

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии КарНЦ РАН**

На правах рукописи

Дмитриева Антонина Васильевна

**МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗИЦИЯ НЕОАРХЕЙСКОГО
УМЕРЕННОЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ**

25.00.11 – геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минерагения

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель – кандидат геолого-
минералогических наук Кулешевич Л.В.

Петрозаводск – 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР	10
1.1. Терминология и история изучения санукитоидов	10
1.2. Месторождения золота, связанные с массивами санукитоидной серии.....	15
ГЛАВА 2. ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ САНУКИТОИДОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЦИТА	21
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧАЕМЫХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР И САНУКИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ	24
3.1. Ондозерско-Сегозерская площадь (2.84-2.78 млрд лет).....	24
Геологическое строение	24
Внутроструктурные интрузивные комплексы	27
Сяргозерский умереннощелочной санукитоидный комплекс	27
Устьволомский гранитный комплекс.....	28
3.2. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (3.05-2.85 млрд лет)	30
Общая краткая характеристика.....	30
3.2.1. Эльмусская площадь (3.0-2.86 млрд л.)	31
Геологическое строение	31
Интрузивный магматизм	32
Талпусский плагиогранит-порфировый массив.....	33
Эльмусский умереннощелочной санукитоидный массив	34
3.2.2. Хаутаваарская структура (3.05-2.85 млрд лет).....	35
Геологическое строение	35
Интрузивный магматизм	36
Хаутаваарский умереннощелочной санукитоидный массив	38
3.3. Костомукшская зеленокаменная структура (2.84-2.71 млрд лет; Западная Карелия).....	39
Геологическое строение	39
Кислый интрузивный магматизм.....	41
Санукитоидный комплекс Таловейс	42
ГЛАВА 4. ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД	45
4.1. Петрографо-петрохимическая характеристика пород Сяргозерского и Устьволомского комплексов.....	45
4.2. Петрографо-петрохимическая характеристика пород Эльмусского умереннощелочного массива и гранитоидов Эльмусской площади.....	52
4.4. Петрографо-петрохимическая характеристика пород комплекса Таловейс и гранитоидов Костомукшской структуры (Западная Карелия).....	62
ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	67
5.1. Геохимическая характеристика пород Сяргозерского и Устьволомского комплексов	67
5.2. Геохимическая характеристика Эльмусского умереннощелочного массива и гранитоидов Эльмусской площади	71
5.3. Геохимическая характеристика пород Хаутаваарского умереннощелочного массива	74
5.4. Геохимическая характеристика пород комплекса Таловейс и гранитоидов Костомукшской структуры (Западная Карелия).....	76
ГЛАВА 6. РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ САНУКИТОИДНЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ	82
6.1. Рудная специализация Сяргозерского комплекса.....	82
6.2. Рудная минерализация Эльмусского массива	90
6.3. Рудная минерализация Хаутаваарского массива	94
6.4. Рудная минерализация комплекса Таловейс (Западная Карелия).....	106
ГЛАВА 7. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ИЗУЧАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ И САНУКИТОИДНЫХ МАССИВОВ	109
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	116

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ СОКРАЩЕНИЯ	117
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	118
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА	140
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	145
Таблица 1 – Химический состав пироксенитов и габбро (I-фаза) Сяргозерского комплекса	145
Таблица 2 – Химический состав диоритов (II-фаза), сиенитов и кварцевых сиенитов (III-фаза) Сяргозерского комплекса	147
Таблица 3 – Химический состав гранитоидов Устьволомского комплекса и вмещающих метабазальтов	148
Таблица 4 – Химический состав пород жильной фазы	149
ПРИЛОЖЕНИЕ 2	150
Таблица 1 – Химический состав пород Эльмусского умереннощелочного массива и вмещающих метавулканитов	150
Таблица 2 –Химический состав гранитоидов Эльмусской площади.....	152
ПРИЛОЖЕНИЕ 3	154
Таблица 1 – Химический состав пород Хаутаваарского массива	154
Таблица 2 – Химический состав вмещающих и ранних интрузивных пород	157
ПРИЛОЖЕНИЕ 4	158
Таблица 1 – Химический состав пород комплекса Галовейс	158
Таблица 2 – Химический состав гранитоидов Костомукшской структуры	160

ВВЕДЕНИЕ

Неоархейские умереннощелочные породы с повышенной магнезиальностью (mg#), одновременно обогащенные Cr, Ni, Ba, Sr, LREE и щелочами, приуроченные к тектоническим зонам, впервые были описаны на Канадском щите в провинции Сьюперитор в 1984 г. (Shirey, Hanson, 1984). Они получили название «санукитоиды» вследствие их геохимического сходства с миоценовыми высоко-Mg андезитами (санукитами) островодужного пояса Сетоучи, Япония (Tatsumi, Ishizaka, 1982; Shimoda et al., 1998). По отношению к преобладающим в пределах древних кратонов ТТГ-комплексам санукитоиды являются подчиненным компонентом архейской коры, однако, характерным для большинства гранит-зеленокаменных террейнов (Чекулаев, 1999; Самсонов и др., 2004; Лобач-Жученко и др., 2007; Ларионова и др., 2007; Кудряшов и др., 2013; Гусев, Ларионов, 2012; Shirey, Hanson, 1984, 1986; Cassidy et al., 1991; Wiendenbeck, Watkins, 1993; Jayananda et al., 1995; Bedard, 1996; Frost et al., 1998; Stevenson et al., 1999; Smithies, Champion, 2000; Moyen et al., 2001a-б, 2003; Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005; Kampunzu et al., 2003; Halla, 2005; Kovalenko et al., 2005; Кӓрүаһо, 2006; Heilimo et al., 2007; Oliveira et al., 2009; Wang et al., 2009; Laurent et al., 2011 и др.).

Изучение санукитоидов Фенноскандинавского щита началось с 1999 г. Впервые к этой серии В.П. Чекулаевым был отнесен Панозерский массив (Чекулаев, 1999). Позднее выделению и детальному изучению санукитоидов Карельского кратона были посвящены многочисленные работы (Чекулаев и др., 2003; Самсонов и др., 2004; Лобач-Жученко и др., 2005б, 2007, 2010; Бибикина и др., 2006; Ларионова и др., 2007; Коваленко, 2008; Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005, 2008; Bibikova et al., 2005 и др.).

Неутихающий научный интерес к позднеархейским санукитоидным комплексам обусловлен несколькими аспектами:

- с массивами санукитоидной серии пространственно и генетически связаны месторождения и проявления золота (Wyman, Kerrich, 1988; Mueller, 2007; Lin, Beakhouse, 2013; Kwelwa et al., 2013; Kirkland et al., 2015 и др.);
- изучение санукитоидов, являющихся продуктами плавления обогащенных мантийных источников, позволяет оценить состав архейской метасоматизированной мантии, а решение вопросов условий их формирования дает представление о механизмах позднеархейского корообразования.

Актуальность исследования. Массивы санукитоидов являются типичными представителями «внутренних гранитоидов». Они приурочены к зеленокаменным поясам (ЗП). В связи с тем, что в пределах Канадского щита с неоархейскими санукитоидами пространственно, а по некоторым представлениям и генетически, связаны месторождения золота (Wyman, Kerrich, 1988; Lin, Beakhouse, 2013 и др.), массивы санукитоидов Карелии

также рассматривались исследователями, как потенциальные индикаторы проявлений золота (Кожевников и др., 1998; Чекулаев и др., 2002). Тем не менее, большинство работ по их изучению были направлены преимущественно на решение вопросов петрологии, геохимии, условий магмогенерации и метасоматоза мантии, определение возрастной позиции и реконструкцию геотектонических обстановок (Чекулаев, 1999; Лобач-Жученко и др., 2005б, 2007, 2010; Чекулаев и др., 2003; Самсонов и др., 2004; Бибикина и др., 2006; Ларионова и др., 2007; Коваленко, 2008; Егорова, 2014 и др.). В то же время проблема рудной специализации массивов оставалась открытой и затрагивалась частично. В Панозерском комплексе были установлены сульфидная ассоциация, магнетит и феррихромит (Гусева, 2009). Вопрос о возрастной позиции и генезисе золоторудной минерализации массивов Хаутаваарский и Таловейс изучался с использованием Rb-Sr датирования рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов (Ларионова и др., 2004; Самсонов и др., 2011).

В настоящее время в Карелии выделены и отнесены к санукитоидной серии многочисленные массивы. Они отличаются составом магматических фаз, имеют разную рудную специализацию, с некоторыми из них известны проявления золота (Иващенко, Лавров, 1994; Иващенко, Голубев, 2011; Кулешевич, 2002; Кулешевич, Фурман, 2009), в связи с этим возникла необходимость выявить их сходство и различие, установить геохимические особенности и металлогеническую перспективность. Актуальность темы определяется возможностью прогнозирования рудной минерализации, связанной с массивами санукитоидов.

Объекты исследования.

В качестве объектов исследования были выбраны разновозрастные неоархейские (~2.74 млрд л.) массивы санукитоидов Центральной Карелии (рисунок 1): Сяргозерский и Шаравалампи, объединяемые в Сяргозерский комплекс (Ондозерско-Сегозерская площадь), Эльмусский и Хутаваарский (Ведлозерско-Сегозерский ЗП). В сравнительном аспекте



рассматриваются интрузивы Панозерский, Западно-Хижъярвинский, Чалка, Коруд (~2.74 млрд л.) и разные типы гранитоидов, развитые в пределах изучаемых площадей, а также более молодой санукитоидный массив Таловейс (~2.72 млрд л.), расположенный в северо-западной Карелии, с которым связано золоторудное месторождение.

Цель и задачи исследования. *Целью работы* является установление металлогенических особенностей неархейских умереннощелочных массивов санукитоидной серии Центральной Карелии и их перспективности.

Для достижения цели исследования был поставлен и решен ряд *задач*:

1. Изучение геологического строения массивов и особенностей их локализации;
2. Петрографическая и петро-геохимическая характеристика различных интрузивных фаз;
3. Выделение типов рудной минерализации, связанной с умереннощелочными санукитоидными комплексами, изучение рудных ассоциаций и околорудных изменений;
4. Установление металлогенической специализации массивов санукитоидов и изучаемых территорий.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены результаты исследований каменного материала, полученного диссертантом в ходе экспедиционных работ на территории Карелии в период с 2010 по 2016 гг. в рамках выполнения трех тем НИР № 189 (ГР № 01200806302), 201 (ГР № 01201357013), 204 (ГР № 01201335016). За время работы было отобрано и изучено около 200 образцов и проб. Для проведения настоящего исследования использованы полученные автором данные, представленные химическими (100) и ICP-MS (95) анализами, шлифами (76), аншлифами (85) и монофракциями, а также материалы, предоставленные научным руководителем (по Эльмусской и Костомукшской структурам) и В.Д. Слюсаревым (по Сяргозерскому комплексу). Кроме того, автор детально ознакомился с опубликованными результатами литературных источников и фондовыми материалами Карельской геологической экспедиции (КГЭ).

Определение содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах выполнено силикатным и ICP-MS анализами в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск, аналитики В.Л. Утицина, Л.М. Демешина, М.В. Эхова, Н.Г. Ракова, А.И. Полищук, А.С. Парамонов), благородных металлов – пробирным методом в ЦНИГРИ (г. Москва). Изучение химического состава породообразующих и рудных минералов проведено с использованием электронного микроскопа VEGA II LSH (Tescan) с ЭДС микроанализатором INCA Energy 350 в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск, аналитики А.Н. Терновой, А.Н. Сафронов). U-Pb возраст титанита определен классическим методом на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик Н.Г. Ризванова).

Личный вклад автора. Геологические и металлогенические исследования проводились диссертантом в пределах Ондозерско-Сегозерской площади (2010-2011 гг., 2013 г.) и Ведлозерско-Сегозерского ЗП – в Эльмусской (2012-2014 гг.) и Хаутаваарской (2012-2016 гг.) структурах. Автором просмотрено и описано более 200 шлифов (в том числе из коллекции коллег), получен и проанализирован обширный массив данных химического состава пород,

рудных зон и метасоматитов, детально изучены породообразующие и рудные минералы, определен возраст R-Ti-минерализации интрузива Шаравалампи. Полученные результаты легли в основу анализа рудно-геохимической специализации различных интрузивных комплексов Центральной Карелии. На основании собственных наблюдений и результатов картирования КГЭ, а также схем фактического материала коллег построены карты-схемы геологического строения изучаемых площадей и детальных участков работ.

Научная новизна и практическая значимость работы. Среди разновозрастных (~2.74 млрд л.) массивов, развитых в Центральной Карелии и отвечающих по составу санукитоидной серии, выделены две группы – *северная* и *южная*, имеющие принципиально разную геохимическую и, как следствие, металлогеническую специализацию, что необходимо учитывать при поисковых работах.

Впервые с использованием современных методов детально описаны рудные ассоциации различных магматических фаз, метасоматитов и зон оруденения умереннощелочных массивов санукитоидной серии Ондозерско-Сегозерской площади. Определен возраст R-Ti-минерализации массива Шаравалампи. В умереннощелочных массивах выделены комплексные REE, Ba, Sr проявления. Впервые проведен сравнительный анализ пород санукитоидной серии с разновозрастными и более древними ТТГ-гранитами, развитыми на изучаемых площадях. В ранней фазе Хаутаваарского массива выделены габброиды. Показано зональное строение штокверка Центрально-Хаутаваарского Au-Mo-S-проявления, дана детальная характеристика рудной минерализации, стадийности образования и определен состав золота. Установлено, что рудная нагрузка массивов санукитоидов зависит от состава и мощности коры, в которую они внедрялись.

Материалы по петрографо-петрохимической характеристике пород и рудной специализации переданы и внедрены в производственные геологические организации ООО «Онего-золото» (по Хаутаваарскому массиву), ООО «PM-2013» (по массивам Сяргозерский, Шаравалампи и Эльмусский).

Основные защищаемые положения:

1. Неоархейские массивы санукитоидов Центральной Карелии разделяются на две группы – северную и южную. Массивы северной группы-I (Сяргозерский, Шаравалампи, Панозерский, Эльмусский, Западно-Хижъярвинский) сложнодифференцированные, представлены пироксенитами, габбро, монцонитами и сиенитами, они прорывают разновозрастные вмещающие лопийские толщи, сопровождаются калишпатизацией и биотитизацией. Массивы южной группы-II (Хаутаваарский, Чалкинский, Коруд) развиты вдоль западной окраины Водлозерского блока, дифференцированы от габбро-монцодиоритов до

граносиенитов и монцогранитов, они прорывают вмещающие толщи возраста 3.0-2.85 млрд л.; изменения пород – эпидот-биотитовые и кварц-серицитовые.

2. Санукитоиды **северной группы-I** характеризуются высокой суммой щелочей (до 11.5 %) и $mg\#$ (0.73-0.51), выделяются высокими концентрациями Ba (до 4300 ppm), Sr (до 4000 ppm), REE (до 1460 ppm) и одновременно высокими содержаниями Cr , Ni , V , Co . Особенности состава пород обусловлены их формированием из обогащенного мантийного источника. Санукитоиды **южной группы-II** характеризуются более низкими содержаниями REE (до 350 ppm), Ba (до 2000 ppm), Sr (до 1200 ppm) и повышенными концентрациями Th , Zr , Mo . Особенности состава пород обусловлены участием в процессе магмогенерации корового вещества.

3. Редкоземельная минерализация санукитоидных комплексов **северной группы-I** представлена алланитом, Se -содержащими эпидотом, титанитом и апатитом, бастнезитом; рудная – сульфидами (халькопиритом, борнитом), теллуридами Pt , Pd и Au ($\Sigma ЭПГ + Au$ до 0.46 г/т). Жильная или штокверковая рудная минерализация массивов **южной группы-II** представлена пиритом, молибденитом, золотом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротинном, Bi - Te - Ag - Pb -фазами в разных соотношениях. К Хаутаваарскому массиву приурочено штокверковое молибденит-золото-сульфидное проявление Центральное Хаутаваарское.

4. Металлогеническая специализация санукитоидных массивов **северной группы-I** – Ba - Sr - REE - P - Ti , их габбро-пироксенитовые дифференциаты сопровождаются $(Au$ - $Pt)$ - Si минерализацией. Металлогеническая специализация санукитоидов **южной группы-II** – Au , Mo , полиметаллы, Bi , Te . Геологическое строение, петро-геохимические особенности и металлогенический анализ изучаемой территории позволяет северную часть площади рассматривать как область, формировавшуюся в условиях трансенции, обеспечившей поступление основных ультрамафитов. Внедрение массивов южной группы происходило вдоль окраины древнего Водлозерского блока в уже сформировавшуюся более мощную земную кору, что обеспечило значительное участие в области магмогенерации корового вещества.

Публикации и апробация работы. Результаты исследования были представлены в устных и стендовых докладах, опубликованы в тезисах на молодежных конференциях, посвященных памяти чл.-корр. К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова (Апатиты, 2011, 2016; Санкт-Петербург, 2014; Петрозаводск, 2015); международной конференции «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма» (Москва, 2011-2013); Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии (Апатиты, 2011, 2012, 2015); Всероссийской конференции, посвященной 150-летию акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г.М. Саранчиной (Санкт-Петербург, 2012); международной

конференции «Золото Фенноскандинавского щита» (Петрозаводск, 2013); Всероссийской научно-практической конференции «Повышение инвестиционной привлекательности комплексных редкометалльных месторождений с целью подготовки их к лицензированию и освоению» (Москва, 2014); Всероссийском петрографическом совещании (Петрозаводск, 2015); международной научной конференции «Федоровская сессия 2016» (Санкт-Петербург, 2016).

По теме данного исследования опубликована 21 работа, в том числе 7 научных статей, 6 из которых в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 7 глав, заключения и библиографического списка использованной литературы, содержащего 222 наименования. Общий объем текста диссертации составляет 160 страниц, в том числе 57 рисунков, 22 таблицы и 10 таблиц в приложении.

Благодарности. Автор признателен за помощь и поддержку научному руководителю диссертации к. г.-м. наук, доценту ПетрГУ Людмиле Владимировне Кулешевич.

Автор искренне благодарит заведующего лабораторией региональной геологии и геодинамики, д. г.-м. наук В.Н. Кожевникова за обсуждение результатов, позволившее улучшить качество работы, и редакционные замечания к статьям; д. г.-м. наук А.И. Слабунова и д. г.-м. наук О.И. Володичева за ценные замечания относительно структуры работы и основных выводов; руководителя музея Геологии докембрия КарНЦ РАН н. с. О.Б. Лаврова за помощь в проведении и организации полевых работ; к. г.-м. наук Ю.С. Егорову (ИГГД РАН) за обсуждение результатов и предоставление отдельных проб для анализа; с. н. с., к. г.-м. наук С.А. Бушмина и с. н. с., к. г.-м. наук Н.Г. Ризванову за определение U-Pb возраста титанита; сотрудников аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН (А.И. Михайлову, А.Н. Тернового, А.Н. Сафронова, А.С. Парамонова), а также геологов производственных организаций, оказавших помощь в выполнении работ.

Автор признателен директору ИГ КарНЦ РАН, д. г.-м. наук Щипцову В.В. за помощь и поддержку диссертационного исследования.

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

1.1. Терминология и история изучения санукитоидов

Термин «санукитоиды» впервые был использован канадскими исследователями С.Б. Шири и Дж.Н. Хэнсоном в 1984 г. (Shirey, Hanson, 1984). На сегодняшний день смысловая нагрузка термина «санукитоид» подразумевает скорее «санукитоидную геохимическую серию», которая объединяет различные неогархейские плутонические породы, обладающие общими специфическими характеристиками химического состава, а именно: высокой магнезиальностью ($mg\# > 0.5$), высокими содержаниями Cr (> 200 ppm) и Ni (> 80 ppm), одновременно легких REE, Ba (> 1000 ppm), Sr (> 1000 ppm), P и щелочей.

В настоящей работе для корректной классификации пород использовался Петрографический кодекс России 2009 г. (Петрографический..., 2009). Термин «санукитоиды» применяется для отражения специфики (двойственности) химического состава интрузивных комплексов, заключающейся в одновременном обогащении как совместимыми, так и несовместимыми элементами.

История изучения санукитоидов. Специфические высоко-Mg неогархейские гранитоиды впервые были описаны на Канадском щите в провинции Сьюпериор С.Б. Шири и Дж.Н. Хэнсоном в 1984 г. (Shirey, Hanson, 1984). Они были названы «санукитоидами», в связи с их геохимическим сходством с высоко-Mg миоценовыми андезитами – санукитами, вулканического пояса Сетоучи, Япония (Tatsumi, Ishizaka, 1982; Shimoda et al., 1998). Позднее в процессе их детального изучения был выявлен ряд отличий между санукитоидами и санукитами (Stevenson et al., 1999; Smithies, Champion, 2000; Kovalenko et al., 2005). Однако термин твердо вошел в употребление и по-прежнему широко используется как в зарубежной, так и в отечественной литературе.

Выделенные канадскими геологами С.Б. Шири и Дж.Н. Хэнсоном основные особенности химического состава высоко-Mg монцодиоритов в районе Рейни Лейк (провинция Сьюпериор) послужили критериями для идентификации санукитоидов: высокая магнезиальность ($mg\# \geq 0.5$), повышенные содержания Cr (100-300 ppm), Ba (> 1000 ppm), Sr (> 800 ppm), обогащенность LREE и щелочами, особенно K (Shirey, Hanson, 1984, 1986). По мнению авторов, санукитоиды являются продуктом частичного плавления предварительно (за 100-200 млн лет) метасоматизированной мантии.

Позднее в провинции Сьюпериор был выявлен и изучен ряд массивов, соответствующих по составу санукитоидам (Stern et al., 1989; Sutcliffe et al., 1990; Stern, Hanson, 1991; Corfu et al., 1995; Corfu, Stott, 1996; Corfu, Stone, 1998; Sage et al., 1996; Henry et al., 1998; Stevenson et al., 1999 и др.).

Р.А. Стерн с коллегами при изучении высоко-Mg диоритов-гранодиоритов массива Роаринг Ривер (провинция Сьюперитор) показали невозможность формирования различных магматических фаз при разной степени плавления единого источника или при смешении расплавов. Авторы пришли к выводу, что образование гранодиоритов является результатом кристаллизационной дифференциации высоко-Mg монцодиоритового расплава. Обогащение мантийного перидотита связано с воздействием флюида/расплава в условиях субдукционной обстановки (Stern et al., 1989; Stern, Hanson, 1991).

Одностадийная модель формирования санукитоидов была предложена Р.П. Рэппом с коллегами (Rapp et al., 1999). Авторы приводят экспериментальные данные по изучению взаимодействия перидотита мантийного клина и расплава, продуцируемого при плавлении океанической коры в зоне субдукции. В результате был получен гибридный расплав, отвечающий по составу санукитоидам.

Сравнительный анализ санукитоидов с адакитами, санукитами и шошонитами, проведенный Р. Стивенсоном с соавторами, показал, что по составу санукитоиды наиболее близки к шошонитам (Stevenson et al., 1999).

В настоящее время массивы санукитоидной серии установлены на большинстве древних кратонов мира: Йилгарн и Пилбара, Западная Австралия (Cassidy et al., 1991; Wiendenbeck, Watkins, 1993; Smithies, Champion, 1999, 2000), Фенноскандинавский щит (Чекулаев, 1999; Чекулаев и др., 2003; Лобач-Жученко и др., 2005б, 2007, 2010; Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2007; Кудряшов и др., 2013; Halla, 2005; Heilimo et al., 2010-2013 и др.), Амазонский, Бразилия (Oliveira et al., 2009-2011), Зимбабве и центральная часть пояса Лимпопо, юго-восточная Африка (Kampunzu et al., 2003; Laurent et al., 2011, 2013), Дарвар, Аравалли и Бунделкханский, Индия (Balakrishnan, Rajamani, 1987; Jayananda et al., 1995; Krogstad et al., 1995; Savrothaman, 2001; Moyen et al., 2001а-б, 2003; Dey et al., 2012; Mondal, Raza, 2013 и др.), Северо-Китайский (Jahn et al., 1988; Chen et al., 2007; Wang et al., 2009; Maa et al., 2013; Peng et al., 2013), западная Гренландия (Steenfelt et al., 2005), Анабарский и Алданский щиты (Табунс и др., 2004; Гусев, Ларионов, 2012). Наиболее древними являются санукитоиды кратона Пилбара, Западная Австралия (возраст высоко-Mg диоритов ~2.95 млрд лет, Smithies, Champion, 2000) и Амазонского кратона, Бразилия (возраст гранодиоритов ~2.87 млрд лет, Oliveira et al., 2009). Самые молодые интрузивы (2.6-2.5 млрд лет) описаны в кратонах Южной Индии, Южной Африки и Северного Китая (Moyen et al., 2001б; Savrothaman, 2001; Yang et al., 2008; Wang et al., 2009; Laurent et al., 2011).

Для объяснения формирования санукитоидных магм исследователями были предложены различные модели, наиболее популярной из которых является двухстадийная. Она предполагает на первом этапе обогащение (метасоматоз) мантии при взаимодействии с ТТГ-

расплавом/флюидом, отделившимся от погружающегося слэба в зоне субдукции (Shirey, Hanson, 1984, 1986; Stern et al., 1989, Stern, Hanson, 1991; Smithies, Champion, 2000 и др.), либо за счет глубинных флюидов мантийного происхождения (Mogarovskii et al., 2007; Лобач-Жученко и др., 2010). На втором этапе при частичном плавлении метасоматизированной мантии образуется санукитоидный расплав, обогащенный литофильными и редкоземельными элементами (Smithies, Champion, 2000; Kovalenko et al., 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2008 и др.). Источником тепла, инициировавшим плавление обогащенного источника, рассматривается процесс мантийного апвеллинга (плюм, декомпрессия, деламинация, отрыв слэба). Альтернативная одностадийная модель предполагает взаимодействие перидотита мантийного клина и расплава, продуцируемого при плавлении океанической коры в зоне субдукции (Rapp et al., 1999; Rapp et al., 2010).

На Фенноскандинавском щите санукитоиды впервые выделены В.П. Чекулаевым в 1999 г. (Чекулаев, 1999). К этой серии был отнесен умереннощелочной многофазный Панозерский плутон центрального типа (Центральная Карелия). Позднее его детальному изучению был посвящен ряд работ (Чекулаев и др., 2003; Лобач-Жученко и др., 2005а, 2007, 2010; Гусева, 2006, 2008, 2009; Сергеев и др., 2007; Скублов и др., 2009; Саватенков и др., 2010; Гусева, Скублов, 2011; Lobach-Zhuchenko et al., 2008). Ранее породы, отвечающие по составу санукитоидам были описаны в Кольской (Ветрин, 1984; Nordgulen et al., 1995; Vetrin et al., 1954; Levchenkov et al., 1995) и Карельской (Чекулаев, 1996; Иваников, 1997а-б) провинциях Фенноскандинавского щита.

Дальнейшее детальное изучение геологического строения, химического и изотопного состава массивов санукитоидов позволило исследователям выделить две группы (западную и восточную), сформировавшиеся в два узких временных интервала и имеющие ряд отличительных особенностей (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Bibikova et al., 2005; Kovalenko et al., 2005; Бибикина и др., 2006). Санукитоиды восточной зоны образовались в период времени 2745-2730 млн лет. Они представлены многофазными интрузивами, дифференцированными от основных ультрамафитов до кислых пород. Массивы западной зоны имеют более молодой возраст – 2720-2700 млн лет и, как правило, однофазное строение, сложены диоритами и гранитами, отличаются более высокими содержаниями SiO_2 и низкими – щелочей, Ba, Sr и LREE, относительно санукитоидов восточной зоны. Становление их происходило в малоглубинных условиях.

Санукитоидные магмы формировались из обогащенной мантии, являющейся результатом взаимодействия мантийного и корового вещества в зоне субдукции (Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005). Различия возраста, состава, изотопная гетерогенность санукитоидов Фенноскандинавского щита могут быть связаны с миграцией области частичного

плавления литосферной мантии при возникновении разновозрастных субдукционных режимов, различными интервалами времени между обогащением и последующим плавлением мантии, либо разной степенью обогащения (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Kovalenko et al., 2005).

В северо-западной части Карелии в пределах Костомукшской зеленокаменной структуры сотрудниками ИГЕМ РАН было проведено детальное петрологическое и геохронологическое изучение магнезиальных гранитоидов и связанных с ними лампрофиров (Самсонов и др., 2004). Образование санукитоидов объясняется авторами частичным плавлением метасоматизированного ТТГ-расплавом мантийного источника. Вариации составов обусловлены фракционной кристаллизацией обогащенного несовместимыми элементами магнезиального расплава. Санукитоидный этап магматизма исследователи связывают с растяжением коры в ходе эволюции региональной сдвиговой тектонической зоны. Позднее было проведено Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимическое исследование пород санукитоидной серии Западного, Восточного и Центрального доменов Карельского кратона (Ларионова и др., 2007). На основании полученных данных было показано, что мафические и кислые породы санукитоидной серии формировались из двух контрастных источников: обогащенной литосферной мантии и нижней коры. Вариации состава Nd отражают разные временные интервалы между метасоматозом мантии и ее частичным плавлением. Обогащение мантийного источника связывается с двухэтапным разновозрастным (3.2 и 2.9-2.8 млрд лет назад) ТТГ-магматизмом, инициированным плавлением субдуцируемой океанической коры. Кроме того, Rb-Sr изотопная система позволила выделить два этапа протерозойской (2.1 и 1.7 млрд лет назад) тектоно-термальной переработки архейской коры и санукитоидов в частности.

Финскими коллегами проводилось исследование санукитоидов Финляндии, в результате был выделен и изучен ряд массивов (Halla, 2005, Halla et al., 2009; Käryaho, 2006; Käryaho et al., 2006; Heilimo et al., 2007, 2010-2013; Mikkola et al., 2011). Полученные изотопно-геохимические данные одновременно указывают на коровый и обогащенный мантийный источники (Halla, 2005; Halla et al., 2009; Heilimo et al., 2011, 2013). Авторами показана незначительная роль коровой контаминации при становлении массивов. Обогащение мантийного источника рассматривается как результат субдукции и вовлечения осадков в область магмогенерации или мантийного апвеллинга в результате отрыва слэба.

Обобщение имеющихся данных по санукитоидам Фенноскандинавского щита было проведено Ю.С. Егоровой (Егорова, 2014). Автором выявлено, что большинство умереннощелочных санукитоидов восточной части Фенно-Карельской провинции, имеют многофазное строение, сохраняют мантийные изотопные характеристики, в то время как одно-, двухфазные известково-щелочные массивы западной части – мантийно-коровые, обусловленные контаминацией мантийных расплавов веществом коры ТТГ-состава.

Формирование санукитоидных магм происходило в условиях дегидратационного плавления метасоматизированного гранатового лерцолита.

Многолетние исследования санукитоидов, распространенных на древних кратонах мира, позволили накопить обширный фактический материал по их геологическому строению, составу и возрастной позиции. Обобщенный анализ широкого спектра данных был проведен Х. Мартином и его коллегами (Martin et al., 2009), что позволило авторам выделить некоторые закономерности. А именно, санукитоидный магматизм в истории Земли проявлен в достаточно узком интервале времени. Состав пород является промежуточным между типичными архейскими ТТГ и современными островодужными гранитоидами. Переход ТТГ-магматизма к санукитоидному и позднее к современному островодужному гранитоидному вызван изменением со временем теплового режима Земли. Преобладающий в архее ТТГ-магматизм был возможен вследствие высокого теплового потока, достаточного для плавления базальтов субдуцирующего слэба. Уменьшение продуцируемого тепла привело к значительному снижению интенсивности плавления слэба и преобладанию иного типа магматизма. Экспериментальное плавление и петрологическое моделирование показали, что санукитоидные магмы могли сформироваться (1) при плавлении мантийного перидотита, метасоматизированного кислым расплавом ТТГ-состава или (2) при реакции между ТТГ-расплавом и мантийным перидотитом. При контаминации ТТГ-расплава, образованного при плавлении слэба, мантийным перидотитом формируются низко- T_i санукитоидные магмы (одностадийная модель), плавление предварительно обогащенного мантийного источника приводит к образованию высоко- T_i санукитоидных магм (двухстадийная модель). С начала протерозоя (2.5 млрд лет назад) теплового потока стало недостаточно для плавления базальтов слэба, тем самым магматизм островных дуг стал представлять собой продукт плавления мантийного перидотита, метасоматизированного флюидами, образованными при дегидратации субдуцирующей океанической коры. Таким образом, санукитоиды рассматриваются авторами, как индикаторы смены тектонических режимов на рубеже архей-протерозой вследствие прогрессивного снижения теплового потока Земли.

Санукитоидный магматизм проявлен в архее после формирования основного объема континентальной коры (ТТГ-магматизм) совместно, либо в быстрой последовательности с биотитовыми, двуслюдяными и гибридными гранитами (рисунок 1.1).

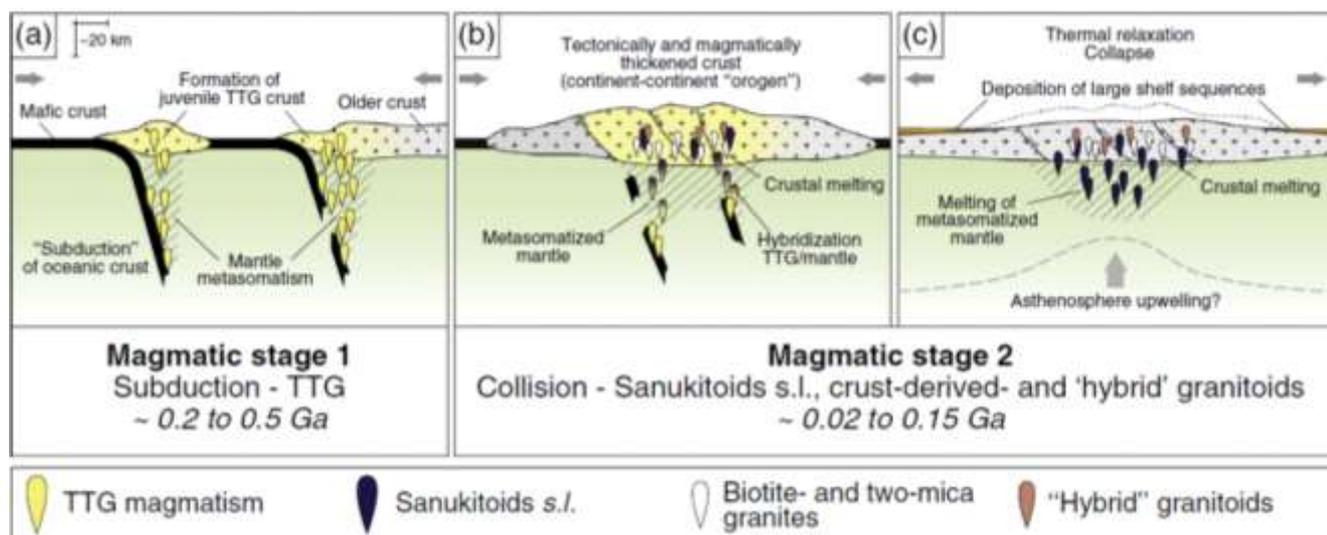


Рисунок 1.1 – Субдукционно-коллизионная геодинамическая модель, иллюстрирующая эволюцию архейского гранитоидного магматизма, по (Laurent et al., 2014):

- а** – субдукционный (раннеорогенный) этап: формирование ТТГ-комплекса, метасоматоз мантийного клина
б – коллизионный этап: санукитоиды могут генерироваться путем взаимодействия ТТГ-расплава и мантийного перидотита, утолщение коры приводит к частичному плавлению метасоматизированной мантии и формированию биотитовых, двуслюдяных и гибридных гранитов
с – коллапс: термальная релаксация и растяжение коры, плавление ранее обогащенной мантии, плавление коры и формирование биотитовых, двуслюдяных и гибридных гранитов

В процессе изучения исследователями проводилось сравнение санукитоидов с санукитами, адакитами, шшонитами и лампроитами (Stevenson et al., 1999; Smithies, Champon, 2000; Kovalenko et al., 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Егорова, 2014). Авторами был показан ряд существенных отличий между ними. Наиболее близки по составу к санукитоидам лампроиты и шшониты. Последние, однако, отличаются более высокими содержаниями K_2O , Ba, Sr, Nb, Ti и REE. Также было установлено геохимическое сходство санукитоидов с фанерозойскими постколлизионными Ba-Sr-мафит-гранитоидными комплексами (Fowler et al., 2008; Fowler, Rollinson, 2012; Halla et al., 2009; Егорова, 2014).

1.2. Месторождения золота, связанные с массивами санукитоидной серии

Золоторудные месторождения, выявленные в докембрийских зеленокаменных поясах, относятся к числу основных в мировой добыче золота, включают крупные и гигантские рудные объекты. Длительная геологическая эволюция, наложение деформаций и метаморфизма, многостадийность процессов рудообразования приводят к возникновению различных взглядов и генетических моделей, объясняющих формирование золоторудных месторождений. Проблема генетической связи золота с гранитоидными массивами является предметом широких дискуссий. Некоторые исследователи рассматривают в качестве его источника санукитоиды (Colvin et al., 1984; Wyman, Kerrich, 1988; Lin, Beakhouse, 2013; Kirkland et al., 2015 и др.). Месторождения и проявления золота, связанные с массивами санукитоидов известны в Канаде, Африке, Австралии, Индии (рисунок 1.2).

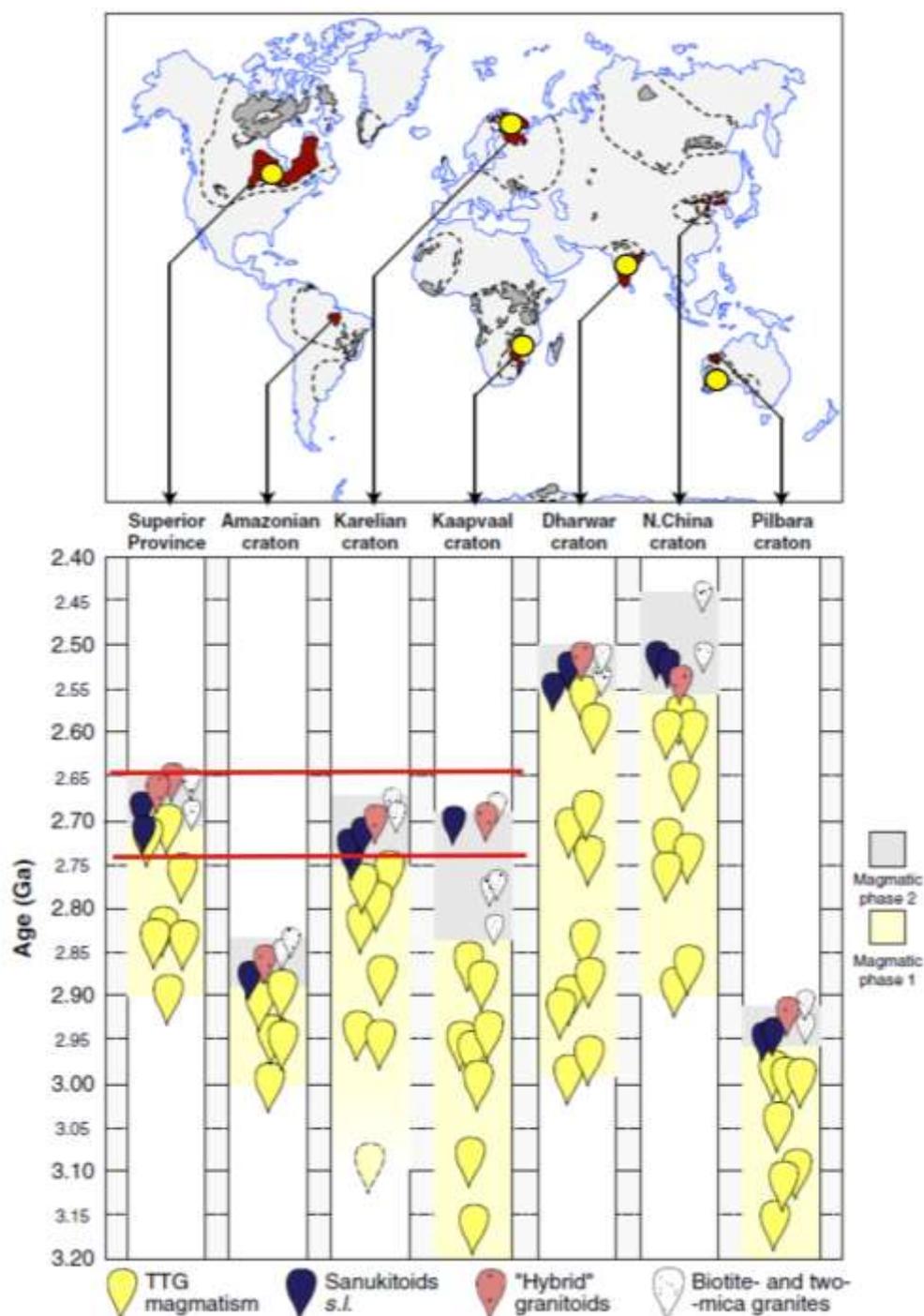


Рисунок 1.2 – Схема эволюции гранитоидного магматизма в архее, по (Laurent at al., 2014) с дополнениями автора:

желтыми кружками показаны месторождения и проявления золота (+Cu, Mo), красными линиями выделен временной интервал формирования санукитоидов, с которыми связаны наиболее крупные месторождения золота

Канадский щит. В провинции Сьюперior известно 120 месторождений золота, 33 из них являются крупными рудными объектами (более 30 т). Они сосредоточены главным образом в зеленокаменном поясе Абитибиде, локализованы в различных вмещающих породах (вулканиты и метаосадки), а также в интрузивных телах гранитоидов (Сафонов и др., 2006). В качестве рудовмещающих, рудоконтролирующих, а по некоторым моделям и рудогенерирующих выступают мелкие плутоны, штоки, силлы и дайки разнообразных гранитоидов известково-

щелочного ряда или щелочных пород (диоритов, ТТГ, монцонитов, сиенитов, лампрофиров), прорывающих внутренние части супракрустальных ассоциаций и называемых в зарубежной литературе «внутренними гранитоидами». В телах сиенитов, прорывающих вулканиты и осадки типа Тимискаминг, известны многочисленные месторождения района Киркленд Лейк в Южном Абитиби (Кожевников и др., 1998).

