных зерен пиропов, слабой сортировкой МСА по гранулометрии. По химическому составу подавляющее большинство проанализированных зерен пиропов относится к кимберлитовому парагенезису и попадает в лерцолитовую область алмазоносных ксенолитов. Приведенные признаки позволяют предварительно охарактеризовать Ихальский ореол как ореол ближнего сноса, не потерявший связь с коренным источником.

Косвенным признаком алмазоносных объектов являются среднеконтрастные короткие потоки рассеяния хрома в донных отложениях №№ III-5-2, III-5-8 и IV-3-2, расположенные в перспективной на алмазы западной части площади листов.

## Строительные материалы

Строительные материалы в настоящее время являются единственным типом полезных ископаемых района, вовлеченным в эксплуатацию. В дочетвертичных образованиях выявлены и разведаны три группы пород, пригодных для производства строительных материалов – граниты, габбро и мрамора.

### Магматические породы

#### Гранит, гранито-гнейс

В районе работ выявлено и оценено в качестве сырья для производства щебня и облицовочного камня, несколько месторождений гранатов и гранито-гнейсов. Промышленное значение в настоящее время имеют граниты и гранито-гнейсы, приуроченные к Кирьяволахтинскому купольно-глыбовому выступу архейского фундамента. Гранитоиды этой структуры почти повсеместно характеризуются высокой прочностью и другими технологическими свойствами, делающими их пригодными для получения высококачественного щебня.

Месторождение Хотихонви (II-7-5) выявлено при геологической съемке в 1967 году, позднее (1984-1988г.г.) изучалось на стадии поисково-оценочных работ. На данный момент месторождение подготавливается к освоению. Месторождение представлено гранито-гнейсами. Запасы категории  $C_2$ , составляют 1680 тыс.м<sup>3</sup>. Гранито-гнейсы представляют собой породу розовато-серой окраски, с полосчатым или пятнистым рисунком и относятся к классу декоративных пород, используется как облицовочные камни.

Месторождение Кирьявалахти (II-7-6) выявлено при проведении поисковых работ в 1970 году, разведывалось в 1971-1973 г.г. С 1981 года находится в стадии разработки.

Полезные ископаемые представлены гранитами массивной и полосчатой текстуры (соответственно 59% и 36% объема полезной толщи). Используются как строительные камни, в качестве облицовочного камня использовать нельзя, так как породы имеют повышенную трещиноватость. Запасы по категориям  $A+B+C_1$  составляет 21 962 тыс.м<sup>3</sup>, по  $C_2$  – 1 834 тыс.м<sup>3</sup>.

Месторождение Ляскеля (II-8-5) разведано в 1981 году. Породы представлены гранитами, гнейсо-гранитами среднезернистыми, участками полосчатыми и пригодны для производства щебня. Запасы по категориям А+В+С<sub>1</sub> составляют 8 425 тыс.м<sup>3</sup>. На данное время месторождение законсервировано.

Месторождение Лакеваара-1 (IV-5-3) выявлено на стадии поисков в 1991 году, разведано в 1995-2000 годах. Полезные ископаемые представлены гранитами, используемыми для производства облицовочных изделий. Запасы по категории С<sub>2</sub> составляют 188,3 тыс.м<sup>3</sup>.

#### Габбро (габбро-диабаз), диорит, сиенит

Месторождения габбро, габбро-диабазов, диоритов и сиенитов выявлены в пределах Кааламского массива и его сателлитах и среди купольно-глыбовых выступов архейского фундамента на севере листов, а так же в пределах Райвимацкого монцонит-сиенитового массива в южной их части.

В ареале массивов кааламского комплекса выявлены и разведаны следующие месторождения габбро и диоритов, пригодных для получения строительных материалов: Ранта-Мяки, Северный Кейносет, Кейносет, Нинимяки, Коккомьяки. По типу использования они делятся на месторождения щебня и месторождения облицовочного камня.

Месторождение Ранта-Мяки (I-7-15) выявлено на стадии геологической съемки в 1979 году, позднее разведывалось, с 1972 года – разрабатывалось. Полезное ископаемое представлено амфиболизированными габбро-диоритами и диоритами мелко- и среднезернистыми, имеющими гнейсовидную, реже порфиroidную и полосчатую текстуру. Используется как строительный камень для производства щебня. Запасы по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 11 916 тыс.м<sup>3</sup>, по С<sub>2</sub> – 8 209 тыс.м<sup>3</sup>. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Северный Кейносет (I-7-19) разведано в 1993 году. Породы представлены габброноритом, пригодным для получения высокодекоративных облицовочных и архитектур-

но-строительных материалов. В данное время ведется добыча блочного камня. Запасы по категориям А+В+С<sub>1</sub> составляет 747,16 тыс.м<sup>3</sup>, по кат.С<sub>2</sub> - 938,83 тыс.м<sup>3</sup>.

Месторождение Кейносет (I-7-20) разведано в 1971 году. Породы представлены габбро-норитом массивного сложения. Пригоден для производства щебня. Запасы по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 10 399 тыс.м<sup>3</sup>, по кат. С<sub>2</sub> – 9858 тыс.м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано.

Месторождение Нинимяки (I-7-22) разведано в 1990 году. Породы представлены габбро-амфиболитами серого цвета, с небольшой трещиноватостью. Амфиболиты черного с зеленоватым оттенком цвета, средне-нистый до крупнозернистые, массивные или слабо сланцеватые, обладают декоративными свойствами, хорошо пилятся и полируются. Пригодны для производства облицовочного камня и архитектурно-строительных материалов. Запасы по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 1 154 тыс.м<sup>3</sup>, по С<sub>2</sub> – 808 тыс.м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано.

Месторождение Коккомьяки (I-7-13) выявлено при проведении геолого-съёмочных работ, позднее на территории проводились поиски и разведка (до 1999 года), с 1999 года идет подготовка к освоению. Породы представлены габбро, используются как строительный камень. Запасы по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 19 894,8 тыс.м<sup>3</sup>, по кат. С<sub>2</sub> – 28 077,1 тыс.м<sup>3</sup>.

Месторождение Ристиярви (II-7-4) расположено в центральной части Кирьяволахтинского выступа архейского фундамента и приурочено к людиковийским габбро-амфиболитам, рвущим архейские гранитоиды. Месторождение разведано в 2001 году. На данный момент разрабатывается. Породы представлены габбро-амфиболитами, которые используются для получения строительного камня. Щебень характеризуется способностью к образованию устойчивых связей с нефтяными дорожными битумами. Запасы габбро-амфиболитов по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 10 776 тыс.м<sup>3</sup>. На данный момент месторождение подготавливается к разработке.

Месторождение Райвимяки (IV-4-5) расположено в пределах одноименного массива сиенитов элисенваарско-вуоксинского комплекса. Выявлено при проведении поисковых работ, в 1995-2000 годах проводилась его разведка. Породы представлены сиенитами, пригодными для

производства облицовочных изделий. Запасы полезного ископаемого по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 55,8 тыс.м<sup>3</sup>.

## Карбонатные породы

### Мрамор

Два сближенных месторождения мрамора – Рускеала 1 и Рускеала 2 разведаны в северной части площади, в северном обрамлении Кирьяволахтинской структуры. Мрамора этих месторождений образуют линзовидные тела в толще вулканогенно-осадочных пород верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты, приуроченные к замковой части Рускеальской антиклинали.

Месторождение Рускеала 1 (I-7-8) известно с 18 века, разведано в 1952 году, ранее разрабатывалось. В настоящее время законсервировано. Мощность полезной толщи достигает 550 м. Окраска мрамора от снежно-белого до темно-серого цвета. Пригоден для получения облицовочного камня, строительной извести. Запасы по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 14 436 тыс.м<sup>3</sup>.

Месторождение Рускеала, участок Рускеала 2 (I-7-9) разведано в 1957 году, разрабатывается в настоящее время. Рудная залежь представляет собой линзы доломитизированных мраморов северо-западного направления, протяженностью 120 м, падение к ЮЗ под углом 45-85°. Мрамор пригоден для производства щебня, строительной крошки и извести. Мрамор полосчатый, не однороден по химическому составу, интенсивно трещиноватый. Запасы по категории А+В+С<sub>1</sub> составляют 25 182 тыс.м<sup>3</sup>.

## Глинистые породы

### Глины кирпичные, черепичные и гончарные

На территории работ, месторождения глин и перспективные участки на глинистое сырье, связаны с ледниково-озерными отложениями карельских слоев осташковского горизонта.

Из месторождений глин на карте четвертичных отложений показано только одно - Ляскеля.

Остальные, ранее известные, в настоящее время выработаны или же их сырье не может быть рекомендовано для разработок. Полезная толща месторождения Ляскеля (II-8-8) представлена ленточными глинами. Глины среднедисперсные, высокопластичные с низким содержанием мелких включений, средняя мощность толщи глин составляет 2 м, вскрыша не превышает 0,5 м. Гранулометрический состав: < 0,001мм-34,2%; 0,001мм-59,5%; >0,5мм-0,33%. Число пластичности 20-29. Глины пригодны для производства пустотелого кирпича марки 100 и дренажных труб. Промышленные балансовые запасы глинистого сырья по категориям В+С1 составляют 514 тыс. м<sup>3</sup>, по категории С2 равны 388,2 тыс. м.

### Обломочные породы

#### Песчано-гравийный материал

На территории работ месторождения и проявления песчано-гравийного материала приурочены к флювиогляциальным толщам, слагающим озовые гряды, краевые образования Салпаусселькя и зандровые равнины. Полезную толщину месторождений слагают песчано-гравийно-валунные образования, которые почти повсеместно подстилаются ледниково-озерными отложениями карельского возраста, последние представлены мелко-и тонкозернистыми пылеватыми, иногда, слюдистыми песками, залегающими на неровной поверхности кристаллического фундамента.

Всего на территории известно 6 месторождений. Из них два крупных Салпаусселькя (II-5-8), Ниясьярви(III-5-20) и четыре малых: Хуканайское (II-6-13), Кортелампи (III-5-23), Саонлампи (IV-4-15), Элисенваара I (IV-4-18). Все месторождения числятся на балансе, общие запасы песчано-гравийного материала по категории С2 составляют 149,7 млн.м<sup>3</sup>. По своему составу и качеству гравий пригоден в качестве заполнителя для бетона марки "100" и "150", а песок - для дорожных работ, штукатурных и кладочных растворов, валуны как бутовый камень и щебень для дорог. Крупнообломочный материал может использоваться в качестве заполнителя бетона, как основание для дорожного покрытия и как железнодорожный балласт. В настоящий момент

эксплуатируется одно месторождение - Ниясьярви, остальные являются государственным резервом. Прирост запасов песчано-гравийного материала на большинстве вышеперечисленных месторождений ограничен.

#### Пески строительные

Известно одно месторождение строительных песков Элисенваара II (IV-3-11). Оно расположено юго-западнее ж/д ст. Элисенваара (7,5 км), состоит из одного участка, приуроченного к флювиогляциальным отложениям озовой гряды вытянутой в субмеридиональном направлении. Полезная толща, линзовидной формы, мощностью от 1 до 14,9 м, залегает горизонтально. Средняя мощность вскрыши равна 0,8 м. Залежь представлена песками с редким гравием 5-20 мм в количестве 2%. Модуль крупности песков от 1,8 до 3,1, средний 2,3. Коэффициент фильтрации песка изменяется от 2,0 до 205 м/сутки, средний 51,3 м/сутки. Пески соответствуют требованиям ГОСТ 7836-85, а гравий ГОСТ 8268-82 и могут быть использованы как заполнитель в строительных растворах. Запасы утверждены ГКЗ по категориям А+В+С1 и составляют 224 тыс.куб.м. Перспективы прироста запасов на месторождении отсутствуют.

#### Прочие ископаемые

##### Минеральные краски

На площади листа выявлено пять проявлений минеральных красок. Два из них Киуруярвиеское (II-5-11) и Лиевяярвинское (II-5-13) расположены на западе территории и связаны с супесями валунными конечно-моренных образований Сельпауселькя. Они представлены железисто-окисным красящим веществом цвета охры, содержание пигмента составляет 20,25 %. Аналогичное красящее вещество и в проявлении Пюерялампинском (II-8-10).

Проявление красок Саваойское (II-8-7) обнаружено на западе территории, северо-восточнее (3км) пос. Харлу в ледниково-озерных отложениях балтийского ледникового озера. Красящая масса, содержание красящего пигмента в которой равно 68,83%, залегает под маломощным слоем торфа, пригодна для изготовления краски серого цвета. Проявление Кайвомягское (IV-4-

21) находится в 3,6 км к востоку от г. Элисенваара. На склоне моренного холма наблюдаются выходы глинистых разнозернистых песков буровато-серого цвета. Выход красящего пигмента в этом проявлении равен 24,31%. Красящее вещество является краской типа «марс светлый» пригодной в качестве малярной для наружных покрытий. Ориентировочные запасы по Кайвомягскому проявлению составляют 100-150 м<sup>3</sup>, сведений о запасах красящего сырья по другим проявлениям нет.

### Сапропель

На территории работ разведаны и утверждены запасы по двум месторождениям сапропеля. Оба они находятся на западе территории, в пределах краевых образований Салпауселькя, в непосредственной близости друг от друга и объединяют по несколько мелких озер. Площадь месторождений Ристилахти (II-5-10) и Ливеяярви (II-5-12), в границах промышленной глубины, соответственно равна 297 и 192 га. Ресурсы сапропеля при влажности 60%, составляют 1393 и 678 тыс. тонн, что соответствует утвержденным запасам по категории С2. Средняя зольность сапропеля по месторождениям различна, 52% (Ристилахти) и 35 % (Ливеяярви). Средняя влажность - 92%. Сапропелевые залежи представлены органическим, органо-силикатным, железисто-силикатными классами, вид отложений торфянистый. Возможна разработка гидромеханическим способом.

Проявления сапропеля, Хухталампи (III-4-13), Латвалампи (III-4-16), Лулкунлампи(IV-4-14), Лухилампи (IV-5-8), Придорожное (II-6-16), являются отложениями небольших озер, занимающих котловины среди холмистого рельефа. Площадь озер различная и изменяется от 3 до 23 га. Мощность сапропеля максимальная 6 м, минимально выявленная 2,9 м. Величина зольности в сапропеле изменяется от 12 до 65%. Сапропелевая залежь представлена органо-силикатным или железисто-силикатными классами. Общие запасы сапропеля в озерах не превышают 250 тыс. тонн. Проявления сапропеля Сури-Суо I (I-6-9) и с/х Прогресс (IV-2-2) залегают под торфяной залежью, мощность которой изменяющейся от 1 до 6м. По площади они почти одинаковы (33 и

30га). Средняя мощность полезной толщи сапропеля на месторождениях торфа не превышает 0,5м. Прогнозные ресурсы по категории Р1 составляют, соответственно по каждому проявлению, 103 и 175 тыс. м<sup>3</sup>. Сапропель пригоден в качестве удобрения. На всех проявлениях рекомендована детальная разведка.

#### Прогнозные участки

#### Строительные материалы

#### Глинистые породы

#### Глины кирпичные, черепичные и гончарные

На территории работ выделены четыре перспективных участка на глинистое сырье, все они находятся в пределах распространения ледниково-озерных отложений и представлены глинами и суглинками. Глины пластичные, васкопластичные, жирные (число пластичности 28)с содержанием песчаных частиц 3,3%. В суглинках содержание песчаных частиц увеличивается (проявление Кимамяки 16,38%). Площади перспективных участков различны, изменяются от 25 до 1800 га. Мощность полезной толщи, судя по выработкам изменяется то 1,5 до 7,7м. Исходя из этих данных можно предположить что суммарные ориентировочные ресурсы глинистого сырья по перспективным участкам не менее 20 млн.куб.м. Все участки рекомендованы к дальнейшему изучению (приложения 3,5).