Золоторудные месторождения пояса Абитиби и провинции Сьюперииор в целом, связаны с развитием флюидно-магматических систем глубинного заложения, продуцируемых щелочно-ультрабазитовыми магмами в глубинных очагах в значительных объемах, и высоким тепловым потоком, приводящим к образованию коровых магматических очагов сиенитовой-гранитной магм, в свою очередь создававших рудоносные флюидные потоки (Сафонов и др., 2006). Месторождения золота являются результатом функционирования многокомпонентной длительно развивавшейся рудно-геологической системы и располагаются на расстоянии до 3.5 км от интрузивов (Кожевников и др., 1998).

Смена тектонических режимов в процессе геологического развития провинции Сьюперииор сопровождалась переходом гранитоидного магматизма от тоналитов к умереннощелочным монцодиоритам, монцонитам и сиенитам, прорывающим супракрустальные породы и метаосадки. На поздней стадии коллизии сформировалась система широтных разломов Дестор-Поркьюпайн, Киркленд Лейк-Кадиллак Лардер. Все наиболее крупные месторождения золота ЗП Абитиби и Вава пространственно связаны с глубинными разломами и гранитоидными массивами. Одним из примеров золоторудного месторождения, связанного с интрузиями, является Киркленд Лейк, Онтарио (~760 т золота), формирование которого обусловлено генерацией щелочной магмы из мантийного источника, обогащённого флюидами с преобладанием CO_2 , транспортировавших золото по глубоко проникающим сдвиговым зонам (Cameron, Hattori, 1987; Cameron, 1990).

Эпигенетические жильные золотые месторождения, сопряженные с зонами расщелачивания (шир-зонами), и сосредоточенные в различных типах пород ЗП, по мнению ряда авторов имеют не только пространственную, но временную связь с поздне- и посттектоническими средне-кислыми интрузиями, в том числе сиенитами и лампрофирами (Colvin et al., 1984; Wyman, Kerrich, 1988).

Зачастую сложное геологическое развитие, наложение деформаций и метаморфизма, несколько этапов оруденения затрудняют интерпретацию формирования золотого оруденения. Как правило, золоторудные месторождения являются результатом многостадийных процессов и контролируются рядом факторов, о чем свидетельствуют результаты работ, направленных на установление источника флюида (Naderi, 2012 и ссылки в ней). Одним из примеров является месторождение Янг-Дэвидсон, приуроченное к западной части тектонической зоны Кадиллак-

Лардер Лейк. Золотая минерализация сосредоточена в кварц-карбонатных (анкеритовых) и кварц-пиритовых жилах трех генераций (Naderi, 2012), развитых в сиенитах. Возраст массива составляет ~2.686 млрд лет (Linnen et al., 2012). Изотопия кислорода и углерода, изотопно-кислородная термометрия в сочетании с геолого-петрографическими данными позволяют установить температурный режим рудообразования и определить источники золотоносных гидротермальных флюидов. Было определено, что в регулировании рудообразования играют роль высокотемпературные (>320° C) окисленные магматогенные флюиды при взаимодействии с метаморфическими флюидами – смешанная магматическо-метаморфическая гидротермальная модель (Naderi, 2012).

В ходе изучения месторождения Хемло (~700 т золота), расположенного в северо-западной части провинции Онтарио в пределах одноименного ЗП и приуроченного к зоне сдвиговых деформаций (шир-зоне), рядом исследователей также было предложено несколько генетических моделей, объясняющих его формирование. Недавние комплексные геологические, петрографические, структурные и геохронологические исследования позволили смоделировать тектоническую эволюцию и стадийность процессов (Lin, Beakhouse, 2013). Авторы предполагают синхронность сжатия и растяжения, вертикальных и горизонтальных движений, магматических и структурных/тектонических процессов. По мнению исследователей, минерализация сопряжена по времени со сдвиговыми деформациями при воздействии магматогенного флюида, связанного с внедрением синтектонических гранодиоритовых (санукитоидных) интрузий.

Западно-Австралийский щит. Позднеорогенный комплекс высокомагнезиальных (санукитоидных) монцодиорит-тоналитовых порфировых интрузий Маунтин Ши (~2.66 млрд лет) расположен в провинции Восточных Золоторудных полей (кратон Йилгарн) в зеленокаменном блоке, ограниченном сдвиговыми зонами Боулдер-Лефрой и Голден-Мейл (Mueller, 2007). Массивы прорывают метавулканы (коматииты, базальты) и метаграувакки. В эндоконтакте гранитоидов развиваются эпидот-карбонатные метасоматиты с Au-Cu-S оруденением, они сопровождаются серицит-кварц-альбитовыми и биотит-хлоритовыми изменениями.

Золоторудное месторождение Тропикана (~167 т золота) расположено в восточном окончании кратона Йилгарн (Олбани-Фрейзер ороген) и включает две рудные зоны – Тропикана и Хавана. Архейские породы зоны Тропикана представлены гнейсами Тропикана, включающими одноименное месторождение золота, и гнейсами Геркулес, содержащими рассеянную и жильную золотую минерализацию, приуроченную к шир-зоне Геркулес (Kirkland et al., 2015 и ссылки в ней). U-Pb возраст циркона из протолита гнейсов Геркулес составляет

2692±16 млн лет, а особенности их химического состава отвечают санукитоидам (Kirkland et al., 2015).

Золото ассоциирует с пиритом, кварцем, биотитом, мусковитом, актинолитом, клиноцоизитом/эпидотом и хлоритом, образовавшимися в условиях низкой степени метаморфизма в сдвиговой зоне (Kirkland et al., 2015). Возраст золотого оруденения оценивается в ~2.5 и ~2.1 млн лет (Doyle et al., 2015; Kirkland et al., 2015). Полученные датировки показали, что формирование золоторудной минерализации в сдвиговой зоне Тропикана происходило значительно позже пика архейского гранулитового метаморфизма и не коррелируется с основными протерозойскими тектоно-термальными событиями, известными в пределах Олбани-Фрейзер орогена. По мнению авторов, раннепротерозойская активность флюидов вызвала низкотемпературное перераспределение золота, источником которого являлись архейские санукитоиды.

Юго-Восточная Африка. Месторождение Голден Прайд расположено в центральной части зеленокаменного пояса Нзегга, южная окраина золоторудных полей Лейк Виктория, Танзания. Оно приурочено к шир-зоне, секущей метаосадки. Рудная ассоциация представлена пирротином, арсенопиритом, пиритом, аксессуарными сфалеритом, галенитом, сульфосолями и Ni-Co-Vi сульфидами. Золото и теллуриды выделяются позднее в ассоциации с пирротином второй генерации (Vos et al., 2009). Среди интрузивных комплексов, развитых в шир-зоне, выделены гранодиориты, по составу отвечающие санукитоидам, и лампрофиры (Kwelwa et al., 2013).

Фенноскандинавский щит. При изучении золотоносности архея на Карельском кратоне геологами Карельской ГЭ (В.В. Ушков, А.Ф. Горошко, В.Н. Фурман и др.) было открыто несколько рудопроявлений золота в ряде зеленокаменных поясов, связанных с гранитоидами. Позднее эти массивы были отнесены к санукитоидной серии (Таловейс, Хаутаваара, Ялонваара).

В юго-восточной Финляндии в зеленокаменном поясе Ялонваара-Хатту-Тулос известен ряд небольших месторождений и рудопроявлений золота, связанных с зонами изменения и рассланцевания в гранитоидах санукитоидной серии и их ореолах. К ним относятся месторождения Пампало (Вард), Хоско, Корвинлансуо, Рямепуро (Хаттуваара), Хатуноя.

Массив Куйттила, описанный финскими геологами П. Нурми и П. Сорьенен-Вардом (1993) как тоналитовый, имеет возраст 2741±9 млн лет и сопровождается месторождениями золота. Впоследствии он, а также интрузии Иломантсиньярви (2728±7 млн лет) и Сустаманьярви (2744±5 млн лет) были отнесены к санукитоидам (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Heilimo et al., 2011).

В эндоконтакте диоритов Ялонваарского санукитоидного массива локализовано Mo-Cu-W-Au-порфировое оруденение, к сдвиговым зонам приурочены низкотемпературные метасоматиты (пропилиты-березиты) с золото-полисульфидной минерализацией (Иващенко, Лавров, 1994, 1996; Иващенко и др., 2007).

В зоне сочленения ЗП Колмозеро-Воронья, Кольско-Норвежского домена и Кейвского террейна расположен Поросозерский санукитоидный массив. В нем были установлены повышенные содержания Au и Ag. Интрузив рассматривается как перспективный на благородные металлы (Кудряшов и др., 2013).

ГЛАВА 2. ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ САНУКИТОИДОВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В результате многолетних исследований в пределах разновозрастных террейнов Фенноскандинавского щита установлено более 30 массивов санукитоидной серии (Чекулаев, 1999; Самсонов и др., 2001, 2004; Чекулаев и др., 2003; Ларионова и др., 2007; Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005, 2007; Halla, 2005; Kärnäho, 2006; Heilimo et al., 2007, 2010-2013; Mikkola et al., 2011a и др.). Санукитоидный магматизм проявлен в узком интервале времени – от 2.76 до 2.68 млрд лет. Интрузивные комплексы приурочены к тектоническим зонам, прорывают гранито-гнейсы и метаморфизованные породы зеленокаменных поясов.

Среди массивов санукитоидов выделены две группы: более древние интрузивы с возрастом ~2.74 млрд лет, развитые в восточной части Фенноскандинавского щита, и более молодые с возрастом ~2.72 млрд лет – в западной. Как и на других кратонах мира по времени формирования санукитоиды занимают промежуточное положение между основным этапом ТТГ-магматизма и становлением К-гранитов (рисунок 2.1). Становление санукитоидов сопровождается образованием даек лампрофиров, которые могут являться проявлением заключительных стадий эволюции магматических очагов (Глубинное строение..., 2010; Бибикина и др., 2005; Бибикина и др., 2006; Сергеев и др., 2007; Самсонов и др., 2001; Vibikova et al., 2005; Kovalenko et al., 2005 и др.).

В восточной части Карельской провинции (структурные подразделения приводятся по Слабунов и др., 2001) развиты преимущественно многофазные и двухфазные умереннощелочные санукитоидные комплексы, тогда как в западной ее части и в пределах Кольской провинции располагаются однофазные известково-щелочные массивы (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Егорова, 2014). Среди них было выделено 4 петрографических типа: *клинопироксенит-монцодиоритовый*, *клинопироксенит-сиенитовый*, *монцодиорит (монзонит)-монцогранитный* и *диорит-гранодиорит-плагиогранитный* (Егорова, 2014).

В настоящем исследовании детально изучались разновозрастные (~2.74 млрд л.) умереннощелочные массивы (рисунок 2.2): **Сяргозерский**, **Шаравалампи**, **Эльмусский** и **Хаутаваарский** в сравнении с интрузивами *Панозерским*, *Западно-Хижъярвинским*, *Чалка*, *Коруд* и различными гранитоидами, развитыми в изучаемых районах, а также более молодым (~2.72 млрд л.) известково-щелочным комплексом *Таловейс*, представителем санукитоидов западной зоны.

Изучаемые массивы приурочены к Западно-Сегозерскому (Ондозерско-Сегозерская площадь, интрузивы Сяргозерский и Шаравалампи) и Ведлозерско-Сегозерскому ЗП (массивы Эльмусский и Хаутаваарский). Комплекс Таловейс расположен в Костомукшской

зеленокаменной структуре (СЗ Карелия). Ниже детально рассмотрено геологическое строение выше указанных зеленокаменных структур и положение санукитоидов.

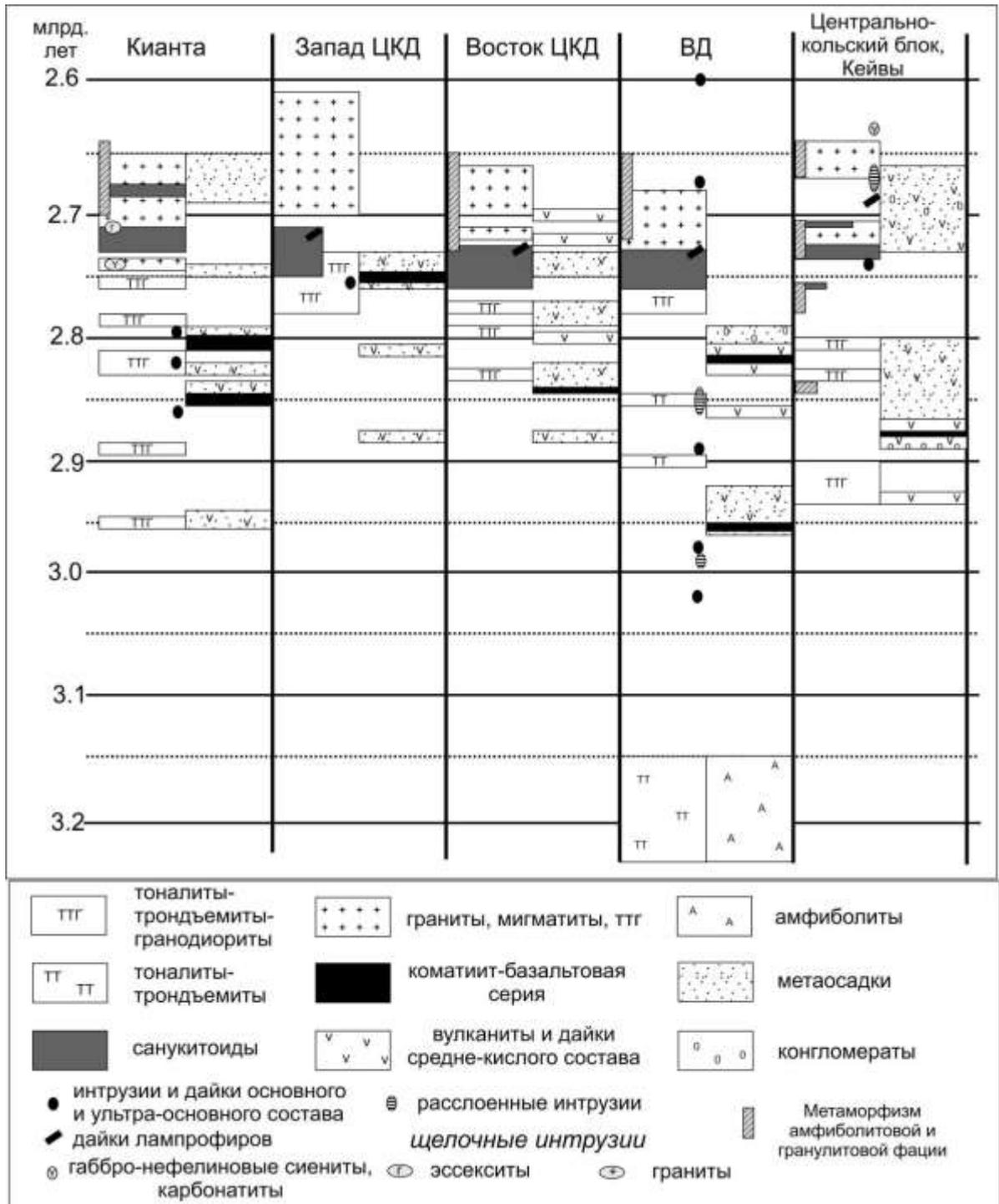


Рисунок 2.1 – История геологического развития доменов Фенноскандинавского щита в архее и положение санукитоидного магматизма, по (Егорова, 2014):

Названия доменов: ЦКД – Центрально-Карельский, ЗКД – Западно-Карельский, ВД – Водлозерский

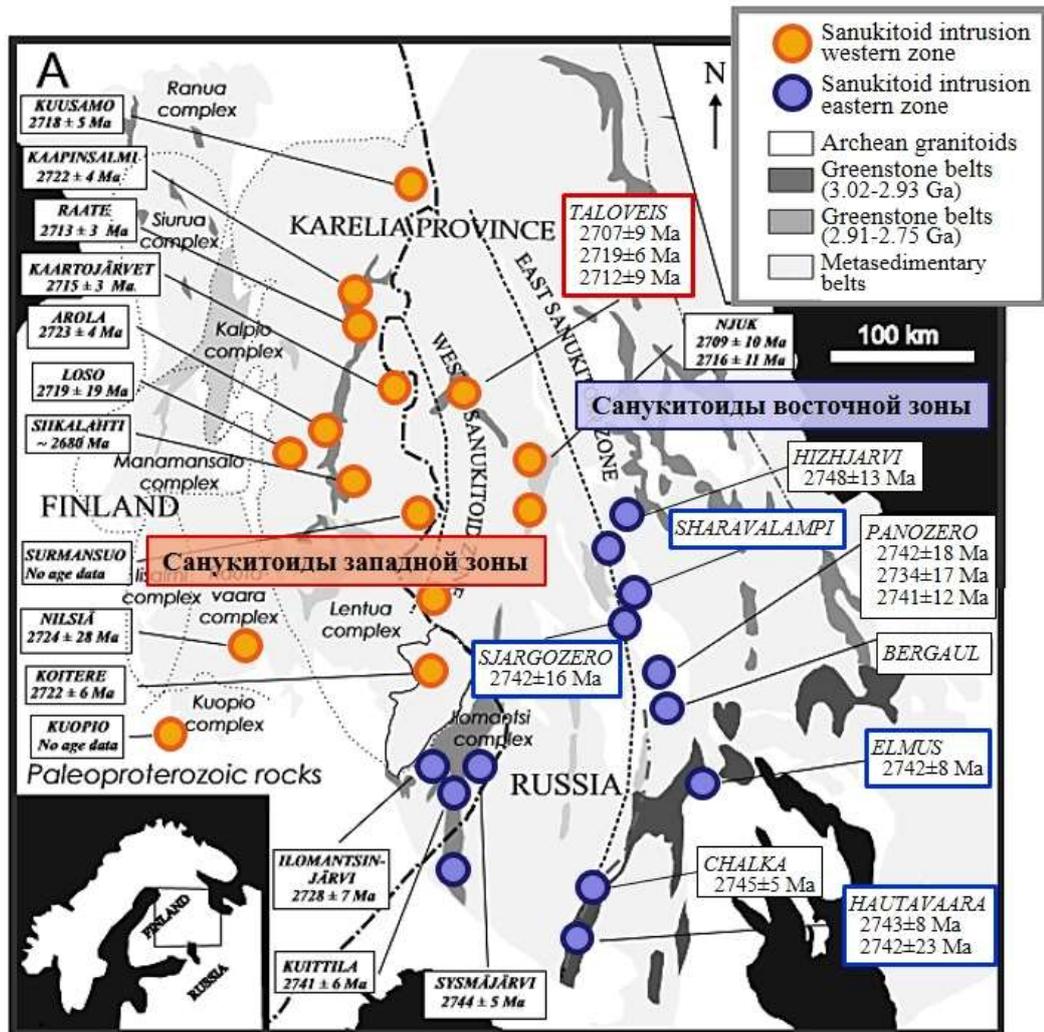


Рисунок 2.2 – Схема расположения и возраст санукитоидных массивов Карельской провинции, по (Heilimo et al., 2012) с дополнениями автора

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧАЕМЫХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР И САНУКИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

3.1. Ондозерско-Сегозерская площадь (2.84-2.78 млрд лет)

Геологическое строение. Лопийские породы (AR_2 Ip_2) Ондозерско-Сегозерской площади (Западно-Сегозерский ЗП) представлены амфиболитами и сланцами по базальтам (*рувинваарская свита*), биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-кварцевыми, биотит-плагиоклазовыми и полевошпат-кварц-биотитовыми сланцами, магнетит-грюнерит-содержащими кварцитами (*сурлампинская свита гимольской серии*). Геологический разрез на карте масштаба 1:50000 (рисунок 3.1), построенной по В.А. Ганину (1983), сопоставляется с образованиями западной части Карельского кратона (Костомукшской и Гимольской структур), сформировавшимися в интервале времени от 2.8 до 2.7 млрд лет (названия надгоризонтов и свит даются по местной стратиграфической шкале). К флишевым толщам сурлампинской свиты приурочены проявления железистых кварцитов, локальные выходы которых встречаются в районе р. Аминдомаоя и прослеживаются в юго-западной части площади (проявления Тумбареченское и Воломское) до района оз. Совдозеро (Щипцов и др., 1982; Ганин, Бондарев, 1983; Минерально..., 2005).

Лопийские толщи прорываются дифференцированными умереннощелочными комплексами (~2.74 млрд л.) и близкими им по возрасту гранит-порфирами. Умереннощелочные массивы образуют вытянутые в ССЗ направлении дайкообразные тела (интрузивы *Сяргозерский* и *Шаравалампи* Сяргозерского комплекса), либо концентрически зональные плутоны центрального типа (*Панозерский* массив). Они дифференцированы от пироксенитов до кварцевых монзонитов и сиенитов. Гранит-порфировые массивы объединены в Устьволомский комплекс, образуют крупные плутоны, расположенные севернее оз. Сяргозеро и вдоль СЗ берега оз. Сегозеро. В обрамлении зеленокаменных структур развит нерасчлененный комплекс гранитоидов, включающий диориты, гранодиориты, К-граниты и мигматиты. Севернее изучаемой площади расположен умереннощелочной пироксенит-сиенитовый массив Западно-Хижъярвинский.

Южнее оз. Сегозеро в Гормозерской структуре развиты более древние лопийские толщи: амфиболиты по базальтам (*семчереченская свита*), агломератовые туфы среднего состава, сланцы по туфам риодацитов с прослоями углеродистых сланцев с колчеданной минерализацией (*бергаульская свита*) (Кулешевич и др., 2000). Тип геологического разреза данной части площади сопоставляется с образованиями Эльмусской и Койкарской структур Центральной Карелии (детальное описание представлено ниже), формирование которых происходило в интервале времени 3.05-2.85 млрд лет назад (Светов, 2005). Возраст интрузивных комплексов приведен в таблице 3.1.

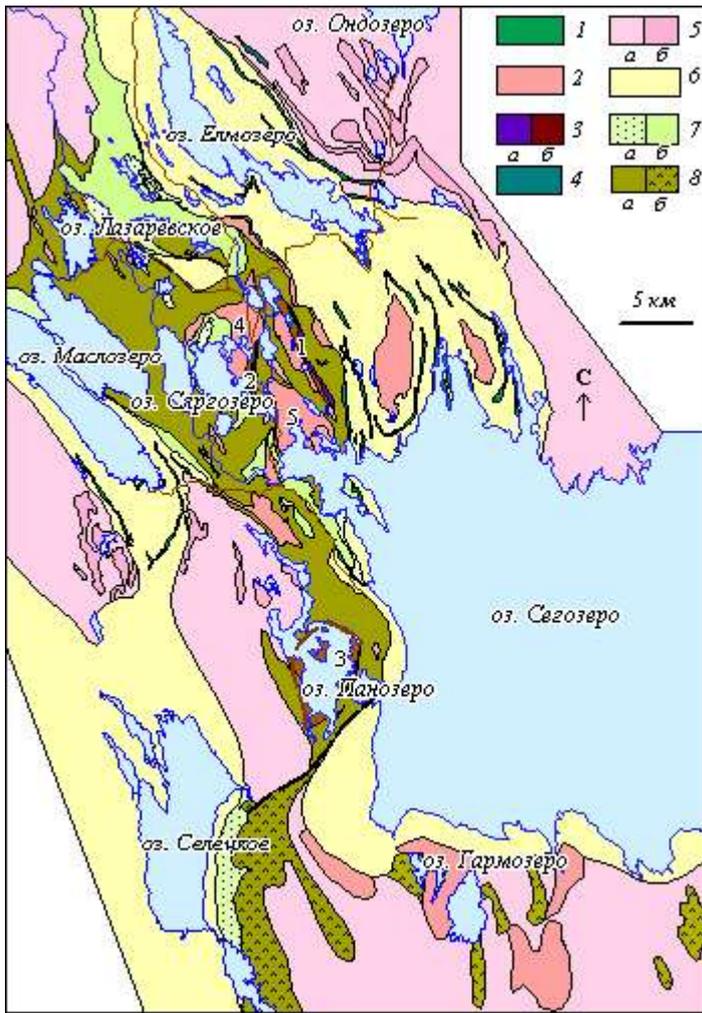


Рисунок 3.1 – Схема геологического строения Ондозерско-Сегозерской площади, по (Ганин, Бондарев, 1983) с дополнениями автора:

1 – габбродолериты (PR_1); 2 – граниты (AR_2 , ~2.73 млрд л.), 3 – умереннощелочные дифференцированные санукитоидные комплексы (а – пироксениты; б – монцититы, сиениты; ~2.74 млрд л.); 4 – габбро нерасчлененные (AR_2); 5 – нерасчлененный комплекс синтетектонических гранитоидов (а – диориты, гранито-гнейсы, б – К-граниты, мигматит-граниты, ~2.7 млрд л.); 6 – нерасчлененные отложения ятулийского надгоризонта (PR_1 jt); 7 – сумийско-сариолийский надгоризонт (PR_1 sm-sg; а – конгломераты, б – андезибазальты); 8 – лопийский надгоризонт (AR_2 Ip, а – вулканогенно-осадочные толщи Западно-Сегозерского ЗП 2.84-2.78 млрд л.; б – вулканогенно-осадочные толщи Ведлозерско-Сегозерского ЗП 3.0-2.85 млрд л.). Массивы: 1 – Шаравалампи, 2 – Сяргозерский, 3 – Панозерский, 4 – Северо-Сяргозерский, 5 – Устьволомский

Таблица 3.1 – Возраст интрузивного магматизма Ондозерско-Сегозерской площади

Массив/район	Порода	Возраст (млн лет)	Ссылка
Р-н оз. Ондозеро	палингенные граниты	2720±40	2
Сяргозерский м-в	гранодиориты	2734±15	3
Панозерский	монцититы-3, кв. монцититы	2736±4	4-6
	монцититы-2	2727±4, 2739±11, 2741±12	
	монцититы-1	2737±11; 2752±26	
Сяргозерский к-с	сиенит	2735±14; 2738±12	3
Западно-Хижьярвинский	пироксениты	2748±13	3
	лейкосиениты	2744±4	
	эндоконтактный мезосиенит	2740±4	
Бергаул (Гормозерский) массив	монцограниты	2730±17	1
Р-н оз. Ондозеро	диориты	2780±30	2

Ссылки: 1 – Арестова и др., 2012; 2 – Бибикова и др., 1987; 3 – Бибикова и др., 2006; 4 – Гусева и др., 2009; 5 – Чекулаев и др., 2003; 6 – Bibikova et al., 2005.

В результате сейсмического профилирования было установлено надвигание Сегозерско-Ондозерской пластины на северо-западную часть Ведлозерского блока (Глубинное строение..., 2004), в геологическом строении которой участвуют лопийские складчатые толщи, несогласно перекрытые палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями Елмозерско-Сегозерской синклинали СЗ простирания (рисунок 3.1).

История исследований. Впервые описание гранитоидов и сиенитов района оз. Сяргозеро приводится в работе Г.О. Глебовой-Кульбах с соавторами (Граниты..., 1963). Позднее при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50000 Карельской ГЭ на Ондозерско-Сегозерской площади 1978-1983 гг. были выделены интрузивные тела повышенной щелочности (Ганин, Бондарев, 1983). В 1984-1988 г. они были вынесены на геологическую карту Карело-Кольского региона масштаба 1:500000 и объединены в умереннощелочной интрузивный комплекс завершающих этапов развития архейских зеленокаменных поясов (~2.7 млрд лет; карта Кофман, Гаскельберг, 1988). Изучением магматизма в данном районе занимались Г.М. Павлов, на Ондозерском блоке – В.В. Щипцов (Павлов, 1984; Щипцов и др., 1987). При исследовании сиенитов Ц. Карелии В.В. Иваников выделил две позднеархейские плутонические ассоциации: пироксенит-сиенитовую и габбро-монцонит-гранитную (Иваников и др., 1987; Иваников, 1997а, б). Детальное изучение габбро-пироксенитовых массивов и их рудной минерализации района оз. Шаравалампи и оз. Сяргозеро с применением геофизических методов проводилось В.Д. Слюсаревым с коллегами (Слюсарев и др., 2001). Сотрудниками ИГГД РАН умереннощелочные комплексы были отнесены к санукитоидной серии (Чекулаев, 1999; Lobach-Zhucheko et al., 2005). Результаты U-Pb датирования цирконов из монцонитов, сиенитов и лампрофировых даек, а также изотопно-геохимического исследования пород были представлены в ряде работ (Bibikova et al., 2005; Бибикина и др., 2006; Егорова, 2008, 2014; Лобач-Жученко и др., 2010).

С целью изучения рудно-геохимической нагрузки умереннощелочных массивов автором в 2010 и 2013 гг. проводились полевые работы в районе озер Шаравалампи, Торосозеро, Сяргозеро, Вягозеро и Панозеро. В результате было изучено их геологическое строение, отобран каменный материал большинства разновидностей пород, метасоматитов и пробы из зон минерализации. Точки отбора образцов вынесены на схему (рисунок 3.2). В лаборатории ИГ КарНЦ РАН были выполнены химические (36) и ICP-MS (36) анализы, подготовлены шлифы (25) и аншлифы (29), кроме того, в работе использованы материалы из архива В.Д. Слюсарева (карты, схемы, коллекция из более 200 шлифов, аншлифы). Все эти данные позволили уточнить границы тел, получить геохимические особенности различных типов пород и магматических комплексов, выявить их геохимические особенности, изучить рудную минерализацию.

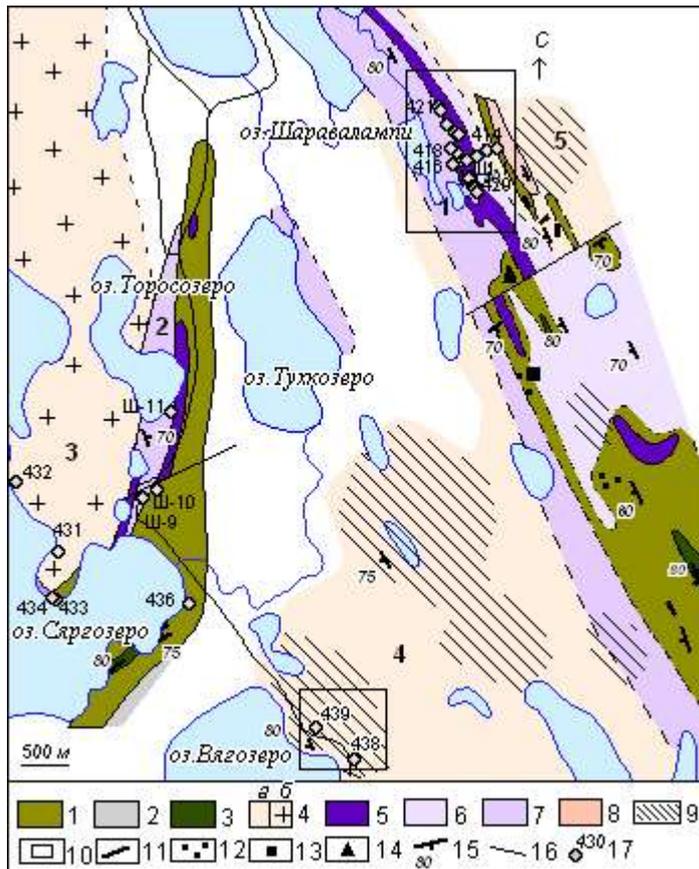


Рисунок 3.2 – Схема геологического строения района оз. Сяргозеро, по (Слюсарев и др., 2001) с дополнениями автора:

1 – метабазалты, 2 – филлитовые черные сланцы, 3 – амфиболиты по габбро, 4 – гранодиориты-плагиограниты (частью порфировидные) огнейсованные (а) и массивные (б), 5-7 – Сяргозерский комплекс (5 – пироксениты, 6 – диориты, габбродиориты, 7 – сиениты, кварцевые сиениты), 8 – аплитовые лейкограниты, 9 – поля проявления калишпатизации и окварцевания, 10 – участки работ, 11 – дайковые тела умереннощелочных кварцевых диоритов, диорит-гранодиоритовых плагиопорфиритов, 12 – альбититы, 13 – полиметаллическая минерализация, 14 – молибденовая минерализация, 15 – элементы залегания. 16 – разломы, 17 – точки отбора проб и их номера. Массивы: 1 – Шаравалампи и 2 – Сяргозерский Сяргозерского умереннощелочного комплекса; 3 – Северо-Сяргозерский, 4 – Устьволомский и 5 – Восточно-Шаравалампинский Устьволомского комплекса

Внутриструктурные интрузивные комплексы. В связи с тем, что в литературных источниках встречаются различные названия массивов, стоит отметить, что в настоящей работе приняты следующие обозначения: *Сяргозерский умереннощелочной комплекс* объединяет габбро-пироксенит-диорит-сиенитовые массивы, расположенные в районе озер Сяргозеро, Торосозеро и Шаравалампи. *Устьволомский комплекс* включает плутоны порфировидных гранитов: Устьволомский – в центральной части площади, Северо-Сяргозерский – севернее оз. Сяргозеро, Восточно-Шаравалампинский – восточнее участка Шаравалампи (рисунок 3.1, 3.2).

Сяргозерский умереннощелочной санукитоидный комплекс. Массивы Сяргозерского комплекса прорывают верхнеархейские (лопийские) метабазалты с подушечными текстурами, амфиболовые и филлитовидные сланцы (рисунок 3.1, 3.2). Лопийские толщи рассланцованы совместно с прорывающими их интрузивными телами, о чем свидетельствует сквозная СЗ ориентировка гнейсовидности и сланцеватости. Отмечается система СВ разрывных нарушений, по которым смещаются и блокируются тела габбро-пироксенитов, к ним приурочены дайки гранитоидов, жильные тела альбититов и зоны рассланцевания (Слюсарев и др., 2001 и наблюдения автора).

Сяргозерский умереннощелочной комплекс включает три магматические фазы – габбро-пироксениты (I), диориты (II), сиениты и кварцевые сиениты (III). Массивы вытянуты в субмеридиональном и СЗ направлении (рисунок 3.2). Габбро-пироксенитовые интрузивные тела отчетливо выделяются интенсивными положительными аномалиями на общем

пониженном фоне магнитного поля (Карта..., 1967). Пироксенитовый массив Шаравалампи прослеживается на 3.5 км при видимой мощности от 80 до 300 м. Породы в различной степени изменены (рисунок 3.3/1). Восточная приподошвенная часть массива сложена роговообманковыми амфиболитами по пироксенитам. В центральной части интрузива сохраняются крупнозернистые клинопироксениты, обогащенные апатитом и магнетитом.

Восточнее пироксенитов развиты диориты. Породы среднезернистые, серого цвета, часто содержат ксенолиты пород первой фазы. С запада пироксениты ограничены красноцветными средне-, крупнозернистыми, часто с порфиroidной структурой сиенитами (рисунок 3.3/2). В приконтактной зоне в последних встречаются ксенолиты метапироксенитов (рисунок 3.3/3-4) и диоритов.

Становление сиенитовой фазы сопровождается щелочным метасоматозом по пироксенитам, проявленным в их амфиболитизации и эпидотизации, обогащением титанитом (до 15 %) и апатитом, наложением биотита, флогопита, Ва-содержащих полевых шпатов и более поздних барита и REE-F-карбонатов. Полевошпатовые жилы, секущие пироксениты и сиениты (рисунок 3.3/5-6), сопровождаются эпидотизацией (рисунок 3.3/7-9).

Сяргозерский массив габбро-пироксенитов слабо обнажен. Он прорывает лопийские амфиболовые сланцы, прослеживается на расстояние до 2.5 км. Пироксениты интенсивно амфиболитизированы, подвержены сиенитизации и альбитизации, в них также отмечается апатит-магнетитовая минерализация (Слюсарев и др., 2001 и наблюдения автора). Западнее габбро-пироксенитов развиты светло-розовые гигантозернистые порфиroidные сиениты, сложенные преимущественно удлиненными (до 5 см) кристаллами анортоклаза (рисунок 3.3/10). Они имеют рвущий контакт с вмещающими амфиболовыми сланцами (рисунок 3.3/11). В районе оз. Торосозеро сиениты сменяются среднезернистыми массивными кварцевыми разностями. В береговой линии оз. Сяргозеро среди амфиболовых сланцев встречаются крупнозернистые (гибридные) сиениты (рисунок 3.3/12) и пегматоидные жилы аналогичного состава.

Устьволомский гранитный комплекс. Среди интрузивных пород района оз. Сяргозеро преобладают массивы порфиroidных гранитов Устьволомского комплекса, возраст которого оценивается по цирконам из даек, секущих сиениты Сяргозерского комплекса, и составляет ~2.73 млрд лет (Бибикова и др., 2006). Массивы занимают значительные площади, отличаются некоторыми колебаниями содержания К-полевого шпата и текстурно-структурными особенностями, сопровождаются кварц-серицитовыми изменениями и небогатой молибден-полиметаллической минерализацией. В более ранних работах гранитоиды рассматривались как ТТГ-комплекс (Иванников, 1997б), либо в качестве завершающей фазы Сяргозерского умереннощелочного комплекса (Егорова, 2014), что кардинально меняет рудно-геохимическую специализацию последнего. В связи с этим проведен сравнительный анализ двух комплексов.

Участок Шаравалампи		
		
Пироксениты с полевошпатовыми прожилками (Обн. 428)	2. Сиениты (Обн. 416)	3. Ксенолит основного состава в сиенитах (Обн. 2)
		
4. Обломки метавулканитов и пироксенитов в сиенитах (Обн. 6)	5. Жилы кислого состава в пироксенитах (Обн. 419)	6. Полевошпатовые жилы в сиенитах (Обн. 425)
		
7. Эпидотизация пироксенитов (Обн. 427)	8. Эпидотизация сиенитов (Обн. 2)	9. Эпидотизация на контакте жилы и пироксенитов (Обн. 419)
Участок Сяргозеро		
		
10. Гигантозернистые сиениты (Обн. 9)	11. Контакт гигантозернистых сиенитов и метавулканитов (Обн. 9)	12. Сиениты во вмещающих базальтах, берег оз. Сяргозеро (Обн. 434)

Рисунок 3.3 – Сяргозерский комплекс: разновидности пород, их взаимоотношения и метасоматические изменения

3.2. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (3.05-2.85 млрд лет)

Общая краткая характеристика. Ведлозерско-Сегозерский ЗП расположен в западном обрамлении древнего (>3 млрд лет) Ведлозерского блока и протягивается в субмеридиональном направлении более, чем на 300 км от оз. Ведлозеро до оз. Сегозеро. В пределах ЗП выделяют ряд структур – Хаутаваарскую, Койкарскую, Семченскую, Эльмусскую, Паласельгинскую, Остерскую, Бергаульскую и некоторые другие, в геологическом строении которых преобладают вулканы коматиит-базальтовой и известково-щелочной серий с возрастом 3.05-2.85 млрд лет (рисунок 3.4).

Массивы санукитоидной серии локализуются в тектонически ослабленных зонах. Они прорывают метаморфизованные и деформированные вулканы зеленокаменных поясов и гранито-гнейсы обрамления, образуют вытянутые в субмеридиональном (Хаутаваарская структура) и СВ направлении (Эльмусская структура) интрузивы различного размера.

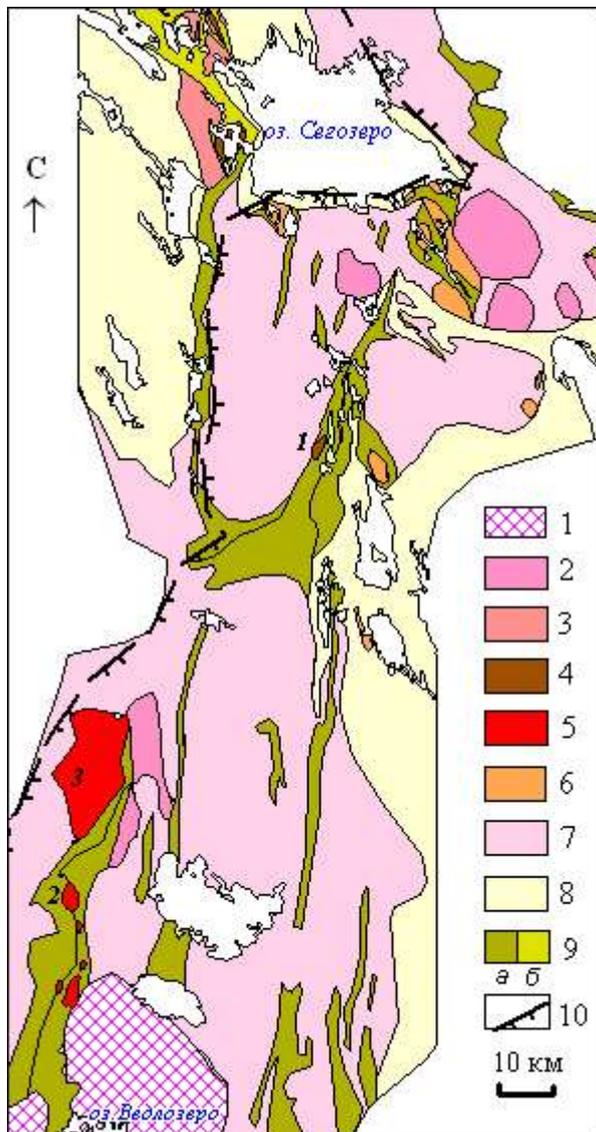


Рисунок 3.4 – Схема геологического строения Ведлозерско-Сегозерского ЗП, составлена по (Рыбаков, 1987; Светов, 2005; с учетом геологического картирования производственных организаций) и дополнениями автора:

1 – граниты-рапакиви (PR), 2 – плагиомикроклиновые граниты и гранито-гнейсы (~2.7 млрд л.), 3 – порфировидные граниты Устьволомского комплекса (~2.73-2.74 млрд л.), 4-5 – массивы санукитоидов (4 – дифференцированные габбро-пироксенит-монцонит-сиенитовые массивы, 5 – монцодиорит-граносиенит-монцогранитовые и гранодиоритовые массивы; ~2.74 млрд л.), 6 – порфировидные граниты Остерского, Кармасельгского комплексов (~2.88-2.83 млрд л.), 7 – нерасчлененные тоналит-гранитоидные комплексы (Чебинский массив, 3.0-2.9 млрд л.), 8 – палеопротерозойские отложения (PR, ~2.4-2.0 млрд л.), 9 – архейские зеленокаменные пояса (а – 3.0-2.85 млрд л.; б – 2.84-2.78 млрд л.), 10 – граница Ведлозерского домена, по (Слабунов и др., 2011; Lobach-Zhuchenko et al., 2005). Массивы: 1 – Эльмусский, 2 – Хаутаваарский, 3 – Чалкинский

3.2.1. Эльмусская площадь (3.0-2.86 млрд л.)

Изучением геологического строения и поисковыми работами на Эльмусской площади занимались Карельская ГЭ (Сиваев и др., 1982), «Невсгеология» (Новиков и др., 1997), ООО «Индустрия» (Олейник и др., 2013), ИГ КарНЦ РАН (Кулешевич, Лавров, 2007; Кулешевич, 2008).

Эльмусский умереннощелочной массив был выделен при геологическом картировании площади (Сиваев и др., 1982). Изучением его строения и магматических фаз занимались В.В. Иваников, Ю.С. Егорова (Иваников, 1997а-б; Егорова, 2010). Исследование рудной минерализации и петро-геохимических особенностей Эльмусского массива проводилось автором в ходе полевых работ в 2012-2014 гг. В результате было отобрано ~20 проб для дальнейшего геохимического и минералогического анализа. В сравнительном аспекте изучался внутрискрутурный массив Талпус (отобрано 27 проб), а также более древние гранитоиды площади (по предоставленным материалам руководителя).

Геологическое строение. В геологическом строении Эльмусской площади принимают участие лопийские вулканиты, сопоставляемые с таковыми в Палаламбинской (восточнее) и Койкарской (южнее) структурах (2.9-2.86 млрд л.). Зеленокаменные толщи ограничены с запада гранитами и гнейсо-гранитами. Нижнепротерозойские образования развиты в центральной и восточной частях структуры (рисунок 3.5).

Породы имеют субмеридиональное простирание. В низах лопийского разреза представлены metabазальты, коматииты и туфы (*семчечеченская свита*). Коматииты развиты СЗ оз. Педролампи. В средней части разреза залегают кислые и средние вулканогенно-осадочные образования – полосчатые и агломератовые туфы и вулканиты, филлитовидные осадки, песчаники (*бергаульская свита*), представленные различными сланцами с прослоями вкрапленных и массивных колчеданных руд. Толщи бергаульской свиты занимают центральную часть структуры. Субвулканическая фация представлена штоком риолитов, дайками риолитов и риодацитов, прорывающими андезитовые лавы. Возраст свиты определен U-Pb методом по цирконам из вулканитов риолитового состава южной части площади (в районе р. Эльмус), он равен 2866 ± 11 млн лет (Светов и др., 2010). Метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ не превышает уровня зеленосланцевой фации. В СЗ части Эльмусской площади в районе оз. Пунозеро развиты аркозовые осадки и граувакки с крупными обломками метапироксенитов.

С палеопротерозойской тектоно-магматической активизацией связано образование сумийско-сариолийских и ятулийских отложений, с угловым и стратиграфическим несогласием залегающих на породах лопийского надгоризонта. Протерозойские структуры имеют синклиналиное строение, ССЗ простирание, крутое падение крыльев. Породы сумийского

надгоризонта представлены андезибазальтами и туфами (*кумсинская свита*), сариолийского – полимиктовыми конгломератами и туфопесчаниками (*пальезерская свита*), ятулийского – кварцевыми конгломератами, кварцито-песчаниками (*янгозерская и медвежьегорская свиты*), основными вулканитами и терригенно-карбонатными отложениями (*туломозерская свита*).

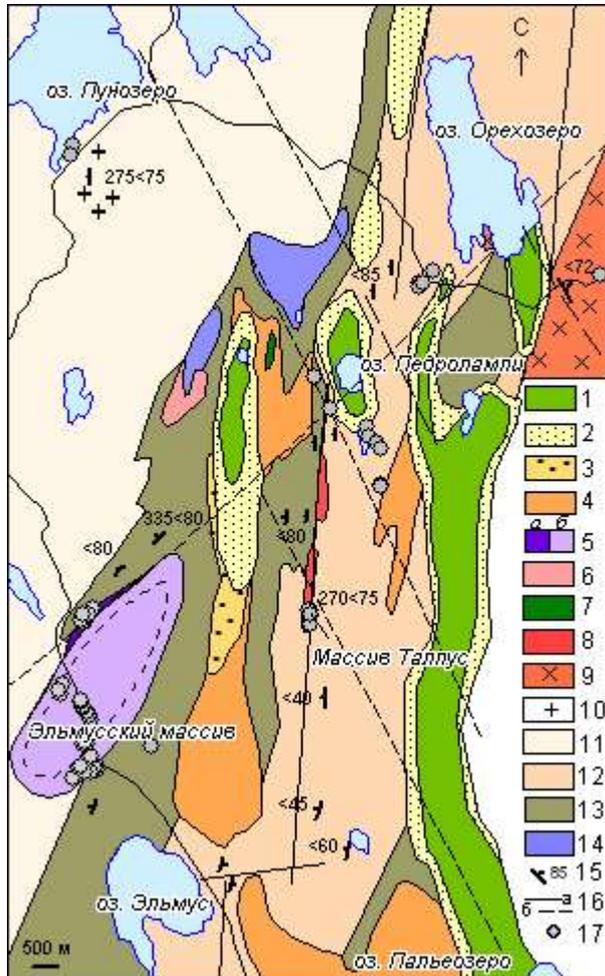


Рисунок 3.5 – Схема геологического строения Эльмусской площади и Эльмусского массива, взята из (Кулешевич, Лавров, 2007) с дополнениями автора:

PR₁: 1-2 – ятулий (1 – метабаазальты, 2 – кварцевые конгломераты, кварциты), 3-4 – сумий-сариолий (3 – полимиктовые конгломераты, 4 – метаандезибаазальты). 5 – Эльмусский умереннощелочной санукитоидный массив (а – метапироксениты, б – монцодиориты, кварцевые монцодиориты), 6 – граниты, 7 – габбро, 8 – плагиогранит-порфиры Талпусского массива, 9 – гранодиориты Орехозерского массива, 10 – К-граниты и калишпатизация, 11 – гранито-гнейсы, AR₂ лопий: 12 – сланцы по туфам и вулканитам андезитового и дацитового состава, углеродистые сланцы, метапесчаники и конгломераты бергаульской свиты, 13 – метабаазальты и 14 – метакоматииты и отчасти сланцы по интрузивным ультрабазитам семчереченской свиты. 15 – элементы залегания, 16 – тектонические зоны AR (а) и PR (б), 17 – точки отбора проб

В региональном плане в пределах Эльмусской площади распространены позднеархейские субмеридиональные и субширотные сдвиговые зоны, определившие заложение позднеархейских бассейнов – «pull-apart» (Кулешевич, Лавров, 2007; Светов, 2005). Интракратонные протерозойские синклиналильные структуры контролируются разломами СЗ и ССВ простирания. Постятулийские сдвиговые деформации имеют доминирующие СЗ и СВ направления.

Интрузивный магматизм. Лопийские вулканиты Эльмусской площади в северной части прорываются телами ультрабазитов (Столбовая гора) и габброидов (Гавшланоя), в северо-восточной – Орехозерским диорит-гранодиоритовым плутоном (ранний ТТГ-комплекс) и сопутствующими ему дайками. В центральной части структуры расположен плагиогранит-порфировый массив Талпус. Его возраст (несмотря на предположение о более молодом) оказался равным 2861 ± 11 млн лет (таблица 3.2, Иванов, Лохов, 2015). Северо-восточнее оз.

Пальезеро находится Карташовский массив порфировидных гранитов, имеющий близкий возраст – 2810 ± 60 млн лет (Лобач-Жученко, Левченков, 1985).

Таблица 3.2 – Возраст вулканитов и интрузивных комплексов Эльмусской площади

Массив, свита, участок	Порода	Возраст, млн лет	Метод, минерал	Ссылка
Эльмусский	кварцевый монцодиорит	2741 ± 7	U-Pb, Zrn	6
Талпусский массив	гранит-порфиры	2861 ± 11	U-Pb, Zrn	2
Карташовский	гранит	2810 ± 60	U-Pb, Zrn	3
Район р. Эльмус	риолит	2866 ± 11	U-Pb, Zrn	5
Район оз. Палая ламба	метаандезиты	3020 ± 10	Pb-Pb, порода	3
	ТТГ	2900-3100	U-Pb, Zrn	1, 4

Ссылки: 1 – Арестова и др., 2011; 2 – Иванов, Лохов, 2015; 3 – Лобач-Жученко, Левченков, 1985; 4 – Лобиков, Лобач-Жученко, 1980; 5 – Светов и др., 2010; 6 – Bibikova et al., 2005

Кислый дайковый комплекс представлен плагио- и кварц-плагиопорфирами. Плагиопорфиры риодацитового состава развиты на участке Педролампи, они секут metabазальты семчереченской свиты и имеют субмеридиональное простирание. Дайки порфировых гранодиоритов прорывают вмещающие толщи южнее оз. Орехозеро и развиты в районе оз. Пунозеро (Кулешевич, Лавров, 2007; Дмитриева, 2015).

Неоархейский умереннощелочной магматизм проявлен в юго-западном борту структуры и представлен Эльмусским санукитоидным массивом. Плагио-микроклиновые граниты и мигматит-граниты развиты преимущественно в западном обрамлении структуры.

Талпусский плагиогранит-порфировый массив. Талпусский массив представляет собой небольшое субвулканическое тело мощностью 100-150 м, вытянутое в субмеридиональном направлении. Он сложен среднезернистыми лейкократовыми гранит-порфирами с вкрапленниками плагиоклаза и кварца, приурочен к субмеридиональной зоне рассланцевания, с запада прорывает основные метавулканиты, с востока – сланцы по туфогенной толще среднекислого состава. Возможно, массив, является апофизом более крупного интрузива (Карташовского массива). Изменения пород альбит-эпидот-кварцевые.

В пределах Талпусского массива установлены зоны тектонической и гидротермально-метасоматической переработки. Преобладающими являются СЗ-СВ направления рассланцевания ($310-320^\circ$ и $30 - 50-60^\circ$; рисунок 3.6/1-2), сопровождаемые серицит-хлорит-кварцевыми изменениями. По субширотным деформационным зонам развиваются кварцевые прожилки. Вкрапленная сульфидная минерализация приурочена к зоне рассланцевания $310-320^\circ$ и связана с хлорит-кварцевой жилой, прослеживающейся вдоль восточного контакта массива. Мощность жилы 10-20 см (рисунок 3.6/3), зоны изменения – около 1 м.



Рисунок 3.6 – Рудоконтролирующие зоны расланцевания в Талпусском плагиогранит-порфировом массиве

Эльмусский умереннощелочной санукитоидный массив. Севернее оз. Эльмус расположен одноименный санукитоидный массив, прорывающий архейские амфиболовые сланцы и гранито-гнейсы обрамления. Возраст массива определен U-Pb методом по циркону и составляет 2741 ± 7 млн лет (таблица 3.2; Vibikova et al., 2005).

Интрузив представляет собой изометричное дифференцированное тело размером 2×3 км, вытянутое в СВ направлении (аз. пр. 40°). Массив сложен преимущественно породами II-фазы – монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами. В северо-западном эндоконтакте сохраняются метапироксениты I-фазы.

Пироксениты метаморфизованы, подвержены амфиболизации и эпидотизации, часто пронизаны полевошпатовыми прожилками (рисунок 3.7/1). Монцодиориты приурочены к эндоконтактовой зоне массива. В центральной части они сменяются кварцевыми монцодиоритами. Непосредственного контакта между метапироксенитами и монцодиоритами установить не удалось в связи со слабой обнаженностью СЗ части интрузива. Породы II-фазы содержат ксенолиты измененных пироксенитов ~ 5 см. Кварцевые монцодиориты имеют порфировидную структуру, содержат зональный полевой шпат (рисунок 3.7/2). В пироксенитах установлена редкая вкрапленная сульфидная минерализация.

В массиве выделяются зоны расланцевания 315° и 340° , пересекающие трещины 70° (аз. пд. 160° , угол 60°). К системе трещин $310-315^\circ$ приурочены кварцевые микропрожилки. В центральной части массива встречаются субмеридиональные жилы (аз. пр. 355°) мелкозернистых эпидозитов (рисунок 3.7/3). Вторая и, по-видимому, более поздняя зона расланцевания СВ направления ($35-40^\circ$), преобладающая в приконтактовых зонах, сечет эпидозитовые жилы. К северу от Эльмусского массива, по данным В.В. Сиваева (Сиваев и др., 1982), выявлены еще два небольших интрузивных тела сиенитов.



Рисунок 3.7 – Разновидности пород Эльмусского массива и зоны деформаций

3.2.2. Хаутаваарская структура (3.05-2.85 млрд лет)

Геологическое строение. Хаутаваарская структура расположена в южной части Ведлозерско-Сегозерского ЗП и вытянута в меридиональном направлении (рисунок 3.4). Изучением ее геологического строения, магаматизма и оруденения занимались С.И. Рыбаков, В.И. Робонен, А.И. Светова, Г.В. Ручкин, производственные работы проводились С.А. Морозовым, В.В. Сиваевым, А.Ф. Горошко (Морозов, Никольский, 1971; Серноколчеданные..., 1978; Рыбаков, 1980, 1987; Светова, 1988; Сиваев и др., 1982, 1988; Горошко, 1993, 1998). Геодинамические модели развития структуры продемонстрированы в работах В.Н. Кожевникова и С.А. Светова (Кожевников, 2000; Светов, 2005). Изучением ультрабазит-базитового магматизма с 60-х годов занимались М.Г. Попов, А.С. Морозов, В.В. Сиваев, А.Ф. Горошко, позднее М.М. Лавров и В.Д. Слюсарев (Морозов, Никольский, 1971; Сиваев и др., 1988; Слюсарев и др., 2007). Исследование Хаутаваарского массива проводилось В.В. Иваниковым (Иваников, 1997а-б). Обобщающая статья по магматизму и оруденению Хаутавааро-Ведлозерской площади была опубликована Л.В. Кулешевич (Кулешевич и др., 2009).

В стратиграфическом разрезе хаутаваарской серии выделяют пять свит (рисунок 3.8): нижняя *виетуккалампинская* (3.05-2.95 млрд лет): базальты, андезиты, дациты, риолиты и сопутствующие вулканогенно-осадочные ассоциации; *лоухиваарская* (3.05-2.90 млрд лет): коматииты, базальты, туфы, туффиты и хемогенно-экспаляционные породы, граувакки и моноконгломераты, графитистые сланцы, серноколчеданные руды, силициты и железистые кварциты; *калаярвинская* (до 2.85 млрд лет): сланцы по туфогенно-осадочным толщам среднекислого состава, дациты, силициты, углеродсодержащие сланцы и колчеданные руды; *кульюнская*: базальты и верхняя *усмитсанъярвинская*: углеродсодержащие сланцы, туфы и туффиты дацитового состава, кремнистые породы (Серноколчеданные..., 1978; Сиваев и др.,

1988; Светова, 1988; Стратиграфия..., 1992; Светов, 2005). Нарастание разреза происходило с запада на восток. Выходы пород усмитсанъярвинской свиты встречаются локально.

Возраст наиболее древних вулканитов виетуккалампинской свиты, развитых в западной части Хаутаваарской структуры, оценивается по крупнопорфировым дацитам Игнойльского некка – 2995 ± 20 млн лет (Сергеев, 1989), дацитовым обломкам в агломератах и граувакках Хаутаваарской структуры – 2944 ± 7.9 млн лет (Матреничев и др., 1990). Sm-Nd-изохронный возраст коматиит-базальтовой ассоциации лоухиваарской свиты составляет 2921 ± 55 (Светов, Хухма, 1999). Формирование древней БАДР-серии (виетуккалимпинская свита) и коматиито-базальтов (лоухиваарская свита) происходило синхронно при развитии энсиалической островной дуги и раскрытии задугового бассейна в переходной зоне океан-континент (Светов, 2005). В восточной части Хаутаваарской структуры развиты породы более молодой ассоциации калаярвинской свиты, верхний возрастной предел которых определяется прорывающими их дайками дацитов – 2862 ± 45 млн лет (Овчинникова и др., 1994) и риолитов – 2854 ± 14 млн лет (Сергеев, 1989). Формирование зеленокаменного пояса завершилось складчатостью и метаморфизмом зеленосланцевой – амфиболитовой фаций умеренных давлений (Рыбаков, 1980).

Интрузивный магматизм Хаутаваарской структуры представлен базит-гипербазитовым и гранитоидными комплексами (рисунок 3.8). В обрамлении развиты древние ТТГ Шуйского комплекса (2.86 млрд л.), граниты и гранито-гнейсы.

Ультрабазитовый магматизм проявлен на нескольких уровнях. Пластовые тела ультрабазитов прорывают вулканиты виетуккалампинской и лоухиваарской, а также калаярвинской свит. Они представлены серпентинизированными перидотитами, в меньшем объеме оливинитами и пироксенитами, сопровождаются в восточной полосе Cu-Ni-оруденением.

Ультрабазиты прорываются мезо- и меланократовыми габбро. Меланократовые габбро Виетуккалампинского массива, расположенного западнее одноименного озера, и пластовые интрузии в пределах структуры выделяются повышенной магнитностью и объединены в Виетуккалампинский комплекс феррогаббро (Слюсарев и др., 2007). Возраст массива определен U-Pb методом по циркону из габбро-пегматитов и составляет 2914 ± 9 млн лет (Носова и др., 2013). В восточном борту Хаутаваарской структуры выделяются детально неизученные тела габброидов (комплекс Кайнооя), внедрившиеся позднее Виетуккалампинского комплекса.

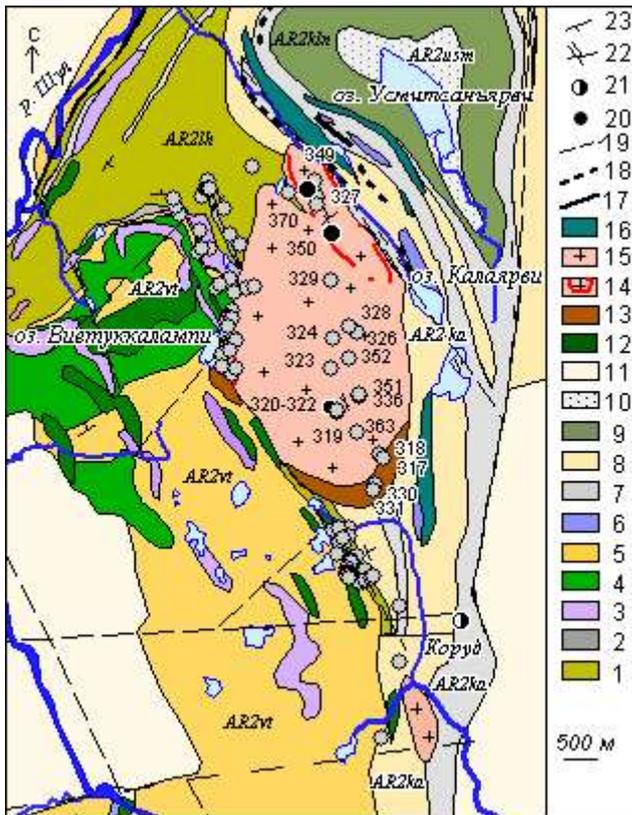


Рисунок 3.8 – Схема геологического строения Хаутаваарской структуры и Хаутаваарского массива. Составлена Л.В. Кулешевич, по (Сиваев и др., 1988) с дополнениями автора:

AR₂, лопий: 1-3 – лоухиваарская свита (1 – базальты, 2 – углеродистые сланцы, хемогенные осадки, 3 – коматииты (и интрузивные ультрабазиты), 4-5 – виетуккалампинская свита (4 – базальты, 5 – андезиты, дациты, риолиты), 6-8 – калаярвинская свита (6 – коматииты, интрузивные ультрабазиты, 7 – углеродистые сланцы, 8 – туфогенно-осадочная толща, риолиты, дациты, 9 – кульюнская свита (базальты), 10 – усмитсаньярвинская свита (туфогенно-осадочные породы). 11 – граниты, гранито-гнейсы (Шуйский комплекс), 12 – феррогаббро (Виетуккалампинский комплекс), 13-15 – Хаутаваарский массив (13 – габбро, монцодиориты, 14 – граносиениты, 15 – монцограниты), 16 – габбро (комплекс Кайнооя). 17 – руды S-Cu-Ni и 18 – колчеданные, 19 – разломы, 20 – рудопроявления Au-Mo-S, 21 – полиметаллические, 22 – кварцевый штокверк, 23 – элементы залегания

Смятые и метаморфизованные зеленокаменные толщи хаутаваарской серии и феррогаббро прорываются умереннощелочными дифференцированными массивами (Хаутаваарский, Чалка), относимыми по геохимическим характеристикам к санукитоидной серии (Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005). Возраст интрузивов ~2.74 млрд лет (Овчинникова и др., 1994; Bibikova et al., 2005). Хаутаваарский массив сопровождается полиметаллическими и Au-Mo-проявлениями. К югу от него расположен ряд более мелких тел гранитоидов аналогичного состава. Севернее Хаутаваарской структуры лопийские вулканиты прорываются крупным Чалкинским гранодиоритовым массивом.

На этапе 2.7-2.68 млрд лет назад произошло становление К-гранитов и пегматитов Виртаойского комплекса. В южной части структуры архейские толщи Хаутавааро-Ведлозерского ЗП прорываются Улялегским массивом гранитов-рапакиви и пегматитами (~1.54-1.5 млрд лет).

Архейские деформации имеют субмеридиональное, субширотное и СЗ простирание, реже СВ (Кулешевич и др., 2009; Кулешевич, Дмитриева, 2015). В северо-восточной части структуры на Хаутаваарском рудопроявлении установлены ССЗ зоны рассланцевания, формирование которых сопровождается метаморфогенно-метасоматическими изменениями коматиитов и колчеданных руд. Субмеридиональные деформации более широко представлены в южной, восточной и юго-западной частях площади. Субширотные деформации и разломы представляют собой жесткие смещения, блокируют в целом всю структуру, хорошо выделяются в западном обрамлении, ограничивают гранитоидный блок и разделяют Хаутаваарскую и

расположенную южнее Хюрсюльскую часть зеленокаменного пояса. Эти же направления фиксируются в позднеархейских умереннощелочных (санукитоидных) массивах и выделяются по трещиноватости и наличию кварцевых жил (аз. пр. от ~ 90 до 70° ВСВ и ЗЮЗ). К ним обычно приурочены более крупные кварцевые жилы с рудной минерализацией (Кулешевич, Дмитриева, 2015). Северо-восточные зоны расланцевания выделяются в СЗ части Хаутаваарской и Чалкинской структурах.

Хаутаваарский умереннощелочной санукитоидный массив расположен в центральной части зеленокаменной структуры, прорывает лопийские толщи (рисунок 3.8). Интрузив формирует штокообразное тело размером 6×3 км, в плане имеет изометричную форму, вытянут в субмеридиональном направлении. Кровля западной части массива погружается на запад под углом $30-45^\circ$. Восточный контакт почти вертикальный, перекрыт четвертичными отложениями и подсечен скважинами. В прикровельной части и эндоконтактных зонах встречаются измененные ксенолиты вмещающих метавулканитов (базальтов, андезитов) и более ранних фаз внедрения.

В строении массива геологами Карельской ГЭ было выделено три основные фазы и сопутствующие дайки (Сиваев и др., 1988). В.В. Иваниковым описано две магматические фазы: ранняя монцодиорит-монцонитовая и гранитоидная, включающая кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, монцограниты и граниты.

Автором Хаутаваарский массив изучался в ходе полевых работ 2012-2016 гг. В результате был отобран каменный материал (50 образцов) всех разновидностей дифференциатов, метасоматитов и образцы из рудных зон. Одновременно изучались изменения пород и минерализация в ореоле интрузива.

В строении Хаутаваарского массива на основе полученных данных можно выделить две интрузивные фазы. Породы I-фазы слагают западную и южную эндоконтактную зону, представлены монцогаббро и монцодиоритами. *Монцогаббро* встречаются на восточном берегу оз. Виетуккалампи. Породы измененные, меланократовые, среднезернистые, массивные или порфирировидные с полевошпатовыми вкрапленниками (рисунок 3.9/1). *Монцодиориты* развиты узкой полосой в южном эндоконтакте. Породы зеленовато-коричневые, однородные или пятнистые, часто имеют порфирировидную или трахитоидную структуру, обусловленную ориентированным расположением калишпата (рисунок 3.9/2). Возраст монцодиоритов оценивается в 2742 ± 23 млн лет (Bibikova et al., 2005). Стоит отметить, что в предшествующих работах габбро в составе Хаутаваарского массива не описывались, а были отнесены к Виетуккалампинскому комплексу феррогаббро.

Дифференциаты II-фазы занимают бóльшую часть массива, представлены кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами и монцогранитами. По минеральному составу породы

близки, переходы между ними неотчетливые, они содержат ксенолиты измененных мелкозернистых монцодиоритов более ранней фазы. *Кварцевые монцодиориты* встречаются в небольшом объеме в приконтактовой зоне и в прогибах кровли. Северную часть массива слагают лейкократовые, светло-серые, среднезернистые *граносиениты* (рисунок 3.9/3), центральную – розово-красные, средне-, крупнозернистые *монцограниты* (рисунок 3.9/4). Возраст умереннощелочных гранитов (монцогранитов) – 2743 ± 8 (Bibikova et al., 2005).



Рисунок 3.9 – Хаутаваарский массив: основные типы пород и метасоматические изменения в его ореоле

В западном экзоконтакте распространены многочисленные секущие аплитовидные биотит-полевошпатовые жилы и порфиоровые дайки (рисунок 3.9/5). На контакте жил в метагаббро I-фазы увеличивается содержание биотита. В западном ореоле массива проявлена интенсивная калишпатизация и биотитизация вмещающих пород, связанная с метасоматическими процессами, сопровождающими становление Хаутаваарского массива (рисунок 3.9/6).

3.3. Костомукшская зеленокаменная структура (2.84-2.71 млрд лет; Западная Карелия)

Геологическое строение. Костомукшская зеленокаменная структура (Костомукшко-Гимольский ЗП) расположена в СЗ части Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО),

сложена породами коматиит-базальтовой, риолит-дацитовой и осадочной ассоциаций (рисунок 3.10). Изучение ее геологического строения, возрастной последовательности и структурно-тектонического формирования осуществлялось рядом исследователей (геологами Карельской ГЭ и ГОКа, НИИ – Чернов, 1959, 1964; Лазарев, Кожевников, 1973; Горьковец и др., 1981, 1991; Горьковец, Раевская, 1981; Раевская и др., 1992; Кожевников, 1982, 1992, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000б; Самсонов и др., 2004; Puchtel et al., 1997, 1998; Samsonov et al., 1995 и др.). Автором при полевых работах на Костомукшской структуре (2011 г.) отобран каменный материал, получены химические и ICP-MS анализы пород, шлифы и аншлифы. Данные по массивам Шурловаара, Ниemiaрви и Восточный предоставлены научным руководителем.

В строении структуры выделяют нижнюю *нюкозерскую*, среднюю *контокскую* и верхнюю *гимольскую* серии (Стратиграфия..., 1992; Горьковец и др., 1981, 1991).

Нижняя терригенная *нюкозерская толща* включает разнообразные гнейсы по метапесчаникам и аркозам, реже прослой полевошпатовых кварцитов и мигматиты. Средняя существенно вулканогенная *контокская серия* объединяет ниemiaрвинскую (метабазальты с редкими прослоями коматиитов, магнетитовые кварциты, 2888-2843 млн л.), шурловаарскую (риодациты и их туфы, туффиты, магнетитовые сланцы, кварциты, реже углеродистые сланцы, 2801-2795 млн л.) и рувинваарскую (метабазальты, коматииты, реже углеродистые сланцы и кварциты, представленные тальк-хлоритовыми, тальк-карбонатными, тремолитовыми сланцами и серпентинитами) свиты. Верхняя осадочная *гимольская серия* включает суккозерскую (полимиктовые конгломераты, гравелиты, граувакки), костомукшскую (железистые кварциты, углеродистые и биотитовые сланцы) и сурлампинскую (кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы, редкие прослой магнетитовых кварцитов) свиты и выделяется как флишевая формация. К костомукшской свите приурочены железорудные месторождения Костомукшское и Корпангское.

Сложное геологическое строение Костомукшской структуры, полученные изотопно-геохимические и геохронологические данные, а также детальное структурное изучение способствовали возникновению различных геологических разрезов (Кожевников, 1982, 2000, 2007; Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000б).

Исследователями предложены следующие геодинамические модели формирования структуры: внутриконтинентальное развитие (Раевская и др., 1992; Лобач-Жученко и др., 2000б; Ранний докембрий..., 2005; Глубинное строение..., 2010), либо в результате аккреции синхронно сформированных в зоне перехода «океан-континент» стратотектонических ассоциаций – океанического плато, задугового бассейна и окраинно-континентальной дуги (Кожевников, 2007; Самсонов и др., 2004; Samsonov et al., 2005).

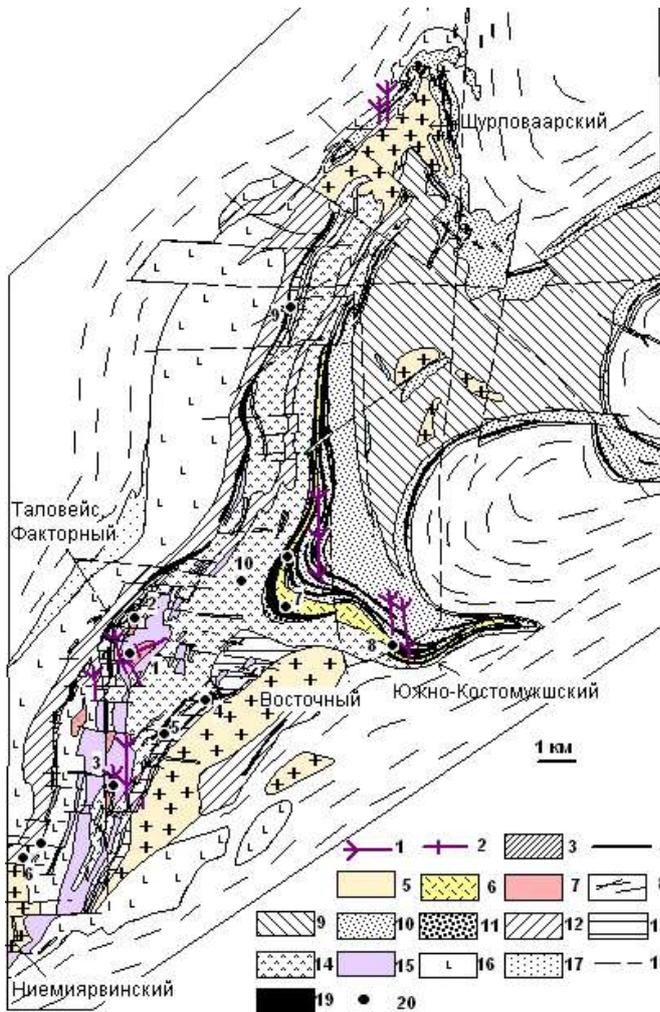


Рисунок 3.10 – Схема геологического строения Костомукшской структуры. Составлена Л.В. Кулешевич по материалам отчета В.Н. Фурмана (1998), взята из статьи (Кулешевич, Дмитриева, 2014):

1 – лампроиты, 2 – лампрофиры, 3 – габбро, 4 – порфировые дайки, 5 – граниты (2.7-2.68 млрд л., Восточный, Ниemiaрвинский, Шурловаарский), 6 – геллефлинты, 7 – комплекс Таловейс (санукитоиды): диориты, гранит-порфиры (2.72 млрд л.), 8 – гранито-гнейсы обрамления, 9-11 – гимольская серия: 9 – сурлампинская свита (кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы), 10 – костомукшская свита (железистые кварциты), 11 – суккозерская свита (терригенные осадки), 12-16 – контокская серия: 12 – шурловаарская свита (сланцы по породам кислого и среднего состава), 13 – полосчатая железисто-кварцитовая толща восточного борта структуры, 14-15 – рувинваарская свита (14 – амфиболиты по базальтам и андезибазальтам, 15 – метакоматииты), 16 – ниemiaрвинская свита (метабазальты), 17 – нюкозерская серия (биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы по метапесчаникам и аркозам), 18 – разломы, 19 – железистые кварциты, 20 – рудопроявления золота: 1 – Таловейс, 2 – Факторное, 3 – Берендей, 4 – Кургенлампи, 5 – Восточное, 6 – Ниemiaрви, 7 – Центрально-Костомукшское, 8 – Южно-Костомукшское, 9 – Западно-Рувинваарское, 10 – Рувинваарское

Кислый интрузивный магматизм. Гранитоиды ТТГ-серии в обрамлении структуры рассматриваются исследователями как фундамент супракрустальных толщ (Горьковец и др., 1982; Лобач-Жученко и др., 2000б), либо как синтетектонические интрузии, по времени сопряженные с формированием кислых вулканитов (Самсонов и др., 2001, 2004; Samsonov et al., 2005). Возраст массивов приведен в таблице 3.3.

Гранитоиды восточного обрамления структуры по составу варьируют от тоналитов до гранодиоритов и гранитов известково-щелочного ряда (Samsonov et al., 2005). Возраст пород оценивается в 2790 ± 20 млн лет (Бибикова и др., 2005).

Гранитоиды западного обрамления представлены высокоглиноземистыми трондьемитами адакитовой серии, являющимися индикаторами субдукционной обстановки (Samsonov et al., 2005). Их возраст составляет 2747 ± 17 млн лет. Некоторые исследователи рассматривают эти породы, как гранитоиды, сформированные в высокотемпературных условиях гранулитовой фации во внутриконтинентальной обстановке (Геологическое строение..., 2010).

Таблица 3.3 – Возраст гранитоидного магматизма Костомукшской структуры

Массив	Порода	Метод	Возраст (млн л.)	Ссылка
Шурловаарский	микроклиновые граниты	U-Pb	2679±8	3
Восточный (гора Таловейс)	граниты	U-Pb, Zrn	2700	1
	гранит-порфиры, секущие сланцы гимольской серии (геллефлинты)	U-Pb, Zrn	2707±31	3
	плагииграниты	U-Pb, Zrn	2710	1
Таловейс (Центральный)	диориты гранодиориты	U-Pb, Zrn	~2715	2, 4
гранитоиды западного обрамления	ТТГ (адакитовая серия)	U-Pb, Zrn	2747±17	2
гранитоиды восточного обрамления	ТТГ (БАДР-серия)	U-Pb, Zrn	2790±20	2

Ссылки: 1 – Бибикина и др., 1977; 2 – Бибикина и др., 2005; 3 – Лобач-Жученко и др., 2000б; 4 – Самсонов и др., 2004

Поздне- и посттектонические гранитоиды представлены внутрискрутурным комплексом *Таловейс* (диориты – 2710±27 млн л., гранит-порфиры – 2725±16 млн л., Bibikova et al., 2005), в восточном борту структуры – массивом *Восточный*, в северной и южной частях – *Ниemiaрвинским* и *Шурловаарским* (2.7-2.68 млрд лет), соответственно.

Санукитоидный магматизм представлен комплексом Таловейс (~2.72 млрд лет), включающим две магматические фазы – диориты, кварцевые диориты и гранит-порфиры, а также дайковые тела диоритов (Самсонов и др., 2004; Лобач-Жученко и др., 2005б; Кулешевич, 2002; Кулешевич, Дмитриева, 2014 и др.). Интрузивные тела прорывают метавулканы контоксской серии. Комплекс Таловейс является представителем более молодых санукитоидов западной зоны.

В восточном обрамлении структуры расположен массив Восточный (гора Таловейс), протягивающийся на 8 км в СВ направлении. Он представлен тоналитами, гранитами и секущими их мелкозернистыми аплитами и пегматитами. В северной части массива породы грейзенизированы и сопровождаются молибденовой минерализацией.

Гранитный массив Ниemiaрви прорывает метакоматииты рувинваарской и metabазальты ниemiaрвинской свит. Порода массивные, содержат редкие маломощные пегматитовые жилы, ориентированные в СВ направлении (Ранний докембрий..., 2005).

Шурловаарский массив микроклиновых гранитов вытянут в СВ направлении до 4 км, содержит ксенолиты гнейсов гимольской серии (Ранний докембрий..., 2005).

Микропорфиры существенно натриевого риодацитового состава (геллефлинты) имеют возраст 2707±31 млн л., прорывают осадочную толщу костомукшской свиты (Лобач-Жученко и др., 2000б).