#### Обломочные породы

#### Песчано-гравийный материал

По результатам съемочных работ 1:50000 масштаба на территории листа выделено 17 перспективных участков, где возможно выявление месторождений песчано-гравийного материала (приложения 3,4)

Перспективные для изучения залежи песчано-гравийного материала участки, приурочены к флювиогляциальным и ледниково-озерным отложениям карельского горизонта и расположены,

в основном, в западной части территории.

Мощность продуктивной толщи по площадям изменяется от 2 до 20 м. Вскрыша незначительна (не превышает 1 м). На перспективных участках преобладают песчано-гравийные-валунные отложения, иногда содержание валунов в них достигает 40%. Прогнозные ресурсы по участкам изменяются от 0,1 до 86 млн.м<sup>3</sup>. и в сумме по всем площадям составляют более 200 млн.м<sup>3</sup>. На многих участках возможен прирост запасов. Материал пригоден для дорожно-строительных работ.

#### 8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района

##### Докембрийские образования

На площади листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX выделяются две минерагенические зоны: Раахе-Ладожская золоторудная и Куопио-Сортавальская алмазоносная, которые прослеживаются за пределы площади на территорию Финляндии. Указанные минерагенические зоны ранее не выделялись и выделены нами по результатам проведенных работ с учетом данных по металлогении Финляндии [51]. Границы минерагенических зон, по-видимому, выходят за пределы площади изученных листов и на схеме минерагенического районирования не показаны.

Раахе-Ладожская золоторудная минерагеническая зона на территории Финляндии объединяет несколько десятков проявлений и мелких месторождения золото-сульфидных руд, расположенных в полосе северо-западного простирания протяженностью более 400 км. На площади листов в состав зоны объединены два прогнозируемых золоторудных узла – Янисъярвинский, расположенный в пределах Северо-Ладожской СФЗ и Райвимацкий, прогнозируемый на площади Лахденпохско-Выборгской СФЗ. Прогнозируемый Янисъярвинский золоторудный узел включает прогнозируемое рудное поле Янис и примыкающие с запада и юга геохимические

аномалии золота и сопутствующих элементов. Райвимажский прогнозируемый рудный узел выделен по совокупности пунктов минерализации золота в низкотемпературных метасоматитах зон разломов, геохимических и шлиховых аномалий золота и сопутствующих элементов.

Куопио-Сортавальская алмазоносная минерагеническая зона объединяет два сближенных поля кимберлитовых тел Финляндии – Куопио и Каави, расположенных в 200км к СЗ от Сортавальской площади, и прогнозируемый Лахденпохский алмазоносный район.

За пределами минерагенических зон на Сортавальской площади выделяются Сортавальский уран-вольфрам-редкометальный рудный узел, объединяющий проявления уранового, вольфрам-полиметаллического и редкометального оруденения с неясными перспективами и Лахденпохский графитоносный узел, включающий Ихальское поле графитовых руд. Сортавальский рудный узел с некоторыми коррективами соответствует одноименному рудному узлу, выделенному на Государственной геологической карте М 1:1000000 [14]. Лахденпохский графитоносный узел выделяется впервые.

Минерагенические зоны, раоны и узлы формировались в течение раннепротерозойской и палеозойской минерагенических эпох.

С лопийским этапом развития территории на сопредельной площади Карельского кратона связаны золоторудные проявления в зеленокаменных поясах, которые могли реомобилизовываться в процессе формирования раннепротерозойских рудно-магматических систем и служить источником золота проявлений Янисъярвинского прогнозируемого рудного узла. Позднелопийские гранитоды, входящие в состав купольно-глыбовых выступов фундамента, являются сырьем для производства высокопрочного щебня и облицовочного камня (месторождения Ляскельское, Кирьяволахтинское).

В доорогенный этап раннепротерозойской минерагенической эпохи накопились мощные толщи вулканогенно-осадочных пород людиковийского надгоризонта, обнаруживающие медную, полиметаллическую и хром-никелевую специализацию. С людиковийскими вулканогенно-осадочными толщами связаны мелкие непромышленные проявления медно-колчеданной и по-

лиметаллической минерализации не представляющей поискового интереса.. Углеродсодержащие сланцы, входящие в состав людиковийских образований Северо-Ладожской СФЗ, обнаруживают медно-полиметаллическую и молибденовую специализацию и в зонах контактового воздействия гранитов маткасельского комплекса вмещают бедное молибденовое и полиметаллическое оруденение, не имеющее промышленного значения. В зоне эпидот-амфиболитового и амфиболитового метаморфизма углистое вещество в них преобразовано в мелко-тонкочешуйчатый графит, не представляющий промышленного интереса из-за низких (до 10-20%) концентраций. В Лахденпохской подзоне, породы которой метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, в породах ихальского подкомплекса предположительно людиковийского возраста широко развиты биотитовые гнейсы с крупночешуйчатым графитом. Здесь выделяется Лахденпохский графитоносный узел, включающий стратиформные проявления крупночешуйчатого графита Ихальского поля. Формирование проявлений крупночешуйчатого графита обусловлено высокотемпературными метаморфическими преобразованиями вулканогенно-осадочных углеродсодержащих пород и охватывают интервал времени от осадконакопления (доорогенная стадия) до гранулитового метаморфизма (орогенная стадия). К осадочно-метаморфическому типу относятся так же месторождения мраморов Рускеальской группы, приуроченные к линзам метакarbonатных пород, залегающих в верхах разреза кирьяволахтинской свиты.

В раннеорогенный этап развития территории формировались пироксенит-габбро-диоритовые и диоритовые интрузивные комплексы. Яккимский диоритовый комплекс не обнаруживает металлогенической специализации, с пироксенитами и габбро кааламского и исоярвинского комплексов связаны мелкие непромышленные проявления медной и никелево-медной минерализации, не имеющей промышленного значения. Габброиды раннеорогенного этапа Северо-Ладожской зоны используются для производства высокопрочного щебня и облицовочного камня (месторождения Рантамяки, Нинимяки, Кейносет).

В позднеорогенную стадию развития сформированы натровые, калий-натровые и калиевые

интрузивные комплексы, которые в пределах глубокоэродированной Лахденпохско-Выборгской СФЗ не обнаруживают признаков металлогенической специализации. В заключительную фазу позднеорогенной стадии в обстановке консолидации территории и ретроградного низкотемпературного метаморфизма были образованы приразломные хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты с вкрапленной сульфидной минерализацией и повышенными концентрациями золота. Указанные метасоматиты контролируются зонами расщепления северо-восточного и меридионального простирания, не обнаруживают приуроченности к интрузивным породам, к ним приурочены геохимические и шлиховые аномалии и аномалии золота в рыхлых отложениях. По комплексу перечисленных признаков в западной части Лахденпохско-Выборгской СФЗ выделен прогнозируемый Райвямякский рудный узел, перспективный на выявление золотого оруденения метаморфогенного типа.

В краевой, наименее метаморфизованной, части Северо-Ладожской зоны в позднеорогенную стадию происходило внедрение малых интрузий и даек габбро-тоналит-плагиогранитного суйстамского комплекса с возрастом 1872 млн. лет, контролирующего размещение перспективных золоторудных проявления Янисъярвинского рудного узла. Структурно-вещественные признаки указывают на образование золотого оруденения в средне- низкотемпературных условиях жестких и жестко-пластичных деформаций в верхнем структурном ярусе Северо-Ладожской СФЗ. Оруденение контролируется сдвиговыми зонами разломов субмеридионального простирания и узлами их пересечений с разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

В западной части Северо-Ладожской СФЗ, в более глубинных условиях, происходило частичное плавление архейского фундамента и образование латвасюрского гранитного комплекса, массивы которого тяготеют к краевым частям купольно-глыбовых выступов фундамента. В контактовых зонах этих массивов с породами питкьярантской свиты выявлены проявления вольфрамового и вольфрам-полиметаллического оруденения скарнового типа. Проявления располагаются в зонах интенсивных складчато-разрывных дислокаций, что определяет сложную и

невыдержанную по мощности и протяженности форму рудных тел, на современном уровне изученности не представляющих промышленного интереса.

Постороженный этап развития в Северо-Ладужской зоне характеризовался образованием маткасельского лейкогранитного комплекса, специализированного на редкометальное и молибденовое оруденение. С массивами комплекса связаны мелкие, недостаточно изученные проявления молибден-полиметаллических руд в черных сланцах и скарнах и бериллий-литий-танталового оруденения в пегматитах. В Лахденпохско-Выборгской СФЗ к постороженным образованиям относится элисенваарско-вуоксинский ультрамафит-сиенитовый комплекс, специализированный на редкие земли, фосфор, стронций и барий. С массивами комплекса связаны непромышленные проявления апатитовых руд, приуроченных к мафит-ультрамафитовым породам. По мнению Р.А. Хазова [44] бедные апатитовые руды в массивах комплекса могут иметь промышленную ценность при комплексном извлечении из них апатита, титанита, обогащенного редкими землями и стронциево-бариевых полевых шпатов, являющихся ценным керамическим сырьем. Важное минерагеническое значение имеет находка в эруптивных брекчиях Койвимажского массива включений алмазов, которые могут свидетельствовать об алмазоносности мантийных пород района.

Минерагеническое значение платформенного цикла развития площади связано с перспективами выявления на площади месторождений алмазов кимберлитового типа, формирование которых с наибольшей вероятностью предполагается в палеозойское время. Главным фактором потенциальной алмазоносности района является его приуроченность к узлу пересечения Куопио-Сортавальской долгоживущей мобильно-проницаемой тектонической зоны северо-западного простирания с региональной структурой сочленения Балтийского щита с Русской платформой северо-восточного простирания (зона «Щит-Плита»). В пределах Куопио-Сортавальской мобильно-проницаемой зоны сосредоточены проявления щелочного и субщелочного магматизма, сформированного в интервале 2,6 – 0,55 млрд. лет. О потенциальной алмазоносности рифейского этапа развития зоны свидетельствуют находки в осадочных породах

приозерской свиты туффизитов, содержащих минералы-индикаторы алмазов [1]. На северо-западе Куопио-Сортавальской зоны выявлены проявления алмазоносных кимберлитов Финляндии венд-кембрийского возраста. Зона «Щит-Плита» выражена четким градиентом мощности литосферы, резкой изменчивостью величины теплового потока, сгущением крупных тектонических линияментов. В пределах этой зоны, в узлах ее пересечения с поперечными мобильно-проницаемыми структурами, размещаются алмазоносные породы Архангельской области, Кольского полуострова и Прионежья. На Сортавальской площади зона «Щит-Плита» проявлена системой подновленных разломов северо-восточного простирания, к которым приурочена большая часть локальных аэромагнитных аномалий «трубочного» типа.

#### Прогнозная оценка перспектив листов Р-35-XXIV, Р-36-ХІХ

На основе полученных и изложенных выше критериев на изученной площади прогнозируется выявление промышленных месторождений золота, алмазов и крупночешуйчатого графита.

#### Золото

Перспективы выявления месторождений золота на площади Северо-Ладужской СФЗ обусловлены наличием двух перспективных рудопроявлений золота – Янисйоки и Алатту, объединенных в потенциальное рудное поле Янис и выявленными поисковыми признаками золотого оруденения на примыкающей площади, выделенной в качестве Янисъярвинского потенциального рудного узла. Проведенные работы позволяют сформулировать следующие поисковые признаки золотого оруденения:

- структурно-тектонические: зоны сдвиговых дислокаций, расланцевания северо-восточного и северо-западного простирания, узлы их сочленения с разломами субмеридионального простирания;
- магматические: ареалы развития малых интрузий и даек тоналит-порфиров и габбро-долеритов суйстамского комплекса;

- гидротермально-метасоматические – зоны березитизации, зоны окварцевания, кварцевые жилы

- геохимические – аномалии в коренных породах и рыхлых отложениях золота и элементов-спутников (As, Bi, Sb, Zn, Bi, Pb, Ag)

- геофизические – полосовые аномалии вызванной поляризации, связанные с золоторудными телами вкрапленного типа, линейные и овальные магнитные аномалии, связанные с зонами гидротермально-метасоматической проработки и телами не вскрытых эрозией габброидов и тоналит-порфиоров.

Выявленные на рудопроявлениях Янисйоки и Алатту руды относятся к малосульфидному промышленному типу. Минеральный тип руд – арсенопиритовый и полисульфидный. Морфологический тип рудных тел – вкрапленные, прожилково-вкрапленные и штокверковые руды, локализованные в пределах крутых линейных зон, а также отдельные кварцевые и кварцево-сульфидные жильные тела.

Минералогически золото находится в тонкодисперсной примеси в арсенопирите, а так же в свободном виде. Часть выявленных рудных тел относится к труднообогатимому арсенопиритовому технологическому типу руд березитовой стадии минералообразования. Технология извлечения золота из них разработана и рентабельна. Второй технологический тип представлен свободным золотом березитовой (свободное золото в силикатных минералах) и кварцевой (золото-полисульфидные руды) стадий минералообразования. Для обогащения такого золота используются традиционные гравитационные технологии.

Результаты работ позволяют оценить прогнозные ресурсы рудопроявления Янисйоки по категории  $P_1$ . Данные горных работ и бурения, проведенные в северо-западной части Главной рудной зоны позволили установить однозначную связь полосовых аномалий ВП с золоторудными зонами вкрапленного типа. По данным бурения скважины СЯ-2, вскрывшей на полную мощность одну из аномальных зон ВП выявлена минерализованная зона мощностью 5,76 м со средневзвешенным содержанием золота 1,64 г/т, внутри которой выделяется два пересечения

суммарной мощностью 2,56 м. с содержанием золота 3,14-5,1 г/т (средневзвешенное содержание – 3,63 г/т). Для оценки ресурсов золота на проявлении Янисйоки по категории  $P_1$  можно использовать параметры минерализованной зоны и общую длину полосовых аномалий ВП северо-западной части проявления, которая составляет 2 125 м. Глубина подсчета прогнозных ресурсов составляет 200м, так как по данным буровых работ рудные зоны прослежены без признаков выклинивания до глубин 50-100м. Плотность руды принята равной 2,8 т/куб.м. При средней мощности рудных тел 5,76 м объем руды составит 244 800 куб. м., горная масса – 6854400 тонн. При содержании золота 1,64 г/т прогнозные ресурсы золота проявления Янисйоки по категории  $P_1$  составят 11,2 тонны.

Второй вариант подсчета может быть произведен на основании параметров рудных пересечений, выявленных внутри минерализованной зоны. При той же суммарной длине рудных тел средняя их мощность составит 2,56 м, средневзвешенное содержание золота – 3,63 г/т, объем руды – 1088 000 куб. м., горная масса – 3046 400 тонн, прогнозные ресурсы золота проявления Янисйоки по категории  $P_1$  составят 11,05 тонны. Понижающие коэффициенты при подсчете не использованы, так как параметры рудных тел обоснованы бурением и геофизическими исследованиями и в подсчет прогнозных ресурсов не включена южная половина Главной рудной зоны.