Санукитоидный комплекс Таловейс объединяет внутрискрутурные массивы Факторный и Центральный, порфировые дайки участков Таловейс и Берендей, с которыми связано золотое оруденение (Кулешевич, 2002, 2004; Кулешевич и др., 2000, 2005, 2006).

Шток Центральный имеет размеры 250-400×1000 м, прорывает базальты и коматииты центральной части Костомукшской структуры (рисунок 3.11). Массив имеет зональное строение, сложен диоритами-кварцевыми диоритами и прорывающими их гранит-порфирами. Породы II-фазы имеют субширотное простирание и погружаются на СВ. Гранит-порфиры содержат ксенолиты диоритов ранней фазы и метаморфизованных вмещающих пород. В апикальной части массива и во вмещающих толщах северного эндоконтакта встречаются секущие дайки тонкозернистых диоритовых порфиритов (микродиоритов), натриевых риодацитов (фельзитов) и аплитов, внешне подобных геллефлинтам. Гранит-порфиры прорываются маломощными субширотными дайками лампрофиров и более поздних лампроитов (1.3 млрд л.) СЗ простирания. Породы комплекса Таловейс подвержены березитизации. Геохимические особенности диоритов и гранит-порфиром отвечают санукитоидной серии (Самсонов и др., 2004; Кулешевич, Дмитриева, 2014; Lobach-Zhuchenko et al., 2005).

Шток Факторный вытянут в СВ направлении, сложен диоритами и кварцевыми диоритами I-фазы.

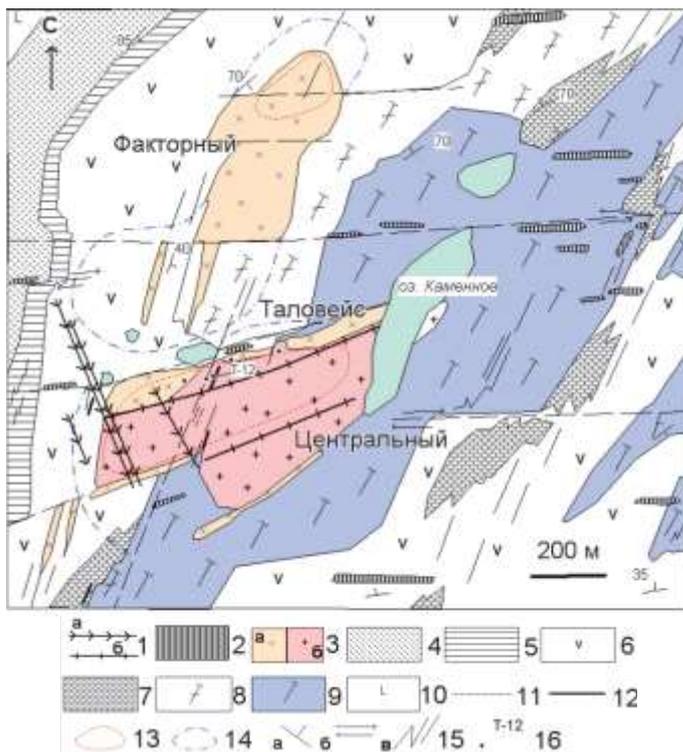


Рисунок 3.11 – Схема геологического строения массивов Факторный и Центральный комплекса Таловейс, по (Кулешевич, 2002, 2004; Кулешевич, Фурман, 2009; Кулешевич и др., 2013; Кулешевич, Дмитриева, 2014):

1 – лампроиты (а), лампрофиры (б); 2 – габбро; 3 – диориты (а), гранит-порфиры (б); 4 – шурловаарская свита; 5 – железистые кварциты западной полосы; 6 – амфиболиты по базальтам (рувинваарская свита); 7 – вариолитовые метабазальты; 8 – тремолитовые сланцы по коматиитобазальтам; 9 – метакоматииты; 10 – амфиболиты (ниемиярвинская свита); 11 – разломы и смещения; 12 – кварцевые жилы; 13 – штокверки в диоритах и гранит-порфирах и 14 – вмещающих толщах; 15 – элементы залегания (а), сдвиговые зоны (б), складчатость, рассланцевание (в); 16 – рудные образцы

Выводы по главе 3

На основании особенностей локализации и геологического строения изучаемых интрузивов можно сделать следующие выводы:

1) Неоархейские массивы санукитоидов Центральной Карелии отличаются геологическим строением и составом магматических фаз. Среди них можно выделить две группы – *северную* (Сяргозерский, Шаравалампи, Панозерский, Западно-Хижъярвинский массивы и близкий к ним Эльмусский) и *южную* (массивы Хаутаваарский, Чалка и другие небольшие интрузивные тела аналогичного состава, расположенные в Хаутаваарской зеленокаменной структуре).

2) Массивы *северной группы-I* распространены на Ондозерско-Сегозерской площади и в северной части Ведлозерско-Сегозерского ЗП (СЗ окраина Водлозерского домена). Интрузивы сложнодифференцированные, представлены пироксенитами, габбро, монцонитами и сиенитами, они прорывают разновозрастные лопийские вмещающие толщи. Изменения пород сопровождаются калишпатизацией и биотитизацией.

3) Массивы *южной группы-II* развиты вдоль западной окраины древнего Водлозерского домена, имеют преимущественно гранитоидный состав. Они прорывают лопийские вмещающие толщи (3.0-2.85 млрд лет), дифференцированы от габбро-монцодиоритов до граносиенитов и монцогранитов (Хаутаваарский массив), либо имеют преимущественно гранодиоритовый состав (Чалкинский массив). Изменения пород – эпидот-биотитовые и кварц-серицитовые.

4) Комплекс Таловейс, являющийся представителем более молодых (~2.72 млрд лет) санукитоидов (СЗ Каредия) прорывает коматииты и базальты контоксской серии (ниемиярвинская свита, 2888-2843 млн лет). Массивы комплекса (Центральный и Факторный) сложены двумя интрузивными фазами, дифференцированы от диоритов и кварцевых диоритов до гранит-порфиров. Изменения пород проявлены на уровне березитизации. Комплекс Таловейс обладает схожим геологическим строением и составом магматических фаз с массивами южной группы.

ГЛАВА 4. ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

4.1. Петрографо-петрохимическая характеристика пород Сяргозерского и Устьволомского комплексов

Петрографическая характеристика пород

Сяргозерский умереннощелочной комплекс объединяет три магматические фазы – *пироксениты* и *габбро* (I), *диориты* (II), *сиениты* и *кварцевые сиениты* (III).

Первая фаза комплекса дифференцирована от пироксенитов до габбро. Массивные средне-, крупнозернистые *пироксениты* сложены клинопироксеном (70-85 %), магнетитом и ильменитом (5-10 %), F-апатитом (3-10 %), титанитом (5-15 %). Акцессорные минералы: циркон, Се-эпидот, алланит. Клинопироксен представлен диопсидом (рисунок 4.1/1-2). В рудных горизонтах содержание магнетита и ильменита увеличивается до 20 % (Слюсарев и др., 2001 и наблюдения автора).

Пироксениты преобразованы в различной степени. Пироксен частично или полностью замещается темно-зеленой роговой обманкой (рисунок 4.1/3-4), по которой, в свою очередь, развивается светло-зеленый волокнистый актинолит. По химическому составу роговая обманка относится к паргасит/магнезиогастингсит-эденитовому ряду (Слюсарев и др., 2001; Егорова, 2014).

Становление сиенитовой фазы сопровождается щелочным метасоматозом по пироксенитам, проявленным в их амфиболизации, эпидотизации, обогащением титанитом (до 15 %) и апатитом, наложением биотита, флогопита, Ва-содержащих полевых шпатов и более поздних барита и REE-F-карбонатов.

Габбро изменены более интенсивно, они содержат плагиоклаз до 50-60 %, замещенный альбитом и цоизитом, роговую обманку, коричневато-зеленый биотит.

Вторая фаза. *Диориты* состоят из бледно-зеленого порфиробластического амфибола (30-40 %), олигоклаза (35-50 %), биотита (5-10 %), титанита (1-3 %) и апатита. При изменении пород плагиоклаз замещается альбитом и цоизитом.

Третья фаза. *Сиениты, кварцевые сиениты* представляют собой красноватые до бледно-розовых, массивные, средне- и крупнозернистые породы. В Сяргозерском массиве они обладают гигантозернистой порфировидной структурой. Мезократовые разности сменяются лейкократовыми по мере удаления от контакта с пироксенитами I-фазы. Содержание темноцветных минералов в сиенитах и кварцевых сиенитах варьирует от 5 до 30 %. Породы сложены полевыми шпатами (60-80 %), диопсидом (5-7 %), роговой обманкой (10-15 %), актинолитом (2-12 %), эпидотом (1-5 %), биотитом (1-2 %), титанитом (2-3 %), апатитом (2-3

%). В кварцевых сиенитах содержание кварца возрастает до 7-10 %. Количество магнетита и ильменита незначительное (1-2 %). Аксессуары минералы: циркон, Се-эпидот, алланит.

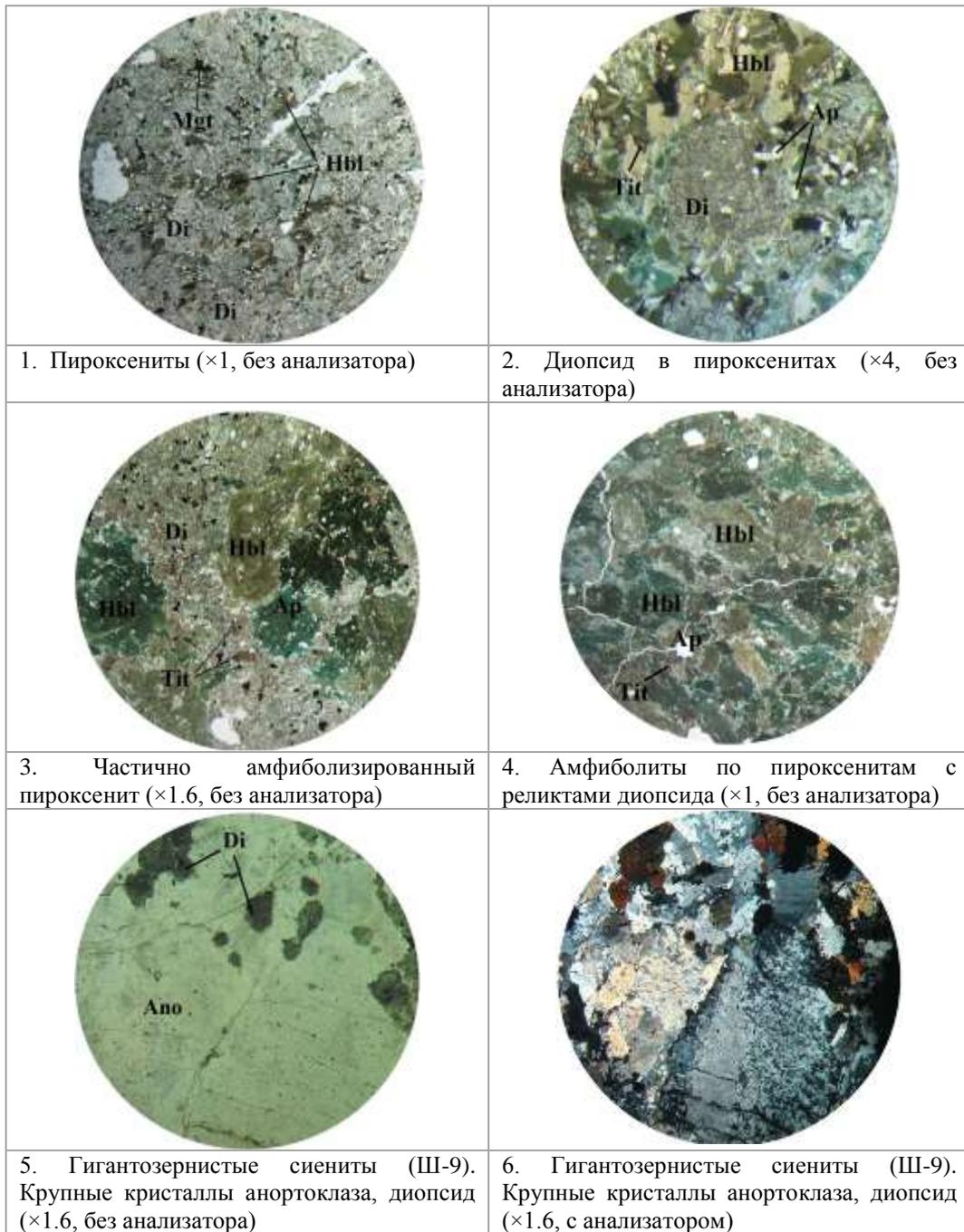


Рисунок 4.1 – Петрографическая характеристика пироксенитов и сиенитов Сяргозерского комплекса:

1-4 – массив Шарвалампи, 5-6 – Сяргозерский массив (здесь и далее: увеличение $\times 1$ соответствует полю зрения 2 см, $\times 1.6$ – 11 мм, $\times 2.6$ – 7 мм, $\times 4$ – 4 мм)

В сиенитах клинопироксен по составу отвечает диопсиду ($Wo_{141.56-49.22}$, $En_{26.57-32.87}$, $Fs_{7.88-19.0}$; таблица 4.1, рисунок 4.2). Он замещается роговой обманкой, по которой в свою очередь развивается актинолит. Полевые шпаты представлены анортоклазом, микроклином и альбитом (таблица 4.2, рисунок 4.3).

Лейкократовые гигантозернистые порфирировидные сиениты (рисунок 4.1/5-6) на 70-75 % сложены крупными зернами анортоклаза размером до 4 см: An 0.8-2.87 %, Or 33.18-46.42 %, Ab 51.05-64.17 % (таблица 4.2/16-21, рисунок 4.3), что отмечалось и ранее (Слюсарев и др., 2001). Анортоклаз при снижении температуры распадается на альбит и решетчатый микроклин. Основная масса сиенитов обычно сложена мелкозернистым микроклином, альбитом, диопсидом, роговой обманкой и актинолитом.

Таблица 4.1 – Химический состав пироксенов сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
Порода	Сиенит							
Минерал	Диопсид							
№ обр.	9	9	9	9	9	9	9/2	9/2
№ уч.	6_3	6_4	7_6	8_4	9_1	10_4	6_3	7_2
SiO ₂	52.55	51.97	52.81	52.02	52.26	53.07	52.98	52.34
Al ₂ O ₃	0.67			1.03	0.74	0.61		0.62
CaO	22.13	23.20	23.54	22.18	22.15	22.48	23.96	22.74
MgO	10.89	11.56	11.01	11.07	10.5	9.53	11.69	11.21
FeO	11.44	11.21	11.27	11.74	11.84	12.27	10.74	11.35
Na ₂ O	1.64	1.29	1.37	1.95	1.92	1.2		1.73
MnO	0.68	0.78			0.59	0.84	0.62	
Сумма	100.0	100.01	100.0	99.99	100.0	100.0	99.99	99.99
mg#	0.62	0.64	0.63	0.62	0.61	0.58	0.66	0.63
Формула рассчитана на 6 катионов								
Si	1.972	1.951	1.984	1.944	1.961	2.015	2.008	1.958
Al	0.030	0.000	0.000	0.045	0.033	0.027	0.000	0.027
Fe ³⁺	0.145	0.192	0.132	0.209	0.185	0.031	0.000	0.183
Fe ²⁺	0.214	0.159	0.221	0.158	0.186	0.358	0.340	0.171
Mn	0.022	0.025	0.000	0.000	0.019	0.027	0.020	0.000
Mg	0.609	0.646	0.616	0.616	0.587	0.539	0.660	0.625
Ca	0.890	0.933	0.947	0.888	0.890	0.914	0.972	0.911
Na	0.119	0.094	0.100	0.141	0.140	0.088	0.000	0.125

Таблица 4.2 – Химический состав полевых шпатов сиенитов и кварцевых сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Порода	Сиениты								Кварцевые сиениты				
Минерал	Микроклин						Альбит		Микроклин			Альбит	
SiO ₂	62.44	63.68	63.73	63.99	64.07	64.1	68.0	68.9	64.07	64.28	63.04	68.25	68.29
Al ₂ O ₃	18.07	18.48	18.9	18.52	18.12	18.4	20.1	18.8	18.27	18.51	18.23	19.85	19.95
Na ₂ O							11.9	12.3				11.91	11.76
CaO													
K ₂ O	18.36	16.77	16.96	17.4	16.67	16.6			17.29	16.71	17.53		
BaO	1.13	1.07	1.4	0.09	1.15	0.91			0.38	0.5	1.2		
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ab	0	0	0	0	0	0	100	100	0	0	0	100	100
An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	100	100	100	100	100	100	0	0	100	100	100	0	0
№ обр.	III-2								III-11				
№ уч.	2_3	2_5	2_6	2_9	9_11	9_12	2_4	5_7	2_3	3_4	5_4	2_4	3_5

Продолжение таблицы 4.2

№ п.п.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Порода	Кварцевый сиенит		Гигантозернистый сиенит										
Минерал	Альбит		Анортоклаз						Микроклин				
SiO ₂	67.57	68.97	65.8	66.47	65.35	65.65	66.85	67.09	63.3	64.28	63.27	63.4	64.11
Al ₂ O ₃	20.27	20.0	18.8	18.37	19.38	18.94	19.2	18.23	18.8	18.58	18.48	18.6	18.5
Na ₂ O	12.16	11.02	7.39	7.82	7.85	6.22	7.31	7.88					
CaO			0.48	0.67	0.63	0.56	0.17	0.59					
K ₂ O			6.9	7.14	6.79	8.62	6.47	6.21	16.4	16.92	16.82	17.4	16.54
BaO			0.67						1.49	0.23	1.43	0.59	0.85
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ab	100	100	60.7	60.72	62.05	51.05	62.76	64.17	0	0	0	0	0
An	0	0	2.17	2.87	2.74	2.53	0.8	2.65	0	0	0	0	0
Or	0	0	37.16	36.87	35.21	46.42	36.44	33.18	100	100	100	100	100
№ обр.	Ш-11		Ш-9										
№ уч.	5_5	27_3	19_1	1_2	2_1	3_1	4_1	5_1	2_1	2_3	3_5	6_5	6_6

Окончание таблицы 4.2

№ п.п.	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
Порода	Гигантозернистый сиенит										
Минерал	Микроклин						Альбит				
SiO ₂	64.37	63.44	64.27	63.9	63.57	68.6	66.1	68.3	68.25	67.2	
Al ₂ O ₃	18.43	17.57	18.23	18.3	18.36	19.7	19.59	20.78	18.85	19.89	
Na ₂ O						11.6	14.31	10.92	12.9	12.91	
CaO											
K ₂ O	16.96	17.8	17	16.5	17.01						
BaO	0.23	1.18	0.51	1.31	1.07						
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Ab	0	0	0	0	0	100	100	100	100	100	
An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Or	100	100	100	100	100	0	0	0	0	0	
№ обр.	Ш-9										
№ уч.	6_8	8_5	8_13	9_4	10_2	6_9	2_2	3_4	9_3	10_1	

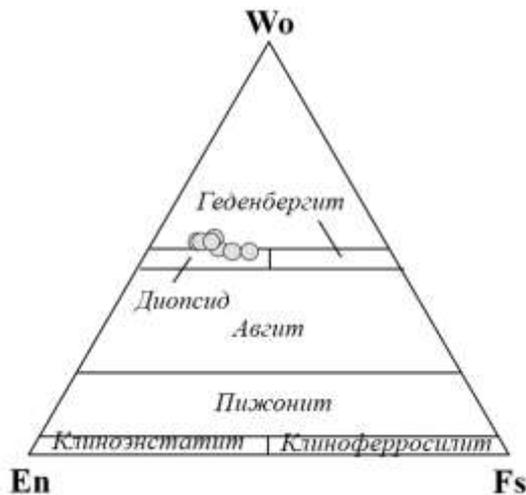


Рисунок 4.2 – Состав клинопироксенов гигантозернистых сиенитов Сяргозерского комплекса

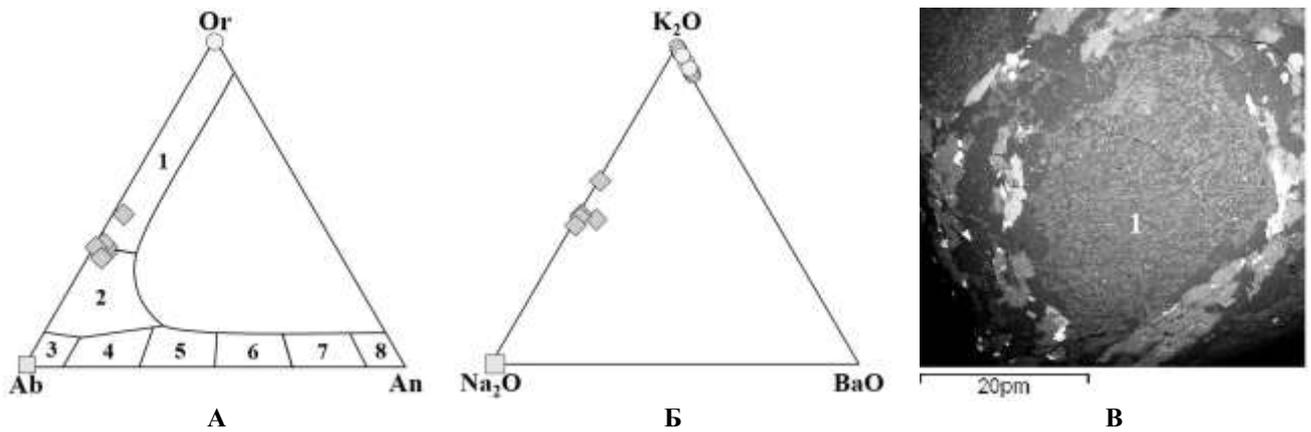


Рисунок 4.3 – Состав полевых шпатов гигантозернистых сиенитов Сяргозерского массива на тройных диаграммах Or-Ab-An (А), K₂O-Na₂O-BaO (Б) и крупное зерно анортоклаза (В):

Обр. Ш-9, Ша-9. А: поля составов 1 – санидина, 2 – анортоклаза, 3 – альбита, 4 – олигоклаза, 5 – андезина, 6 – лабрадора, 7 – битовнита, 8 – анортита. В: 1 – анортоклаз с пертитами распада

Титанит образует ромбовидные или гипидиоморфные зерна, часто бывает зонален, содержит примесь легких REE. На поздних стадиях в сиенитах появляется барит и REE-F-карбонаты. В гигантозернистых сиенитах встречаются единичные зерна целестина. Бастнезит обычно образует каймы вокруг магнетита.

Устьволомский плагиогранит-гранодиоритовый комплекс. Гранодиориты *Северо-Сяргозерского* массива имеют порфириовидную структуру, содержат плагиоклаз (45-50 %), микроклин (20-25 %), кварц (25 %), биотит (1-2 %). Вкрапленники представлены микроклином, размер которого достигает 5 мм. Основная мелкозернистая масса сложена плагиоклазом, микроклином, биотитом и кварцем. Акцессорные минералы представлены титанитом, вторичные – эпидотом (4-6 %) и серицитом (1-2 %).

Породы *Устьволомского* массива имеют близкий минеральный состав. Гранодиориты обладают крупнозернистой порфириовидной структурой, иногда катаклазированы. Вкрапленники представлены плагиоклазом и микроклином. Породы содержат плагиоклаз (40 %), микроклин (до 30 %), кварц (25-30 %), биотит (4 %), титанит, эпидот (2-4 %), серицит (3-4 %), единичный хлорит. Олигоклаз интенсивно замещается серицитом, по микротрещинкам в нем развивается кальцит (0.5 %). Преобразование пород соответствует березитизации. По микропрожилкам в породе развиваются эпидот, биотит, серицит и титанит.

Плагиограниты в районе уч. Шаравалампи мелкозернистые, порфириовидные со слабо гнейсовидной текстурой, состоят из плагиоклаза (60-65 %), кварца (~25 %), амфибола (2-4 %), биотита (2-3 %) и титанита (1-2 %). Вторичные минералы – эпидот (2-3 %) и серицит (2-3 %). Количество плагиоклазовых вкрапленников 10-15 %. Плагиоклаз замещается эпидотом и серицитом. По микропрожилкам развиваются эпидот, биотит, амфибол и титанит.

Плагиограниты Восточно-Шаравалампинского массива содержат серицитизированный плагиоклаз (60-70 %), кварц (10-20 %), амфибол (1-6 %), биотит (2-4 %), титанит (1-3 %), апатит (Слюсарев и др., 2001).

Петрохимическая характеристика пород

Сяргозерский умереннощелочной комплекс (Дмитриева, 2012б, 2013). Содержание SiO_2 возрастает от 43.5 % в пироксенитах до 63.5 % в кварцевых сиенитах, сумма щелочей – от 1.7 до 11.4 % (рисунок 4.4).

Содержание кремнезема в *пироксенитах* варьирует от 39.83 до 44.72 % (приложение 1). Сумма щелочей увеличивается от 1.55 до 3.27 %. Магнезиальность (mg#) пироксенитов составляет 0.45-0.63. Содержание TiO_2 в породах 1.64-2.28 %, P_2O_5 0.84-2.16 %. В рудных зонах концентрация суммарного железа возрастает до 19.63 %. В пироксенитах, подверженных интенсивной калишпатизации и окварцеванию, содержание SiO_2 возрастает до 53.74 %, одновременно увеличивается содержание Al_2O_3 (12.87 %), щелочей (8.69 %) и снижается магнезиальность (mg#=0.36).

Диориты отличаются большим содержанием SiO_2 (51.82-57.5 %) и суммы щелочей (6.27-7.58 %). Количество Al_2O_3 варьирует от 14 до 15.6 %, CaO – от 4.1 до 7.75 %, магнезиальность пород высокая – 0.5-0.66. Концентрация ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) в породах составляет 6.67-9.32 %, TiO_2 – 0.74-1.13 %, P_2O_5 – 0.42-0.68 %.

Сиениты и кварцевые сиениты. Содержание кремнезема возрастает от 58.4 % в сиенитах до 63.62 % в кварцевых сиенитах (приложение 1; рисунок 4.4). Одновременно увеличивается сумма щелочей от 9.6 до 11.39 %, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 1.18-1.93. Породы принадлежат к умереннощелочному ряду. Магнезиальность варьирует от 0.36 до 0.45, при содержании MgO 1.31-2.54 %. Количество CaO в породах 2.53-4.29 %, но может возрастать до 7.95 % в связи с наложением эпидотизации, развитием эпидотовых гнезд и микропрожилков, при этом MgO уменьшается до 0.36 %. В сиенитах и кварцевых сиенитах закономерно изменяются содержания петрогенных компонентов, так с увеличением SiO_2 снижается количество MgO , CaO , ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$), TiO_2 (0.93-0.48 %) и P_2O_5 (0.59-0.26 %), незначительно изменяется концентрация Al_2O_3 (14.85-16.4 %) и увеличивается сумма щелочей, это отражает процесс фракционирования породообразующих и аксессуарных минералов.

Жильная фаза. В районе береговой линии оз. Сяргозеро (дер. Сяргозеро) лопийские metabазальты прорываются пегматоидными жилами, аналогичными по составу сиенитам (приложение 1).

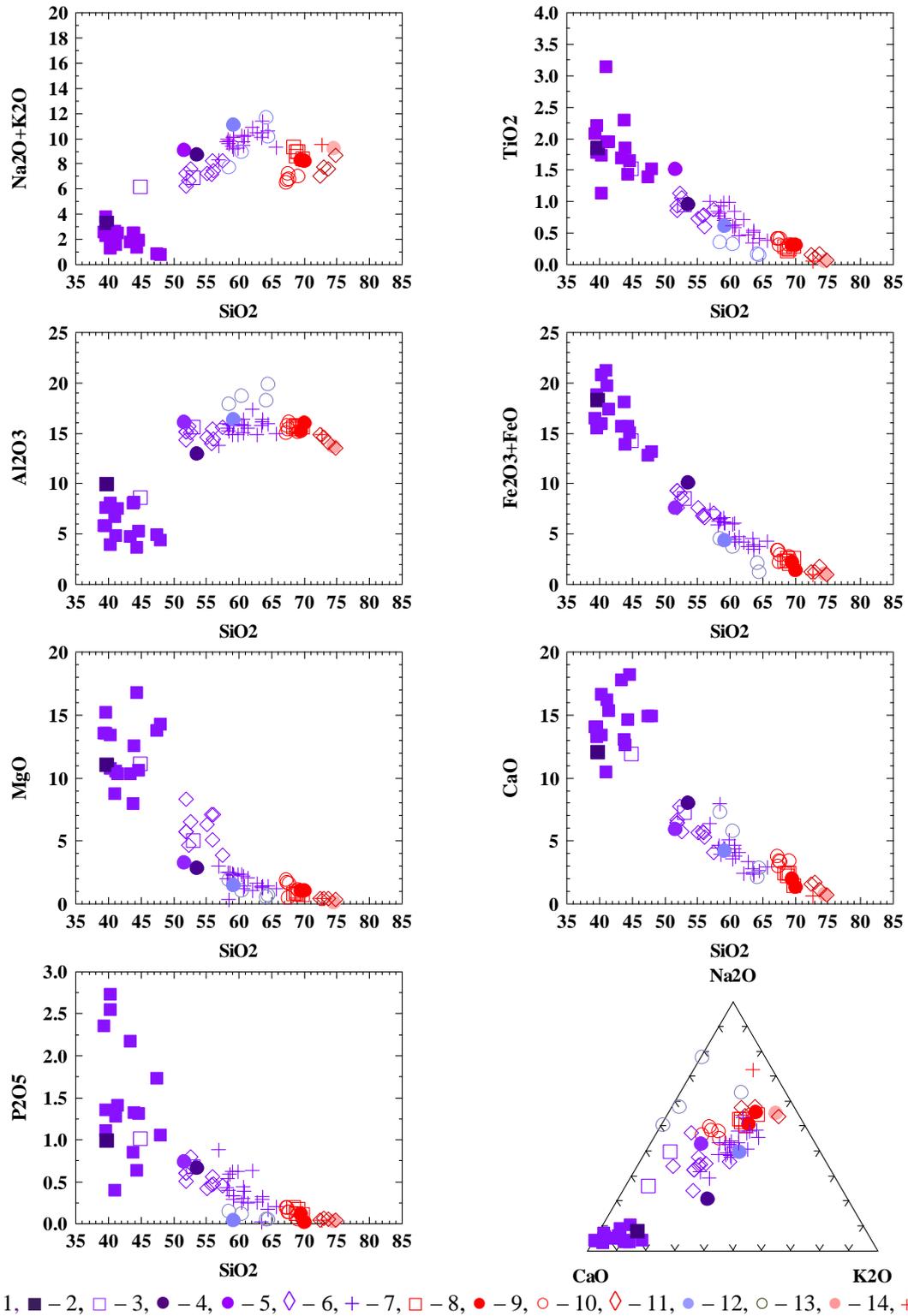


Рисунок 4.4 – Петрохимические диаграммы для пород Сяргозерского и Устьволомского комплексов:

1-7 – Сяргозерский умереннощелочной комплекс: 1 – пироксениты, 2 – пироксениты эпидотизированные, 3 – ксенолиты пироксенитов, 4 – калишпатизированные пироксениты, 5 – биотитизированные габбро (Сяргозерский массив), 6 – диориты, габбродиориты, 7 – сиениты, кварцевые сиениты; 8-11 – Устьволомский комплекс: гранодиориты 8 – Северо-Сяргозерского и 9 – Устьволомского массивов, 10 – плагиограниты участка Шаравалампи, 11 – плагиограниты Восточно-Шаравалампинского массива. Жильная фаза: 12 – пегматоидная сиенитовая жила, 13 – полевошпатовые жилы, секущие пироксениты и сиениты, 14 – тонкозернистая гранит-порфировая жила в пироксенитах, 15 – аплитовые жилы альбититов, секущие пироксениты

На участке Шаравалампи породы Сяргозерского комплекса секутся многочисленными аплитовидными и среднезернистыми полевошпатовыми жилами, варьирующими по составу от монцонитов до сиенитов, а также альбититами (приложение 1, рисунок 4.4). Для последних характерно большее содержание кремнезема – 72.77 % при сумме щелочей 9.57 % ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2.95$) и, как правило, меньшее содержание большинства петрогенных компонентов.

Устьволомский комплекс. Гранодиориты Северо-Сяргозерского массива содержат SiO_2 68.56-69.22 %, Al_2O_3 15.32-15.57 %, сумма щелочей 8.86-9.28 % (приложение 1, рисунок 4.4). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ равно 1.67-1.98. Магнезиальность пород изменяется в пределах 0.38-0.44.

Гранодиориты Устьволомского массива содержат SiO_2 69.58-70.17 % при сумме щелочей 8.18-8.25 %, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 1.65-1.8. Породы обладают повышенной магнезиальностью – 0.47-0.58.

Плаггиограниты района оз. Шаравалампи содержат SiO_2 67.52-69.15 %, Al_2O_3 – 15.02-15.71 %, характеризуются нормальной щелочностью – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=6.69-6.96$ %. Породы принадлежат к натриевой серии, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует от 2.22 до 2.53. Магнезиальность плаггиогранитов – 0.42-0.48.

На петрохимических диаграммах (рисунок 4.4) породы Сяргозерского комплекса (пироксениты, диориты, сиениты) отличаются повышенной щелочностью, формируют единый эволюционный тренд изменения состава, что предполагает их генетическую связь и фракционный характер кристаллизации. С увеличением содержания кремнезема линейно уменьшается концентрация TiO_2 , $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$, MgO , CaO , P_2O_5 . Для умереннощелочного комплекса характерно резкое снижение магнезиальности при увеличении кремнекислотности, что отмечалось ранее другими исследователями (Егорова, 2014). Некоторые отклонения составов пород от намеченных петрохимических трендов могут быть связаны как с неоднородным распределением кумулюсных фаз, так и с наложенными процессами изменения. Близкие по возрасту гранитоиды Устьволомского комплекса образуют обособленную группу. Относительно Сяргозерского умереннощелочного комплекса они отличаются более высокой кремнекислотностью и меньшими содержаниями щелочей, $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ и P_2O_5 .

4.2. Петрографо-петрохимическая характеристика пород Эльмусского умереннощелочного массива и гранитоидов Эльмусской площади

Петрографическая характеристика пород

Эльмусский умереннощелочной массив включает две магматические фазы – пироксениты (I), монцодиориты и кварцевые монцодиориты (II).

Массивные среднезернистые *пироксениты* подвержены интенсивному изменению, состоят из реликтовых зерен пироксена (преимущественно моноклинного, реже встречается ромбический, в сумме до 10-25 %), амфибола (30-75 %), эпидота (15-25 %), альбита (3-10 %), кварца (~3 %), биотита (5-6 %), хлорита, апатита (до 2-3 %), титанита (1-2 %), содержание рудных минералов менее 1%. Отмечается наложенный кальцит. Роговая обманка имеет неоднородное, мозаичное, зональное строение, образует удлиненные кристаллы (до 2 мм), содержит реликтовые зерна клинопироксена (рисунок 4.5/1-2), замещается актинолитом. В наиболее измененных разностях роговая обманка практически полностью замещена актинолитом. Позднешелочные изменения пироксенитов сопровождаются их амфиболизацией (клинопироксен → роговая обманка → актинолит), альбитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией.

Пироксениты пронизаны прожилками мелкозернистых альбититов (альбит – 94-96 %, актинолит – 2-3 %, эпидот – 2-3 %, единичный титанит), на контакте с которыми происходит интенсивное изменение пород: роговая обманка замещается актинолитом, увеличивается содержание эпидота, пятнами развивается альбит, появляется биотит (3 %). Плагиоклаз распадается на альбит, кварц и эпидот. Тонкие микропрожилки в пироксенитах выполнены кварцем, эпидотом, актинолитом, биотитом и титанитом, в них встречаются сульфиды.

Эндоконтактовые *монцодиориты* характеризуются порфирированной структурой, часто катаклазированы и рассланцованы, содержат от 20 до 40 % темноцветных минералов. Породы состоят из анти- и мезопертитового полевого шпата (40-60 %), микроклина (25-30 %), реликтовых зерен пироксена (20-25 %), амфибола (15 %), биотита (5-10 %), эпидота (2-6 %), апатита (1-3 %), титанита (1-3 %) и карбоната (1-2 %). Порфирированная структура обусловлена наличием крупных (до 2 см) округлых зерен мезо- и антипертитового полевого шпата, замещающегося серицитом, эпидотом, цоизитом и по краям Ва-содержащим микроклином (рисунок 4.5/3-5). Состав центральных частей подобных зональных зерен отвечает анортотлазу (таблица 4.3/1-4; рисунок 4.6). Более мелкие кристаллы решетчатого микроклина и альбита развиваются в интерстициях. Моноклинный и ромбический пироксены сохраняются в виде реликтов в амфиболе (рисунок 4.5/6), последовательно замещаются роговой обманкой, актинолитом и эпидотом. Последний образует каймы по краям зерен (рисунок 4.5/6, 8). Амфиболы формируют вытянутые кристаллы, часто имеют неоднородное, пятнистое строение, замещаются эпидотом, по составу образуют непрерывный ряд от магнезиальной роговой обманки – эденита до актинолита.

Эндоконтактовые монцодиориты подвержены метаморфическим преобразованиям, отвечающим условиям эпидот-амфиболитовой фации. Пироксен замещается роговой обманкой, актинолитом и эпидотом, полевые шпаты – альбитом, серицитом и эпидотом.

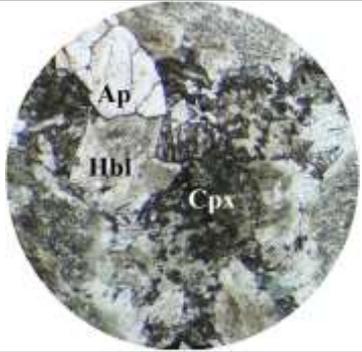
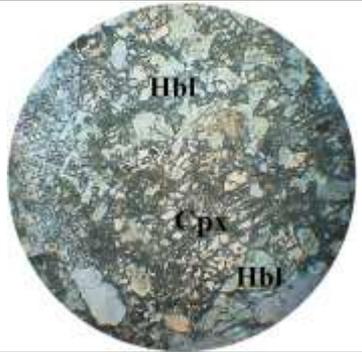
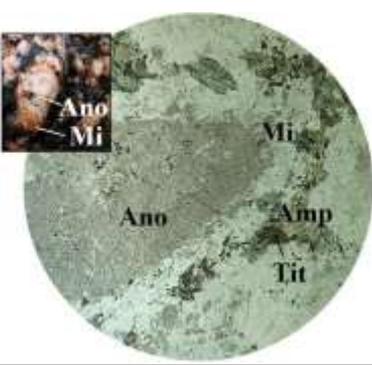
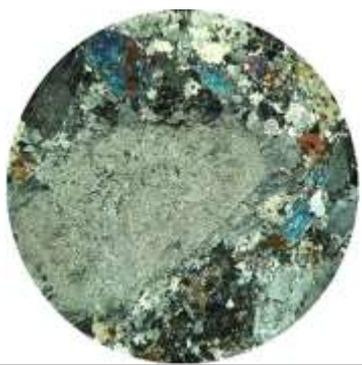
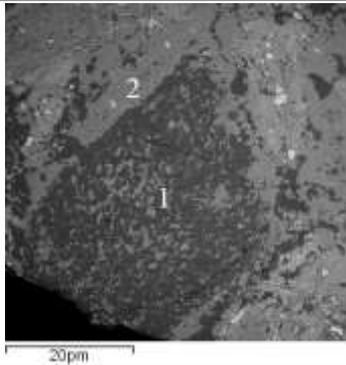
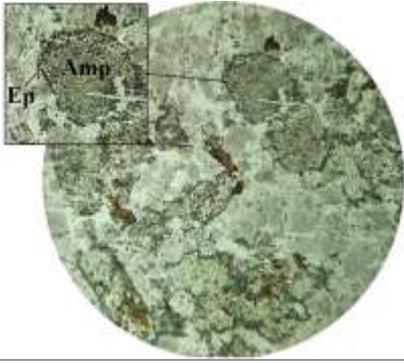
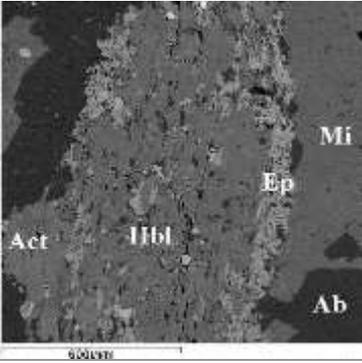
	
<p>1. Метапироксениты (Элм-380), реликты клинопироксена в амфиболе ($\times 2.6$, без анализатора)</p>	<p>2. Метапироксениты (Элм-380), реликты клинопироксена в амфиболе ($\times 4$, без анализатора)</p>
	
<p>3. Монцодиорит (Элм-257), зональное зерно ПШ: анортотклас с каймой Ва-содержащего К-полевого шпата ($\times 1.6$, без анализатора)</p>	<p>4. Монцодиорит (Элм-257), зональное зерно ПШ: анортотклас с каймой Ва-содержащего К-полевого шпата ($\times 1.6$, с анализатором)</p>
	
<p>5. Монцодиорит (Элм-256), зональное зерно ПШ: анортотклас (1), Ва-содержащий К-полевой шпат (2)</p>	<p>6. Монцодиорит (Элм-270), реликты ортопироксена в амфиболе ($\times 4$, без анализатора)</p>
	
<p>7. Монцодиорит (Элм-253), замещение пироксена амфиболом и эпидотом ($\times 2.6$, без анализатора)</p>	<p>8. Монцодиорит (Элм-256), мозаичное строение амфибола и замещение его эпидотом</p>

Рисунок 4.5 – Петрографическая характеристика пироксенитов, монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов Эльмусского массива

Кварцевые монцодиориты обладают крупнозернистой, порфировидной структурой, отличаются меньшим содержанием темноцветных минералов и наличием кварца. Породы состоят из мезо- и антипертитового полевого шпата – анортоклаза (60-80%; таблица 4.3/21-25), микроклина (30-40 %), амфибола (10-15%), биотита (5-7 %) и кварца (5-10 %). Темноцветные минералы и кварц заполняют интерстиционное пространство. Акцессорные минералы представлены алланитом, титанитом, апатитом, карбонатом, турмалином, торитом, шеелитом. В незначительном количестве встречаются магнетит и сульфиды (до 1%). Вторичные минералы – актинолит, альбит, цоизит, эпидот. В зонах рассланцевания увеличивается содержание кварца и биотита (10-12 %).

Таблица 4.3 – Химический состав полевых шпатов монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов Эльмусского умереннощелочного массива (мас. %)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Порода	Монцодиорит														
Минерал	Анортоклаз				Микроклин								Альбит		
SiO ₂	64.94	65.02	65.61	65.39	63.41	63.27	60.6	63.22	63.9	62.44	63.63	63.21	60.98	67.59	64.09
Al ₂ O ₃	20.13	21.11	19.69	20.0	18.83	18.26	18.87	18.5	18.91	19.28	18.44	18.63	19.56	20.07	20.44
Na ₂ O	7.78	8.54	7.53	7.57			0.92					0.53		11.71	11.76
CaO	1.48	0.94	1.54	1.33										0.63	0.71
K ₂ O	5.68	4.39	5.63	5.71	16.91	17.05	15.35	16.5	17.18	16.05	15.44	16.86	15.48		
BaO					0.86	1.42	4.26	1.78		2.22	2.49	0.77	3.98		
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ab	63.14	63.14	62.38	62.83			8.37					4.57		97.12	96.78
An	6.62	6.62	7.03	6.08										2.88	3.22
Or	30.24	30.24	30.6	31.09	100	100	91.63	100	100	100	100	95.43	100		
№ обр.	256	256	256	256	254	256	256	256	257	257	257	257-1	257-1	254	254
№ уч.	1_2	1_3	1_4	1_5	14_1	1_1	10_3	10_4	12_8	16_2	17_2	3_2	5_3	14_4	16_5

Окончание таблицы 4.3

№ п.п.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Порода	Монцодиорит					Кварцевый сиенит									
Минерал	Альбит					Анортоклаз					Микроклин			Альбит	
SiO ₂	67.79	68.55	66.91	66.31	67.82	68.79	70.36	68.45	64.78	66.9	62.95	63.86	64.0	67.8	67.32
Al ₂ O ₃	20.18	19.25	20.58	20.15	19.95	17.2	15.89	17.27	19.9	19.45	18.79	18.21	19.06	19.74	20.3
Na ₂ O	11.68	11.58	11.91	12.57	12.06	6.67	5.54	6.82	8.19	7.48				11.9	11.65
CaO	0.35	0.63	0.6	0.96	0.17	2.03	1.96	2.32	1.84	1.22				0.56	0.73
K ₂ O						5.3	6.25	5.15	5.29	4.96	16.96	17.05	16.95		
BaO											1.3	0.87			
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ab	98.38	92.09	97.3	95.96	99.23	59.21	51.68	59.42	64.62	65.58				97.47	96.66
An	1.62	2.91	2.7	4.04	0.77	9.93	10.07	11.14	8.0	5.89				2.53	3.34
Or						30.86	38.25	29.44	27.38	28.53	100	100	100		
№ обр.	256	256	257	257-1	257-1	264	264	264	264	264	264	264	264	264	264
№ уч.	2_2	3_4	12_7	1_4	11_3	5_1	5_2	5_3	6_3	6_4	4_2	6_2	8_1	4_3	6_1

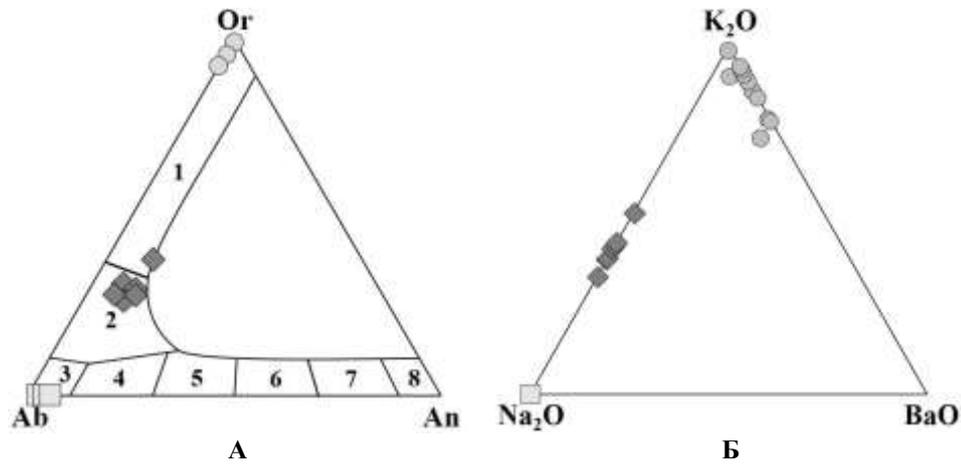


Рисунок 4.6 – Составы полевых шпатов монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов Эльмусского массива на тройных диаграммах Or-Ab-An (А) и K₂O-Na₂O-BaO (Б):

Поля составов: 1 – санидина, 2 – анортоклаза, 3 – альбита, 4 – олигоклаза, 5 – андезина, 6 – лабрадора, 7 – битовнита, 8 – анортита

Плаггиогранит-порфиры массива Талпус представляют собой лейкократовые, среднезернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза и кварца. Основная масса представлена кварцем, альбитом и биотитом (менее 5 %). Акцессорные минералы – титанит, апатит, алланит, вторичные – серицит, хлорит, карбонат, эпидот. Плагиоклаз замещается серицитом. По биотиту развивается хлорит.

Петрохимическая характеристика пород

Эльмусский умереннощелочной массив. В *пироксенитах* содержание SiO₂ 47.82-51.16 %, сумма щелочей варьирует от 0.5 до 2.87 %, в интенсивно калишпатизированных разностях возрастает – до 5.09 % (приложение 2). Отношение Na₂O/K₂O изменяется в широком диапазоне (1.86-4.66), что обусловлено наложением фельдшпатоидов. Магнезиальность пород варьирует от 0.44 до 0.76 и зависит от интенсивности вторичных изменений. Содержание TiO₂ достигает 1.04 %, P₂O₅ 0.7 % и контролируется количеством темноцветных минералов, титанита и апатита.

Монцодиориты характеризуются высокой магнезиальностью (mg#=0.64-0.68) при содержании кремнезема 58.0-59.2 %, Al₂O₃ 13.83-15.39 % и сумме щелочей 7.96-8.4 %. Отношение Na₂O/K₂O колеблется от 0.86 до 1.64.

Кварцевые монцодиориты отличаются более высоким содержанием кремнезема 61.52-64.14 % и щелочей 8.69-9.47 %. Отношение Na₂O/K₂O изменяется от 0.78 до 1.36. Содержание Al₂O₃ возрастает до 16.0 %. Магнезиальность пород высокая – 0.60-0.63.

На диаграммах распределения большинства петрогенных элементов породы Эльмусского массива образуют единый эволюционный тренд. С увеличением содержания SiO₂, снижается количество TiO₂, FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO и P₂O₅, возрастает сумма щелочей и концентрация Al₂O₃ (рисунок 4.7), что отражает уменьшение количества темноцветных

минералов и преобладание полевых шпатов в процессе кристаллизации расплава. Составы пироксенитов имеют некоторые отклонения в связи с их интенсивным преобразованием.

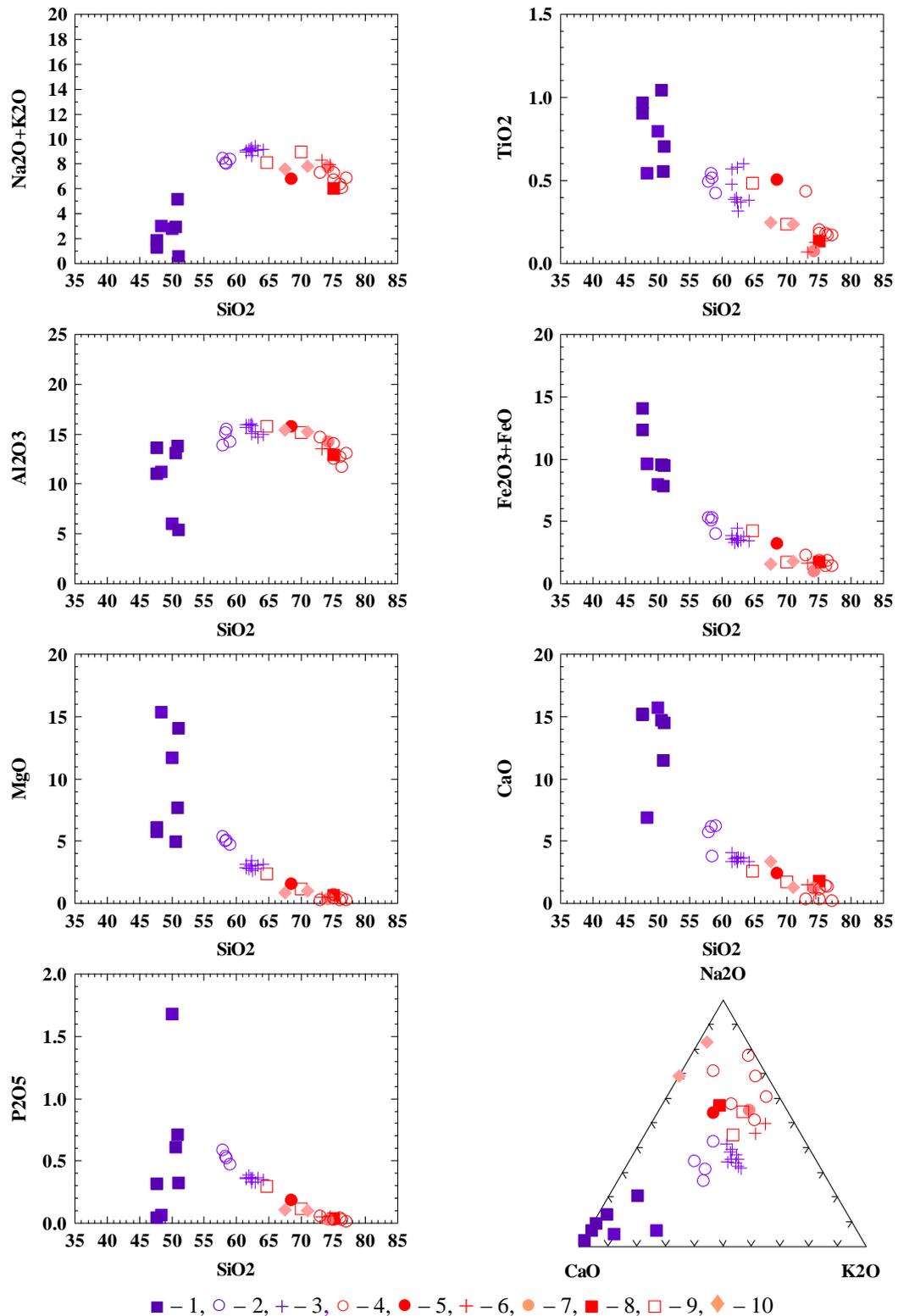


Рисунок 4.7 – Петрохимические диаграммы для пород Эльмусского массива в сравнении с более древними гранитоидами Эльмусской структуры:

1-3 – Эльмусский массив (1 – пироксениты I-фазы, 2 – монцодиориты и 3 – кварцевые монцодиориты II-фазы), 4 – плагиогранит-порфиры Талпусского массива, 5 – диориты Орехозерского массива, 6 – К-граниты (район оз. Пунозеро); 7 – граниты центральной части площади; 8 – плагиопорфиры (район оз. Орехозеро); 9 – гранит-порфиры (район оз. Пунозеро); 10 – плагиопорфиры (район оз. Педролампи)

Древние гранитоиды Эльмусской структуры (приложение 3; рисунок 4.7). Диорит-гранодиориты *Орехозерского* плутона от пород Эльмусского массива отличаются бóльшим содержанием кремнезема (68.67 %), нормальной щелочностью (6.76 %, Na>K) и более низкой магнезиальностью – 0.47.

Плагиогранит-порфиры массива *Талпус* относительно кислых дифференциатов Эльмусского массива обладают высокой кремнекислотностью (73.16-77.12 %), нормальной щелочностью (6.03-7.24 %, Na>>K) и низкой магнезиальностью (0.18-0.41).

Плагио-микроклиновые граниты и *мигматит-граниты* района оз. Пунозеро содержат SiO₂ – 74.5-74.7 %, сумму щелочей – 7.67-7.96 %.

Дайки тонкозернистых *плагиопорфиров* в районе оз. Педролампи содержат SiO₂ – 67.6-71.1% при сумме щелочей 7.8 %. Породы обладают повышенной магнезиальностью – 0.5-0.52, по химическому составу отвечают риодацитам, имеют существенно натриевую щелочность. Дайки *гранодиорит-порфиров* южнее Орехозерского массива и в устье ручья Педро характеризуются повышенной суммой щелочей (8.04-8.87 %, Na>K) и магнезиальностью (0.51-0.55, MgO 1.06-2.3 %) при содержании SiO₂ 64.85-70.25 %.

Отличительной особенностью пород Эльмусского массива является высокая магнезиальность (~0.6) при широком диапазоне содержаний SiO₂ и высокая сумма щелочей (в том числе и K₂O) и P₂O₅. Породы относятся к умереннощелочному ряду. Следует отметить, что дайки, развитые южнее оз. Орехозеро, по содержанию петрогенных элементов близки к гранитам Талпусского плагиогранит-порфирового массива (рисунок 4.7; Кулешевич, Лавров, 2007).

4.3. Петрографо-петрохимическая характеристика пород Хаутаваарского умереннощелочного массива

Петрографическая характеристика пород

Хаутаваарский умереннощелочной массив представлен двумя магматическими фазами (Дмитриева и др., 2016б) – *монцогаббро* и *монцодиориты* (I), *кварцевые монцодиориты*, *граносиениты* и *монцограниты* (II).

Монцогаббро имеют равномернозернистую или порфировидную с вкрапленниками микроклина структуру. Породы содержат плагиоклаз (50-55 %), частично замещенный эпидотом, К-полевым шпат (4-5 %), роговую обманку (25-30 %), биотит (10-15 %), кварц (~3 %), титанит (2 %), апатит (до 0.5-1 %), ильменит, акцессорные циркон и монацит. Калиевый полевой шпат образует крупные ориентировано-вытянутые сдвойникованные кристаллы с пертитамии распада. Плагиоклаз раскислен и замещается эпидотом. По роговой обманке и биотиту развиваются актинолит, хлорит, появляется единичный кальцит.

Монцодиориты часто имеют порфировидную или трахитоидную структуру, обусловленную расположением калишпата, представлены биотитовыми или амфибол-биотитовыми разностями. Количество меланократовых компонентов составляет 30-35 %. Породы содержат плагиоклаз (50-60 %), частично замещенный эпидотом, К-полевым шпат (15-20 %), роговую обманку (10-15 %), биотит (15-20 %), кварц (~ 3 %), титанит (1-2 %), акцессорные апатит (0.5 %), циркон и монацит. Калиевый полевой шпат порфировых вкрапленников образует крупные зерна до 2 мм с простыми двойниками и пертитами распада, часто содержит примесь Ва (0.72-5.82 %). Биотит окрашен в коричневый цвет, в нем отмечаются мелкие включения ильменита или титанита. Вторичные и наложенные минералы представлены эпидотом, кварцем, актинолитом, хлоритом, кальцитом, встречаются тонкие эпидотовые прожилки и единичные сульфиды.

Кварцевые монцодиориты содержат плагиоклаз (30-35 %), К-полевым шпат (40-45 %), биотит (~ 8 %), кварц (5-10 %), акцессорные титанит (1-2 %), апатит (0,5 %), циркон, реже алланит. Плагиоклаз образует крупные удлиненные зерна, замещается эпидотом и серицитом. Калиевый полевой шпат формирует крупные кристаллы с микроклиновой решеткой (1-я генерация) и более мелкие ксеноморфные в интерстициях (2-я генерация). Биотит мелкозернистый, окрашен в коричневатозеленый цвет. Вторичные изменения представлены эпидотом и серицитом (до 1 %), единичными выделениями хлорита, развивающимися по плагиоклазу, биотиту и в зонах рассланцевания.

Граносиениты содержат плагиоклаз (30-35 %), микроклин (35-45 %), кварц (20 %), биотит (5-10 %), акцессорный титанит (1-2 %), апатит, циркон и монацит. При вторичных изменениях микроклин незначительно замещается серицитом. По плагиоклазу и в интерстициях образуются эпидот (3-8 %), серицит (1-2 %), хлорит (до 1 %), выделяются единичные зерна кальцита и карбонаты бастнезит-паризитового ряда. Хлорит замещает биотит и сопровождается мелкими зернами рутила. В зонах рассланцевания наблюдается наиболее интенсивное образование эпидота, иногда встречается Се-эпидот и алланит, увеличивается содержание мусковита (2-10 %) и кварца. По микротрещинам в породах развиваются кварц, биотит, серицит, по более поздним тонким прожилкам – хлорит, эпидот, кальцит и поздние REE-содержащие карбонаты. Для измененных граносиенитов характерно присутствие рассеянной ториевой и редкоземельной минерализации.

Монцограниты отличаются большим содержанием К-полевого шпата (40-55 %) и кварца (20-25 %), меньшим плагиоклаза (20-30 %, среднее 25 %). Темноцветные минералы представлены биотитом (5-10 %), акцессорные – титанитом (до 3 %), апатитом (до 0.5 %), цирконом, монацитом. Плагиоклаз (олигоклаз-альбит) незначительно замещается эпидотом. В зонах рассланцевания образуются эпидот, мусковит (до 10 %) и кварц.

Монцограниты содержат ксенолиты измененных мелкозернистых монцодиоритов I-фазы. В них увеличивается содержание титанита (4-5 %) и апатита (1 %).

Жильная фаза. Дайки и жилы представлены биотит-полевошпатовыми аплитовидными и микропорфировыми разновидностями, состоят из микроклина (55 %), альбита (20-15 %), кварца (20-15 %) и биотита (5-10 %). На контакте жил в измененных габброидах увеличивается количество биотита. Возможно, жилы представляют собой более позднюю существенно калиевую дайковую фазу массива.

Петрохимическая характеристика пород

Монцогаббро и монцодиориты I-фазы. Содержание SiO_2 в монцогаббро 52-54.45 %, сумма щелочей – 6.21-6.73 %, количество Al_2O_3 15.29-15.92 %, CaO 6.82-6.96 %, MgO 5.46-6.74 %, магнезиальность пород высокая – 0.57-0.60 (приложение 4; рисунок 4.8). Концентрация TiO_2 варьирует от 0.73 до 1.03 %, P_2O_5 от 0.1 до 0.61 %, которая контролируется количеством апатита, титанита, ильменита и титаномагнетита. Титан также может входить в состав пироксена, амфибола и биотита.

Ранее эти габброиды (на восточном берегу оз. Виетуккалампи) на геологических картах были отнесены к феррогаббро Виетуккалампинского комплекса. В связи с этим следует отметить, что монцогаббро Хаутаваарского массива отличаются от феррогаббро Виетуккалампинского комплекса отсутствием титаномагнетита, следовательно, более низкими содержаниями TiO_2 (0.73-1.03 %), суммарного железа (8.4-7.5 %) и V (200-176 ppm), а также высокой магнезиальностью – 0.58-0.60). В феррогаббро $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)=13-17$ %, $\text{mg}\# = 0.3-0.35$, содержание TiO_2 варьирует от 1 до 2.9 %, V – от 400 до 1310 ppm, сумма щелочей – 1.8-3.1 % (Слюсарев и др., 2007; Кулешевич и др., 2009).

Монцодиориты отличаются бóльшим содержанием SiO_2 – 57.16-58.5 % и суммы щелочей – 7.73-8.44 %, меньшим количеством MgO – 4.21-4.7 %. Магнезиальность пород высокая – 0.57-0.6. В монцодиоритах снижается количество суммарного железа (5.86-5.99 %), CaO (4.39-4.91 %), TiO_2 (0.65-0.67 %) и P_2O_5 (0.42-0.44 %). Концентрация Al_2O_3 уменьшается незначительно (14.87-15.2 %). Монцодиориты встречаются в виде ксенолитов в породах II-фазы, содержание P_2O_5 в них возрастает до 0.84 %, что обусловлено увеличением содержания апатита.

Кварцевые монцодиориты, граносиениты и монцограниты II-фазы. В кварцевых монцодиоритах увеличивается содержание SiO_2 до 61.74-65.80 % и суммы щелочей до 9.41-10.15 %, уменьшается содержание CaO (1.98-2.04 %), суммарного железа (3.5-4.16 %), MgO (2.13-2.38 %), TiO_2 (0.5-0.62 %) и P_2O_5 (0.1-0.27 %). Магнезиальность пород – 0.49-0.56.

Граносиениты и монцограниты имеют схожий химический состав. Содержание SiO_2 в породах составляет 66.9-70.6 % (в серых граносиенитах незначительно ниже, чем в розовых

монцогранитах). Сумма щелочей – 8.46-9.57 % ($K > Na$). Количество CaO изменяется в пределах от 0.73 до 2 %, MgO – от 0.71 до 2 %. Магнезиальность снижается от 0.56 до 0.45-0.33. Концентрация $(FeO+Fe_2O_3)$ варьирует от 1.37 до 3.72 %, содержание TiO_2 – 0.3-0.48 %, P_2O_5 – 0.16-1.32.

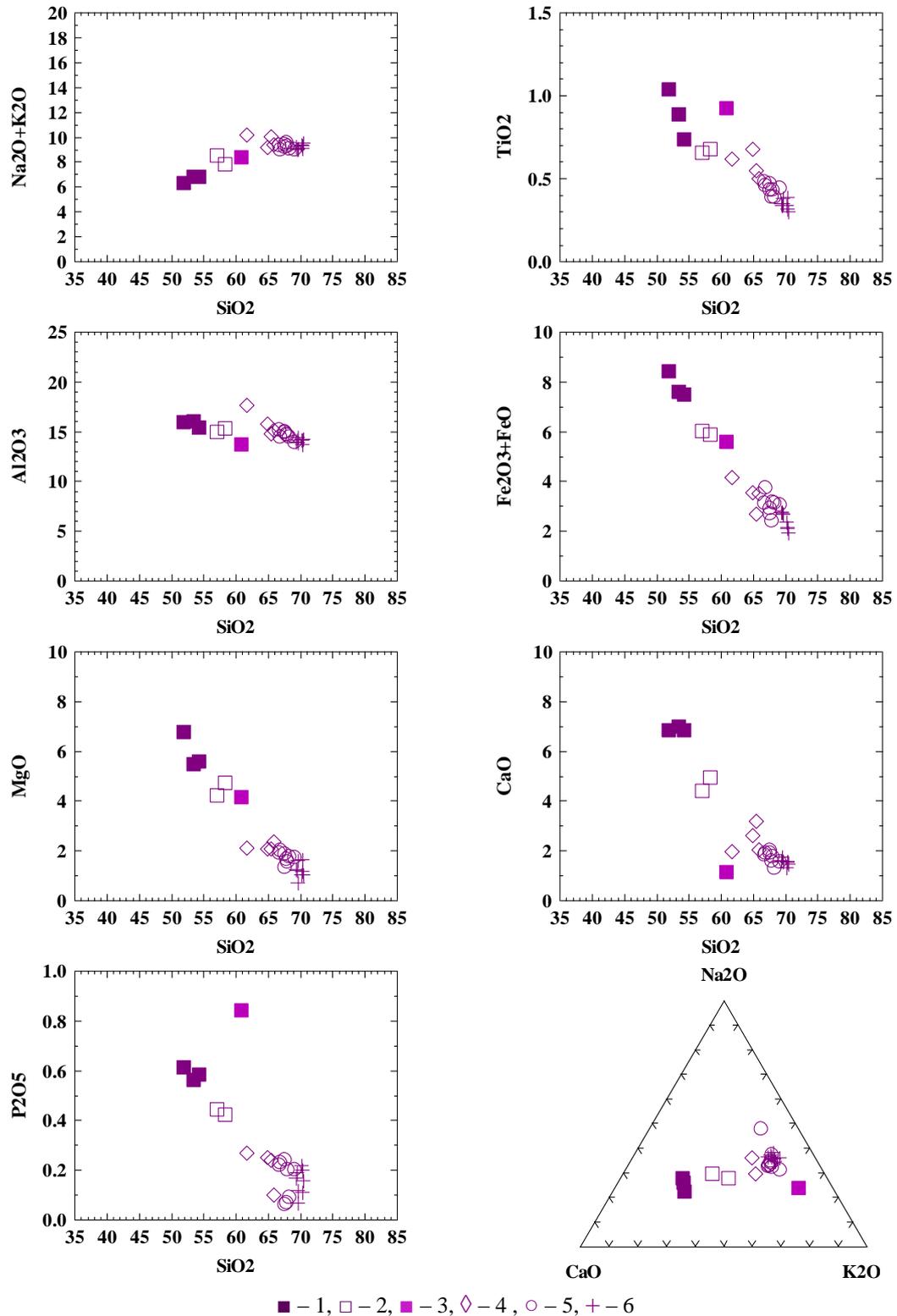


Рисунок 4.8 – Петрохимические диаграммы для пород Хаутаваарского массива:

1-3 – породы I-й фазы (1 – монцогаббро, 2 – монцодиориты, 3 – ксенолит монцодиоритов в монцогранитах поздней фазы), 4-6 – породы II-фазы (4 – кварцевые монцодиориты, 5 – граносиениты, 6 – монцограниты)

Дайки и аплитовидные жилы западного эндоконтакта выделяются высоким содержанием калия (K_2O – 10.64 %, сумма щелочей – 13.58 %, CaO – 0.15 %).

На диаграммах Харкера для пород Хаутаваарского массива (рисунок 4.8) в распределении петрогенных элементов наблюдается единый эволюционный тренд дифференциации. В измененных разностях кварцевых монцодиоритов отмечается незначительное отклонение по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и MgO , а также щелочей, что связано с небольшими колебаниями количества плагиоклаза, замещающего его эпидота и темноцветных минералов. Породы Хаутаваарского комплекса относятся к умереннощелочному ряду.

4.4. Петрографо-петрохимическая характеристика пород комплекса Таловейс и гранитоидов Костомукшской структуры (Западная Карелия)

Петрографическая характеристика пород

Комплекс Таловейс (массивы Центральный и Факторный), расположенный в Западной Карелии, имеет более молодой возраст (~2.72 млрд л.) относительно изучаемых санукитоидов и рассматривается в сравнительном аспекте. Комплекс включает две магматические фазы – *диориты* и *кварцевые диориты (I), гранит-порфиры (II)*.

Диориты и *кварцевые диориты* среднезернистые темно-серые породы амфибол-биотит-кварц-плагиоклазового состава. *Диориты* содержат плагиоклаз (30-50 %), роговую обманку (15-25 %), биотит (~5 %), кварц (до 5 %). *Кварцевые диориты* имеют порфировидную структуру, обусловленную наличием вкрапленников плагиоклаза в мелкозернистом кварц-микроклин-биотитовом матриксе, содержат плагиоклаз (60-70 %), биотит (10-20 %), роговую обманку (5-10 %), кварц (5-15 %), акцессорный апатит, титанит, карбонат, циркон, эпидот. При березитизации пород появляется серицит и карбонат.

Гранит-порфиры биотит-кварц-микроклин-плагиоклазового состава. Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем. Породы содержат плагиоклаз (50-60 %), кварц (10-30 %), биотит (5-15 %) и микроклин (5-10 %). Акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, шеелит. В зонах метасоматического изменения развивается альбит, микроклин, серицит, эпидот и титанит. Над погруженной кровлей массивов Факторный и Центральный развита пропилитизация и биотитизация вмещающих основных толщ и вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация.

Петрохимическая характеристика пород

Комплекс Таловейс. Содержание SiO_2 возрастает от 55.34 в *диоритах* до 62.12 % в *кварцевых диоритах*, при этом сумма щелочей увеличивается от 6.09 до 7.71 % (рисунок 4.9.). Отношение Na_2O/K_2O изменяется в пределах 1.69-2.72 (приложение 5). Породы обладают

повышенной магнезиальностью ($mg\#=0.52-0.58$). Содержание P_2O_5 варьирует от 0.1 до 0.31 %, TiO_2 – 0.44-0.74 %.

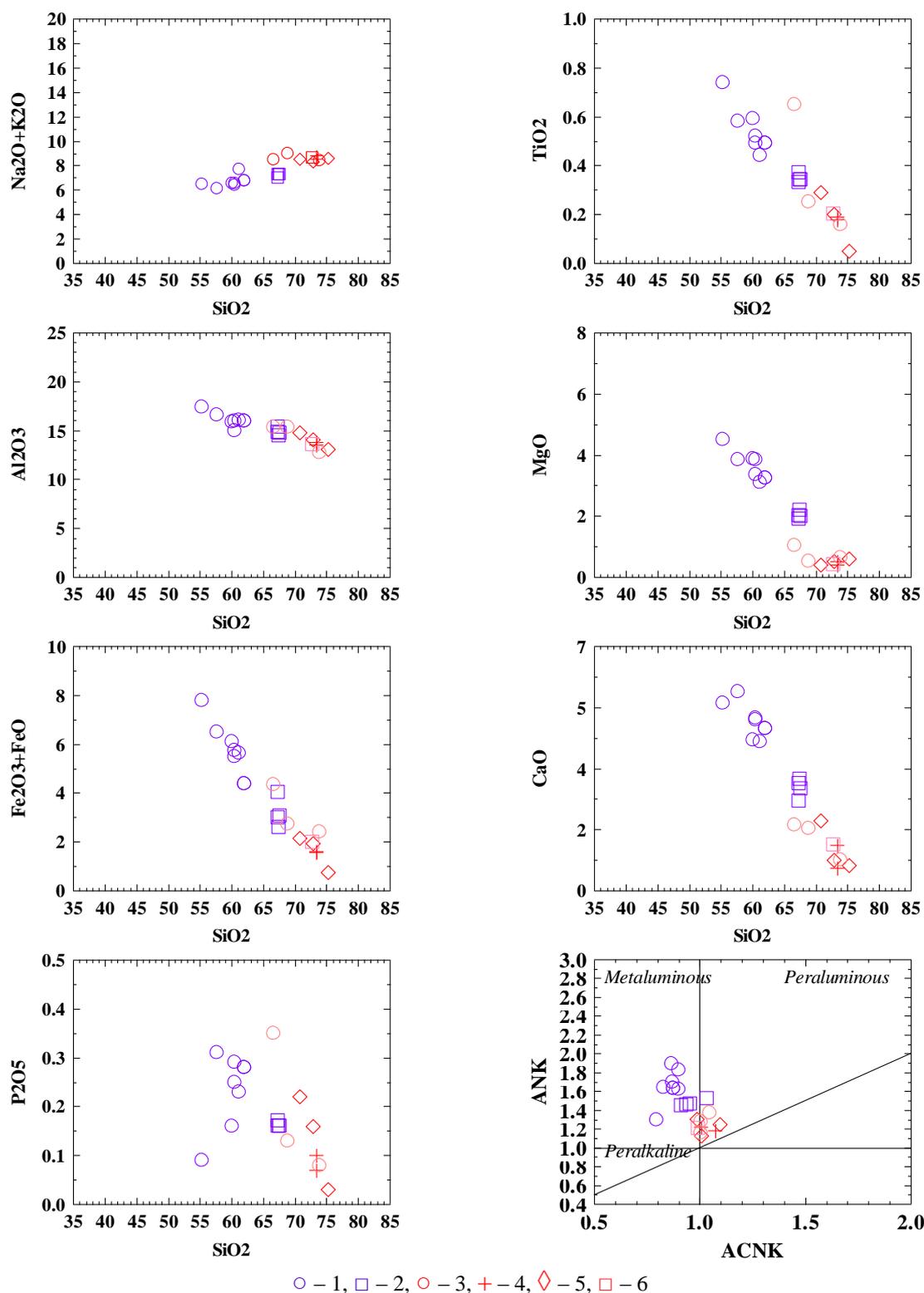


Рисунок 4.9 – Петрохимические диаграммы для пород комплекса Таловейс и других типов гранитоидов Костомукшской структуры:

1-2 – комплекс Таловейс (1 – диориты, кварцевые диориты, 2 – гранит-порфиры); 3 – диориты и микроклиновые граниты Шурловаарского массива, 4 – граниты Ниемиярвинского массива, 5-6 – массив Восточный (5 – граниты, тоналиты, гранит-аплиты, 6 – грейзенизированные граниты)

В *гранит-порфирах* увеличивается содержание SiO_2 67.34-67.66 % при тех же значениях суммы щелочей 6.93-7.24 %, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.14-1.99$. Магнезиальность колеблется от 0.48 до 0.62 (в среднем 0.55). Относительно диоритов в гранит порфирах наблюдается снижение количества большинства петрогенных элементов: Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , CaO , FeO , Fe_2O_3 , P_2O_5 .

На петрохимических диаграммах диориты и гранит-порфиры комплекса Таловейс образуют близко к прямолинейному тренд эволюции расплава и попадают в поле известково-щелочной серии (рисунок 4.9). Содержание SiO_2 возрастает от 55.34 % до 67.4 % при сумме щелочей 6.1-7.24 %. Породы обеих магматических фаз характеризуются повышенной магнезиальностью (0.48-0.54). Содержание MgO снижается от 3.84 % в диоритах до 1.9 % в гранит-порфирах. Диориты и гранит-порфиры комплекса относятся к метаглиноземистой геохимической группе ($\text{ACNK}<1$, $\text{ANK}>1$).

Гранитоиды Костомукшской структуры. В обрамлении Костомукшской структуры выделяется ряд гранитоидных массивов – *Шурловаарский*, *Ниемиярвинский*, *Восточный* (гора Таловейс).

Шурловаарский массив дифференцирован от диоритов до микроклиновых гранитов. Содержание в них SiO_2 возрастает от 66.74 % до 73.94 %, сумма щелочей повышенная – 8.54-8.97 %, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 0.71-0.81. (рисунок 4.9). Относительно санукитоидов породы характеризуются низкими значениями магнезиальности ($\text{mg}\#=0.27-0.33$), а также CaO (0.89-1.88 %) и MgO (0.53-1.03 %).

Граниты массива *Ниемиярви* содержат SiO_2 73.42-73.46 %. Сумма щелочей повышенная 8.54-8.8 %, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 0.62-0.76. Породы обладают низкой магнезиальностью – 0.34-0.38. Содержание в гранитах Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 и P_2O_5 ниже, чем в породах комплекса Таловейс.

Массив *Восточный* сложен гранитами, тоналитами, которые прорываются аплитами и пегматитами. В СВ части плутона породы подвержены грейзенизации. Содержание SiO_2 в гранитах и их грейзенизированных разностях 72.8-72.86 %, сумма щелочей 8.34-8.58 %, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.69-0.87$. Магнезиальность пород низкая – 0.28-0.34. В тоналитах снижается содержание SiO_2 (70.76 %) и увеличивается – CaO (2.02 %). Сумма щелочей – 8.55 % ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.33$). Магнезиальность пород низкая – 0.27. Аплиты характеризуются высокой кремнекислотностью – 75.26 %, сумма щелочей в них – 8.64 %, соотношение Na и K примерно равное ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.12$).

В отличие от диоритов и гранит-порфиров комплекса Таловейс граниты вышеуказанных массивов являются низкомагнезиальными ($\text{mg}\#=0.27-0.37$) и пералюминиевыми ($\text{ACNK}>1$, $\text{ANK}>1$). Они содержат большее количество SiO_2 , щелочей и меньшее – MgO , CaO .

Выводы по главе 4

1. Составы пород разновозрастных (~2.74 млрд л.) массивов санукитоидной серии Центральной Карелии на петрохимических диаграммах образуют две контрастные группы (рисунок 4.10). Сложнодифференцированные интрузивы *северной группы* (Сяргозерский, Шаравалампи, Эльмусский, Панозерский, Западно-Хижъярвинский) имеют широкий спектр значений SiO_2 , относятся к умереннощелочной серии, отличаются высоким содержанием TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и P_2O_5 . В то время как интрузивы *южной группы* (Хаутаваарский, Чалка) являются менее дифференцированными, относятся к умереннощелочной (Хаутаваарский), либо занимают промежуточное положение между умереннощелочной и известково-щелочной (Чалка) сериями, отличаются отсутствием пироксенитовой и преобладанием гранитоидной фазы. Массивы обеих групп имеют противоположный петрохимический тренд дифференциации Al_2O_3 , что может быть связано с различным составом родоначального расплава и фракционированием разной минеральной ассоциации (темноцветных и рудных минералов, полевых шпатов).

2. Породы массивов как северной, так и южной группы обладают высокой магнезиальностью, что является отличительной особенностью санукитоидов. Стоит отметить, что для пироксенит-сиенитовых интрузивов (Сяргозерский, Шаравалампи, Западно-Хижъярвинский) характерно резкое снижение магнезиальности пород с увеличением кремнекислотности, что было подмечено ранее и другими исследователями (Егорова, 2014).

3. Граниты Устьволомского комплекса, имеющие тесные пространственно-временные соотношения с Сяргозерским пироксенит-сиенитовым умереннощелочным комплексом, на петрохимических диаграммах образуют обособленное поле, отличаются более высокой кремнекислотностью, меньшим содержанием щелочей, в то же время обладают повышенной магнезиальностью ($\text{mg}\# = 0.38-0.58$).

4. Древние гранитоиды (массивы Орехозерский, Талпус и кислый дайковый комплекс) Эльмусской площади относительно одноименного умереннощелочного массива характеризуются бóльшим содержанием кремнезема и меньшими значениями суммы щелочей. Плагиигранит-порфиры массива Талпус в отличие от пород Эльмусского интрузива обладают более высокими концентрациями SiO_2 , щелочей и меньшими – CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 и P_2O_5 .

5. Диориты и гранит-порфиры массива Таловойс, являющегося представителем санукитоидов Западной Карелии относятся к известково-щелочной серии, содержание в них большинства петрогенных элементов близко к таковым в интрузивах южной группы (Хаутаваарской площади), магнезиальность пород повышенная – 0.48-0.62.

Гранитоиды массивов, развитых в обрамлении Костомукшской структуры, имеют более высокие содержания SiO_2 и щелочей, отличаются низкой магнезиальностью – 0.27-0.37,

меньшим содержанием MgO , CaO и TiO_2 . Граниты являются пералюминиевыми, в то время как диориты и гранит-порфиры комплекса Таловейс – металюминиевые.