Для оценки прогнозных ресурсов рудного поля Янисис использованы данные о параметрах золоторудных тел, выявленных на рудопроявлении Янисйоки. В соответствии с ними предполагается, что в пределах выделенного по геолого-геофизическим данным рудного поля Янисис, протяженностью 24 000м будут выявлены золоторудные тела средней мощностью 3 м со средними содержаниями золота 3 г/т и суммарной протяженностью 6000 м, что составит 25% от общей протяженности рудного поля. Отметим, что протяженность Главной рудной зоны проявления Янисйоки, в пределах которой прогнозируется несколько рудных тел, составляет более 2,5км, а протяженность Северной и Южной зон проявления Алатту в сумме так же превышает 2,5 км. Глубина подсчета прогнозных ресурсов составляет 200м. Плотность руды принята равной 2,8

т/куб.м. Объем рудных тел составит 3600 000 .куб.м., горная масса – 10080 000 тонн, прогнозные ресурсы золота рудного поля Янис по категории  $P_2$  – 30,24т. По составу руд и вмещающих пород, характеру локализации оруденения прогнозируемое месторождение рудного поля Янис аналогично месторождению Осиконмяки, расположенному на юго-восточном краю золоторудного пояса Финляндии в 90км от госграницы. Разведанные запасы его на сегодняшний день составляют 12 т золота.

Перечисленные выше поисковые признаки, установленные в пределах рудного поля Янис, выявлены и на сопредельных площадях и включены в контур Янисъярвинского прогнозируемого рудного узла. Ряд признаков указывает на возможность выявления золотого оруденения в людиковийских метавулканитах северного крыла Кирьяволахтинской структуры. К ним относятся: широкое развитие на этом участке даек суйстамского комплекса, интенсивно проявленные процессы альбитизации и пропилитизации в зонах рассланцевания северо-западного направления, наличие пунктов золотой минерализации и перспективных геохимических аномалий в метаандезитах и базальтоидах кирьяволахтинской свиты. По возрасту и составу метавулканитов, геологическому строению и набору поисковых признаков указанный участок близок к золоторудному месторождению Суурикуусико в северной Финляндии (протерозойский зеленокаменный пояс центральной Лапландии), оцененные запасы золота в котором составляют 70 т. На основании указанных признаков и аналогии в северном крыле Кирьяволахтинской структуры можно ожидать выявление среднего месторождения золота с запасами 20 тонн. Прогнозные ресурсы Янисъярвинского рудного узла по сумме признаков оцениваются в 50 тонн золота. Оцененные ресурсы золота объектов Янисъярвинского рудного узла представлены на утверждение в экспертный совет ЦНИГРИ.

В юго-западной части Раахе-Ладожской золоторудной металлогенической зоны, в пределах Лахденпохско-Выборгской СФЗ прогнозируется Райвимиакский золоторудный узел. Критериями его выделения являются многочисленные аномалии золота и элементов спутников в рыхлых отложениях, шлиховые ореолы рассеяния золота в водотоках, контрастные аномалии золота в

коренных породах. Установлено, что геохимической специализацией на золото обладают низкотемпературные кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализацией, наложенные на высоко метаморфизованные гнейсы Лахденпохской подзоны и метапесчаники исоярвинской толщи. Указанные метасоматиты контролируются молодой системой тектонических нарушений субмеридионального простирания и зонами сочленения с субмеридиональными и северо-восточными разломами. Предполагается, что в пределах области развития литохимических и шлиховых аномалий золота и элементов спутников может быть выявлено два средних месторождения золота эпитермального метаморфогенного типа, связанных с кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами зон разломов. Аналогичное разрабатываемое месторождение Кутемаярви с разведанными запасами 11,5 тонн расположено в Южной Финляндии в пределах сланцевого пояса Тампере. Методом аналогии прогнозные ресурсы прогнозируемого Райвимаевского золоторудного узла оцениваются в 20 тонн золота по категории РЗ.

#### Алмазы

К структурно-геологическим критериям алмазоносности территории относятся:

- блоковое строение фундамента с разграничением блоков разломами глубинного заложения;
- присутствие в той или иной степени переработанных блоков архейских пород;
- проявления магматизма, родственного алмазоносному (массивы и автономные пояса даек лампрофиров элисенваарско-вуоксинского комплекса, пояса даек рифейских долеритов);
- разноранговые аномальные геоморфологические структуры, которые могут быть связаны со сводовыми поднятиями, отражать кимберлитоконтролирующие линейные тектонические зоны и непосредственно трубки взрыва кольцевого строения.

К геофизическим критериям алмазоносности относятся:

- отрицательная аномалия поля силы тяжести и депрессия магнитоактивной поверхности 1 порядка, соответствующая прогнозируемому Лахденпохскому кимберлитовому полю;

- депрессии магнитоактивной поверхности второго порядка, фиксирующие прогнозируемые кусты алмазоносных кимберлитов.

Поисковые признаки алмазоносных кимберлитов сводятся к следующим:

- локальные аэромагнитные аномалии «трубчатого» типа;
- литохимические аномалии в рыхлых отложениях типоморфных элементов кимберлитов (Cr, Ni, P, Tr, Zr, Nb)
- присутствие в рыхлых отложениях обломков алмазов и минералов спутников алмаза (МСА) – пиропов, хромшпинелидов, пикроильменитов, хромдиопсидов.

В качестве ожидаемого геолого-промышленного алмазоносного типа на площади работ, локализованной в Куопио-Сортавальской минерагенической зоне, закономерно предполагать кимберлитовые проявления Финляндии. В настоящее время, как уже упоминалось, там выявлено два сближенных поля кимберлитовых тел – Куопио и Каави (~800 и ~400 км<sup>2</sup> соответственно), расположенные в 200 км к СЗ от прогнозируемой площади. В пределах полей выявлено 25 кимберлитовых тел, на одном из которых в настоящее время начата разработка алмазоносного кимберлита.

Принимая за эталонный объект алмазоносные трубки взрывов финских полей Куопио и Каави, следует ожидать выявление трех кимберлитовых кустов (Ихальского, Пюхьярвинского и Вяртсильского), в пределах которых возможно выявление семи продуктивных кимберлитовых тел. Средние значения расчетных параметров, а именно, размеры 110x110 м, продуктивность ~0,5 карат/т принимались соответствующим архангельским трубкам (учитывая общий структурно-тектонический контроль – область сочленения щит-плита), глубина подсчета - 300 м, объемная плотность кимберлита – 2,3 т/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы алмазов Лахденпохского алмазоносного района составляют:  $110 \cdot 110 \cdot 300 \cdot 7 \cdot 2,3 \cdot 0,5 \approx 30$  млн. карат алмазов по категории РЗ, из них 20 млн карат – на площади, расположенной за пределами площади распределенного фонда недр (Вяртсильский участок). Оцененные ресурсы представлены на утверждение в экспертный совет ЦНИГРИ.

## Графит

Перспективы промышленного освоения и выявления новых месторождений графитовых руд связаны с широким развитием на юге площади графит-биотитовых гнейсов, содержащих ценный крупночешуйчатый графит. Главным поисковым признаком, свидетельствующим о наличии графитового оруденения, является прямой, т.е. непосредственные выходы графитсодержащих пород, а также аномальные геофизические поля, фиксирующие эти выходы под наносами. Высокая электропроводимость и магнитная восприимчивость графитовых руд определяют эффективность их поисков комплексом электроразведочных методов и магниторазведки. Ареал развития гнейсов объединен в Лахденпохский графитоносный узел, в южной части которого предыдущими работами выявлено несколько перспективных проявлений, объединенных в Ихальское поле. Ихальское месторождение графитовых руд (участок 3а) изучено на стадии поисково-оценочных работ. Запасы категории С2 составили 2,45 млн тонн графита. Ихальское месторождение подготовлено к разведочным работам и входит в список объектов лицензирования. Прогнозные ресурсы графитовых руд Ихальского поля определены суммированием оценок ресурсов трех перспективных проявлений, приведенных в отчете [81] и составляют 6,276 млн тонн графита по категории Р2.

Рекомендации по проведению дальнейших геолого-разведочных работ:

*На золото:*

1. Перспективные проявления золота Янисйоки и Алатту подготовлены к лицензированию для проведения на коммерческой основе детальных поисковых работ масштаба 1:5000-1:10000 с целью дополнительного обоснования промышленной значимости объектов и их подготовки к оценочным и разведочным работам. Первоочередным объектом работ является проявление Янисйоки.

2. В юго-западной части прогнозируемого Янисъярвинского рудного узла и на площади прогнозируемого Райвимиакского рудного узла рекомендуется проведение поисковых работ

масштаба 1:50 000-1:10 000 с целью выявления золоторудных проявлений и оценки их промышленной значимости.

*На алмазы:*

На территории листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX южнее Вяртсильского участка, вошедшего в распределенный фонд недр и на прилегающих с юга листах Р-35-XXX, Р-36-XXIV рекомендуется постановка прогнозно-поисковых работ на алмазы масштаба 1:200 000 с целью выявления алмазоносных кимберлитовых тел и выделения объектов лицензирования для поисковых работ на алмазы.

#### Обломочные породы

##### Песчано-гравийный материал

По результатам съемочных работ масштаба 1:50 000 на территории листа выделено 20 перспективных участков, где возможно выявление месторождений песчано-гравийного материала. Залежи ПГМ приурочены к флювиогляциальным и ледниково-озерным отложениям карельского горизонта и расположены, в основном, в западной части территории. Мощность продуктивной толщи по площадям изменяется от 2 до 20 м. Вскрыша незначительна (не превышает 1 м). На перспективных участках преобладают песчано-гравийно-валунные отложения, иногда содержание валунов в них достигает 40%. Прогнозные ресурсы по участкам изменяются от 0,1 до 86 млн.м<sup>3</sup> и в сумме по всем площадям составляют более 200 млн.м<sup>3</sup>. На многих участках возможен прирост запасов. Материал пригоден для дорожно-строительных работ.

#### 9. Гидрогеология

Гидрогеологические условия территории определяются расположением ее в зоне избыточного увлажнения, где средняя сумма атмосферных осадков составляет 600 мм, а испарение - 400

мм в год, высоким процентом озерности, значительной мощностью трещиноватой зоны кристаллических пород (100-200 м), отсутствием выдержанного водоупора в осадочных породах. Подземные воды районы образуют единую гидравлическую систему, в пределах которой выделяются водоносный комплекс четвертичных отложений и комплексы водоносных зон трещиноватости архейских и раннепротерозойских кристаллических пород.

Динамика и ресурсы подземных вод зависят от тектонической трещиноватости пород их гипсометрического положения и глубины эрозионного вреза. Наиболее интенсивная трещиноватость отмечается в понижениях рельефа, занятых современными водотоками. В районе широко развиты зоны тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. К зонам разломов северо-западного простирания приурочены структурно-денудационные ложбины выпахивания и стока, определяющие направление речных долин и озерных котловин. Линейную ориентировку имеют системы озов и приозовых зандровых террас. В пределах указанных форм рельефа наблюдается тесная взаимосвязь подземных вод с поверхностным стоком, что определяет их водообильность. Статические уровни горизонта в зависимости от рельефа устанавливаются на глубине до 11 м, на абсолютных отметках 9,76-35,9 м в некоторых скважинах наблюдается самоизлив на 0,3-1,6 м выше поверхности земли. Уровни трещинных вод по своим абсолютным отметкам близки к уровням четвертичного водоносного комплекса, что указывает на их гидравлическую связь.

### **Водоносные комплексы кристаллических пород**

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования [14] территория листов расположена в пределах Сфекофеннского и Карельского гидрогеологических районов Балтийской гидрогеологической складчатой области. Северо-восточная часть территории относится к Северо-Ладожскому гидрогеологическому подрайону Карельского гидрогеологического района (рис.9.1). Эта территории характеризуется сравнительно низким уровнем метаморфизма супра-

курустальных пород, широким развитием в составе терригенных комплексов метаморфизованных псаммитов, наличием вулканогенно-осадочных толщ основного состава, незначительной ролью интрузивных образований. Большая западная и южная части площади принадлежат к Сфекофеннскому гидрогеологическому району, который характеризуется широким развитием слабодоносных метаморфических пород, прорванных интрузивными породами разной степени водоносности

Водоносность кристаллических пород определяется их составом и трещиноватостью.

*Комплекс водоносных зон ультраметаморфических пород кислого состава* представлен архейскими гранитами и гранито-гнейсами купольно-глыбовых выступов фундамента. Породы в основном массивные, слабо трещиноватые. Наиболее интенсивная трещиноватость отмечается в зонах тектонических нарушений на глубинах 20-50 м. Дебиты скважин составляют 0.1-1 л/с. К зонам разломов и оперяющим трещинам приурочены выходы источников с дебитом 0.9-2 л/с. Минерализация воды 0.1-1 г/л.

*Водоносные зоны трещиноватости вулканогенно-терригенных пород сортавальской серии* развиты в северной части площади. Водоносные породы представлены метаморфизованными базальтами, коматиитами, туффитами, графитсодержащими сланцами. Дебиты скважин от 0.1 до 0.5 л/с. Минерализация воды 0.1-1 г/л. состав ее преимущественно гидрокарбонатный натриевый.

*Комплекс водоносных зон трещиноватости терригенных пород ладожской серии* занимает большую часть площади Северо-Ладожского гидрогеологического подрайона. Водовмещающие породы представлены слаботрешиноватыми ритмично-слоистыми алевролитами, песчаниками, кварцитами, гравелитами. Дебиты скважин 0.1-0.5 л/с, редкие источники имеют дебиты 0.05-0.1 л/с.

*Комплекс водоносных зон трещиноватости метаморфических гнейсов и сланцев* распространен на западе и юге площади. Трещиноватость пород слабая и неравномерная. Глубина

проникновения трещин до 70 м. Дебиты скважин 0.1-0.5 л/с. Минерализация воды 0.07-0.9 г/л, состав ее гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

*Водоносные зоны трещиноватости габбро-диоритовых и тоналит-диоритовых интрузий* распространены на западе и юге площади. Трещиноватость неизменных пород слабая, в пределах тектонических зон – повышенная. Дебиты отдельных скважин от 0.01 до 1 л/с. Минерализация воды составляет 0.09-0.9 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

*Водоносные зоны трещиноватости гранитоидов разного состава* распространены в пределах интрузивных тел, прорывающих гнейсовый комплекс. Трещиноватость пород неравномерная и в целом слабая. Мощность зон интенсивной трещиноватости 50-100 м. Дебиты скважин изменяются от тысячных долей до 1 л/с. До глубин 30-50 м. воды пресные, на больших глубинах иногда вскрываются солоноватые воды.

### **Водоносный комплекс четвертичных отложений**

Подземные воды этого комплекса имеют, как правило, свободную поверхность с абсолютными отметками 3,1-56,5 м. Глубина залегания уровня подземных вод изменяется от 0,3 до 25 метров и зависит от современного рельефа. Исключение составляет развитый на юге территории межморенный водоносный горизонт. Он не выдержан по мощности и простираению, не выходит на дневную поверхность и вскрыт скважинами на глубине 18-24 м. Мощность его 4,0-58,5 м обладает напором до 45 м. Питание водоносного комплекса четвертичных отложений осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Водовмещающие породы мощностью 0,5-75,0 м характеризуются пестрым литологическим составом и неоднородностью фильтрационных свойств. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,04 л/сек (ледниковые отложения) до 1 л/сек (межморенный водоносный горизонт), коэффициент фильтрации, соответственно, составляет 0,05 и 24 м/сут. По химическому составу и степени минерализации воды гидрокарбонатные натриевые, пресные и ультрапресные, с минерализацией от 0,08 до 0,8

г/л, чаще 0,2-0,4 г/л. В водах всех отложений содержится железо (до 9,6 мг/л) и соли аммония. Последнее свидетельствует о загрязнении подземных вод с поверхности.