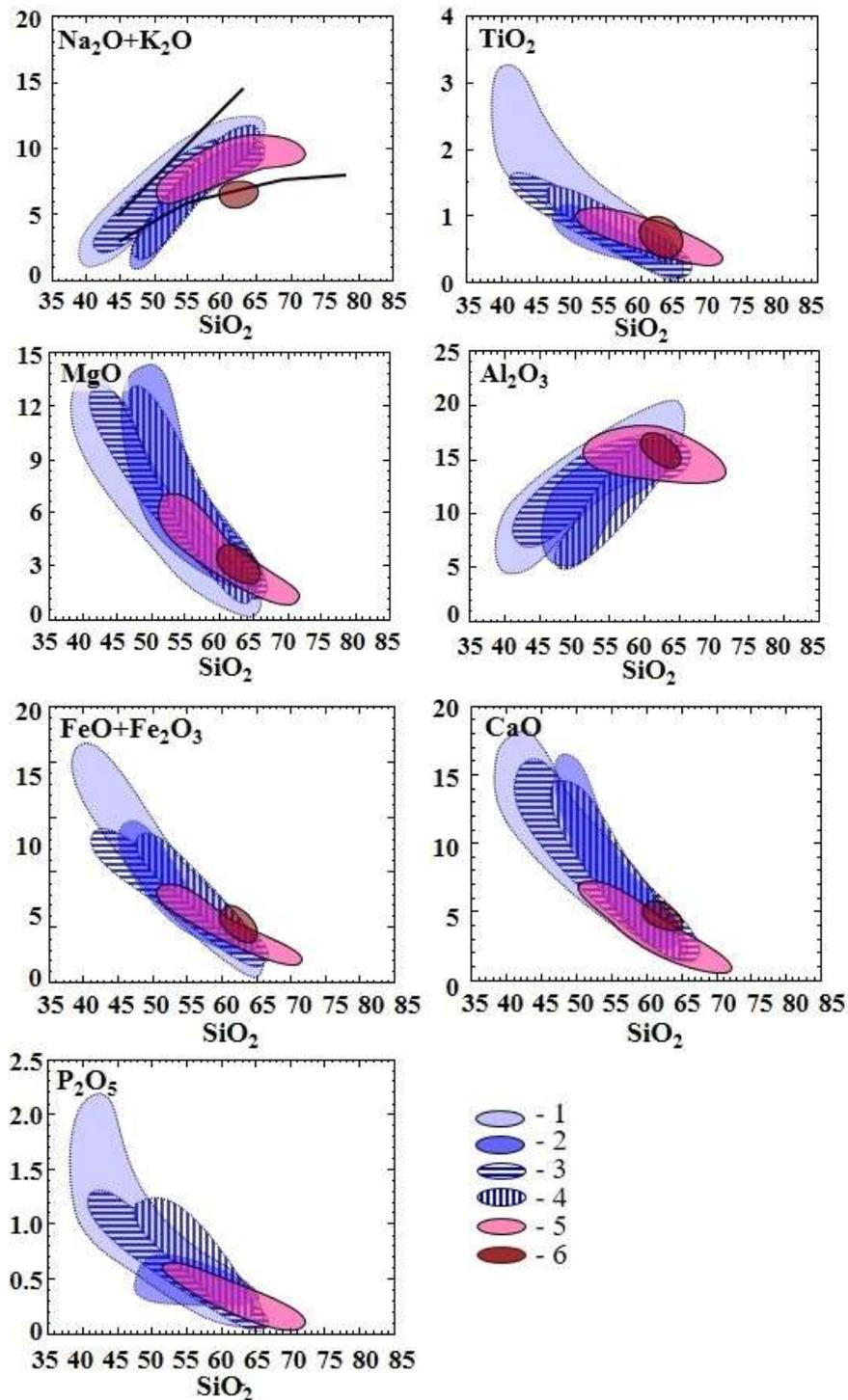


Рисунок 4.10 – Петрохимические диаграммы для пород массивов санукитоидной серии Центральной Карелии:

1-4 – массивы *северной группы* (1 – Сяргозерский комплекс: массивы Сяргозерский и Шаравалампи, 2 – Эльмусский, 3 – Панозерский, 4 – Западно-Хижьярвинский), 5-6 – массивы *южной группы* (5 – Хаутаваарский, 6 – Чалка)

ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Отличительной особенностью пород санукитоидной серии является двойственная геохимическая природа, обусловленная обогащенностью как совместимыми, так и несовместимыми элементами. С одной стороны для санукитоидов характерны высокие значения магниальности (>0.5), высокие концентрации Cr (среднее 104 ppm) и Ni (среднее 54 ppm), указывающие на мантийный источник. С другой стороны они обогащены легкими REE (La >70 ppm), Ba (>1400), Sr (>1000 ppm), щелочами и P₂O₅ (0.6 %), что должно обеспечиваться участием коровой компоненты в процессе магмогенерации. Для санукитоидов характерно фракционированное распределение REE (La_N/Yb_N=30), наличие отрицательных аномалий Ta, Nb и Ti в спектре распределения редких элементов. Специфический состав пород санукитоидной серии подразумевает сложное корово-мантийное взаимодействие при формировании магматического расплава.

В тесной пространственно-временной связи с санукитоидами находятся сиениты, имеющие сходные геохимические характеристики, а именно: высокое содержание щелочей, P₂O₅, Sr, Ba и легких REE. В связи с этим многие исследователи относят сиениты к санукитоидной серии (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Егорова, 2014). Принципиальным отличием сиенитов является более низкая магниальность (<0.5) и меньшее содержание (Cr <50). Сиенитам свойственно более высокое содержание Zr, Nb и очень низкое Rb/Sr отношение (<0.10). Другой отличительной их чертой является сильно фракционированное распределение REE, благодаря еще более высоким содержаниям легких и низким – тяжелых редких земель (Ранний докембрий..., 2005).

5.1. Геохимическая характеристика пород Сяргозерского и Устьволомского комплексов

Сяргозерский умереннощелочной комплекс. *Пироксениты I-фазы* наиболее обогащены редкими землями, особенно легкими элементами. Суммарное содержание REE 600-1460 ppm, максимальные концентрации La составляют 326 ppm, Ce – 586 ppm. Количество Cr в пироксенитах 100-300 ppm. В породах иногда встречается хромит, при этом содержание Cr в них увеличивается до 700 ppm. Концентрация Ni варьирует от 65 до 160, V – от 310 до 445 ppm. Содержание P₂O₅ в рудных зонах достигает 2.16-2.72 %. В магнетит-содержащих горизонтах количество суммарного железа увеличивается до 19.5 %, TiO₂ – 2.06-2.28 %. Одновременно в пироксенитах отмечаются повышенные содержания Ba и Sr. Концентрации этих элементов варьируют в пределах 105-439 и 549-627 ppm, соответственно, и возрастает до 1261 и 1700 ppm в измененных разностях, что связано с наложением полевых шпатов и барита. Концентрации Zr на контакте с сиенитами увеличивается до 278 ppm и снижается до 84 по мере удаления от него.

В *диоритах II-фазы* количество редких земель снижается до 320-380 ppm, концентрация La – 60-100 ppm, Ce – 120-150 ppm. Для пород характерны высокие содержания Cr 420-500, Ni 160-200 и V 180-300 ppm. Концентрации Ba и Sr увеличиваются до 950-1580 и 800-1390 ppm, соответственно. Отношение Rb/Sr=0.12-0.13.

Сиениты и кварцевые сиениты III-фазы отличаются более низким содержанием редких земель – от 452 до 156 ppm, уменьшающимся с увеличением кремнезема. Количество Zr в породах изменяется от 44 до 161 ppm. Концентрации Cr 23-67 ppm, Ni 20-40 ppm. Содержание Ba возрастает до 1412-2802 ppm, одновременно возрастает содержание Sr 663-2234 ppm. Содержание этих элементов контролируется наличием первичного Ba-содержащего K-полевого шпата и вторичного барита. Примесь Sr характерна для полевых шпатов, барита и слюд. Калиевый полевой шпат содержит примесь BaO от 0.09 до 1.49 % (таблица 4.2). В щелочных метасоматитах по пироксенитам также фиксируется Ba-содержащий K-полевой шпат. В поздних процессах изменения пород Ba и Sr концентрируются в барите и целестобарите, реже встречается целестин.

Спектры распределения REE в пироксенитах, диоритах, сиенитах и кварцевых сиенитах аналогичны, характеризуются сильным фракционированием элементов и отличаются абсолютными значениями (рисунок 5.1А-В). Отношение La_N/Yb_N составляет 23-53. С увеличением содержания кремнезема происходит снижение концентрации REE, такая же закономерность отмечалась для пород Панозерского массива (Гусева, 2006). Подобное поведение редких земель обусловлено фракционированием их минералов-концентраторов. Для пород комплекса характерно низкое Rb/Sr отношение (0.01-0.16).

На мультиэлементных диаграммах породы всех магматических фаз характеризуются выраженными отрицательными аномалиями высокозарядных (HFSE) – Ti, Zr, Nb, и литофильных элементов (LILE) – Ba и Sr. Распределение микрокомпонентов в сиенитах и кварцевых сиенитах III-фазы отличаются увеличением содержания Ba и отсутствием Sr аномалии, что контролируется преобладанием в их составе полевых шпатов.

Завершают умереннощелочной магматизм пегматоидные и среднезернистые жилы, имеющие аналогичные сиенитам геохимические характеристики (рисунок 5.1Г).

В целом для нормированных по хондриту спектров распределения REE для пород Сяргозерского комплекса (пироксенитов, диоритов, сиенитов и кварцевых сиенитов) можно отметить следующие закономерности: 1 – фракционирование элементов во всем диапазоне; 2 – концентрация REE максимальна в примитивных членах и снижается при увеличении кремнезема, что может обеспечиваться фракционированием постоянной ассоциации REE-содержащих минералов; 3 – наличие слабой отрицательной аномалии Eu ($Eu/Eu^*=0.82-0.93$). Подобные характеристики в совокупности с высокими содержаниями Cr, Ni, а также высокой

концентрацией Ba, Sr, P, щелочей и повышенной магниальностью позволяют рассматривать в качестве возможного механизма генерации расплава плавление метасоматизированной мантии с фракционированием граната и небольшого количества плагиоклаза.

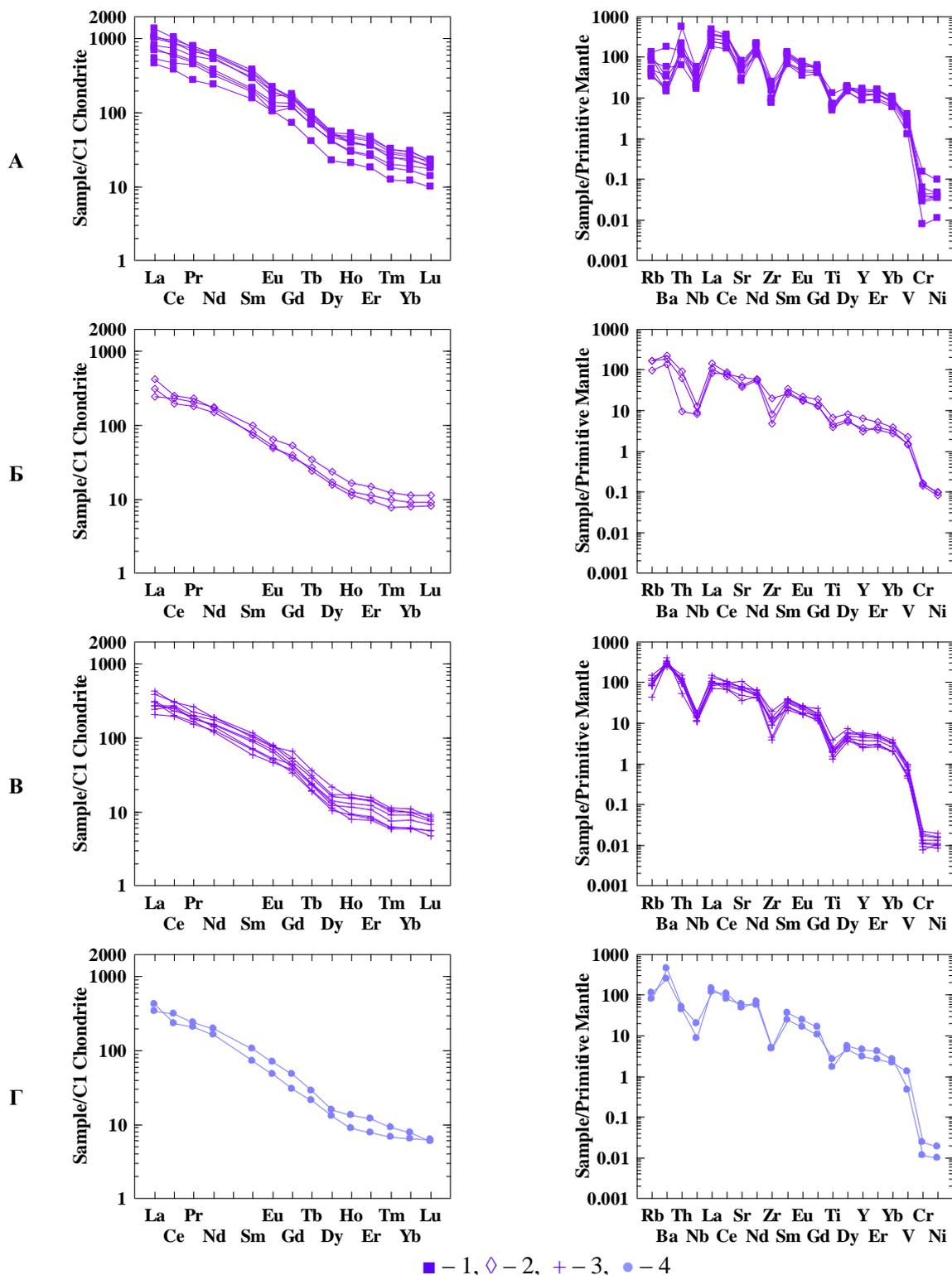


Рисунок 5.1 – Диаграммы распределения редкоземельных и редких элементов в породах Сяргозерского комплекса, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

1 – пироксениты и габбро *I*-фазы (А); 2 – диориты *II*-фазы (Б); 3 – сиениты и кварцевые сиениты *III*-фазы (В); секущие пегматоидные и крупнозернистые жилы сиенитового состава (Г)

Устьволомский комплекс. *Плагиограниты* в восточном контакте Шаравалампинского массива отличаются относительно низкими содержаниями редких земель 70-80 ppm, особенно тяжелых. Концентрации Cr – 34-55 ppm, Ni – 28-44 ppm. В отличие от сиенитов плагиограниты обладают более низкими содержаниями Ba (650-850 ppm) и Sr (400-645 ppm).

Гранодиориты Северо-Сяргозерского массива рассматриваются исследователями, как поздняя генерация ТТГ-интрузий (Иваников, 19976), секущая сиениты, либо как завершающая третья фаза Сяргозерского умереннощелочного пироксенит-сиенитового комплекса (Егорова, 2014). В работе В.Д. Слюсарева отмечается отсутствие четких непосредственных взаимоотношений сиенитов с гранитоидными массивами, но указывается наличие анортоклазового порфиробластеза последних, связанного, по мнению автора, с сиенитами (Слюсарев и др., 2001). Позднее с использованием U-Pb изотопного датирования по цирконам были получены близкие значения возраста для сиенитов – 2735±14, 2738±12 млн л., и гранодиоритов – 2734±15 млн л. (Бибикова и др., 2006).

При полевом изучении взаимоотношения между сиенитами и гранодиоритами не установлены. Суммарное содержание REE в гранодиоритах низкое – 41-76 ppm. Магнезиальность пород 0.38-0.44. Отношение Rb/Sr=0.3-0.05. Содержание Cr 18-27 ppm и Ni 9-16 ppm. Существенным отличием гранодиоритов от сиенитов является высокие значения Sr/Y отношения равного ~300, в то время как для сиенитов оно составляет ~82.

Гранодиориты Устьволомского массива по петро-геохимическим характеристикам схожи с гранодиоритами Северо-Сяргозерского массива, отличаются более высокой магнезиальностью (47-58). Содержание редкоземельных элементов в породах низкое ($\Sigma\text{REE}=28-48$ ppm). Количество Cr 28-45 ppm, Ni 14-21 ppm. Концентрация Ba – 942-1327, Sr – 237-597 ppm.

В целом гранитоиды Устьволомского комплекса обладают относительно низкими содержаниями REE, характеризуются деплетированным спектром распределения тяжелых редких земель, наличием отрицательной аномалии Nb, Ti и положительной Sr (рисунок 5.2А). Породы обеднены HREE, Y, Nb и Ta, следовательно, формирование подобных ТТГ-магм происходило в условиях высокого давления (>20 кбар) с образованием гранат-клинопироксен-рутиловой реститовой фазы (Moyn, 2011).

Жильная фаза. Породы Сяргозерского умереннощелочного комплекса прорываются множеством полевошпатовых жил и альбититов. Часть альбититов и порфировых жил имеют геохимические характеристики близкие гранитоидам Устьволомского комплекса (рисунок 5.2Б) и, скорее всего, являются его завершающей фазой. Более поздние альбититы отличаются низким содержанием редких земель (~6 ppm) и Sr (~60 ppm).

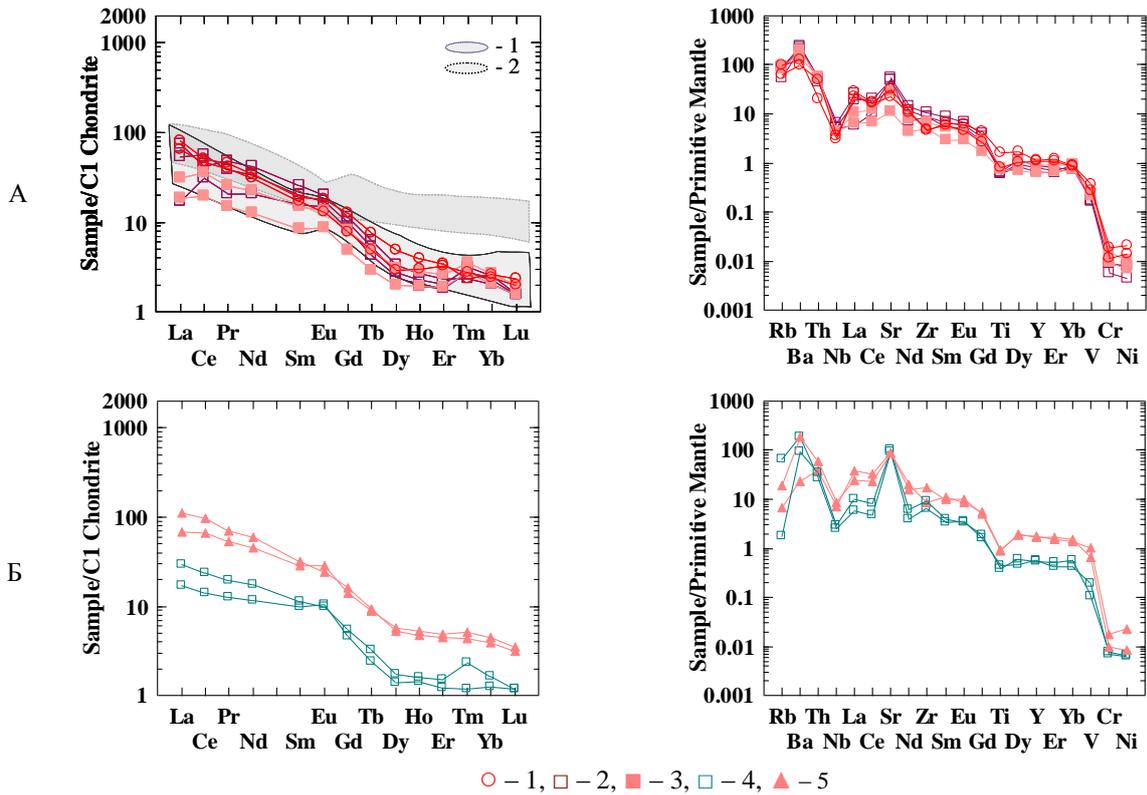


Рисунок 5.2 – Распределение редкоземельных и редких элементов в гранитоидах Устьволомского комплекса, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

Гранитоиды Устьволомского комплекса (А): 1 – плагиограниты участка Шаравалампи, 2 – гранодиориты Северо-Сяргозерского массива, 3 – гранодиориты Устьволомского массива. Жилы, секущие пироксениты и сиениты Сяргозерского комплекса (Б): 4 – аплиты, 5 – секущие полевошпатовые жилы. Выделенными областями обозначены поля архейских ТТГ с высоким HREE (1) и низким содержанием HREE (2), по (Heilimo et al., 2010)

Таким образом, сравнительный анализ показал, что пироксенит-сиенитовые умереннощелочные массивы и гранитоиды имеют существенные различия, обусловленные составом магматического источника, и не могут рассматриваться как единый комплекс.

5.2. Геохимическая характеристика Эльмусского умереннощелочного массива и гранитоидов Эльмусской площади

Пироксениты характеризуются высокими содержаниями REE – 400-780 ppm (по данным автора), достигающими 1350 ppm, по (Егорова, 2010) и резко фракционированным спектром их распределения ($La_N/Yb_N=51-52$). Содержание Cr составляет 250-655, Ni – 130-250 ppm. Концентрация Ba – 170-620 ppm, Sr – 490-2040 ppm, в измененных разностях (с К-полевым шпатом и биотитом) увеличивается до 3800 и 4030 ppm, соответственно.

В *монцодиоритах* суммарное содержание REE колеблется от 416 до 584 ppm. Породы характеризуются высокой степенью фракционирования редких земель ($La_N/Yb_N=46-56$), низкими значениями Rb/Sr отношения 0.04-0.06. Концентрация Cr в монцодиоритах – 195-201,

Ni ~70 ppm. Одновременно наблюдается обогащение несовместимыми элементами, содержание Ba – 2500-4290, Sr – 1280-1835 ppm.

Кварцевые монцодиориты содержат Σ REE от 526 до 608 ppm, коэффициент фракционирования 56-59. Количество Cr в породах 151-153, Ni 65-70 ppm. Концентрация Ba 2474-2560, Sr 1104-1285 ppm, отношение Rb/Sr=0.1-0.13. В кварцевых монцодиоритах отмечается повышенное содержание Th до 40 ppm, который входит в состав торита, U ~6 ppm.

Для пород Эльмусского массива характерно фракционированное распределение редких земель (рисунок 5.3А). С увеличением кремнекислотности их содержание уменьшается. Пироксениты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты обладают резко выраженными отрицательными аномалиями Nb, Zr и Ti. Наряду с высокой магнезиальностью (>0.6), высокими содержаниями Cr (150-655 ppm), Ni (65-250 ppm) и щелочей, для пород характерна обогащенность Ba (до 4300 ppm) и Sr (до 4030 ppm). В монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах II-фазы относительно пироксенитов увеличивается содержание Ba, Rb, Th, Zr, контролируемые полевыми шпатами, слюдами, торитом и цирконом.

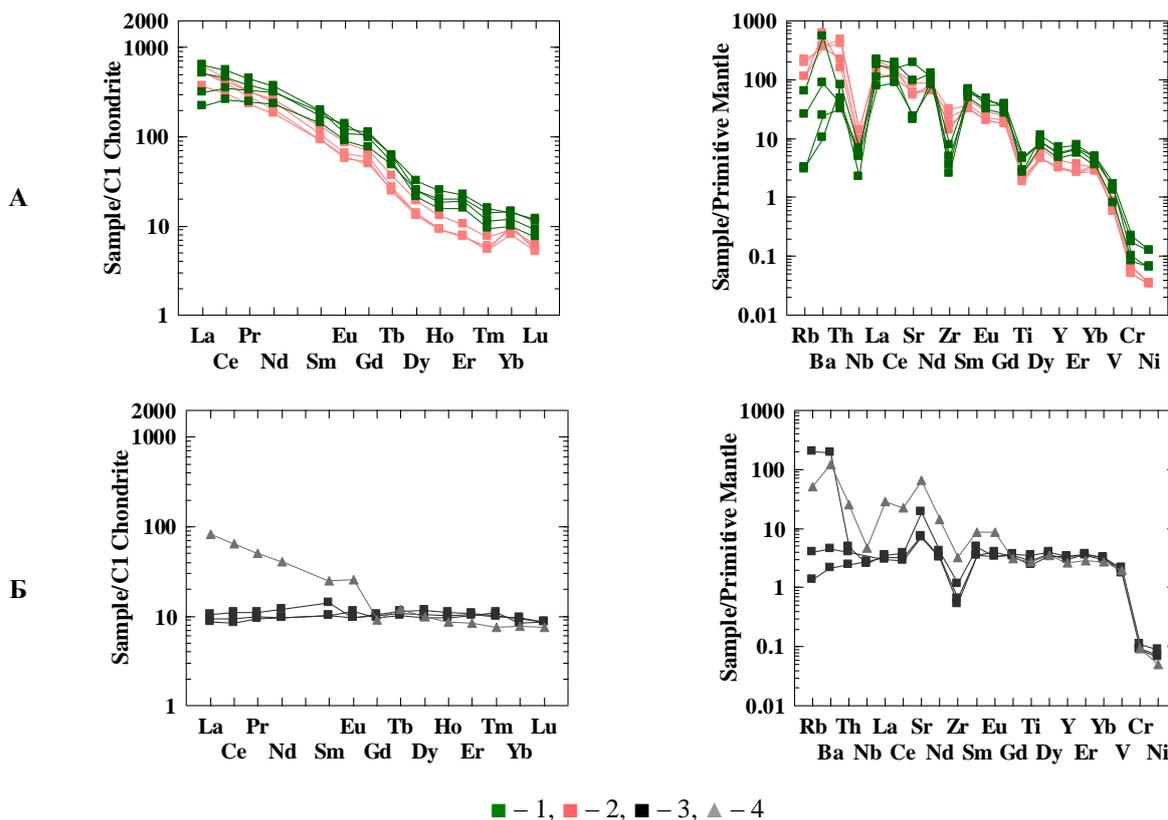


Рисунок 5.3 – Распределение редкоземельных и редких элементов в породах Эльмусского массива (А) и вмещающих метавулканитах (Б), нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

1-2 – Эльмусский массив (1 – пироксениты I-фазы, 2 – монцодиориты, кварцевые монцодиориты II-фазы), 3 – вмещающие метавулканиты, 4 – вмещающие метавулканиты на контакте с Эльмусским массивом

На контакте с монцодиоритами вмещающие амфиболовые сланцы по основным вулканитам подвержены интенсивному изменению, проявленному калишпатизацией,

окварцеванием и эпидотизацией. Изменение метавулканитов сопровождается обогащением их легкими редкими землями, Rb, Ba, Sr, Zr и Th (рисунок 5.3Б).

Древние гранитоиды и кислые дайки Эльмусской площади. *Плагиогранит-порфиры Талпусского*, обладающие низкой магнезиальностью (0.18-0.31) и нормальной щелочностью (сумма щелочей 6.02-7.24, Na>K), характеризуются фракционированным спектром распределения редких земель ($\Sigma\text{REE}=50\text{-}250$ ppm, $\text{La}_N/\text{Yb}_N=8\text{-}23$), умеренным обеднением HREE ($\text{Yb}=1.52\text{-}2.4$ ppm), наличием отрицательных аномалий Eu, Nb, Sr, Ti (рисунок 5.4А). По геохимическим характеристикам гранит-порфиры соответствуют ТТГ низкого давления (<10 кбар), формирующимся в равновесии с безгранатовым амфиболовым реститом (роговая обманка + плагиоклаз). Реститовый плагиоклаз концентрирует Eu и Sr, что приводит к обеднению ТТГ-магм низкого давления данными компонентами (Moyen, 2011).

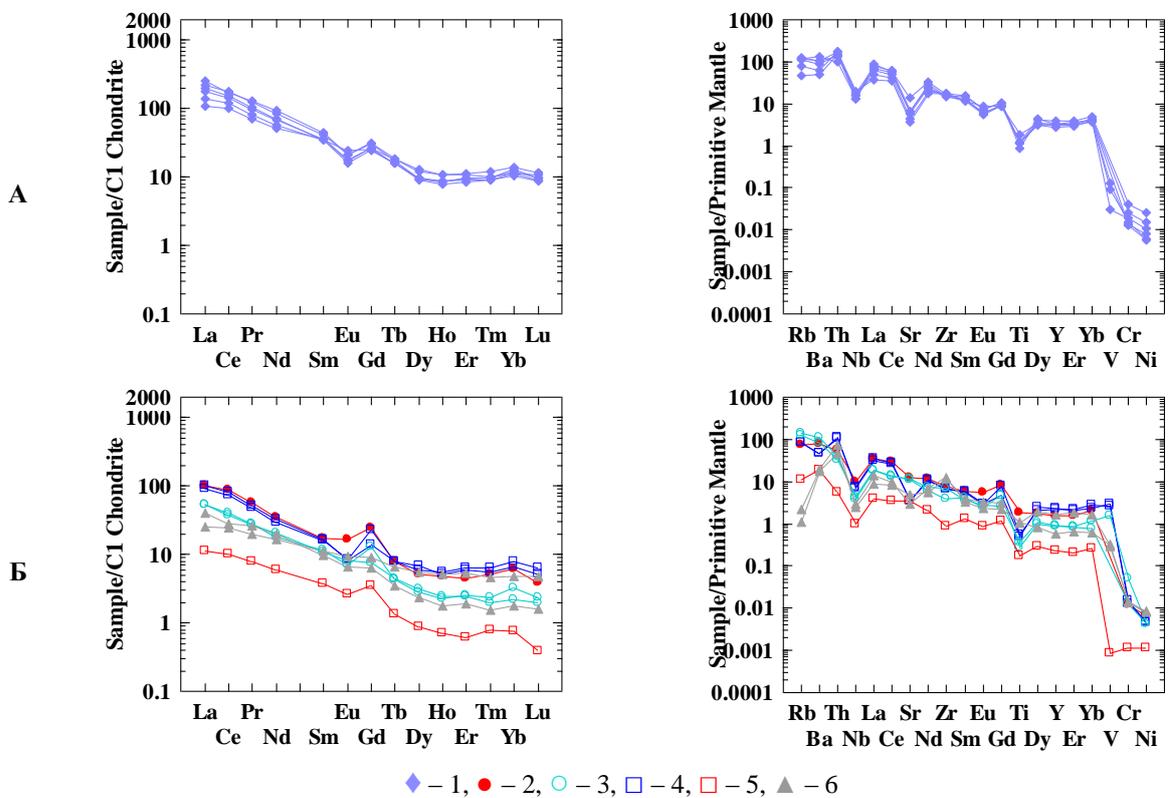


Рисунок 5.4 – Распределение редкоземельных и редких элементов в плагиогранит-порфирах массива Талпус (А) и других кислых интрузивных породах Эльмусской площади (Б), нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

1 – плагиогранит-порфиры массива Талпус, 2 – диориты Орехозерского массива, 3 – граниты центральной части площади, 4 – дайки плагиопорфиров (район оз. Орехозеро), 5 – дайки гранит-порфиров (район оз. Пунозеро), 6 – дайки плагиопорфиров (уч. Педролампи)

Диориты Орехозерского массива и сопровождающие его *дайки плагиопорфиров* по геохимическим характеристикам близки гранит-порфирам массива Талпус (рисунок 5.4Б), отличаются чуть меньшим содержанием Zr (74-86 ppm). Граниты центральной части Эльмусской площади имеют аналогичные спектры редкоземельных и редких элементов,

отличающиеся более низкими абсолютными значениями. Дайки гранит-порфиров в районе оз. Пунозеро характеризуются низкими концентрациями REE, Rb, Ba, V, Cr и Ni. Дайки плагиопорфиров в районе участка Педролампи имеют переменное содержание тяжелых REE и низкое – Rb и Ba.

5.3. Геохимическая характеристика пород Хаутаваарского умереннощелочного массива

Монцогаббро и *монцодиориты I-фазы* выделяются высоким содержанием Ba (1751-2054 ppm), Sr (586-1208 ppm), умеренным Rb (98-227 ppm), невысоким и низким – Zr и Hf (приложение 4). Породы характеризуются дифференцированными спектрами распределения редких земель, сумма REE равна 218-252 ppm, отношение $La_N/Yb_N=14.22-18.79$ (рисунок 5.5А). В монцодиоритах содержание REE несколько ниже, чем в габброидах и резко возрастает в ксенолитах измененных монцодиоритов, встречающихся в монцогранитах II-фазы (особенно легкие, $\Sigma REE=792$ ppm, $La=168$, $Ce=354$ ppm). Это обусловлено обогащением пород апатитом, титанитом и REE-содержащим эпидотом.

В отличие от монцогаббро Хаутаваарского массива, феррогаббро Виетуккалампинского комплекса и вмещающие их метавулканы (андезибазальты) имеют слабо фракционированный спектр распределения REE (рисунок 5.6).

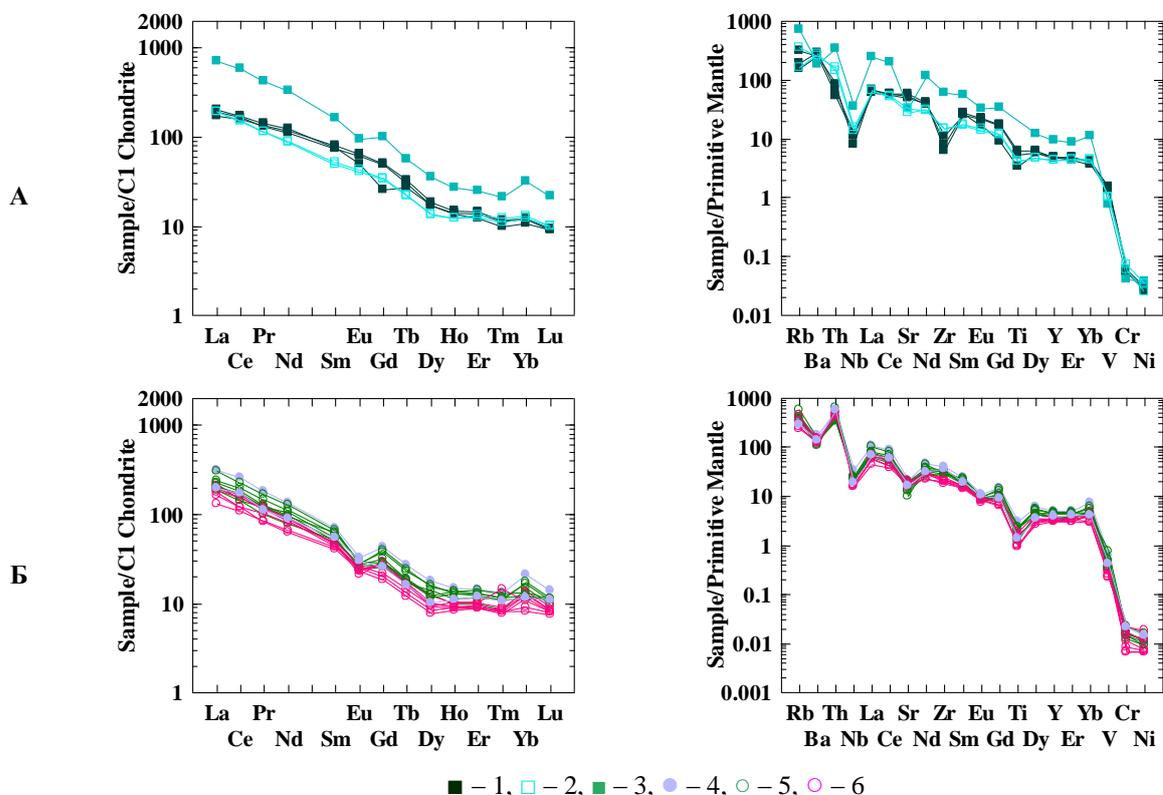


Рисунок 5.5 – Распределение редкоземельных и редких элементов в породах Хаутаваарского массива, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

1-3 – породы I-фазы (А): 1 – монцогаббро, 2 – монцодиориты, 3 – ксенолит монцодиоритов в монцогранитах II-фазы, 4-6 – породы II-фазы (Б): 4 – кварцевые монцодиориты, 5 – граносиениты, 6 – монцограниты

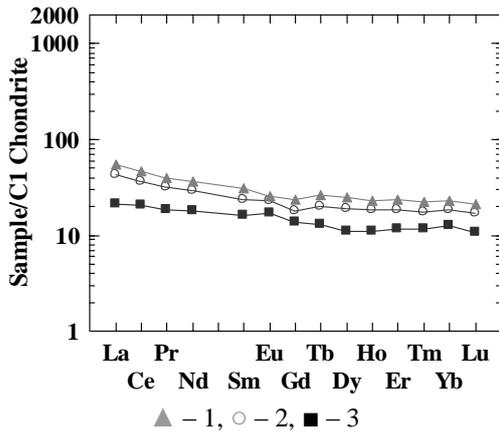


Рисунок 5.6 – Распределение редкоземельных элементов в феррогаббро Виетуккалампинского комплекса и вмещающих андезибазальтах, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

1 – андезибазальты южного экзоконтакта Хаутаваарского массива; 2-3 – Виетуккалампинский комплекс (2 – габбро южного и 3 – западного экзоконтактов Хаутаваарского массива)

▲ – 1, ○ – 2, ■ – 3

В кварцевых монцодиоритах II-фазы содержание REE варьирует от 228 до 346 ppm, увеличивается количество Zr (402-458 ppm) и Th (45-49 ppm), тогда как концентрация Ba и Sr несколько уменьшается (951-1225 и 341-438 ppm, соответственно). Сумма REE незначительно снижается от *граносиенитов* (201-318 ppm) к *монцогранитам* (156-230 ppm) и становится наиболее низкой в зонах окварцевания пород (<63 ppm). Породы характеризуются дифференцированными спектрами распределения REE, наличием отрицательной Eu аномалии (рисунок 5.5Б). Редкие земли входят преимущественно в состав аксессуарных минералов, таких как Zr-Th-силикаты и фиксируются в поздних REE-содержащих F-карбонатах.

Мультиэлементные диаграммы (рисунок 5.5А-Б) для пород обеих магматических фаз подобны, что отражает кристаллизационную дифференциацию из единого магматического расплава. Содержание Ba и Sr снижается от более основных фаз к кислым, тогда как Zr и Th – возрастает. В монцогаббро и монцодиоритах максимальное содержание Ba достигает 2054 ppm, в граносиенитах и монцогранитах – 1081 ppm. Ba и Sr входят в состав полевых шпатов, а также барита, образующегося при поздних процессах. В K-полевом шпате монцодиоритов содержание Ba возрастает от десятых долей процента до 2-2.4 % (реже 5 %). Содержание Zr (69.4-168.4 ppm), Hf (1-4 ppm), Th (4.58-13.7 ppm), Rb (98-196 ppm) возрастает от пород I-фазы к кислым дифференциатам (Zr 225-394, Hf 4-9.3, Th 28.5-45.5, Rb 204-282 ppm). Концентрация Th и Zr в породах II-фазы контролируются появлением циркона, торита и более сложных Th-Zr-силикатов.

Транзитные и халькофильные элементы. Для ранней фазы Хаутаваарского массива установлены повышенные содержания P_2O_5 (0.56-0.61 %), TiO_2 (0.73-1.03 %), V (176-201 ppm), обусловленные наличием в породах апатита, титанита и рудных минералов. Монцогаббро и монцодиориты I-фазы обладают более высокими концентрациями Cr (163-223 ppm), Ni (51-77 ppm), Co (18-30 ppm), Cu (18-118 ppm) относительно монцогранитов и граносиенитов (Cr 19.6-51, Ni 9.6-32.6, Co 3.4-11, Cu 5.6-29 ppm). Максимальное содержание Cr, Cu, Ni зафиксировано в монцодиоритах вблизи южного контакта массива. Это может быть обусловлено

непосредственным обогащением этими элементами магматического источника, а также контаминацией вмещающих пород (коматиитов и базальтов лоухиваарской свиты), которые они прорывают. Содержания Pb в монцогаббро и монцодиоритах (в ppm) – 15.2-52, As 7.3-34.5, Mo 1-4.4, W 0.78-6.04, Te и Bi – низкие. Концентрация Zn в породах I-фазы обычно несколько выше (43-157 ppm), чем в кислых дифференциатах (21-40.35 ppm), а As – ниже. Среди халькофильных элементов в некоторых пробах наблюдаются отклонения от средних фоновых значений, что связано с наличием в породах сульфидов, особенно вблизи рудных зон. Даже самые незначительные колебания содержаний Pb, W, Te, Bi обычно бывают связаны с появлением рассеянной вкрапленности соответствующих минералов. Зоны штокверкового окварцевания и изменения граносиенитов выделяются аномальными концентрациями Mo, Cu, Bi, Te, Pb, Ag.