В западной части пределах площади большое гидрогеологическое значение имеют древние долины стока, выполненные флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями и прилегающие к ним конечно-моренные гряды ругозерской стадии. В верхней части разреза распространены пески, супеси мощностью 10-20 м. Дебиты скважин и колодцев от доли до 1 л/с. Минерализация воды 0,2-0,5 л/с. Ниже залегают моренные и флювиогляциальные отложения, представленные песками, песчано-гравийным материалом, валунными песками и супесями. Дебиты скважин до 1 л/с, имеются отдельные источнки с дебитами до 3 л/с. Минерализация воды 0,1-0,3 г/л.

В центре и на юго-востоке площади широко распространены озерно-ледниковых и ледниковые суглинки и супеси карельской стадии оледенения, слагающих обширные равнины и донные части долин. Подземные воды приурочены к песчаным прослоям и линзам. Толщи ленточных глин и суглинков следует рассматривать как водоупор, препятствующий инфильтрации атмосферных осадков и способствующей заболачиванию обширных территорий. Воды пресные, гидрокарбонатные натриевые, минерализация 0,14-0,27 г/л, удельные дебиты 0,05-0,003 л/сек. Коэффициент фильтрации ленточных суглинков в вертикальном направлении измеряется величиной  $n \times 10^{-5}$  м/сут.

## 10. Эколого-геологическая обстановка

Территория листов расположена в средне-таежной подзоне бореальной ландшафтной зоны с повышенным количеством осадков (500-650мм). На территории работ по совокупности геолого-морфологических признаков (генетическому типу четвертичных образований, их литологи-

ческому составу, характеру рельефа, типу растительного покрова и т. д.) выделены 6 ландшафтных комплексов с более или менее однородным строением. В пределах изученной площади преобладают ландшафтные комплексы слаборасчлененных пологоволнистых моренных, водно-ледниковых и озерно-ледниковых равнин (2-6 комплекс). Наименьшим развитием в границах картируемых листов пользуются ландшафты, представленные моренными равнинами с резко расчлененным рельефом и с абсолютными отметками высот до 150 м. Эти ландшафты совпадают с конечно-моренными грядами и локализуются в юго-западной и центральной частях территории вдоль границы II и III стадии осташковского оледенения.

Экзогенные геологические процессы на территории проявлены слабо, имеют локальный, спорадический характер и низкую интенсивность.

По степени устойчивости к геодинамическим нагрузкам и геохимическому загрязнению большая часть ландшафтов территории работ отнесена к устойчивым и средней степени устойчивости, за исключением немногочисленных болотных массивов и ландшафтных комплексов, выделенных на глинистых отложениях. Последние обладают повышенной сорбционной способностью к накоплению тяжелых металлов.

К крупным техногенным объектам отнесены автомобильная магистраль Санкт-Петербург-Петрозаводск, пересекающая территорию листов с юго-запада на северо-восток, и ветка Октябрьской железной дороги, проходящая в этом же направлении. Кроме них на картах показаны городские застройки с населением от 10 000 до 50 000 жителей (г. Сортавала и Лахденпохья) и горные разработки и карьеры. Существенного загрязнения природной среды эти техногенные комплексы не представляют, они являются очагами локального загрязнения.

Эколого-геологическая обстановка ландшафтных комплексов определяется, исключительно, природными факторами – зонами естественной повышенной радиоактивности гранитоидных пород и связанными с ними повышенными концентрациями в водах и донных осадках речной сети урана (до 32 ПДК) (отчет Невского ГГП) и радона в подземных водах (данные Карельского научного центра). Действием природных факторов объясняется и превышение ПДК железа в

подземных водах изучаемого региона до 10-15раз (данные Карельского научного центра). Вероятно, это связано с преимущественно болотным питанием поверхностных водотоков бассейна Ладожского озера. По данным СЭС г. Петрозаводска практически во всех реках бассейна Ладожского озера отмечается превышение ПДК по суммарному железу и взвешенным веществам от 5 до 10-15 раз. Зафиксированный ореол трехоксида азота в подземных водах вряд ли может быть вызван их техногенным загрязнением, поскольку на площади распространения аномалии и вблизи нее отсутствуют техногенные объекты. Исходя из вышеизложенного в целом, эколого-геологическая обстановка территории оценивается как благоприятная, за исключением участков с повышенной естественной радиоактивностью. В качестве охранных мероприятий на участках с повышенными концентрациями урана в водопунктах при водозаборе рекомендуется проводить очистку и фильтрацию воды от механических взвесей, в том числе от соединений, содержащих уран, обогащающий донный осадок. В районе пос. Рускеала целесообразно провести обследование водопунктов, используемых населением и предприятиями для обеспечения питьевой и технической водой. Обогащение ураном здесь установлено как для воды (до 32 ПДК), так и для донного осадка.

### Заключение

Проведенные работы позволили существенно уточнить геологическое строение площади, по-новому оценить ее минерагенический потенциал, получить новые данные о вещественном составе и возрасте стратифицированных, метаморфических и плутонических образований Северо-Западного Приладожья, составить и подготовить к изданию комплект Госгеолкарты 200 второго поколения.

Основные геологические результаты работ сводятся к следующим:

1. Уточнена схема структурно-тектонического районирования площади. Получены новые изотопно-геохимические данные, позволяющие уточнить границу эпикратонных карельских образований со Сфекофеннской областью, в пределах которой архейский фундамент существенно разрушен.

2. Уточнена схема стратиграфии района. Подтверждено двучленное строение людиковийских вулканогенно-осадочных толщ, в составе которых впервые выделены и охарактеризованы коматииты и трахиандезиты. Детально описаны полные разрезы людиковийских образований, получены новые данные о вещественном составе и возрасте вулканитов. Верхняя часть людиковийского разреза выделена в кирьяволахтинскую свиту.. Из состава ладожской серии выделены кархуланмякская и исоярвинская толщи, коррелирующиеся с верхнекалевийскими (сфекофенскими) вулканогенно-осадочными толщами Раахе-Ладожской зоны Финляндии.

3. Уточнена схема метаморфической зональности на юге площади. Впервые закартированы подкомплексы лахденпохского метаморфического комплекса. Впервые выделен и охарактеризован ихальский метаморфический подкомплекс

4. Закартированы интрузивные комплексы, предлагаемые легендой Карельской серии, проведена их тектоническая типизация, получены новые данные о составе и возрасте интрузивных пород. Впервые выделены и охарактеризованы образования яккимского диоритового и путсарского габбро-монзонит-гранитового комплексов.

В результате прогнозно-поисковых исследований определены перспективы района на выявление месторождений золота и алмазов.

В результате проведенных работ на Сортавальской площади на золото выявлено новое рудопроявление золота Янисйоки и выделено рудное поле Янис с прогнозными ресурсами золота 30 т. по категории  $P_2$ . Выделен прогнозируемый Райвимацкий золоторудный узел с оцененными прогнозными ресурсами золота 20 т по категории  $P_3$ , даны рекомендации по продолжению поисковых работ на золото в его пределах.

В результате проведенных работ на Сортավальской площади на алмазы выделено прогнозируемое Лахденпохское потенциально алмазоносное поле и оценены прогнозные ресурсы алмазов в коренном залегании (кимберлитовый тип) по категории  $P_3$  в размере 30 млн. карат. Впервые получена вещественная информация о присутствии на площади алмазоносных тел кимберлитов в виде ореолов и потоков рассеяния минералов-индикаторов алмаза. В пределах Ихальского ореола алмаза в шлиховой пробе аллювия выявлен алмаз.

Основные нерешенные проблемы геологического строения площади:

1. Полученные характеристики изотопных возрастов вулканитов людиковия большей частью являются предварительными. Изотопные возраста питкярантской свиты и средней подсвиты кирьяволахтинской свиты оценены косвенно, по возрастам предполагаемых субвулканических интрузий, при этом возраст вулканитов питкярантской свиты оценен с большой ошибкой. Необходимо продолжить изотопно-геохронологические исследования вулканитов кирьяволахтинской и питкярантской свит.

2. Авторами постулирован калевийский возраст вулканогенно-терригенных образований кархуланмякской и исоярвинской толщ, нуждающийся в подтверждении. Не исключена возможность более древнего возраста низов разреза кархуланмякской толщи, амфиболиты которой обнаруживают петрохимическое сходство с вулканитами кирьяволахтинской свиты людиковийского надгоризонта. Необходимо продолжить исследования вещественного состава указанных толщ, определить изотопный возраст вулканитов, провести их корреляцию с вулканогенно-осадочными сфекофенскими толщами Финляндии.

3. Требуется дальнейшего изучения минералогического состава ультрамафитов и сиенитов элисенваарско-вуоксинского комплекса, содержащего по неподтвержденным повторными исследованиями данным, акцессорную алмазную минерализацию. Данная проблема имеет актуальное значение для прогноза и поисков алмазов.

4. В ареале развития массивов элисенваарской группы возможно выявление тел габбро-долеритов рифейского возраста, на что указывают данные палеомагнитных исследований (Сату Мертонен, устное сообщение).

Основные нерешенные минерагенические проблемы:

1. Требуется дальнейшего изучения минерагеническая специализация ультраосновных пород в составе кирьяволахтинской вулкано-плутонической ассоциации. С субвулканическими телами ультрабазитов, комагматичных коматиитовым лавам, может быть связано медно-никелевое оруднение типа Оутокумпу.

2. Необходимо продолжить изучение вулканогенно-осадочных пород исоярвинской свиты, близкой по составу со сфекофеннскими вулканогенно-осадочными толщами Финляндии, вмещающими стратиформные полиметаллические руды.

3. Требуют дальнейшего изучения перспективы района на выявление танталовых и литиевых руд в пегматитах, молибденовых руд в эндоконтакте не вскрытых гранитных массивов маткасельского комплекса, комплексных апатитовых, редкоземельных и полевошпатовых руд в сиенитах элисенваарско-вуоксинского комплекса.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. Афанасов М.Н., Николаев В.А. Перспективы алмазоносности Карельского перешейка (Западное Приладожье) /Региональная геология и металлогения. 2003. №18. С.116-121.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А. и др. //ДАН. 2002. Т.383. №4. С. 523-526.
3. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др. Время и длительность Свеккофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке балтийского щита, Приладожье. //ДАН, 2004а. Т.12. №4. с. 374-393.
4. Балтыбаев Ш.К., Сальников Е.Б., Глебовицкий А.Г. и др. Кузнеченский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb-датирования и обоснование тектонической позиции (Балтийский щит). //ДАН, 2004б. Т.398. №4. с. 1-5.
5. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Галанкина О.Л. Первые находки вулканитов в сфекофеннидах Приладожья и их возраст. //ДАН, 2004в. Т. 395. № 3.
6. Бискэ Н.С. Критерии прогнозирования месторождений графита в Карелии. /Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск. 1987.
7. Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. Результаты U-Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1,89-1,87 Ga) Северного Приладожья. /Вестн. СПбГУ. Сер. 7, 1999. вып. 3. (№21).
8. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея. Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза./ Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. С-Петербург. 2003.
9. Волотовская Н.А. Магматический комплекс района Больших островов северо-западного Приладожья. Изв. Карело-Финск. научно-исслед. Базы АН СССР, №4. 1948.
10. Геологическая съемка районов развития куполовидных структур докембрия (Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 6) /Под ред. В.А. Глебовицкого и М.А. Чербномомрского. Л., 1984.
11. Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. Сер. Метод. руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании /Под ред. Н. В. Межеловского. М., 1994.
12. Геология и петрология сфекофеннид Приладожья. Редактор В.А.Глебовицкий. Из-во С-Пб университета, 2000.

13. Голубев А.Т., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, «Карелия». 1983.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (новая серия). Лист Р-(35) – 37 – Петрозаводск. СПб. 2000.
15. Жданов В.В. О связи основного и кислого магматизма Ладожского прогиба. Бюл. М. о-ва исп. природы, отд. Геология, т. XLVII (4). 1972.
16. *Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Богачев В.А., Мурадымов Г.Ш.* Минералогическо-геохимические признаки офиолитовой ассоциации в Приладожье. Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии //Материалы Междунар. конф. Петрозаводск, 1999.
17. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Лампрофировые дайки района Акионсалми-Калто (Западное Приладожье). Вопросы геологии и магматизма Карелии. Опер.-инф. матер. за 1992г. Петрозаводск. 1993..
18. Импактиты. Под ред. Маркушева А.А. М., Из-во МГУ, 1981, 240 с.
19. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000/*А. И. Бурдэ, Ю. С. Маймин, В. В. Старченко, В. А. Фараджеев* и др./., Роскомнедра, М.1995.
20. Казаков А. Н. Конкреционные образования ладожской серии и их природа.// Конкреции и конкреционный анализ докембрия.- Л., 1986.
21. Кайряк А.И. Схема стратиграфии средне- и верхнепротерозойских образований Южной Карелии //Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С.71-83.
22. Конопелько Д.Л. Посторогенные интрузии Северо-Западного Приладожья со специальным рассмотрением апатитоносных калиевых ультрамафитов. (Диссерт. соиск. уч. степ. к.г.-м.н.). 1997.
23. *Конопелько Д.Л., Степанов К.И., С.В. Петров, Пупков О.М.* Гипабиссальный дайковый комплекс Северного Приладожья. Вест. С. \_Петерб. у-та. 1999. Сер. 7 Вып. 4 (№28).
24. Корниец Ю.А. Петрология гранитоидов массива Путсари северо-западного Приладожья. Бакалаврская выпускная работа. Руководитель С.И. Григорьев. СПбГУ. Геолог. факт. 1998.
25. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. АН СССР. 1963.
26. Леонова В.А., Попова В.А. Особенности распространения акцессорных минералов в гранитоидах Приладожья и Карельского перешейка. Вестник ЛГУ, № 18. 1981.
27. Масайтис В.Л. Высокотемпературный метаморфизм и плавление в импактных кратерах /Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука. 1978. С-188-194.

28. *Масайтис В.Л., Данилин А.Д., Мащак М.С.* и др. Геология астроблем. Л. Недра. 1980. 232с.
29. *Матреничев В.А, К. И. Степанов К.И., Пупков ОМ.* Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских метавулканитов Сортавальского поднятия (Северное Приладожье). Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2004, вып. 2 (№ 15)
30. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л., 1985. 310 с.
31. Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М. недра. 1977.
32. Перекалина Т.В. Постладожские гранитоиды Северного Приладожья. Ученые записки Ленингр. Унив. 1962. №312.
33. Подковыров В. Н.. Конкреционные образования Ладожской серии.// Конкреции и конкреционный анализ докембрия.- Л., 1986.
34. *Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А.* Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л. Наука, 1967. 139 с.
35. Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Изд. ЛГУ. 1972.
36. *Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И.* Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск. Карельский науч. центр АН СССР, 1990.
37. Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992.
38. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, КНЦ РАН. 1995. 1995. 211 с.
39. *Судовиков Н.Т., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С.* и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Изд. Наука, Л., 1970.
40. Франк-Каменецкий Д.А. Петрология рифейских базитов Приладожья. СПбГУ. (Диссерт. соиск. уч. степ. к.г.-м.н.). 1998.
41. Фации метаморфизма. Редактор В.С. Соболев. М. Недра, 1970.
42. Хазов Р.А., Иващенко В. И. Новые проявления щелочного магматизма и апатитового оруденения на Балтийском щите. Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 4.
43. Хазов Р.А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., "Наука" Л. отделение, 1982
44. Хазов Р.А. Ладогалиты - новые апатитоносные щелочные ультраосновные породы. Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5.
45. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд-во «Недра». М. 1966.

46. Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель //Регион. геол. и металлогения. 1995. №4. С. 52-62.
47. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатосодержащих гранулитов Западного Приладожья. //Петрология, 1997. Т.5. № 3. С. 253-277.
48. Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области. //Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2000. Т. 8. №6.
49. Amantov et. al. Jotnian and Postjotnian: Sandstones and diabases in surroundings of the Gulf of Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 21, 99-113, 1996.
50. Debon F., Lefort P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edinburg, Earth Sci. 1982.
51. Ekdahl E. Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of Raahe-Ladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, central Finland. Geol. Surv. Finland Bull. 1993.
52. Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of early Proterozoic Svecofennian crust in Finland. Geol. Sarv. Finl., Bull. 1986.
53. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia. Precambrian Research 120, 37-56. 2003
54. Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V. et. al. Nd isotope variation across the Archaean – Proterozoic boundary in the North Ladoga Area, Russian Karelia. *GFF* , 2005. Vol. 127 (Pt.2,June), Stockholm. ISSN.
55. Mattila J. Geochemical and Sm-Nd isotopic constrains on the petrogenesis of svecofennian granitoids in Kitee-Lahdenpohja area, southeastern Finland and northwestern Russia. /Master of Science thesis. University of Turku. 2004.
56. Middlemost E. Naming materials in the magma /igneous rock system //Earth-Sci Rev. 1994. Vol. 37.
57. Ramo O.T., Manttari M., Upton B.G. J., Sveridenko L.P. Age and significance mesoproterozoic magmatism, lace Ladoga region, NW Russia. / GSA Annual Meeting. Boston. 2001.
58. Vaasjoki M., Sakko M. The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints. Geol. Surv. Finl. Bull 343. 1988.

#### Фондовая

59. Амантов А.В., Порошин Е.Е. и др. Опыт-но-методические работы по совершенствованию методики карт дочетвертичных образований применительно к пресноводным бассейнам

- окраины Балтийского щита и составление схематической геологической карты Ладожского озера м-ба 1:500 000. 1991.
60. Артамонова Н.А. Отчет о результатах поисков редких металлов в Северном Приладожье (участок Маткаселькя) за 1981-1985 г.г., 1985.
61. Артамонова Н.А. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного Приладожья. Объединенный отчет по Импилахтинскому объекту ПГО "Севзапгеология" и объекту N13 ЦОМЭ ВСЕГЕИ за 1984-1989г.г.,1989.
62. Ауслендер В.Г. Отчет о результатах поисков месторождений гравийно-песчаного материала и строительных песков в северо-западном Приладожье КАССА (1977-1978 г.г.). 1979.
63. Афанасов М.Н и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200000 листы Листы Р-35-XXIX, XXX. 1999.
64. Афанасьева Е.Н. Отчет по теме: Составление карты ураноносности Балтийского щита масштаба 1:500 000. 2003 г
65. *Богачев В.А., Иваников В.В., Филиппов Н.Б.* Отчет по теме: «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200», 1999.
66. *Ефимов Б.А.* и др. Отчет о комплексных геофизических и геохимических работах на Латвасюрском участке в пределах Ладожской структурной зоны за 1979-80 г.,1981.
67. *Иващенко В.И.* и др. Отчет о научно-исследовательской работе по теме № 160 «Рудно-магматические системы гранитоидного магматизма докембрия Карелии». 2002.
68. Козырева И.В. Усовершенствовать методику расчленения, картирования и картографирования неясностратифицированных метаморфических комплексов нижнего докембрия (на примере гнейсогранулитового комплекса Северного Приладожья). Отчет по дог.883,1993.
69. Колесова Н.А. Объяснительная записка к карте полезных ископаемых Северного Приладожья м-ба 1:100000.1974.
70. Колесова Н.А. Отчет по теме: Составление металлогенической и прогнозной карты Северного Приладожья м-ба 1:100000.1978.
71. *Корсакова М.А.* и др. Сводная легенда Карельской серии листов Госгеолкарты-200. 1997.

72. Ладнер А.И. Отчет о геологических работах на никель, апатит и другие полезные ископаемые, проведенных Западно-Ладожским отрядом в Лахденпохском районе КАССР в 1977-1984 гг., 1984.
73. Леонтьев А.Г., и др. Отчет по теме: "Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия масштаба 1:500 000". 2003 г.
74. Макарова Г.В. Отчет о геолого-съемочных работах м-ба 1:50000 в Сортавальском районе КАССР за 1964-1966 гг, 1967.
75. Макарова Г.В. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969-70г.г. 1971.
76. Макарова Г.В. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на вольфрам, проведенных в Северо-Западном Приладожье КАССР в 1972-1975 гг, 1975.
77. Макарова Г.В. Объяснительная записка к "Сводной геолкарте Северного Приладожья м-ба 1:100 000". 1977.
78. Мочалова Т.П. Отчет о результатах поисков графита в пределах Ихальского участка за 1983-1986 гг. 1986.
79. Печатников Г.Г. и др. Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ на цветные и редкие металлы на Ладожском участке (Северное Приладожье) за 1981-84 гг. 1984.
80. Потрубович Л.Н., Анищенкова О.Н. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 серия Карельская. Листы Р-35-XXIV, Р-36-XIX. 1958.
81. Степанов К.И. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на Ихальском проявлении графита, проведенных в 1989 – 95 гг, 1995
82. Степанов К.И. и др. Отчет по теме «Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)», 2004.
83. Торицин В.А. Отчет о результатах опережающих геофизических и геохимических работ м-ба 1:50000 в Северо-Западном Приладожье (Сортавальский объект) в 1987-90 гг., 1990.
84. Филимонов А.И. Отчет о геолого-съемочных работах м-ба 1:50000, проведенных Лахденпохской партией в Сортавальском р-не в 1966-68 гг., 1968.
85. Филимонов А.И.. Отчет о геолого-съемочных работах м-ба 1:50000, проведенных Элисенваарской партией в Лахденпохском р-не КАССР в 1968-71 гг., 1971.
86. Шинкарев Н.Ф. и др. Отчет о результатах работ по обследованию гранитных массивов юго-западной части КАССР с целью изучения их вещественного состава и металлогенической специализации. 1978.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

№ п/п	Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К - коренное, Р - россыпное)	№ по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<b>Горно-техническое сырье</b>						
<i>Графит</i>						
1	IV - 4	3	Ихальское	К	81	Разведывается
<b>Строительные материалы</b>						
<i>Гранит, гранито-гнейс</i>						
2	II - 7	5	Хотинхови	К	73	Разведано
3	II - 7	6	Кирьявалахти	К	73	Эксплуатируется
4	II - 8	5	Ляскеля	К	73	Разведано
5	IV - 5	3	Лакеваара-1	К	73	Разведано
<i>Габбро-диорит, сиенит (габбро-диабаз)</i>						
6	I - 7	15	Ранта-Мяки	К	73	Эксплуатируется
7	IV - 4	5	Райвимяки	К	73	Эксплуатируется
<i>Габбро, габбро-норит, амфиболит</i>						
8	I - 7	13	Коккомяки	К	73	Разведано
9	I - 7	19	Северный Кейносет	К	73	Эксплуатируется
10	I - 7	20	Кейносет	К	73	Разведано
11	I - 7	22	Нинимяки	К	73	Разведано
12	II - 7	4	Ристиярви	К	73	Разведано
<i>Мрамор</i>						
13	I - 7	8	Рускеала 1	К	73	Эксплуатируется
14	I - 7	9	Рускеала, уч-к Рускеала 2	К	73	Разведано

Список проявления (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листов Р-35-XXIV, Р-36-ХІХ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

№ п/п	Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
1	2	3	4	5	6
<b>Черные металлы</b>					
<i>Хром</i>					
1	III - 5	2		[83]	ВГХП. Повышенные содержания хрома в донных отложениях. Косвенный признак алмазоносных пород
2	III - 5	8		[83]	ВГХП. Повышенные содержания хрома в донных отложениях. Косвенный признак алмазоносных пород
3	IV - 3	2		[72]	ВГХП. Повышенные содержания хрома в донных отложениях. Косвенный признак алмазоносных пород
<b>Цветные металлы</b>					
<i>Медь</i>					
4	I - 6	3	Кеккосельское	[75]	П. Халькопиритовая минерализация в пироксенитах
5	I - 6	4	Сури-Суо	[75]	П. Халькопиритовая минерализация в пироксенитах
6	I - 8	11	Виссу	[73]	П. Углеродистые сульфидоносные сланцы с халькопирит-сфалеритовой минерализацией
8	II - 7	7	Кирьявалахтинское	[74]	П. Медно-цинковое оруденение и шеелитовая минерализация в скарнах
7	II - 8	6	Варалахти	[73]	П. Медно-полиметаллическое оруденение и урановая минерализация в зоне брекчирования амфиболитов
<i>Свинец</i>					
9	I - 7	14		[83]	ВГХП. Низкоконтрастные аномалии свинца, кобальта, меди в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения

1	2	3	4	5	6
10	I - 8	2		[83]	ВГХО. Высококонтрастные аномалии свинца в тяжелой фракции морены. Косвенный признак золотого оруденения
<i>Цинк</i>					
11	II - 6	6	Йокирантское	[74]	П. Свинцово-цинковые руды, шеелитовая минерализация в скарнированных известняках и скарнах питкьярантской свиты
<i>Вольфрам</i>					
12	I - 8	3		[83]	ВГХО. Высококонтрастные аномалии вольфрама в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения
13	I - 8	6	Нинимяки	[82]	ПМ. Шеелитовая минерализация в дайке пропилитизированных габбро-диоритов
14	II - 5	7	Западно-Хейняокский	[76]	ПМ. Вольфрамовая минерализация в скарнах.
15	II - 6	7	Западно-Латвасюрское	[43]	П. Вольфрамовые руды в скарнах.
16	II - 6	8	Латвасюрское	[76]	П. Вольфрамовые руды в скарнах.
17	II - 6	10	Кварцитовое	[76]	П. Вольфрамовое оруденение и золотая минерализация в кварцевых метасоматитах по скарнам
18	II - 6	11	Хейняокский	[76]	ПМ. Вольфрамовая и урановая минерализация в скарнах.
19	II - 6	12	Савайнюкское	[76]	П. Вольфрам-полиметаллическое оруденение в скарнах.
20	II - 7	3	Рюттюярвинское	[74]	П. Карбонатный горизонт второй подсвиты питкьярантской свиты. Вольфрам, медь. Шеелит, молибденит, халькопирит.
21	III - 4	5		[83]	ВГХО. Контрастные аномалии вольфрама в тяжелой фракции морены. Косвенный признак золотого оруденения.
22	III - 4	6		[83]	ВГХО. Контрастные аномалии вольфрама в тяжелой фракции морены. Косвенный признак золотого оруденения
23	III - 5	1	Коммунаровское	[76]	П. Вольфрамовое оруденение и золотая минерализация в скарнах
24	III - 6	1	Менсунваарское	[84]	П. Шеелитовая минерализация в скарнах.
25	III - 7	1	Красный Победитель	[84]	П. Вольфрамовое оруденение в скарнах.
<i>Молибден</i>					
26	I - 6	1	Палолампинское	[60]	П. Молибденовое оруденение и цинковая минерализация в черных сланцах и скарнах.

1	2	3	4	5	6
<i>Мышьяк</i>					
27	I - 7	12		[82]	ПГХО. Контрастные аномалии мышьяка, серебра в коренных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения
<i>Висмут</i>					
28	II - 7	1		[83]	ВГХО. Контрастные аномалии висмута, меди, олова в донных отложениях Косвенный признак золотого оруденения
<i>Бериллий</i>					
29	I - 7	1	Руокоярвинское	[60]	П. Бериллий–танталовая минерализация в эндоконтактной зоне массива пегматоидных лейкогранитов
30	I - 7	7	Пиргтипохское	[83]	П. Бериллий–оловянная минерализация в пегматитовой жиле.
<i>Тантал</i>					
31	I - 7	5	Ломайское	[60]	П. Танталовая минерализация в пегматитовых жилах
<i>Литий</i>					
32	I - 6	2	Салойокский	[60]	ПМ. Литий-танталовая минерализация в пегматитовой жиле
33	II - 7	8	Туоксыярвинское	[73]	П. Редкометальная минерализация в центральных частях пегматитовых жил и в зоне блоковой структуры. Литий, рубидий, цезий. Лепидолит, циннвальфит, мусковит
<i>Золото</i>					
34	I - 7	2		[83]	ШО. Знаки золота в тяжелой фракции морены
35	I - 7	3		[83]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях
36	I - 7	4		[83]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях
37	I - 7	18		[83]	ШО, ВГХО. Единичные знаки золота, контрастные аномалии вольфрама в тяжелой фракции морены
38	II - 7	2		[83]	ВГХП. Контрастные аномалии золота и кобальта в донных отложениях
39	I - 8	1		[83]	ШО, ВГХО. Единичные знаки золота, контрастные аномалии свинца и вольфрама в тяжелой фракции морены. (1).
40	I - 8	4		[83]	ШО. Единичные знаки золота в морене
41	I - 8	7		[83]	ШО. Единичные знаки золота в морене

1	2	3	4	5	6
42	I - 8	8		[83]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях
43	I - 8	9	Алатту	[82]	П. Золотое оруденение малосульфидного типа в березитах по тоналит-порфирам и терригенным породам
44	I - 8	13	Янисйоки	[82]	П. Золотое оруденение малосульфидного типа в березитах по тоналит-порфирам и терригенным породам
45	II - 8	1	Питкьярви	[73]	П.М. Золотая минерализация (0.2 г/т золота) в пропилитах по метавулканитам в зоне разлома СЗ простираения
46	III - 4	1		[72]	ПГХО. Контрастные аномалии золота в коренных породах
47	III - 4	9		[83]	ШО. Единичные знаки золота в морене
48	III - 5	7		[83]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях
49	III - 5	9		[83]	ШО. Единичные знаки золота в морене
50	III - 5	14		[72]	ШО. 1-5 зн. золота в аллювиальных отложениях
51	III - 6	3		[83]	ШО, ВГХО. Единичные знаки золота, слабоконтрастные аномалии свинца в тяжелой фракции морены
52	IV - 3	3		[72]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях
53	IV - 3	4		[72]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях (2)
54	IV - 3	6		[72]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях (3).
55	IV - 4	1		[82]	ШП. 2-4 знака золота в аллювии (2)
56	IV - 4	4		[72]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях (2)
57	IV - 4	13		[72]	ПГХО. Контрастные аномалии золота в коренных породах (2)
58	IV - 5	4		[72]	ВГХО. Контрастные аномалии золота в донных отложениях (2).
59	IV - 5	5		[72]	ШО. Единичные знаки золота в аллювии (2).
60	IV - 5	6		[72]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях (2).
61	IV - 5	7		[72]	ВГХП. Контрастные аномалии золота в донных отложениях (3).
<i>Серебро</i>					
62	I - 7	11		[82]	ПГХО. Контрастные аномалии серебра и вольфрама в коренных породах. Косвенный признак золотого оруденения (3).

1	2	3	4	5	6
63	I - 7	16		[83]	ВГХП. Слабоконтрастные аномалии серебра, свинца и цинка в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения (2)
34	I - 7	17		[82]	ПГХО. Контрастные аномалии серебра и вольфрама в коренных породах. Косвенный признак золотого оруденения (2)..
65	I - 7	23		[83]	ВГХП. Слабоконтрастные аномалии серебра и цинка в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения (3)
66	I - 8	5		[83]	ВГХО. Контрастные аномалии серебра в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения (3)
67	I - 8	10		[82]	ПГХО. Контрастные аномалии серебра и вольфрама в коренных породах. Косвенный признак золотого оруденения (2)..
68	II - 6	2	Араминламбинское	[6]	П. Золото-серебро-висмутовая минерализация в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах в габброидах
69	II - 8	3		[83]	ВГХП. Слабоконтрастные аномалии серебра и кобальта в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения (3).
70	II - 8	4		[83]	ВГХП. Слабоконтрастные аномалии серебра и ниобия в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения (3)..
71	IV - 3	1		[72]	ВГХП. Контрастные аномалии серебра и свинца в донных отложениях. Косвенный признак золотого оруденения (3).
<i>Уран</i>					
72	I - 7	10	Рускеала	[64]	П. Урановое оруденение в скарнированных мраморах
73	I - 7	21	Мраморная гора	[64]	П. Уранинит в скарнированных мраморах
74	I - 8	12	Поткулампи	[64]	П. Уранинит в скарнированных мраморах
75	II - 8	2	Харлу	[64]	П. Уранинит в мраморах
<b>Неметаллические</b>					
<i>Апатит</i>					
76	IV - 4	6	Райвимажское	[83]	П. Апатит в субщелочных основных и средних интрузивных породах
77	IV - 4	9	Кайвомяжское	[83]	П. Апатит в субщелочных основных и средних интрузивных породах
<i>Графит</i>					

1	2	3	4	5	6
78	IV - 4	7	Участок 5	[81]	П. Концентрации крупночешуйчатого графита в гнейсах
79	IV - 4	11	Участок 7	[81]	П. Концентрации крупночешуйчатого графита в гнейсах
<i>Алмаз</i>					
80	I - 6	5		[82]	ШО. Минералы-индикаторы алмаза в аллювии: пиропы 1-2 зн., хром-диопсиды – 1–5 зн., пикроильмениты – 3 зн. (2)
81	I - 7	6		[82]	ШО. Минералы-индикаторы алмаза в аллювии: пиропы 1-10 зн, пикроильмениты - 0-8 зн. (2)
82	II - 5	4		[82]	ШО. Минералы индикаторы алмаза в аллювии: пиропы 1-3 зн., хром-диопсиды - 1-2 зн. (2)
83	II - 6	4		[82]	ШО. Минералы-индикаторы алмаза в аллювии: пироп – 1 зн., хромдиопсиды - 1-9 зн., пикроильмениты - 1-2 зн., золото - 1 зн. (2)
84	III - 5	6		[82]	ШП. Минералы-индикаторы алмаза в аллювии: пиропы - 1 зн., хром-диопсиды - 1 зн. (2)
85	IV - 4	8		[82]	ШП. Минералы-индикаторы алмаза в аллювии: пиропы - 2 зн., хром-диопсиды 1-3 зн. (2)
86	IV - 4	12		[82]	ШО. Минералы индикаторы алмаза в аллювии: пиропы - 1 зн., хром-диопсиды - 1-2 зн., пикроильмениты - 1-2 зн., золото -1 зн. (2)
87	IV - 4	10	Кайвомякское	[44]	П. Акцессорные алмазы в субщелочных основных породах
88	IV - 5	1		[82]	ШО. Алмаз, минералы-индикаторы алмаза в аллювии: пиропы – 1 –8 зн., хромдиопсиды - 1-15 зн., пикроильмениты - 1 зн., золото 1-5 зн. (1)
89	IV - 5	2		[82]	ША. Обломок алмаза в аллювии (1)

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип	Примечание, состояние эксплуатации
1	2	3	4	5
<b>Твердые горючие ископаемые</b>				
Торф				
I-6	6	Сури – СуоI	Верховой, переходный	Оценено разрабатывается
I-7	24	Рантальское	Верховой, смешанный,	Оценено
I-8	14	Болото № 2	Верховой, переходный	Оценено
II-5	9	Питкансиллан-Суо	Верховой, смешанный, переходный	Оценено
III-4	11	Коло-Йоки	Верховой, низинный	Оценено
III-4	12	Ийоэн-Суо	Верховой, переходный	Оценено, резерв
III-4	14	Ахма-Суо	Верховой, низинный	Оценено
III-4	15	Тюрьевское	Низинный	Оценено
III-4	17	Чертов мох	Верховой, переходный	Оценено
III-4	18	Ий-йоки	Верховой,	Оценено
III-4	19	Придорожное	Верховой,	Оценено
III-5	18	Менсунвари	Верховой, и низинный	Оценено, разрабатывается
III-5	19	Сур-Котио	Переходный	Оценено
III-5	21	Васкиламмен-Суо	Смешанный, и низинный	Оценено, разрабатывается
III-5	22	Яккимское	Верховой, и низинный	Оценено, разрабатывается
III-6	4	колхоз Большевик	Низинный	Оценено
IV-2	1	Сх. Прогресс т.м. Погреничное	Переходный и низинный	Оценено, разрабатывается
IV-3	6	Сойро	Верховой,	Оценено
IV-3	7	Элоринта	Низинный	Оценено
IV-3	8	без названия	Низинный	Оценено
IV-3	9	Тонтинсуо	Верховой	Оценено, резерв
IV-3	10	Менсунвари	Верховой	Оценено, резерв

1	2	3	4	5
IV-4	16	с/х Заря	Низинный	Оценено
IV-4	17	Сури-Суо	Верховой, переходный	Оценено разрабатывается
IV-4	19	Аккахарью	Смешанный	Оценено
IV-4	20	Суттуринмякисуо	Верховой, переходный	Оценено
IV-4	22	Курен-Лампи	Верховой	Оценено
IV-5	9	Журавлиное	Верховой,	Оценено
IV-5	10	Порхо-Йоки	Верховой,	Оценено
<b>Глинистые породы Глины кирпичные, черепичные, гончарные</b>				
II-8	8	Ляскеля		Числится на балансе, разрабатывается
<b>Песчано-гравийно материал</b>				
II-5	8	Сальпаусселькя		Числится на балансе
II-6	13	Хуканойское		Числится на балансе
III-5	20	Ниясьярви		Числится на балансе
III-5	23	Кортелампи		Числится на балансе
IV-4	15	Соанлампи		Числится на балансе
IV-4	18	Элисенваара I		Числится на балансе
IV-4	23	Леюхенлампи		Числится на балансе
<b>Пески строительные</b>				
IV-3	11	Элисенваара II		Числится на балансе.
<b>Сапрпель</b>				
II-5	10	Растилахти		резерв
II-5	12	Лиевярви		резерв

**Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образован-  
ний листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX Государственной геологической карты Российской  
Федерации масштаба 1: 200000**

<b>Индекс клетки</b>	<b>№ на карте</b>	<b>Вид полезного ископае- мого и название прояв- ления</b>	<b>Тип объекта, краткие сведения</b>
<b>Краски</b>			
II-5	11	Киуруярвинское	Окрашенная валунная супесь коричневого цвета.
II-5	13	Лиевяярвинское	Валунно-галечные отложения. Мощность продуктивного слоя 0,4 м. Красящий материал охра от кирпично-красного до светло-розового цветов.
II-7	9	Пюерялампинское	Супесь валунная. Красящий материал светло-шоколадного цвета.
II-8	7	Саваойское	На берегу ручья под слоем торфа красящая масса серого цвета.
IV-4	21	Кайвомякское	Песчано-глинистые отложения. Мощность продуктивного слоя до 1 м. Красящий материал светло-серого цвета.
<b>Сапрпель</b>			
I-6	7	Сурисуо	
II-6	14	Придорожное	
III-4	13	Хухталампи	
III-4	16	Латвалампи	
IV-2	2	сх. «Прогресс»	
IV-4	14	Лулкунлампи	
IV-5	8	Лухилампи	

Список полезных ископаемых связанных с четвертичными образованиями и показанных на Схеме прогноза

№ на схеме прогноза полезных ископаемых	Название проявления	Примечание
Песчано-гравийный материал		
1	Палолампи	Пески строительные
2	Винаоя	Пески строительные
3	Нутьярви	Песчано-гравийный материал
4	Харлу	Песчано-гравийный материал
5	Рунакоснен-Каллио	Пески строительные
8	Янникяннеми	Пески строительные
10	Хауталампи	Песчано-гравийный материал
11	Менсунваара	Песчано-гравийный материал
13	Сяркя	Пески строительные
14	Райвио	Песчано-гравийный материал
15	6-й поселок	Песчано-гравийный материал
16	Костамоярви	Песчано-гравийный материал
17	Сювоярво	Пески строительные
18	Коллампи	Пески строительные
19	Сорье	Пески строительные
20	Лумиваара	Пески строительные
21	Марьянваара	Пески строительные
Глинистые породы		
6	Кимамяки	Глины кирпично-черепичные
7	Кармаланярвинское	Глины кирпично-черепичные
9	Лахденкюля	Глины кирпично-черепичные
12	Туокслаhti	Глины кирпично-черепичные

Приложение 5  
Таблица 2

Характеристика участков, перспективных на обнаружение месторождений песчано-гравийного материала

Наименование участка, его № на схеме прогноза	Степень изученности	Индекс возраста	Площадь, км. кв.	Мощность, м.		Характеристика полезной толщи
				вскрыши	Полезной толщи	
1	2	3	4	5	6	7
Полалампи 1	2 скважины	fIIIrg	1,75	0,1-0,3	3,9	Пластовая залежь, песчано-гравийный материал. Модуль крупности 1,4-2,1. Содержание гравия до 22%, пылевато-глинистых частиц 0,5-0,7%. Пески пригодны для дорожных работ.
Виноя 2	4 скважины, ВЭЗ-20 точек, СЗ-3 точки	fIIIrg	6	до 0.5	1.5-3	Пластовая залежь, пески мелко и средне зернистые. Модуль крупности 1,6-2,0 Содержание гравия до 20 %. Пески пригодны для строительных и дорожных работ.
Нутьярви 3	нет сведений	lgIIIbl <sub>1-2</sub>	3,5	0,3		Линзовидная залежь. Песчано-гравийный материал, гравия 20--30%. Модуль крупности 2,6. Пески пригодны для строительных и дорожных работ.
Харлу 4	расчистки глубина 5м	lgIIIkr	0,5	0,3-0,4		Линзовидная залежь. Содержание гравия 40-70 %, валунов до 40 %, пылевато-глинистых частиц 0,48-3%. Материал пригоден для строительных работ.
Рунакоскен-Каллио 5	Расчистки гл. 2-5 м	lgIIIkr	1,8	0,3-0,4		Линзовидная залежь. Песчано-гравийная смесь. Содержание гравия 59 %, песок <0,14-2,2-10,8 %, пылевато-глинистых частиц 2,8-15,0 %.Материал пригоден для строительных работ.
Янниклинеми 8	16 шурфов, 7 расчисток, 15 скважин	lgIIIbl <sub>1-2</sub>	4,5	до 0,5		Пластовая залежь. Песчано-гравийный материал пригодный для проведения строительных работ.
Хауталампи 10	3 скважины, ВЭЗ – 25 точек, СЗ - 5 точек	fIIIrg	3,5	до 1	10	Линзовидная залежь. Песчано-гравийная смесь, содержание гравия 25-30 %, валунов до 3%, пылевато-глинистых частиц 0,9%. Модуль крупности 3. Пески пригодны для строительных и дорожных работ.

## Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7
Менсунваара 11	нет сведений					Линзовидная залежь. Песчано-гравийно-галечный материал. Содержание гравия 58,6 %. Материал пригоден для строительных работ.
Сяркя 13	6 скважин, ВЭЗ – 25 точек, СЗ- 3 точки	fIIIrg	1,5	0,2-0,5	5	Линзовидная залежь. Пески мелко и среднезернистые. Модуль крупности 1,2 %. Содержание пылевато-глинистых частиц: 1,8-2 % .Материал пригоден для строительных и дорожных работ
Райвио 14	6 скважин, ВЭЗ- 15 точек, СЗ – 4 точки	fIIIrg	3	0,3	1.4	Пластовая залежь, песчано-гравийная смесь. Содержание гравия до 55%, валунов до 2%, пылевато-глинистых частиц: 0,5-2,7%. Модуль крупности 0,5-1,9 Материал пригоден для строительных и дорожных работ.
6-й поселок 15	1 скважина	fIIIrg	0,25	0,4	5	Пластовая залежь, песчано-гравийная смесь. Гравия 31%, валунов 1%. пылевато-глинистых частиц 2,6%. Модуль крупности 2,2 %. Материал пригоден для строительных и дорожных работ
Костомояр-винское 16	31 скважина	fIIIrg	28	0,1-0,2	1.2-28.9	Линзовидная залежь. Содержание гравия 19-40 %, валунов до 1%, глинистых частиц 0,01-0,8%. Материал пригоден для строительных работ.
Сювяоро 17	2 скважины, ВЭЗ – 7 точек, СЗ – 3 точки	fIIIrg	4	1.1	3.5	Пластовая залежь., песчано-гравийная смесь. Модуль крупности 1,5 %. Содержание гравия 4-14%, пылевато-глинистых частиц 1,1-1,5%. Пески пригодны для строительных растворов.
Колалампи 18	12 скважин	fIIIrg	0,5	0,3-0,4	4.4-24.2	Линзовидная залежь песков средне и крупнозернистых. Содержание гравия до 24%, валунов до 14 %. Пески пригодны для строительных и дорожных работ.
Сорье 19	36 шурфов	fIIIrg	3,5	0,3	4	Линзовидная залежь. Валунно-гравийно-песчаный материал. Модуль крупности 2,4-2,6%. Содержание гравия до 18 %, пылевато-глинистых частиц 1-1,5 %. Материал пригоден для строительных и дорожных работ.
Лумиваара 20	нет сведений	fIIIkr	0,5	0,2	5	Линзовидная залежь. Пески разнозернистые. Модуль крупности от 1,1 до 2,8. Песок пригодны для приготовления и строительных растворов.

## Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7
Марьянваара 21	7 шурфов	fIIIrg	0,5	0,2	5	Линзовидная залежь. Песчано-гравийный материал. Модуль крупности 1,7-3,4%. Гравия 57-90 %. Пылевато-глинистых частиц 0,9-2,4%. Пески пригодны для строительных и дорожных работ

## Приложение 5

Таблица 3

## Характеристика участков, перспективных на обнаружение месторождений песчано-гравийного материала

Наименование участка, его № на схеме прогноза	Степень изученности	Индекс возраста	Площадь, км. кв.	Мощность, м.		Характеристика полезной толщи
				Вскрыши	Полезной толщи	
1	2	3	4	5	6	7
Кимамяки 6	один шурф глубиной 7,7 м	lgIIIbl <sub>1-2</sub>	4,5	0,3-0,4	4-5	Глина серая, сухая, плотная. Число пластичности 26. Гранулометрический состав <0,002- 48%, 0,05мм 35,62%, песчаных частиц 16,38 %.
Кармаланярви. 7	одна канава	lgIIIbl <sub>1-2</sub>	2,1	0,4	1,5-2,0	Суглинки и глины пылеватые. Число пластич. 9-19. Гранулометрический состав <0,002- 15,28-44,3%, <0,05мм 42-66,2%, >0,05 – 35 %.
Лахденкюля. 9	траншея	lgIIIbl <sub>1-2</sub>	0,25	0,3	2,0-2,5	Глины высокопластичные. Число пластичности 28. Гранулометрический состав <0,002- 46,27%, пылеватых 50,7%, песчаных частиц 3,3%
Туокслаhti. 12	шурфы	lgIIIbl <sub>1-2</sub>	18	0,3-0,4	2,0-3,0	Глины пластичные.