Литохимические ореолы. Все установленные закономерности находят отражение в первичных литохимических ореолах. При этом состав пород массива вносит наиболее существенный вклад в формирование значимой положительной корреляции между элементами Zr, Nb, La, Na, Ba, Ce. Рудогенные элементы формируют геохимические ореолы и четкие зависимости, группируясь в кластеры (Вихко, 2014). Геохимический ореол элементов-спутников и повышенные концентрации золота совпадают с зонами штокверкового окварцевания в граносиенитах.

5.4. Геохимическая характеристика пород комплекса Таловейс и гранитоидов Костомукшской структуры (Западная Карелия)

Комплекс Таловейс. В *диоритах* и *кварцевых диоритах I-фазы* отмечаются повышенные концентрации Cr (49-117 ppm), Ni (25-39 ppm) и повышенная магнезиальность ($mg\# = 0.54$). Одновременно породы обогащены литофильными элементами (Rb 36-117, Ba 810-1575 и Sr 696-950 ppm). Сумма REE колеблется в пределах 163-206 ppm.

В *гранит-порфирах II-фазы* сумма REE (в ppm) 133-172, Cr 73-78, Ni 21-24, Rb 117-125, Ba 1182-1466, Sr 606-613. Содержание высокозарядных элементов (HFS) в породах комплекса повышенное (в ppm): Th 9-16, Nb 4-6, Zr 122-189, Y – 8-14.

Спектры распределения редкоземельных элементов для обеих магматических фаз имеют дифференцированный характер (рисунок 5.7), отношение $La_N/Yb_N = 16-28$. Среди собственных минералов REE в диоритах и гранит-порфирах установлены монацит и поздний бастнезит. Их количество несколько увеличивается вблизи рудных прожилков в измененных породах околорудных зон. Отмечается корреляция Ba и Sr. Барий концентрируется в породообразующих полевых шпатах незначительно, его повышенные значения чаще связаны с поздними процессами преобразования и появлением барита в ореоле жил.

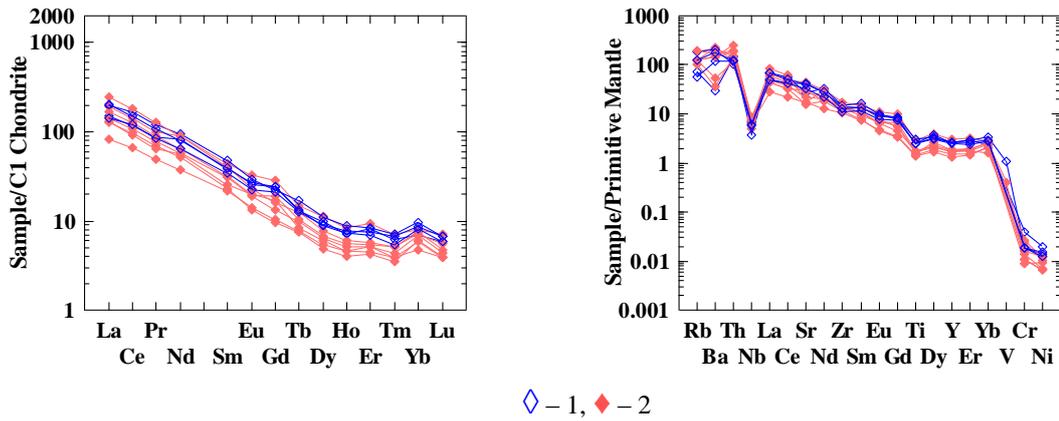


Рисунок 5.7 – Распределение редкоземельных и редких элементов в породах комплекса Таловейс, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

1 – диориты и кварцевые диориты I-фазы, 2 – гранит-порфиры II-фазы

Гранитоиды Костомукшской структуры. Микроклиновые граниты *Шурловаарского массива* отличаются высокими концентрациями REE (560-1100 ppm) и резко фракционированными спектрами их распределения ($La_N/Yb_N=60-106$), низкой магнезиальностью ($mg\#=0.26-0.33$), высокими содержаниями Ba (2531-3158 ppm), Th (26-33 ppm) и наличием выраженной отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^*=0.47-0.52$; приложение 4, рисунок 5.8А). Количество Zr в породах (в ppm) 199-244, Sr 384-787, Rb 95-106, Nb 10-12. Петро-геохимические особенности микроклиновых гранитов Шурловаарского массива не позволяют однозначно отнести их к А- или I-типу (Chappell, White, 1992). С одной стороны для пород характерны высокие концентрации Zr, Ce, Th, Ba и Sr, с другой – низкие содержания CaO, а также Y, Nb. Шурловаарский массив имеет Ba-Sr-REE геохимическую специализацию.

Граниты *массива Ниемиярви* обладают низкой магнезиальностью ($mg\#=0.34-0.38$). Суммарное содержание REE 151-238 ppm. Для пород характерно наличие отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^*=0.29-0.35$; приложение 4, рисунок 5.8Б). Отношение $La_N/Yb_N=11-21$. Содержание Ba в гранитах 639-702 ppm, Rb 240-273, Zr 160-233, Th 34-39 ppm. По содержанию петрогенных и редких элементов породы отвечают фракционированным гранитам I-типа (Chappell, White, 1992).

Массив Восточный (гора Таловейс). Граниты и тоналиты обладают низкой магнезиальностью ($mg\#=0.27-0.34$). Содержание ΣREE колеблется от 154 до 273 ppm. Спектр распределения редких земель дифференцированный (приложение 4, рисунок 5.8В), отношение $La_N/Yb_N=14.0-28.4$, отмечается наличие глубокой отрицательной Eu-аномалии ($Eu/Eu^*=0.49-0.56$). Концентрация Rb варьирует от 186 до 231 ppm, Ba – 538-1013, Sr – 177-300, Zr – 116-159 ppm. Содержание в породах петрогенных и редких элементов отвечает гранитам I-типа (Chappell, White, 1992).

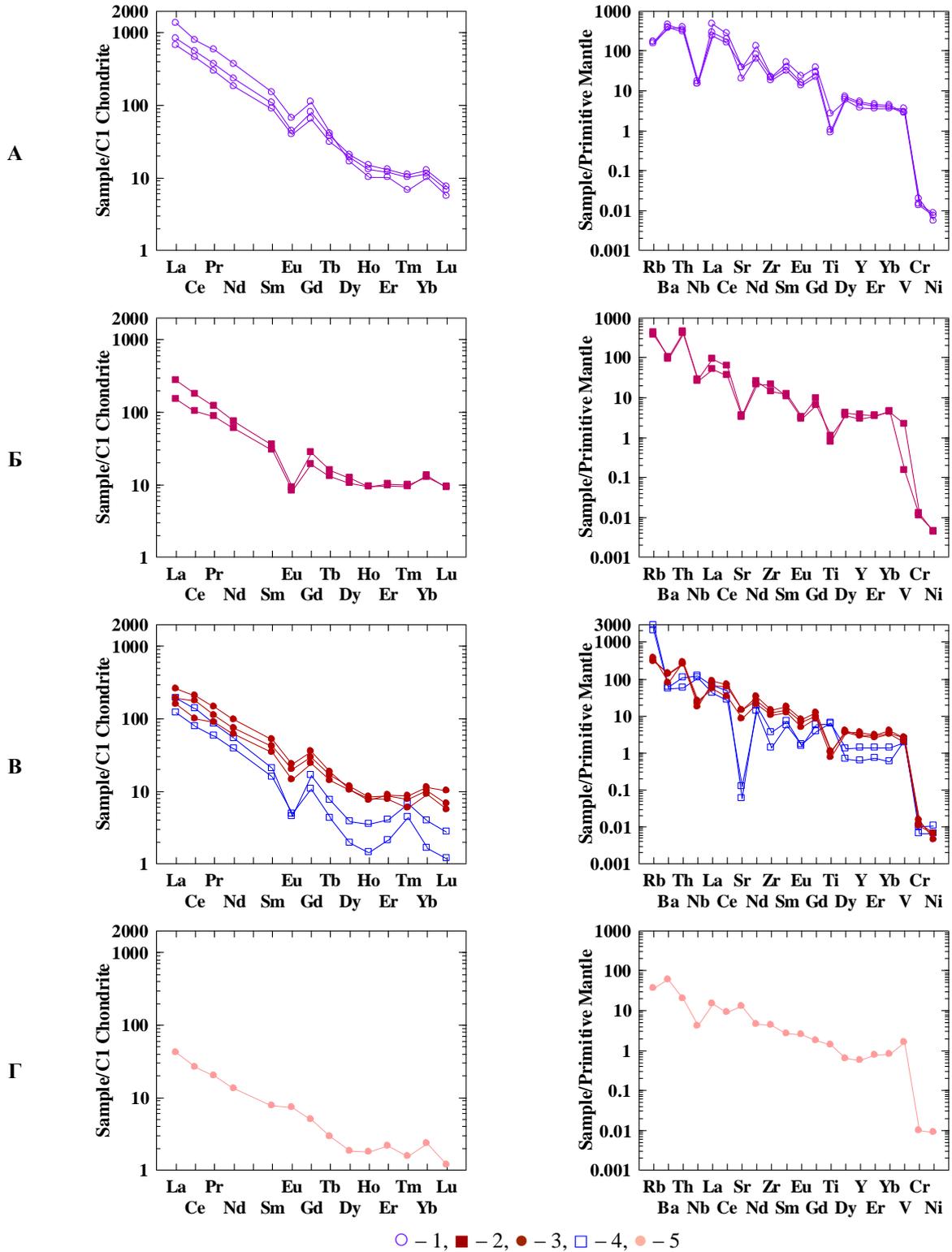


Рисунок 5.8 – Распределение редкоземельных и редких элементов в гранитоидах Костомукшской структуры, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989):

1 – микроклиновые граниты Шурловаарского массива (А), 2 – граниты массива Ниемиярви (Б), 3-4 – массив Восточный (В): 3 – граниты и тоналиты, 4 – грейзенизированные граниты, 5 – тоналиты западного обрамления Костомукшской структуры (Г)

В грейзенизированных гранитах массива Восточный снижается содержание средних и тяжелых редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE}=107\text{-}174$ ppm; приложение 4), тем самым

наблюдается нарушение формы спектра (рисунок 5.8B) – тетрадный эффект фракционирования, проявление которого связано с высоководными, обогащенными летучими компонентами флюидами, влияющими на потенциальную рудоносность пород (Гусев А.И., Гусев А.А., 2011). В измененных гранитах резко снижается количество Sr (до 1.2-2.62 ppm), а также уменьшается концентрация Zr (15.4-40 ppm), Y (2.8-6.3 ppm) и увеличивается Rb (1323-1797 ppm), Nb (77-87 ppm), Cs (78 ppm), Sn (17.3-18.2 ppm). В породах отмечаются высокие содержания Li (737-977 ppm), Mn (3595-3888 ppm), Zn (680-819 ppm) и Tl (2071-4005 ppm), повышается содержание Bi. Грейзенизированные граниты имеют редкометалльную специализацию.

Аплиты, связанные с массивом Восточный, отличаются повышенной магниальностью ($mg\#=0.61$) и низкими содержаниями суммы REE (12 ppm), Ba (14.3 ppm), Sr (20 ppm) и Zr (45 ppm). В аплитах фиксируются повышенные концентрации Mo (57 ppm) и U (34 ppm).

Гранито-гнейсы западного обрамления обладают низкими содержаниями REE (38 ppm), особенно тяжелых элементов, фракционированным спектром их распределения ($La_N/Yb_N=17.9$). Породы характеризуются низкими концентрациями Y (2.6 ppm), наличием положительных аномалий Sr, Ti и Eu ($Eu/Eu^*=1.2$) и резкой отрицательной аномалией Nb (приложение 4; рисунок 5.8Г). Такие особенности химического состава позволяют ТТГ-гранитоиды западного обрамления Костомукшской структуры отнести к адакитовой серии (Samsonov et al., 2005).

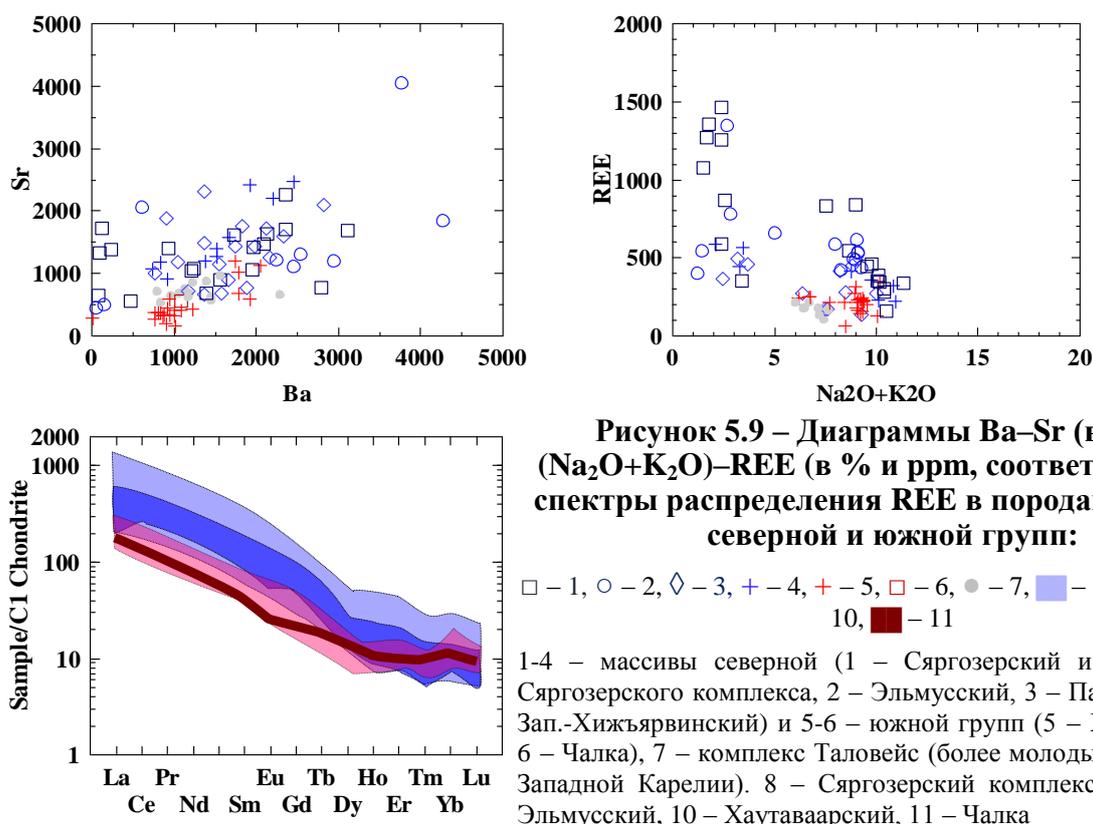
Выводы по главе 5

1. Сравнительный анализ геохимических особенностей массивов санукитоидной серии Центральной Карелии также позволяет выделить две контрастные группы, соответствующие описанным в предыдущих главах (см. гл. 3 и 4) *северной* и *южной*.

Для пироксенит-монцонит-сиенитовых массивов северной группы характерны высокие содержания редких земель (до 1500 ppm), Ba (до 4300 ppm) и Sr (4030 ppm), а также Cr (11-655 ppm), Ni (17-204 ppm), V (30-504 ppm) и Co (6-68 ppm), относительно интрузивов южной группы (рисунок 5.9, 5.10). В последних сумма REE 200-350 ppm, Ba 750-2000 и Sr 200-1200 ppm, а концентрации (в ppm) Cr 20-222, Ni 10-76, V 28-200 и Co 3-30. В свою очередь породы массивов южной группы обогащены Th, Zr и Mo.

2. Как было показано выше, Сяргозерский умереннощелочной пироксенит-сиенитовый и Устьволомский гранитовый комплексы имеют тесные пространственно-временные соотношения. Однако сравнительный анализ состава пород показал, что им присущие существенные петро-геохимические отличия. Широко развитые на Ондозерско-Сегозерской площади Устьволомские граниты по составу соответствуют ТТГ, формировавшимся в условиях высокого давления (>20 кбар) с образованием Grt+cPx+Ru реститовой фазы (Moyen, 2011). Тогда как умереннощелочные породы Сяргозерского комплекса являются продуктом плавления

обогащенного мантийного источника. Ранее проведенное исследование показало, что для них характерны мантийные изотопные характеристики (Егорова, 2014).



3. В пределах Эльмусской структуры более древние плагиогранит-порфиры Талпусского массива (~2.86 млрд л.) имеют петро-геохимические характеристики ТТГ-гранитоидов, образованных в условиях низкого давления (<10 кбар) в равновесии с безгранатовым амфиболовым (Hbl+Pl) реститом (Моуен, 2011). Таким образом, ТТГ-магматизм, проявленный на Ондозерско-Сегозерской и Эльмусской площадях, имеет не только разную временную позицию, но и различные условия формирования магм.

Подобный вывод согласуется с результатами исследования ТТГ-комплексов Фенноскандинавского щита (Вревский и др., 2010), которое показало, что формирование первичных расплавов мезоархейских ТТГ происходило на меньших глубинах в сравнении с неоархейскими ТТГ. Такая закономерность, по мнению авторов, может отражать увеличение мощности коры.

4. Известково-щелочные диориты и гранит-порфиры комплекса Таловейс, являющегося представителем более молодых (~2.72 млрд л.) санукитоидов Западной Карелии, имеют некоторое сходство геохимического состава с породами Хаутаваарского массива (~2.74 млрд л.), однако, для них характерно отсутствие Sr и Eu аномалий, меньшее содержание Zr, Th и иной спектр рудогенных элементов (рисунок 5.10).

5. Поздне- и посттектонические гранитоиды Костомукшской структуры различаются между собой по петро-геохимическим особенностям. Диориты и гранит-порфиры комплекса

Таловейс имеют специализацию на Au, W, As, Zn, Cd, Ag, Bi, Te; грейзенизированные граниты массива Восточный и их аплиты – редкометалльную (Li, Rb, Mn, Nb, Cs), а также Mo и Bi; Шурловаарский массив – Ba-Sr-REE (Дмитриева, Кулешевич, 2013б).

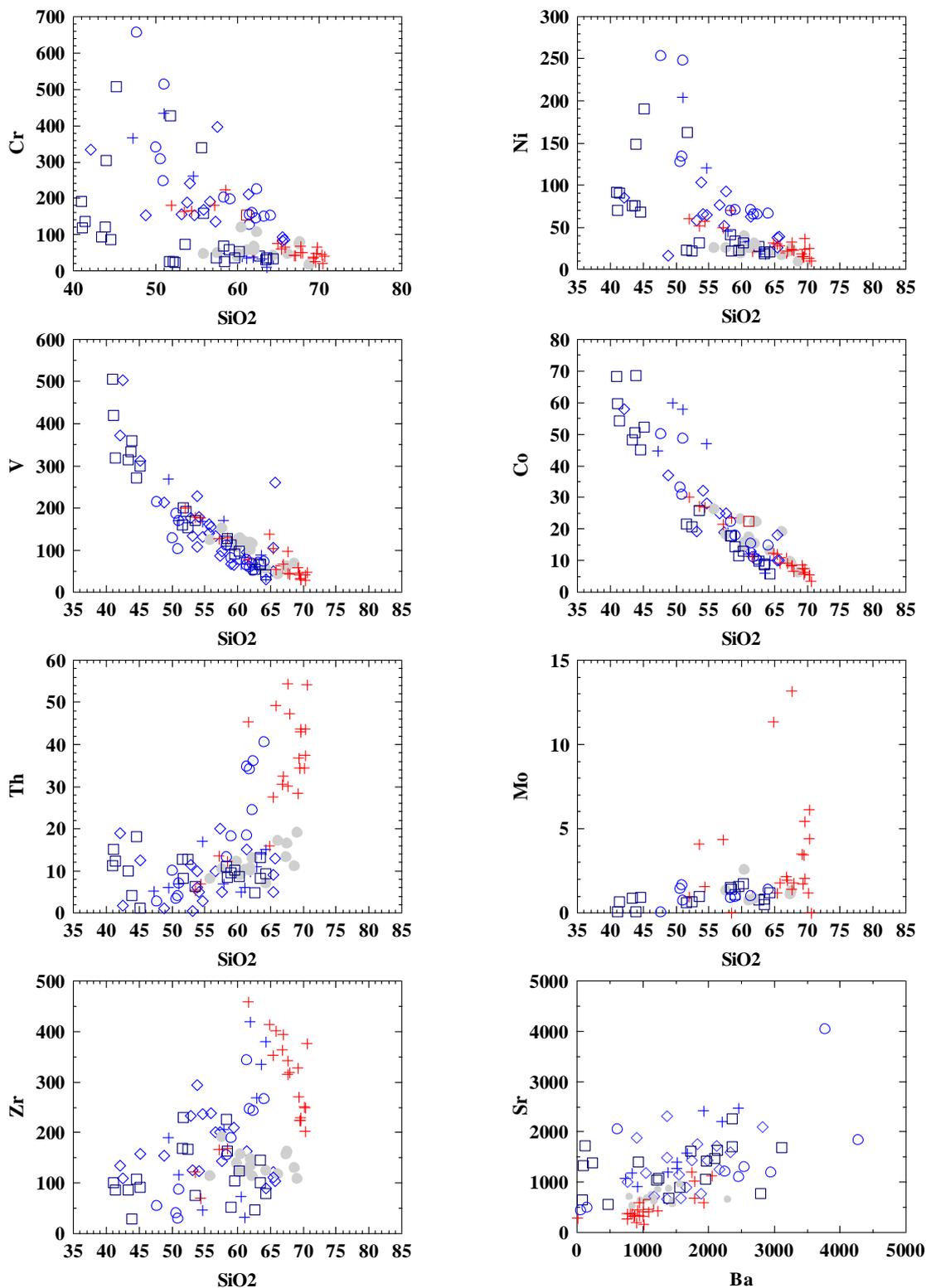


Рисунок 5.10 – Распределение Cr, Ni, V, Co, Th, Mo, Zr, Sr и Ba в породах массивов северной и южной групп:

условные обозначения как на рисунке 5.9

ГЛАВА 6. РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ САНУКИТОИДНЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

6.1. Рудная специализация Сяргозерского комплекса

REE-Ba-Sr-P-Ti минерализация. Для Сяргозерского умереннощелочного комплекса наибольший интерес представляет рудная минерализация, связанная с ранней габбро-пироксенитовой фазой. Пироксениты массива *Шаравалампи* выделяются наиболее интенсивной положительной магнитной аномалией, прослеживаемой на расстояние до 3.5 км (Карта..., 1967). На аэромагнитных картах масштаба 1:200000 на СЗ и ЮВ продолжении интрузива также наблюдаются аномалии, предположительно связанные с пироксенитами. Мощность тела колеблется от 80 до 300 м. По результатам предшествующих детальным геолого-геофизических работ (Слюсарев и др., 2001) в пироксенитах массива Шаравалампи был выделен апатит-магнетитовый рудный горизонт (или ряд линзующихся рудных тел) мощностью от 40-60 м в северной части и до 10-40 м в южной (рисунок 6.1).

Сяргозерский габбро-пироксенитовый массив прослеживается на расстояние до 2.5 км, но слабо обнажен. Породы подвержены интенсивному изменению и содержат вкрапленную апатит-магнетитовую минерализацию.

Метасоматические изменения пироксенитов вызваны воздействием щелочных растворов, сопровождающих становление сиенитовой фазы, более поздних даек и жил. Прослеживается следующая стадийность метасоматических процессов и рудообразования (Дмитриева, 2012б, г):

1 – ранняя автometасоматическая амфиболизация пироксенитов, сопровождаемая магнетитом, вкрапленностью халькопирита и *платиноидов*;

2 – высокотемпературный щелочной метасоматоз, связанный с внедрением сиенитов, сопровождается наложением на пироксениты Ba-содержащего K-полевого шпата, альбита, амфибола и флогопита, выделением титанита, апатита и формированием *P-Ti* и *Ba-Sr-REE*-минерализации, представленной REE-содержащими апатитом, титанитом и минералами группы эпидота. На поздних стадиях выделяются кальцит, барит и REE-F-карбонаты бастнезит-паризитового ряда.

3 – низкотемпературная эпидотизация, связанная с поздними полевошпатовыми жилами и альбититами, завершает изменения пироксенитов. Минеральная ассоциация метасоматитов представлена эпидотом, альбитом, актинолитом, хлоритом, кварцем, рутилом. К эпидозитам приурочена *Au-содержащая Cu-S* или *Ag-Pb-Cu-S* минерализация.

Fe-P-Ti-тип минерализации представлен магнетитом, ильменитом, титанитом и F-apatитом (рисунок 6.2). Содержание магнетита в рудных горизонтах возрастает до 20 %,

апатита – до 10 %, концентрация TiO_2 в породах увеличивается до 3.1 %, P_2O_5 – до 2.16 % (до 3.56 %, по Слюсарев и др., 2001). Выделение магнетита, связано с раннемагматической стадией формирования пироксенитов. Обогащение пород титанитом, ильменитом и F-апатитом связано со щелочным метасоматозом, обусловленным становлением сиенитовой фазы. Содержания рудогенных элементов в пироксенитах, рудных пироксенитах и метасоматитах по ним приведены в таблице 6.1.

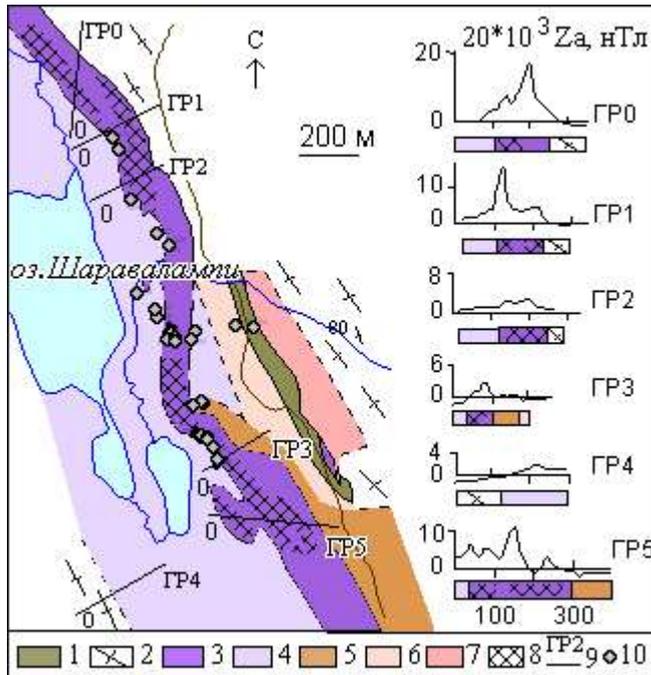


Рисунок 6.1 – Детальный план участка Шаравалампи, по (Слюсарев и др., 2001) с дополнениями автора:

1 – лопийские метабазальты, 2 – гранитоиды, 3-5 – Сяргозерский умереннощелочной комплекс (3 – пироксениты, 4 – сиениты, 5 – диориты), 6 – плагиограниты, 7 – гранит-аплиты, 8 – рудные апатит-магнетитовые зоны, 9 – магнитный профиль, 10 – точки отбора проб

Магнетит пироксенитов обычно не содержит каких-либо значительных концентраций микропримесей (таблица 6.2), однако в южной части рудной зоны и нижней части пироксенитового тела отмечается наличие Cr-содержащего магнетита с примесью Cr_2O_3 до 19.62 % (реже Al_2O_3), при этом увеличивается концентрация в породах Cr до 704 ppm и Ni до 523 ppm (таблица 6.1). Присутствие Ni связано с наличием пирротина, ассоциирующего с халькопиритом.

Фторсодержащий *апатит* образует округлые и боченовидные кристаллы и их скопления, вытянутые в цепочки или прослои. *Титанит* формирует крупные ромбовидные гипидиоморфные кристаллы темно-коричневого цвета, часто зональные с примесью легких редких земель (таблица 6.3).

Испытания по обогащению рудных пироксенитов массива Шаравалампи показали, что из них можно получить концентраты с 37.6 % P_2O_5 при извлечении до 55.9 % P_2O_5 (Слюсарев и др., 2001). В сиенитах II-фазы магнетит-титанит-апатитовая рудная ассоциация представлена в незначительном количестве.

Таблица 6.1 – Содержание рудогенных элементов в пироксенитах Сяргозерского комплекса и метасоматитах по ним (в ppm)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Обр.	Ша-424	Ш-5	Ша-5	Ша-5/1	Ша-428/3	Ша-419	Ша-426	Ша-427	Ш-8
Ti	8127	8975	6118	6790	2680	8725	7870	7716	8535
V	417	311	269	317	220	332	358	444	157
Cr	117	91	83	132	704	119	301	186	23
Co	59	48	45	54	88	50	68	69	21
Ni	69	75	66	89	523	74	148	81	22
Cu	33	64	702	91	3794	31	70	50	128
Zn	269	273	260.5	329	153	294	191	199	147
Se	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	6.18	6.40	4.31	4.26	<ПО
Y	59	52	74	66	22	71	34	33	39
Zr	99	84	106	84	40	278	28	40	167
Nb	16	14	23	14	5	30	6	5	28
Ta	0.9	1.6	1.7	0.8	0.14	1.7	0.25	0.16	3.2
Th	14.9	9.6	18.0	12.1	1.2	47.2	4.0	1.4	12.5
U	1.9	0.9	1.2	0.8	0.3	2.4	0.8	0.3	1.2
Pb	5.8	9.1	8.1	11.0	138.0	11.5	5.2	3.5	9.4
Te	<ПО	0.3	1.1	0.7	0.5	1.2	0.5	<ПО	0.1
Ag	0.07	0.41	1.37	0.59	4.45	1.36	<ПО	<ПО	0.20
Bi	0.13	0.09	0.32	0.04	11.01	0.40	0.83	0.24	0.46
Ba	97	105	120	240	444	248	493	1084	1262
Sr	627	1312	1060	1702	647	1363	549	754	1058

Примечание. 1 – пироксенит магнетит-содержащий, 2-4 – метапироксенит с титанитом и вкрапленностью сульфидов, 5 – метапироксенит с вкрапленностью сульфидов, 6 – метапироксенит на контакте с сиенитами, 7-8 – эпидозиты по пироксенитам с вкрапленностью сульфидов, 9 – метапироксенит биотитизированный и калишпатизированный.

Таблица 6.2 – Химический состав магнетита, ильменита и рутила пироксенитов массива Шаравалампи (мас. %)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Обр.	n=20	Ша-428/3				Ш-5	9506/3	9506/4	9506/3
Спектр		2_2	8_1	8_4	12_1	12_2	11_4	12_4	11_5
FeO	100	87.30	87.73	86.68	76.31	39.30	43.58	33.58	
TiO ₂						53.37	52.41	55.34	100
Cr ₂ O ₃		12.70	12.27	13.32	20.42				
MnO					2.05	7.33	3.32	11.08	
Al ₂ O ₃					1.22				
Сумма	100	100	100	100	100	100	99.31	100	100

Примечание. 1-5 – магнетит, 6-8 – ильменит, 9 – рутил.

Таблица 6.3 – Химический состав титанита пироксенитов массива Шаравалампи

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Обр.	Ш-6/3	Ша-419			Ша-427		Ша-427а	Ша-428/3а	Ша-428/3в	9506/2	9506/4
Спектр	2_2	1_6	4_1	10_1	7_3	8_4	3_4	2_5	19_1	3_2	3_7
Al ₂ O ₃	1.28		0.96	1.04				0.66	0.32	1.14	1.01
SiO ₂	31.23	31.98	30.85	29.82	30.01	33.71	32.38	30.36	31.73	30.25	29.95
CaO	27.90	28.45	28.17	27.61	29.54	26.91	27.94	28.03	28.98	28.31	27.76
TiO ₂	35.68	38.14	38.60	38.13	38.91	39.83	39.67	39.44	39.25	37.75	37.70
FeO	1.87	2.14	1.50	1.46				0.77		1.15	1.04
Сумма	97.96	100.71	100.08	98.06	98.46	100.45	99.99	99.26	100.28	98.60	97.47

Примечание. 1 – ксенолит пироксенитов в сиенитах, 2-4 – метапироксенит на контакте с сиенитами, 5-7 – эпидозит по пироксениту, 8-9 – метапироксенит с вкрапленностью сульфидов, 10-11 – пироксенит.

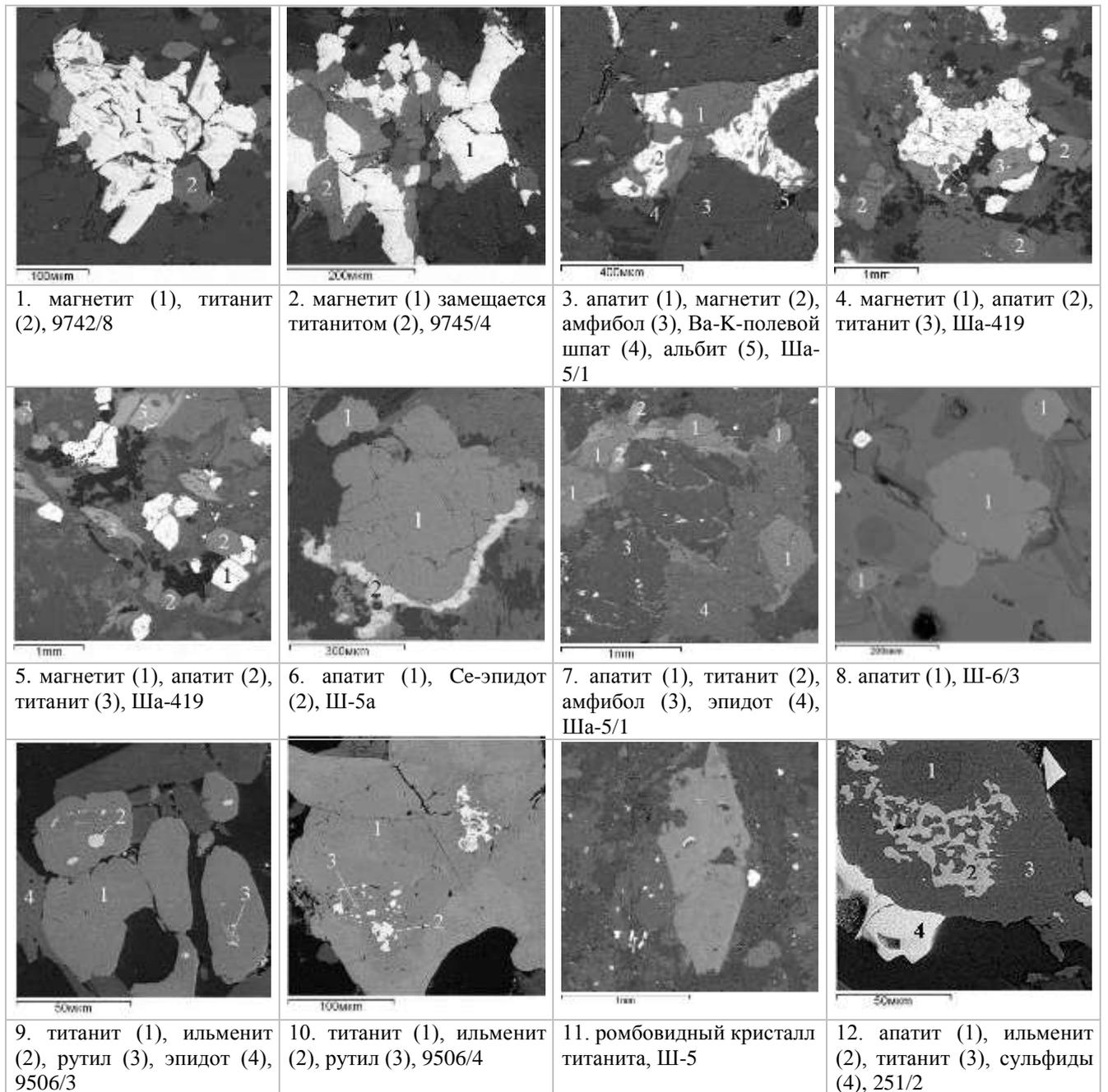


Рисунок 6.2 – Минералогия Fe-P-Ti оруденения пироксенитов Сяргозерского комплекса на примере массива Шаравалампи

U-Pb изотопный возраст *P-Ti*-минерализации определялся по титаниту. Монофракция была выделена из метапироксенитов участка Шаравалампи (обр. Ш-5). Определение *U-Pb* возраста пробы выполнено в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Выделение *Pb* и *U* из титанита проводилось на ионообменной смоле в HBr-форме по методике Мане с соавторами (1984) с последующим выделением *U* на смоле UTEVA. Измерения изотопов *Pb* осуществлялись на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON. Лабораторное загрязнение при исследованиях не превышало 0.05 нг *Pb*.

Расчет *U-Pb* возраста титанита с введением поправок в измеренные изотопные отношения на фракционирование, *Pb*-бланк (лабораторное загрязнение) и обычный *Pb*

выполнены по модели Стейси и Крамерса (1975) в программе Людвига (1991, 1999). Полученная цифра возраста 2726.1 ± 1.3 млн лет определяется пересечением линии конкордантных значений возрастов и линии дискордии для титанита, проведенной через начало координат (таблица 6.4, рисунок 6.3).

Полученный архейский U-Pb возраст титанита фиксирует время щелочного метасоматоза, сопровождающего становление сиенитовой фазы и формирование апатит-титанитовой рудной минерализации.

Таблица 6.4 – Результаты U-Pb изотопных исследований титанита метапироксенитов массива Шаравалампи (обр. Ш-5)

На-веска (мг)	Сод-е, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
	Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
3.0	56	28	121	0.18815	2.68898	13.5546	0.52248	0.98	2709.7	2719.1	2726.1 ± 1.3

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; б – изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Анализ выполнен в лаборатории изотопных исследований ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) к. г.-м. н. Н.Г. Ризвановой.

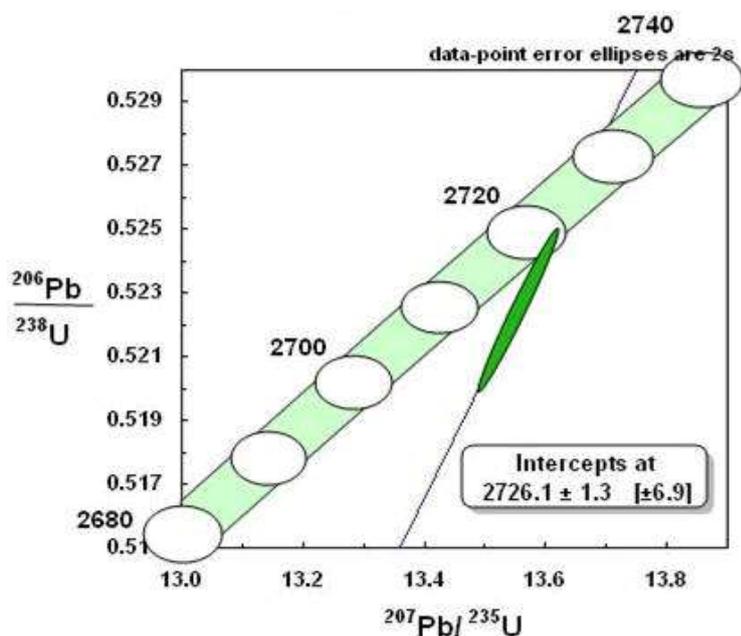


Рисунок 6.3 – Диаграмма с конкордией для титанита метапироксенитов I-фазы Сяргозерского комплекса, массив Шаравалампи (обр. Ш-5)

Ba-Sr-REE-минерализация (Кулешевич, Дмитриева, 2011-2012; Дмитриева, 2012б-г, Дмитриева и др., 2013). Для пород Сяргозерского комплекса характерны высокие концентрации REE (особенно легких). Максимальные содержания редких земель в пироксенитах достигает 1458 ppm, в сиенитах – 453 ppm и снижается до 155 ppm в кварцевых сиенитах. Концентраторами легких редкоземельных элементов (таблица 6.5, 6.6) являются апатит, титанит (ΣREE 1.37-4.07 %) и минералы группы эпидота (ΣREE 6.15-18.48 %). На более поздней стадии по микротрещинам в породе и при замещении REE-содержащего эпидота образуются низкотемпературные F-карбонаты бастнезит-паризитового ряда (Ce, La, Nd, иногда Pr).