## Приложение 6

СПИСОК  
стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин,  
показанных на геологической карте

№ на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
1	Петротип маткасельского комплекса	
2	Петротип янисъярвинского комплекса	
3	Петротип кааламского комплекса	
4	Петротип суйстамского комплекса	
5	Скважина вскрывает золотоносные зоны в приконтактной части массива тоналит-порфиров суйстамского комплекса	Скв. С Я2
6	Стратотип контиосарской свиты и средней подсвиты кирьяволахтинской свиты	ОП 1
7	Стратотип контиосарской свиты и средней подсвиты кирьяволахтинской свиты	ОП 3
8	Стратотип питкьярантской свиты	ОП 4
9	Стратотип нижней подсвиты кирьяволахтинской свиты	ОП 5
10	Опорный разрез нижней подтолщи кархуланмякской толщи	обн. с-960
11	Стратотип кирьяволахтинской свиты	ОП 6
12	Скважина вскрывает часть стратотипического разреза верхней подсвиты кирьяволахтинской свиты	С 13с
13	Скважина вскрывает вулканогенно-осадочный тип разреза питкьярантской свиты	С 16с
14	Петротип латвасюрского комплекса	
15	Петротип импиниемского комплекса	
16	Петротип исоярвинского комплекса	
17	Петротип якимского комплекса	
18	Петротип путсарского комплекса	
19	Петротип тервусского комплекса	
20	Петротип приозерского комплекса	
21	Петротип элисенваарско-вуоксинского комплекса	
22	Петротип валаамского комплекса	

Список буровых скважин и точек наблюдения, показанных на геологической карте четвертичных образований

№ скважины на карте	Вскрытый геологический разрез	авторский № скважины
1	2	3
23	Скважина, 15 м. вскрывает ледниковые и гляциолимниевые отложения, неполный разрез	139
24	Скважина, 33 м. вскрывает ледниковые отложения.	150
25	Скважина, 21,6 м. вскрывает разрез флювиогляциальных отложений	72
26	Скважина, 22,5 м вскрывает флювиогляциальные отложения, неполный разрез	140
27	Скважина, 0,7 м вскрывает гляциолимниевый	134
28	Скважина, 25,5 м вскрывает флювиогляциальные отложения, неполный разрез.	7
29	Скважина, 7,5 м, вскрывает разрез ледниковых отложений.	11
30	Скважина, 12,5 м, вскрывает ледниковые отложения	22
31	Скважина, 22,6 м. вскрывает ледниковые отложения.	3
32	Скважина, 7,05 м, вскрывает разрез флювиогляциальных отложений	3
33	Скважина, 17,65 м, вскрывает разрез флювиогляциальных отложений	1
34	Скважина, 27 м, вскрывает разрез флювиогляциальных отложений	2
35	Скважина, 1,05 м, вскрывает флювиогляциальные отложения	4
36	Скважина, 16,7 м, вскрывает флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения	5
37	Скважина, 22,7 м, вскрывает ледниковые отложения.	1
38	Скважина, 2,8 м. вскрывает ледниково-озерные отложения.	19
39	Скважина, 11,85 м, вскрывает ледниково-озерные отложения.	5
40	Скважина, 37,5 м, вскрывает разрез ледниковых и флювиогляциальных отложений	8
41	Скважина, 58,2 м. вскрывает озерные, ледниково-озерные и ледниковые отложения	4
42	Скважина, 47 м, вскрывает ледниково-озерные, флювиогляциальные и ледниковые отложения.	8
43	Скважина, 2,7 м. вскрывает ледниково-озерные отложения	10
44	Скважина, 10,5 м, вскрывает неполный разрез флювиогляциальных отложений.	74
45	Скважина, 30,0 м, вскрывает флювиогляциальные отложения	14
46	Точка наблюдения вскрывает разрез четвертичных отложений	5121
47	Точка наблюдения вскрывает разрез четвертичных отложений	271

## Продолжение приложения 7

1	2	3
48	Скважина, 40,0 м, вскрывает разрез флювиогляциальных отложений	35
49	Скважина, 17 м, вскрывает неполный разрез флювиогляциальных отложений.	125
50	Скважина, 17 м, вскрывает неполный разрез флювиогляциальных отложений	126
51	Скважина, 16,6 м. голоцен, озерные отложения, ледниковые отложения	24
52	Скважина, 15,7 м, вскрывает разрез флювиогляциальных отложений	9
53	Скважина, 23,1 м вскрывает флювиогляциальные и ледниковые отложения	209
54	Скважина, 15 м. вскрывает флювиогляциальные отложения	107
55	Скважина, 36,5 м, вскрывает флювиогляциальные и ледниковые отложения	1
56	Скважина, 48,2 м. вскрывает флювиогляциальные и ледниковые отложения	6
57	Скважина, 22,1 м, вскрывает флювиогляциальные и ледниковые отложения	17
58	Скважина, 22 м, вскрывает флювиогляциальные отложения.	50
59	Скважина, до 19,25 м, балтийские ледниково-озерные и ледниковые отложения.	35
60	Скважина, 29 м, вскрывает флювиогляциальные и отложения.	58
61	Скважина, 32,1 м, вскрывает флювиогляциальные отложения гряды Селпауселья	61
62	Скважина, до 45,2 м. вскрывает ледниково-озерные и ледниковые отложения	25
63	Скважина, 81,4 м, вскрывает разрез четвертичных отложений.	51 <sup>л</sup>
64	Скважина, до 16,0 м. ледниково-озерные и ледниковые отложения	31
65	Скважина, 33,0 м, вскрывает ледниково-озерные и ледниковые отложения	30

## Подписи к рисункам

Рис. 2.1. Составы базальтов питкьярантской свиты на диаграмме AFM (А) и диаграмме Йенсена (Б). 1 - нижняя подтолща, 2- верхняя подтолща. Классификационные поля на диаграмме Йенсена: 1 – риолиты, 2- дациты, 3- андезиты, 4 – базальты, 5 – высокомагнезиальные толеитовые базальты, 6 - высокожелезистые толеитовые базальты, 7 – коматиитовые базальты, 8 – коматииты.

Рис. 2.2. Нормированное к хондриту распределение редких земель в базальтах питкьярантской свиты. А - нижняя подтолща, Б - верхняя подтолща

Рис. 2.3. Составы вулканитов кирьяволахтинской свиты на диаграмме AFM (А) и диаграмме Йенсена (Б). 1 – трахиандезиты, трахиандезибазальты нижней подсвиты, 2 - базальты средней подсвиты, 3 – коматиитовые базальты, коматииты средней подсвиты. Остальные обозначения см. рис. 2.1.

Рис.2.4. Составы вулканитов кирьяволахтинской свиты на диаграммах Харкера и линии трендов для различных вулканических ассоциаций. Условные обозначения на рис. 2.3.

Рис. 2.5. Нормированное к хондриту распределение редких земель в вулканитах кирьяволахтинской свиты. А - трахиандезиты нижней подсвиты, Б - базальты средней подсвиты, В - коматиитовые базальты и коматииты средней подсвиты

Рис. 9.1 Схема распространения основных водоносных комплексов

Условные обозначения к схеме распространения основных водоносных комплексов

Водоносные зоны трещиноватости и их комплексы пластово-трещинных и трещинно-жильных вод

1 – в метаморфизованных песчаниках и алевролитах

2 – в гнейсах

3 – в метаморфизованных базальтах, туффитах, слюдистых сланцах

4 – в интрузивных породах кислого состава (гранитах, гранодиоритах)

5 – в интрузивных породах среднего и основного состава (диоритах, кварцевых диоритах, габбро)

6 – в ультраметаморфических породах кислого состава (гранито-гнейсах, гранитах)

7 – по тектоническим разломам, предположительно обводненным

Водоносные горизонты и их комплексы пластовых подземных вод

8 – озы, флювиогляциальные дельты, предположительно водосносные

Водообильность зон трещиноватости и их комплексов, преобладающий дебит скважин,

г/л

9 – 0.1 – 0.5

10 – 0.1 – 1

Степень минерализации и химический состав подземных вод, степень минерализации

воды, г/л:

11 – 0.1 – 0.5

12 – 0.1 – 1

Гидрогеологическое районирование:

13 – граница гидрогеологических районов

14 – Сфекофеннский гидрогеологический район

15 – Северо-Ладожский гидрогеологический подрайон Карельского гидрогеологического района

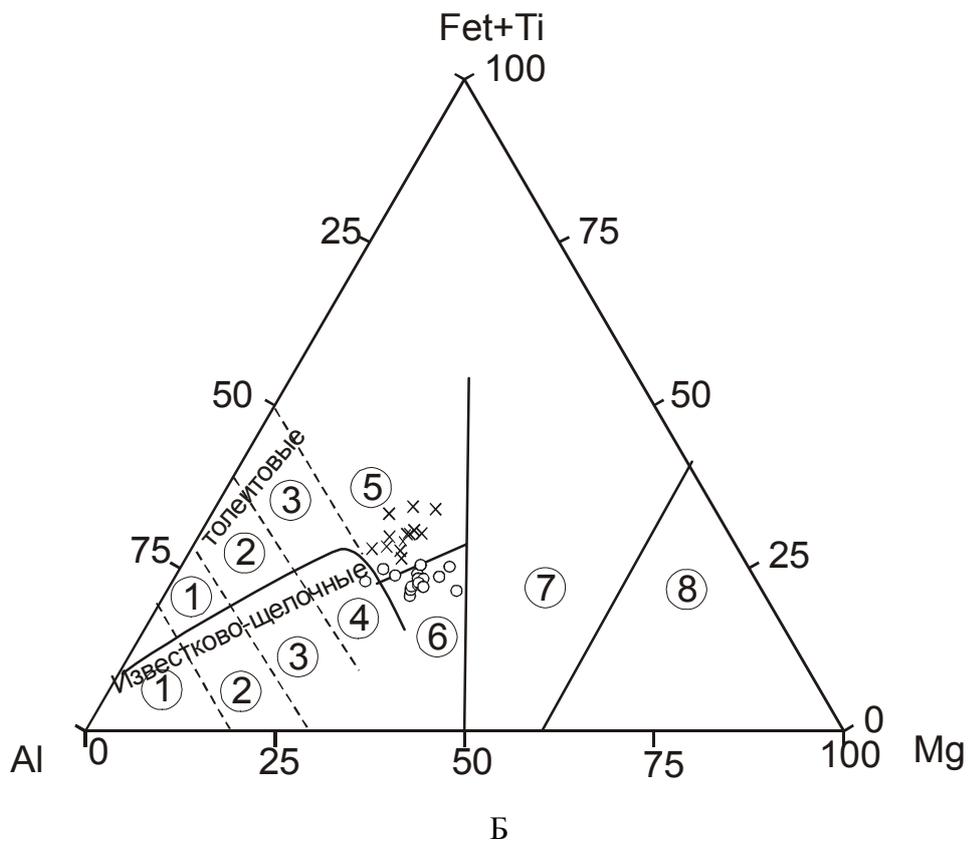
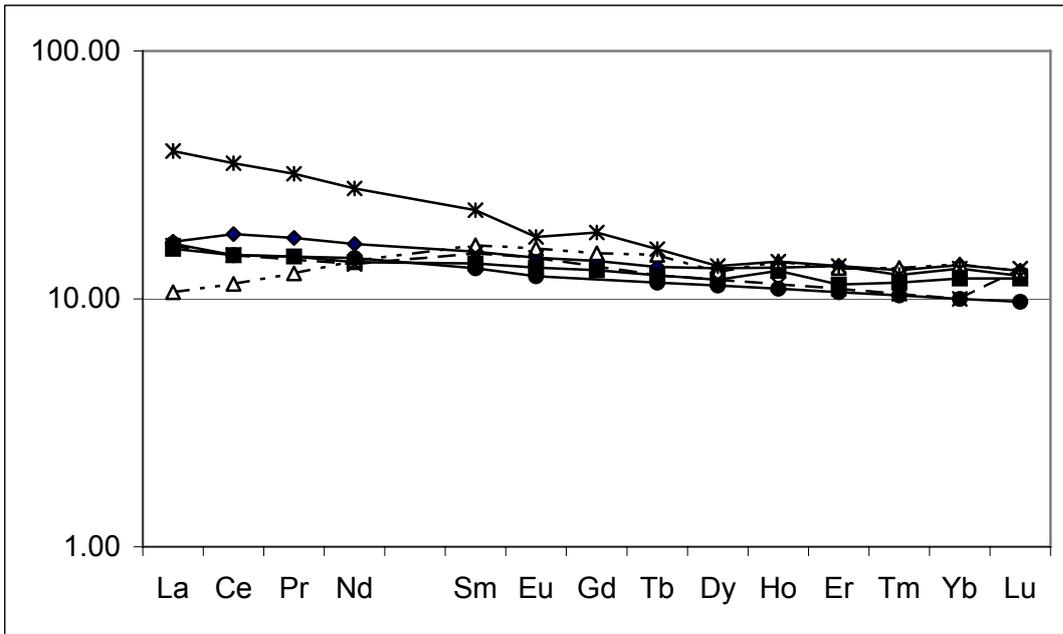
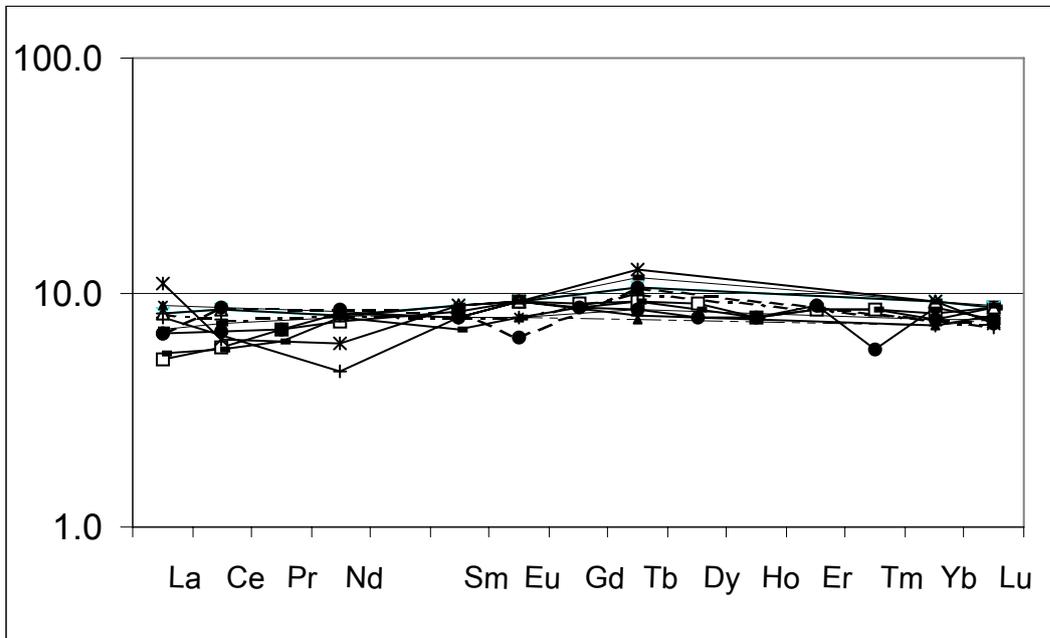


Рис. 2.1.



А



Б

Рис. 2.2.

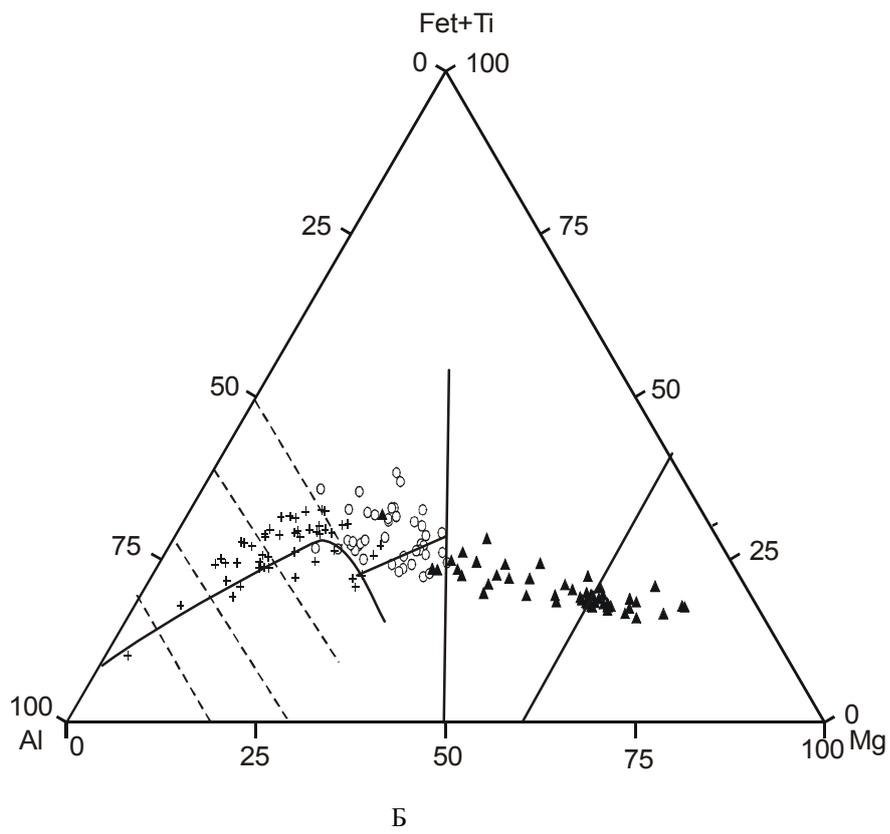
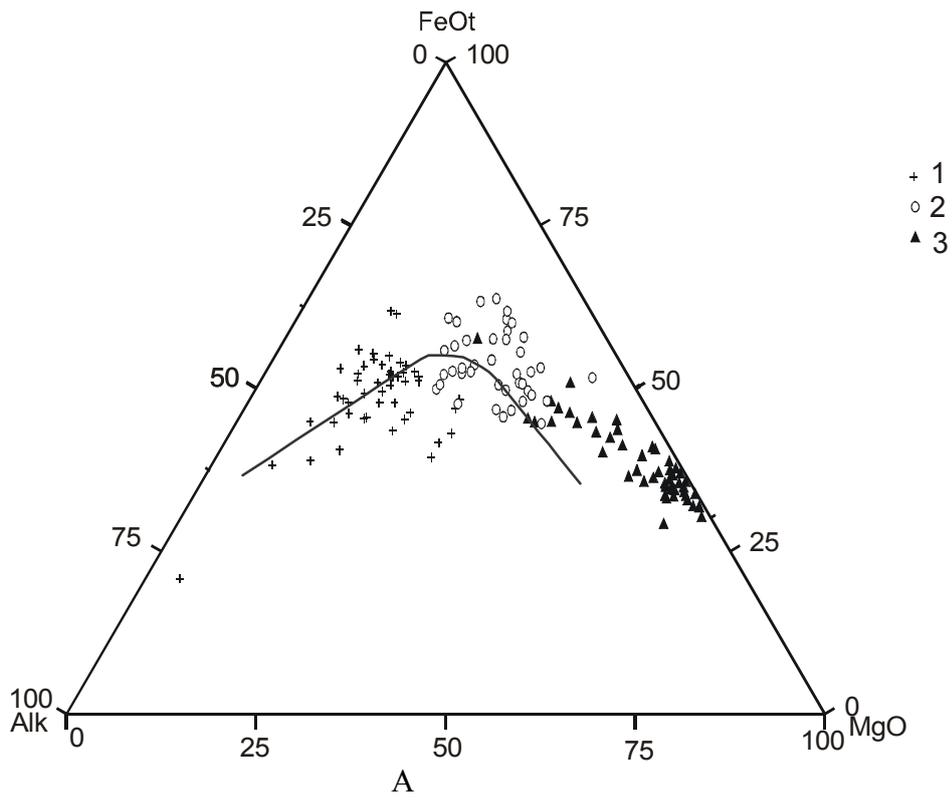


Рис. 2.3.

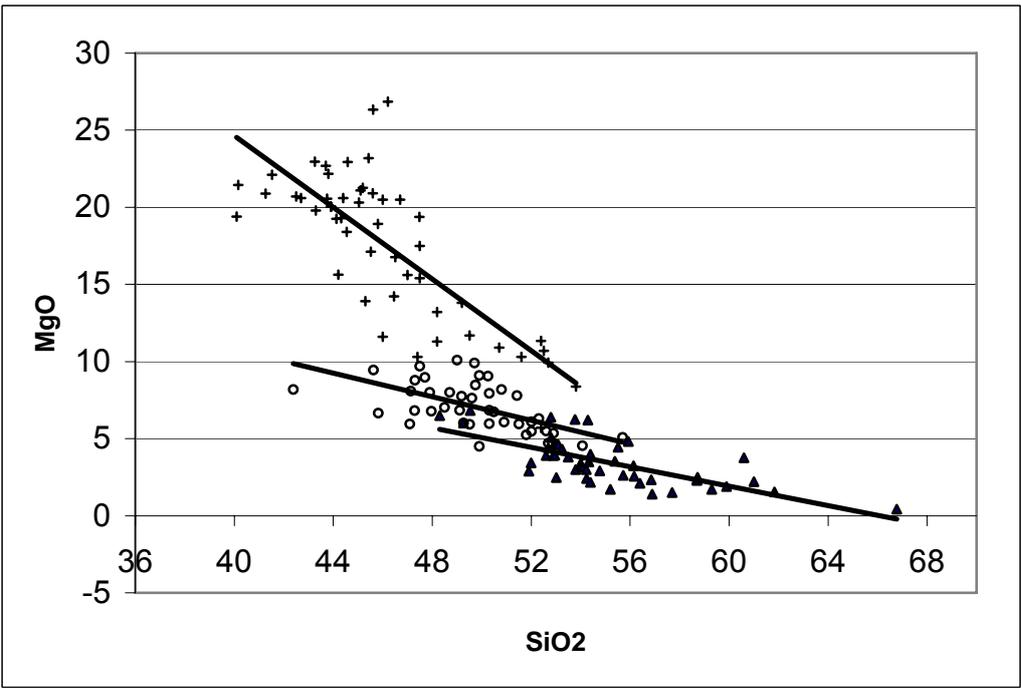
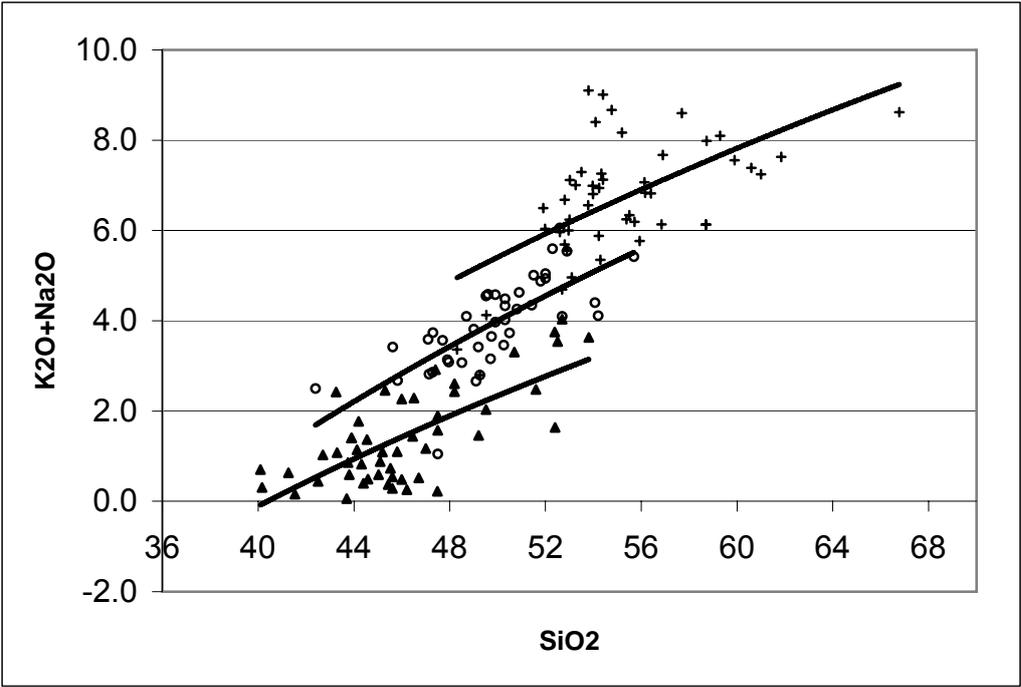
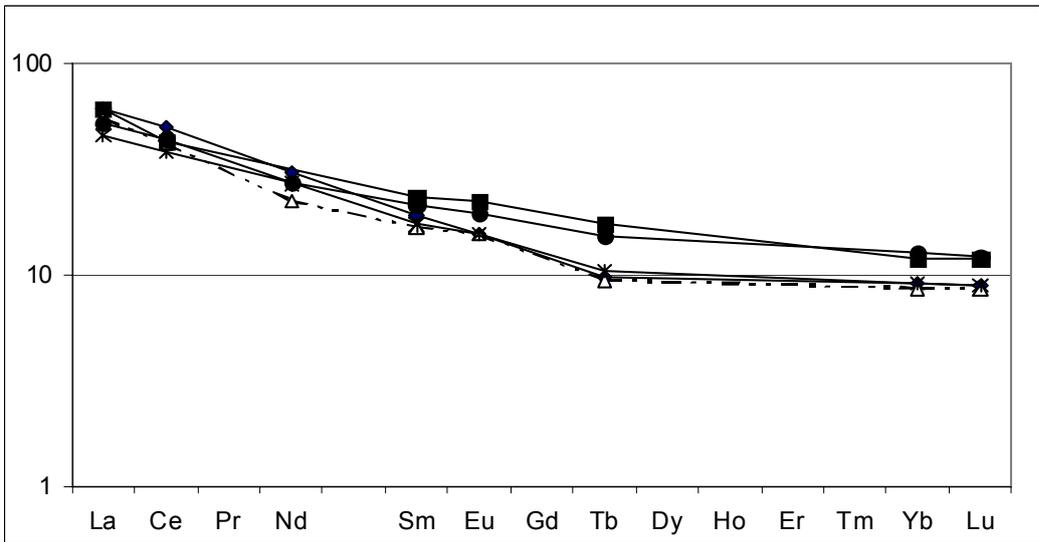
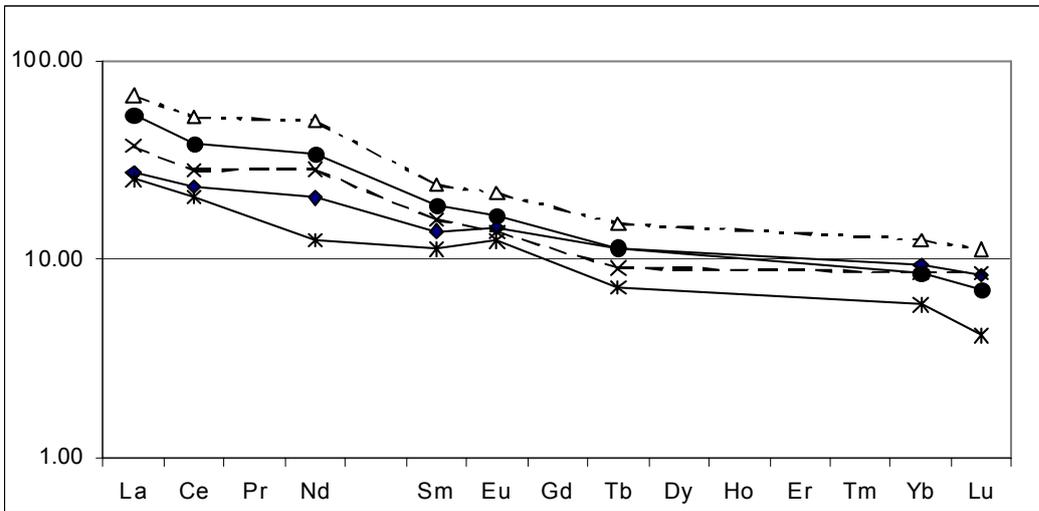


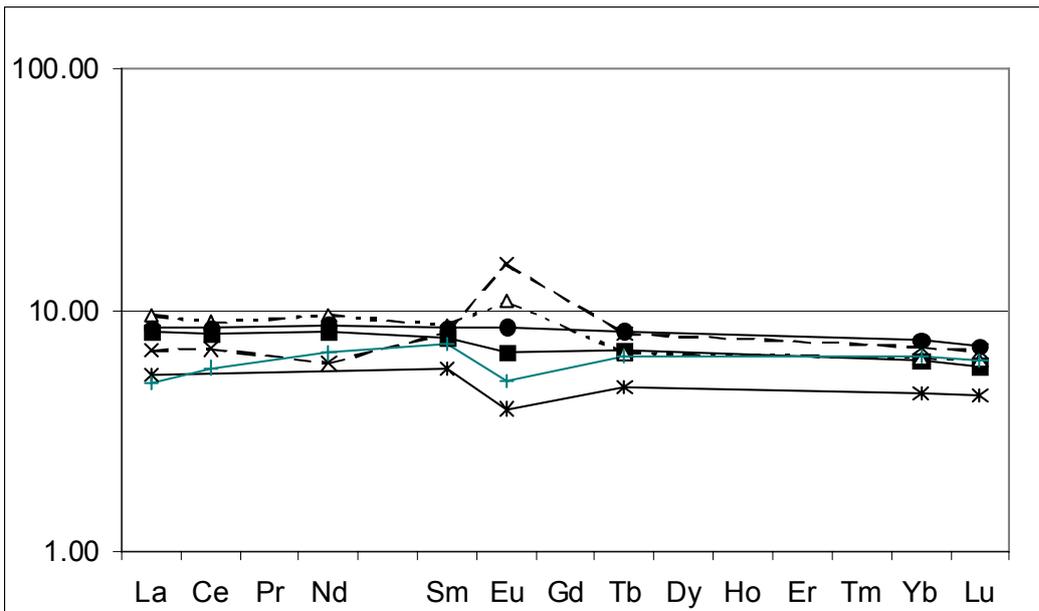
Рис. 2.4.



А



Б



В

Рис. 2.5.

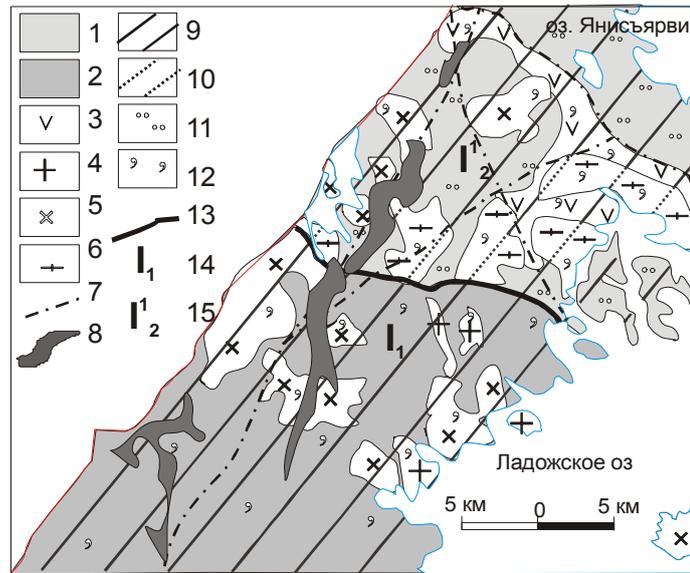


Рис. 9.1 Схема распространения основных водоносных комплексов