Таблица 6.5 – Химический состав REE-содержащего титанита габбро-пироксенитов и сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6
Обр.	Ша-419	Ш-5	Ш-7			Ш-11
Спектр	4_2	15_1	16_4	16_5	17_3	2_2
SiO ₂	29.97	30.41	30.36	30.74	30.51	30.34
Al ₂ O ₃	1.77	1.47	1.39	1.02	1.45	1.39
TiO ₂	36.26	36.82	36.04	36.92	36.10	36.39
CaO	28.05	27.60	25.91	27.33	27.42	27.80
FeO	2.51	2.16	2.23	1.64	2.43	2.72
Ce ₂ O ₃	1.45	1.53	1.82	2.35	2.08	
Nd ₂ O ₃			2.25			1.37
ΣREE	1.45	1.53	4.07	2.35	2.08	1.37
Сумма	100.01	99.99	100	100	99.99	100.01

Примечание. 1 – пироксенит магнетит-содержащий, 2 – метапироксенит титанит-содержащий, 3-5 – метагаббро, 6 – кварцевый сиенит.

Таблица 6.6 – Химический состав REE-содержащих минералов группы эпидота пироксенитов и сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Обр.	Ша-419			Ша-5/1		Ша-4276		Ша-428/3	Ш-9
Спектр	3_2	6_1	9_1	10_2	13_2	4_2	7_4	5_1	7_4
SiO ₂	30.79	32.52	30.23	30.8	32.51	33.29	34.07	30.7	33.35
Al ₂ O ₃	13.19	13.14	12.43	13.4	13.25	19.06	19.64	13.45	15.91
MgO	0.68							1.77	
CaO	11.98	11.45	11.85	12.2	11.91	17.9	17.38	12.19	13.62
FeO	13.29	14.29	13.33	15.1	14.88	12.87	11.62	13.3	15.47
La ₂ O ₃	4.71	4.75	5.49	6.64	6.81	2.7	3.48	5.99	
Ce ₂ O ₃	7.83	9.87	8.90	9.81	8.7	5.64	6.36	10.77	6.15
Nd ₂ O ₃	1.63							1.72	
ΣREE	14.17	14.62	14.39	16.5	15.51	8.34	9.84	18.48	6.15
Сумма	84.10	86.02	82.24	87.9	88.06	91.46	92.55	89.88	84.49

Примечание. 1-3 – пироксенит магнетит-содержащий, 4-5 – метапироксенит титанит-содержащий, 6-7 – эпидозит по пироксениту, 8 – метапироксенит с вкрапленностью сульфидов, 9 – гигантозернистый сиенит.

REE-содержащий *титанит* встречается в породах различных магматических фаз, но наиболее характерен для пироксенитов. Он образует зональные кристаллы (рисунок 6.4/1-2). *Алланит* и *Се-эпидот* формируют овальные и неправильные зональные зерна (рисунок 6.4/3-5), образуют каймы вокруг апатита (рисунок 6.2/6), заполняют микропоры и трещины в нем, замещаются бастнезитом (рисунок 6.4/5-6).

Накопление Ba и Sr происходит в полевых шпатах кислых дифференциатов (К-полевой шпат, альбит) и щелочных метасоматитах по пироксенитам. Концентрация Ba и Sr возрастает в наиболее метасоматизированных разностях пироксенитов и достигает 3132 ppm. При поздних низкотемпературных процессах изменения пород Ba и Sr концентрируются в барите (BaO до 64.76, SrO до 9.73 %) и целестине (BaO – 10.11, SrO – 45.70 %; таблица 6.7).

Барит часто ассоциирует с сульфидами, выделяясь позднее, образует вокруг них каймы, а также развивается по микротрещинам и пустотам в породе (рисунок 6.4/7-8).

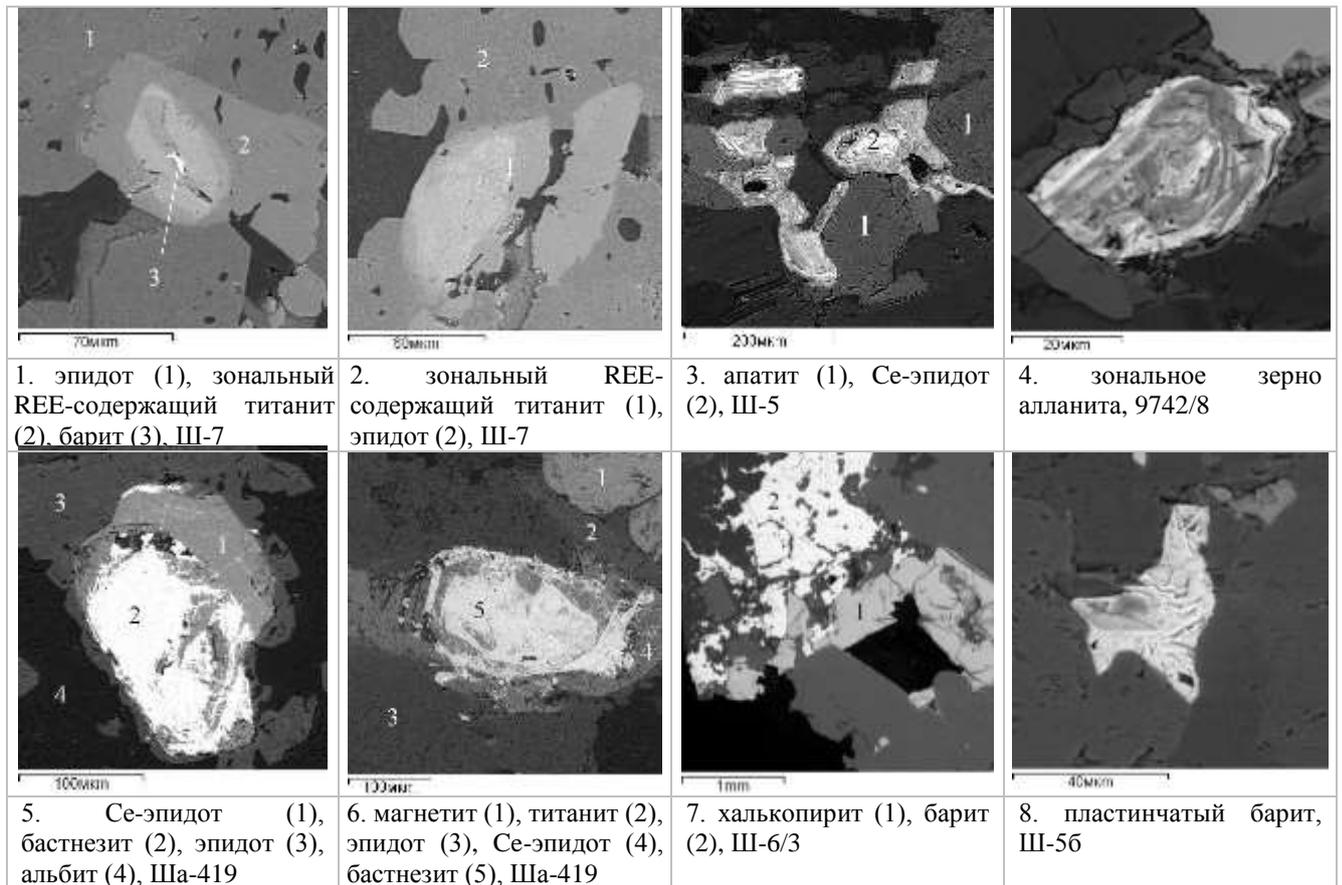


Рисунок 6.4 – Минералогия Ba-Sr-REE минерализации пироксенитов Сяргозерского комплекса

Таблица 6.7 – Химический состав барита и целестина габбро-пироксенитов, сиенитов и метасоматитов по пироксенитам (мас. %)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Обр.	Ш-6/3		Ш-7	Ш-6/3	Ша-428/3	Ш-56	Ш-6/3		Ша-428/3		Ш-6/3		Ш-9	
Спектр	4_1	12_1	4_3	7_1	4_1	10_1	8_1	14_2	9_1	1_1	4_1	14_1	5_1	3_2
SO ₃	35.01	33.37	37.84	36.32	35.00	35.74	34.20	34.97	38.36	34.51	32.72	36.00	36.43	44.19
SrO	0.25	0.85	1.11	1.31	1.56	1.69	1.78	2.11	2.33	3.95	4.08	5.18	9.73	45.70
BaO	64.74	65.78	61.05	61.47	63.44	62.57	62.8	62.92	58.72	60.86	63.20	58.82	53.84	10.11
Сумма	100	100	100	99.1	100	100	98.77	100	99.4	99.32	100	100	100	100

Примечание. 1-13 – барит и целестобарит, 14 – целестин; 1 – метапироксенит титанит-содержащий, 4-5 – метапироксенит с вкрапленностью сульфидов, 6-11 – ксенолит пироксенитов, 12-13 – метагаббро, 14 – сиенит.

Cu-S и благороднометалльная (Pt-Pd, Au) минерализация (Дмитриева, 2012а-б, г). В метапироксенитах массива Шаравалампи с бедной вкрапленной медно-сульфидной минерализацией отмечается повышенное содержание ЭПГ (Pt 0.015, Pd 0.025, Rh 0.001 и Ru 0.26 г/т, Σ ЭПГ=0.301 г/т), Au (0.162 г/т), Ag (3 г/т) и наличие их минеральных фаз. Содержание благородных металлов определялось пробирным методом в аналитической лаборатории ЦНИГРИ. Ранее В.Д. Слюсаревым (Слюсарев и др., 2001) отмечалось увеличение концентрации благородных металлов в сульфид-содержащих эпидотовых метасоматитах (Pt 0.038, Pd 0.074, Au 0.02 г/т), относительно безсульфидных пироксенитов с апатит-магнетитовым оруденением (Pd 0.012-0.016, Au 0.03 г/т).

Появление *Pt-Pd-минералов* связано с магматической стадией. В амфиболизированных пироксенитах с сульфидной вкрапленностью установлены Pd-Te-фазы: кейтконнит $(PdPtCu)_3Te$, мончеит $PtTe_2$ (таблица 6.8). Платиноиды образуют неправильные или игольчатые кристаллы небольших размеров (рисунок 6.5/1-2).

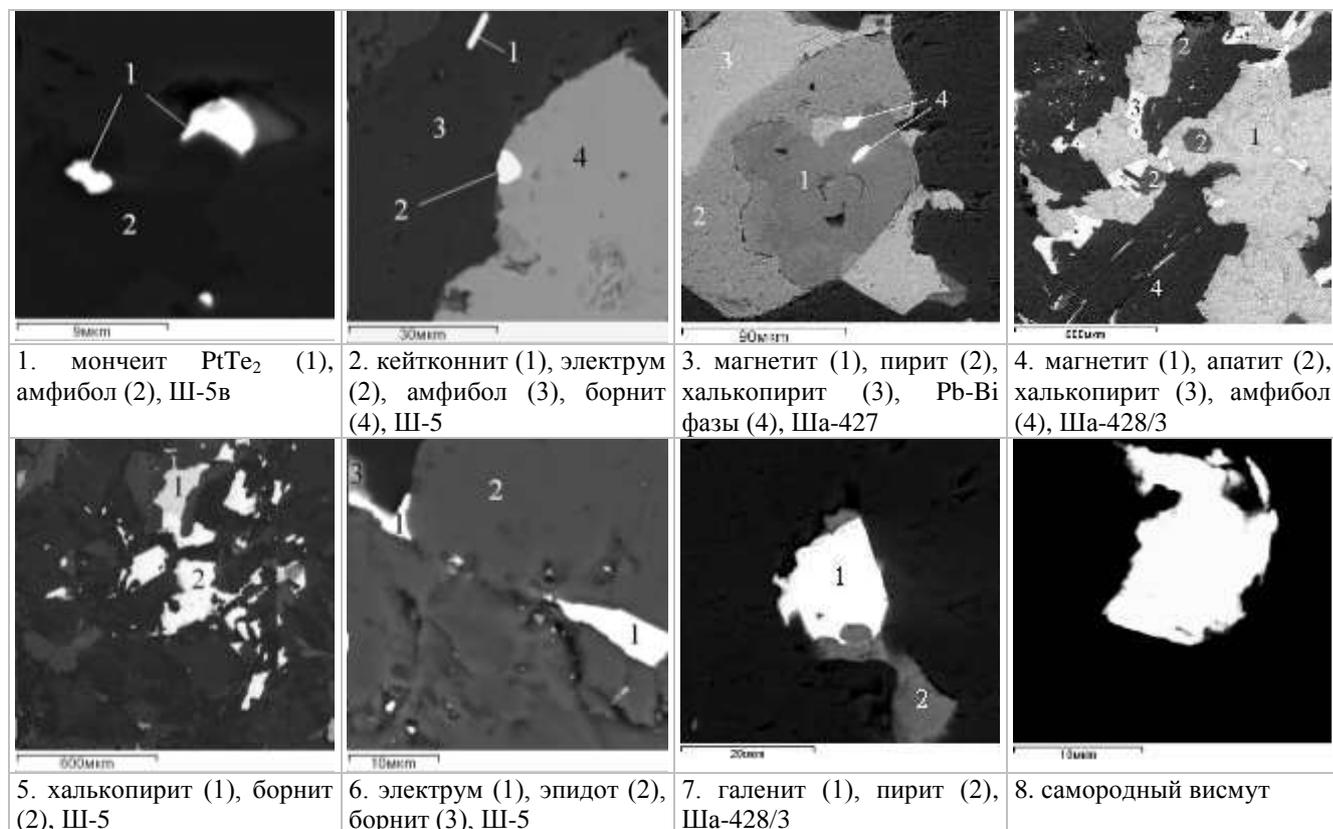


Рисунок 6.5 – Благороднометалльная-Cu-S минерализация пироксенитов массива Шаравалампи

Вкрапленная и вкрапленно-прожилковая *Cu-S-минерализация* представлена халькопиритом, борнитом, пиритом, реже встречаются галенит (рисунок 6.5/2-8), Ag-галенит, сфалерит, гринокит (CdS) , акцессорный линнеит $(Co,Ni,Fe)_3S_4$, матильдит $(AgBiS_2)$, электрум и очень редкие самородный Bi , Te , Ag , цумоит $(BiTe)$, клаусталит $(PbSe)$, касситерит. Электрум, галенит и реже самородный Bi встречаются в сростании с борнитом (рисунок 6.5/2-8). Золото высокосеребряное (электрум), содержит от 30.16 до 35.14 % Ag (таблица 6.9).

В наиболее интенсивно измененных пироксенитах развиты пирит-халькопирит-эпидотовые гнезда и прожилки. Эта ассоциация сопровождается также выделениями циркона, Th-монацита, алланита, барита и карбонатов. При окислении по медным сульфидам и галениту образуются халькозин, тенорит, церуссит $PbCO_3$.

С повышением концентрации Cu (3794 ppm) в сульфидных зонах увеличиваются содержания Ni , Co , Pb , Bi , Ag (таблица 6.1).

Таблица 6.8 – Химический состав платиноидов пироксенитов массива Шаравалампи (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6
Обр.	Ш_5_з	Ш_5	Ш_5	Ш_5б	Ш_5в	Ш_5в
Спектр	10_2	17_3	18_1	4_1	13_1	13_2
Pd	18.43	19.47	19.56	41.04		
Pt	15.81	15.09	15.09	21.09	42.87	42.41
Te	65.76	65.44	65.34	24.89	57.13	57.59
Cu				10.81		
Ag				2.17		

Примечание. Состав минералов приведен к 100 %. 1-3 – меренскит, 4 – кейтконнит, 5-6 – мончеит.

Таблица 6.9 – Химический состав золота и редких минералов пироксенитов массива Шаравалампи (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Обр.	Ш_5_з	Ш_5_з	Ш_5_з	Ш_5_з	Ш_5	Ш_5	Ш_5	Ш_5	Ш_5а	Ш_7
Спектр	10_1	19_1	20_1	21_1	5_1	5_2	7_1	17_1	7_1	12_1
Au	66.59	68.73	69.84	65.74	68.71	64.86	65.67	66.14		
Ag	33.41	31.27	30.16	34.26	31.29	35.14	34.33	33.86		
Bi										59.26
Te									100.00	40.74

Примечание. Состав минералов приведен к 100 %. 1-8 – электрум, 9 – самородный теллур, 10 – цумоит.

С гранитными массивами Устьволомского комплекса, развитыми на Ондозерско-Сегозерской площади связаны золотосодержащие полиметаллические и молибденовые проявления. Рудная минерализация накладывается как на граниты, так и вмещающие толщи (Ганин, Бондарев, 1983; Минерально..., 2005). К ним относятся проявления: *Воломское*, *Тухкозеро* (северная часть Устьволомского массива, южнее одноименного озера), *Лебедевогорское* (Ag 1-40, максимально до 200-400 г/т, Au – до 0.5-1 г/т). Восточнее оз. Тухкозеро на участке *Шаравалампи* в тонких карбонат-кварц-эпидотовых прожилках в метапироксенитах Шаравалампинского массива установлена наложенная сульфидная вкрапленная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом и галенитом. В секущих сиениты альбититовых жилах, в эпидот-кварцевых прожилках встречается молибденит. В СЗ части площади на участке *Лазаревском* (юго-восточнее оз. Лазаревское) в биотитовых сланцах, прорванных плагиомикроклиновыми гранитами, выявлены аномалии Cu, Zn, Pb, Mo. На восточном берегу обнаружено шлиховое золото.

6.2. Рудная минерализация Эльмусского массива

Ва-REE-Th-Sr-минерализация. В ходе полевых и аналитических работ с Эльмусским массивом не было выявлено каких-либо значительных скоплений рудной минерализации. Бедная вкрапленная апатит-титанитовая минерализация и наложенная медно-сульфидная приурочены к слабообнаженным метапироксенитам I-фазы в северо-западной части массива.

Содержание REE в породах Эльмусского массива варьирует от 399 до 778 ppm (по данным автора) и достигает 1350 ppm, по (Егорова, 2010). Максимальные концентрации редких

земель характерны для пироксенитовой фазы. Лантаноиды фиксируются в составе минералов группы эпидота и F-карбонатов бастнезит-паризитового ряда.

Для пород Эльмусского массива характерны также высокие содержания Ва (до 3800 ppm), Sr (до 4300 ppm) и повышенные концентрации Th (до 40.4 ppm в монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах II-фазы). Барий и стронций входят в состав K-полевых шпатов и более поздних баритов. Торит концентрируется в распространенном в породах торите, ассоциирующем с бастнезитом, апатитом, титанитом и эпидотом. *Торит* образует включения в апатите и титаните (рисунок 6.6/1-3), часто содержит примеси легких REE, U и Zr. *Алланит* и *Се-эпидот* встречаются в сростании с апатитом и эпидотом. Карбонаты *бастнезит-паризитового* ряда замещают REE-содержащие минералы группы эпидота и развиваются по микротрещинам в породе (рисунок 6.6/4-8). В породах II-фазы также встречаются редкие аксессуарные шеелит, молибдошеелит и галенит.

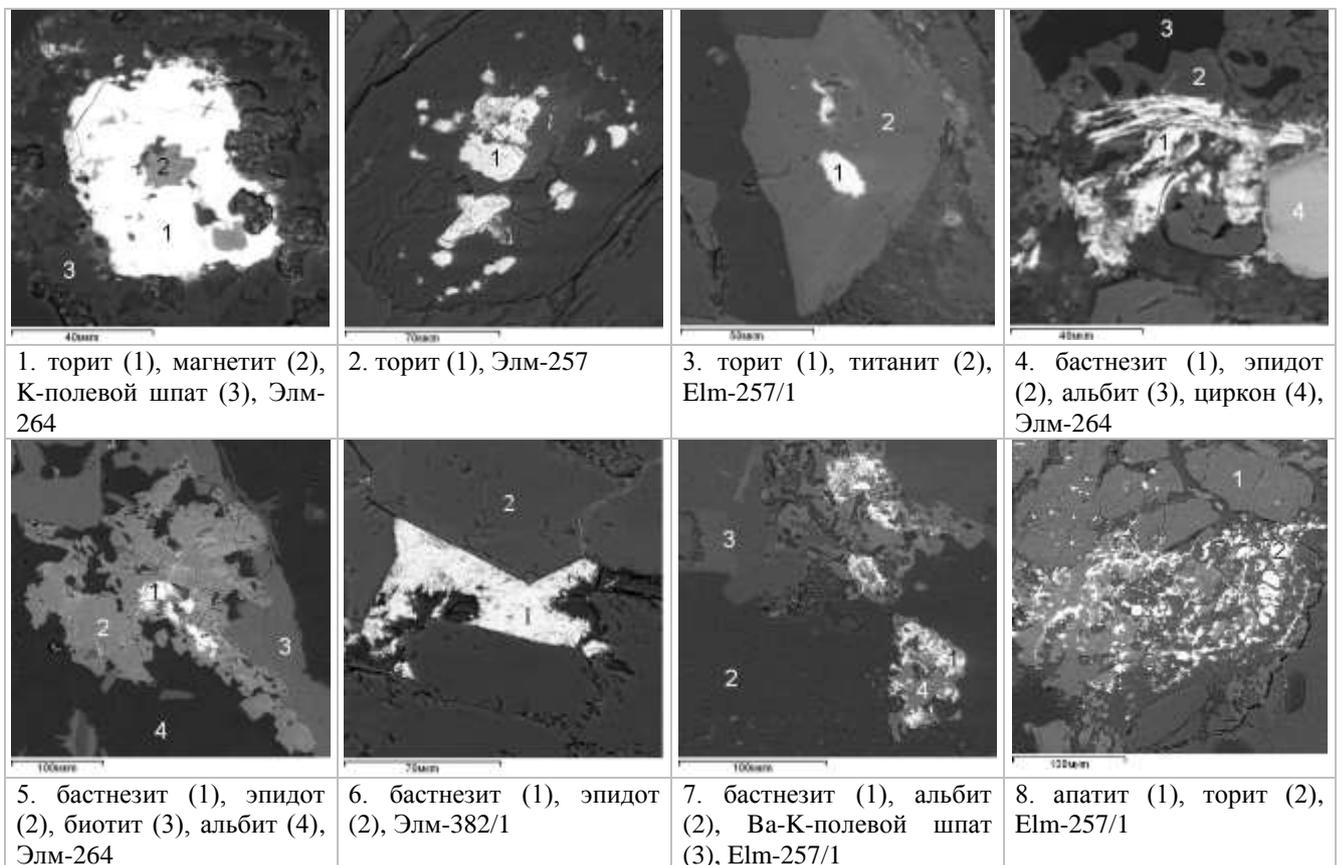


Рисунок 6.6 – Минералогия Th-REE-минерализации монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов II-фазы Эльмусского массива

P-Ti и Cu-S-минерализация. В метапироксенитах СЗ части массива в незначительном количестве встречаются апатит и титанит. *Апатит* образует округлые, боченковидные кристаллы, содержит включения Се-эпидота, при поздних процессах обрастает каймой барита (рисунок 6.7/1). *Титанит* ассоциирует с апатитом, образуя кристаллы различных размеров. На ранних стадиях изменения пироксенитов выделяются алланит, эпидот, позднее – бастнезит.

Наложенная сульфидная минерализация, ассоциирующая с эпидотом, представлена пиритом и халькопиритом (рисунок. 6.7/2-4). *Пирит* выделяется первым, формируя кубические и пентагондодекаэдрические кристаллы, иногда содержит микровключения пентландита, пирротина, позднее образуется *халькопирит*. При окислении пирит замещается гематитом и обрастает баритом. Поздняя минеральная ассоциация представлена *баритом* и *карбонатом*.

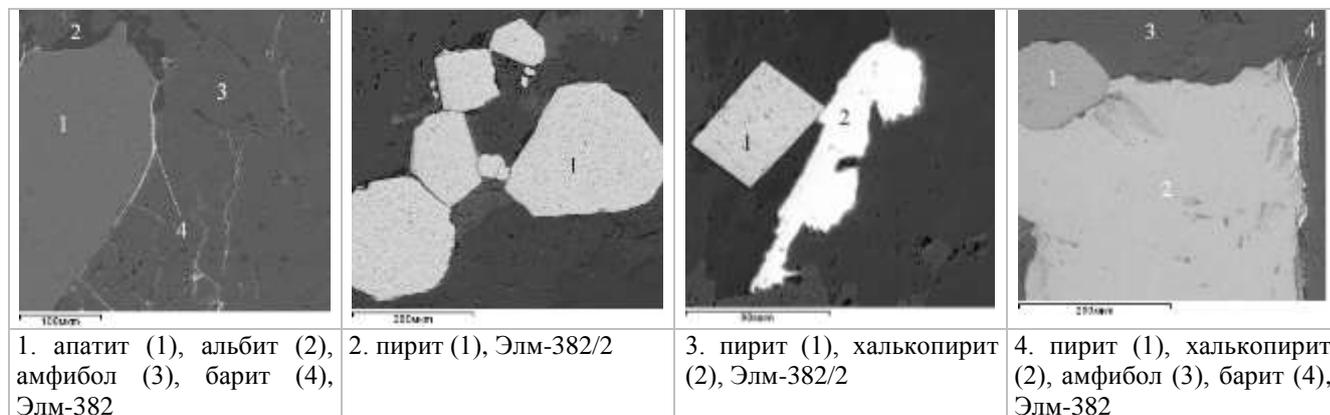


Рисунок 6.7 – Минералогия Fe-P-Ti и Cu-S минерализация метапироксенитов Эльмусского массива

Рудная минерализация более древнего массива Талпус (~2.86 млрд л.). Внутроструктурный известково-щелочной плагиогранит-порфировый массив Талпус сопровождается кварцевым штокверком. Система кварцевых жил имеет простирание с аз. 1) 290-295° СЗ, 2) 320-330° СЗ, 3) 45-50°, реже 30° СВ. Мощность жил и прожилков колеблется от 1-2 мм до 5-15 см. Изменения плагиогранит-порфиров в центральной части штокверка кварц-серицитовые, во внешнем ореоле развиты эпидот, кальцит и хлорит. В штокверке относительно слабо измененных гранитов происходит увеличение As, Pb, Zn, Cu, Sb и Ag (таблица 6.10; рисунок 6.8А).

В зальбандах кварцевых жил образуется галенит-арсенопиритовая минерализация, которая на удалении сменяется арсенопирит-сфалерит-халькопирит-пиритовой (рисунок 6.8Б; Кулешевич и др., 2015а-б). Температура образования арсенопирита 300-400°С (Компанченко, Кулешевич, 2013). По микротрещинам выделяются более поздние REE-содержащие F-карбонаты бастнезит-паризитового ряда, часто в ассоциации с ксенотимом. Плагиогранит-порфиры массива Талпус имеют Au-S-As специализацию (Олейник и др., 2013; Кулешевич и др., 2015а).

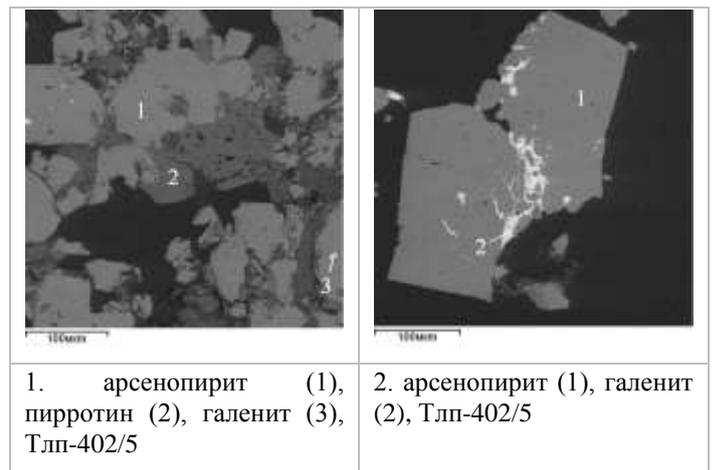
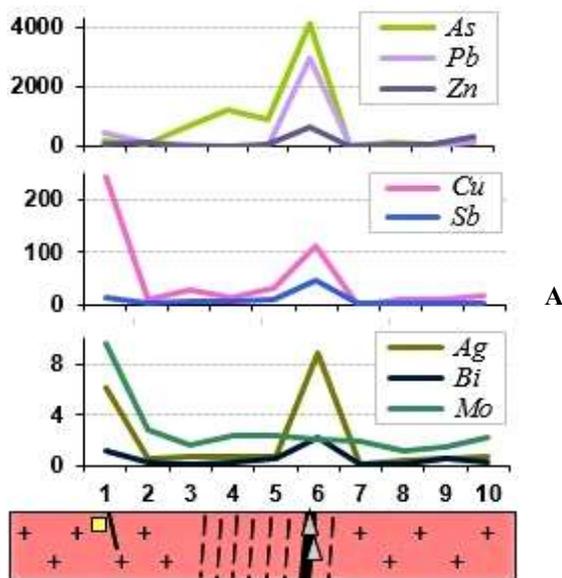
Влияние гранитов во внешнем ореоле проявлено во вмещающих толщах и колчеданных рудах, расположенных восточнее массива (проявление *Талпус-колчеданный*). Во вмещающих туфогенно-осадочных породах бергаульской свиты по зонам расланцевания формируются альбит-серицит-кварц-карбонат(кальцит-анкерит)-хлоритовые метасоматиты. Рудная минерализация представлена пиритом, вкрапленностью арсенопирита и пирротина, реже

сульфидами полиметаллов, Cu-, Pb- и Ag-сульфосолями и золотом (Коваль, Полеховский, 2015; Кулешевич и др., 2015а; Кулешевич, 2016).

Таблица 6.10 – Геохимия рудных зон в плагиогранит-порфирах и штокверке массива Талпус (в ppm)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Обр.	Тлп-403	Тлп-402/6	Тлп-402/2	Тлп-402/3	Тлп-402/4	Тлп-402/5	П-9	Тлп-404/1	Тлп-405	Тлп-406
As	187.9	79.95	612.7	1236	910.5	4118	21.02	103.4	44.99	204
Pb	460.30	98.32	42.83	11.34	10.27	2928	72.88	9.58	11.07	145.5
Zn	81.42	117.2	<PO	21.53	32.53	633.7	22.75	27.85	54.43	310.9
Cu	241.7	8.95	26.98	14.83	32.34	113.3	<PO	11.9	10.44	16.04
Sb	12.23	4.59	6.35	8.35	8.87	47.9	3.14	2.86	2.44	3.62
Ag	6.15	0.51	0.77	0.78	0.79	8.88	0.14	0.50	0.61	0.77
Bi	1.23	0.25	0.17	0.252	0.60	2.28	0.06	0.17	0.63	0.28
Mo	9.58	2.81	1.58	2.38	2.32	2.11	1.87	1.23	1.45	2.17
Rb	3.52	74.94	24.94	49.59	80.07	24.10	30.00	69.94	68.55	74.91
Sr	47.84	141.20	25.76	90.7	76.41	24.57	284.93	125.20	201.40	135.90
Y	2.64	14.30	6.33	14.65	18.12	3.98	14.87	12.90	10.18	13.71
Zr	34.32	169.90	70.97	197.8	199.8	49.73	195.78	169.00	227.50	173.80
Nb	1.47	12.71	5.16	11.3	14.13	4.28	9.28	11.42	11.91	9.32
Sn	1.63	3.37	1.14	2.46	3.15	2.10	1.96	3.27	3.02	2.53
Te	0.64	2.64	<ПО	3.699	3.80	1.02	0.06	2.70	3.52	2.62
Ba	65.26	719.8	261	446.3	712.2	240.9	337.36	623.2	705.3	896.5
Ta	0.06	0.73	0.32	0.854	0.82	0.22	1.06	0.71	0.62	0.45
W	0.53	1.00	0.63	1.068	1.85	0.68	0.80	1.13	1.01	1.46
Th	0.84	10.98	5.66	14.71	14.14	3.91	12.91	11.89	6.40	8.59
U	0.26	2.03	1.83	2.564	3.66	0.98	2.46	0.93	1.87	1.21
REE	23.3	235.47	65.65	160.28	139.73	56.55	248	192.34	50.86	206.23
Ссылка	нд	2	нд	нд	2	нд	1	нд	2	нд

Примечание. 1 – окварцованные плагиогранит-порфиры с сульфидами, 2 – плагиогранит-порфиры с серицит-хлоритовыми изменениями и кварцевыми прожилками, 3-5 – рассланцованные плагиогранит-порфиры, 6 – рудная зона с вкрапленно-прожилковой арсенопиритовой минерализацией, 7-10 – плагиогранит-порфиры внешнего ореола с хлорит-кальцит-эпидотовыми изменениями. Ссылка: 1 – Кулешевич, Лавров, 2007, 2 – Кулешевич и др., 2015а. нд – неопубликованные данные.



1. арсенопирит (1), пирротин (2), галенит (3), Тлп-402/5
2. арсенопирит (1), галенит (2), Тлп-402/5

Рисунок 6.8 – Содержание рудогенных элементов (А) и рудная минерализация (Б) штокверковой зоны плагиогранит-порфиров массива Талпус:

На рисунке А цифры соответствуют номерам точек отбора проб в таблице 6.10 (см. примечание)

6.3. Рудная минерализация Хаутаваарского массива

Au-Mo-оруденение Хаутаваарского умереннощелочного санукитоидного массива.

Для пород ранней фазы (монцогаббро-монцодиоритовой) Хаутаваарского массива характерно обогащение апатитом, титанитом и вкрапленная сульфидная минерализация. С граносиенитами II-фазы связаны проявления штокверковой вкрапленно-прожилковой молибденитовой (проявления Хаутаваарское молибденовое и Северное) и Au-S-кварцевой минерализации (проявления Центральное и Северное Хаутаваарские; рисунок 2.16). Поисковые работы на золото с 2008 года по настоящее время в пределах Хаутавааро-Ведлозерской площади осуществляются компанией ООО «Онего-Золото». Проявление Центральное Хаутаваарское объединяет участки Северный и Центральный (рисунок 6.9), расположенные друг от друга на расстоянии около 1 км. Они разведовались в 2008-2009 гг. геологами ООО «Онего-Золото» (Ю.Н. Новиков, Н.К. Дягтерев, В.В. Рогальский) и доизучались в последние годы В.М. Тытыком.

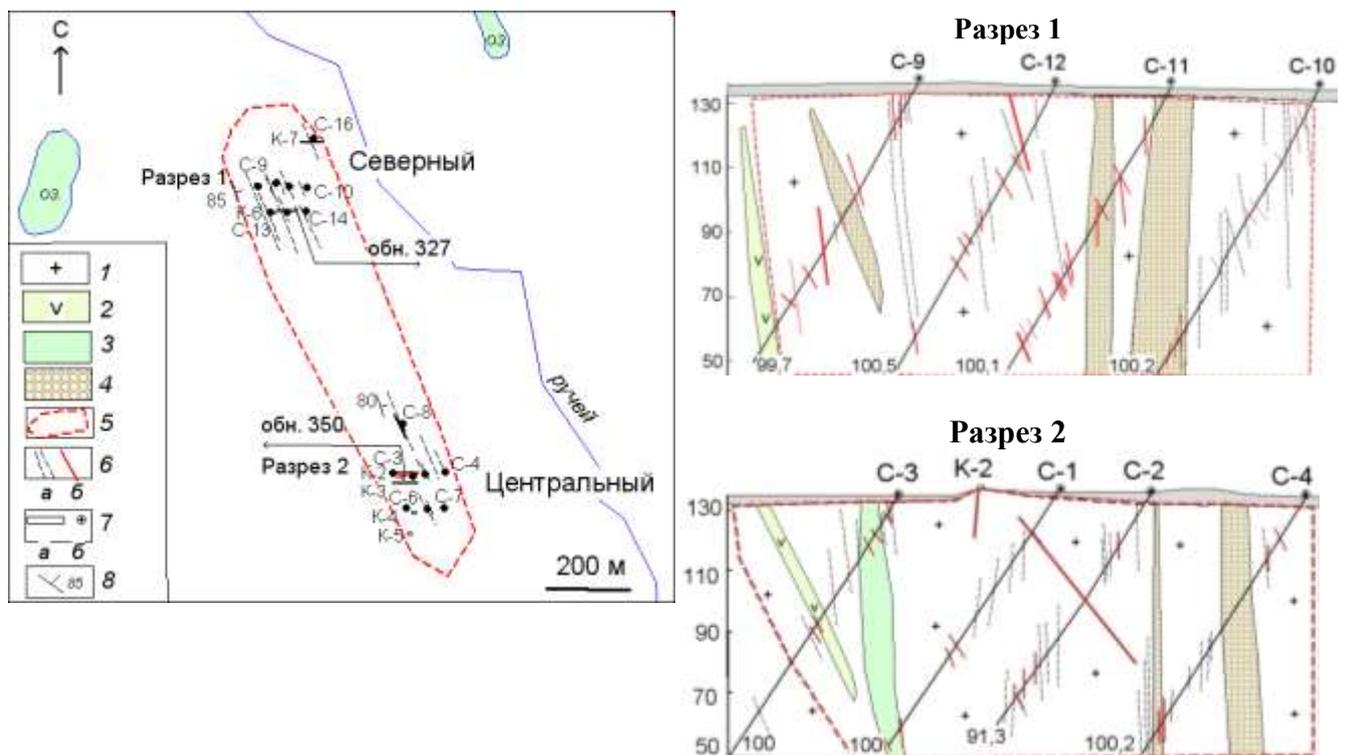


Рисунок 6.9 – Схема строения штокверка рудопроявления Центральное Хаутаваарское и разрезы по профилям составлены по материалам бурения, взято из (Кулешевич, Дмитриева, 2015):

1 – граносиениты, 2 – ксенолиты вмещающих пород и 3 – габбро, 4 – зоны катаклазитов, 5 – ареалы кварцевых штокверков, 6 – зонки рассланцевания (а) и кварцевые жилы (б), 7 – канавы (а), скважины и обнажения (б), 8 – элементы залегания жил и зон рассланцевания в граносиенитах

Для Au-Mo-S рудных объектов подсчитаны прогнозные ресурсы: для молибденового – P_3 100 тыс. т (среднее содержание Mo 0.032 %), золоторудного – P_2 4.5 т (содержание Au 0.03-20

г/т; Минерально..., 2005). Для проявления Центральное Хаутаваарское, по данным ООО «Онего-Золото», P_1 составляет 2.015 т при средних содержаниях Au 2.83 г/т (проявление Северное) и 7.05 г/т (проявление Центральное). Масштаб рудных объектов небольшой (рисунок 6.9).

Породы I-фазы. В породах ранней фазы Хаутаваарского массива установлена P-Ti и Cu-S минерализация (Дмитриева, 2014; Дмитриева и др., 2016б). Бедная вкрапленная P-Ti минерализация приурочена к монцогаббро I-фазы массива. Породы содержат акцессорные апатит, ильменит и титанит, концентрация TiO_2 составляет 0.73-1.03 %, P_2O_5 – 0.56-0.61 %. Ксенолиты монцодиоритов, встречающиеся в породах II-фазы обычно более обогащены апатитом, количество P_2O_5 в них возрастает до 0.84 %.

Cu-S-минерализация. Бедная вкрапленная сульфидная минерализация в монцогаббро и монцодиоритах представлена пиритом, пирротинном и халькопиритом (1-5 %), значительных скоплений сульфидов не обнаружено. Встречаются единичные галенит, молибдошеелит, шеелит, реже отмечается скуттерудит $(Co,Ni,Fe)As_3$. Более редкие арсениды секут пирит и выделяются в сростании с халькопиритом. Галенит выделяется в ассоциации с пиритом и халькопиритом.

Содержание Mo в породах I-фазы составляет (в ppm) ~1-4.36, W – 0.5-3.1, Pb – 15-66.5 и Cu – 16-118. Содержание As несколько выше (13.75-34.53 ppm), чем в граносиенитах и монцогранитах II-фазы.

Изменения пород сопровождаются образованием эпидота, хлорита и поздних вторичных минералов: цирконо-торитосиликатов и REE-содержащих F-карбонатов бастнезит-паризитового ряда.

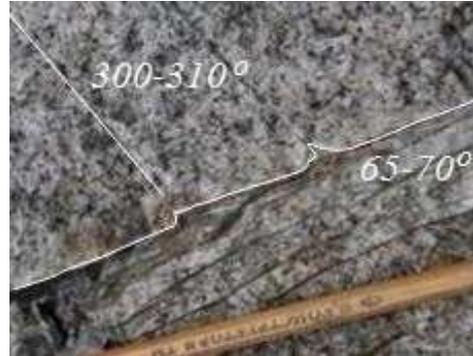
Породы II-фазы. Au-S-кварцевое рудопроявление Центральное Хаутаваарское находится в 2 км южнее ж/д ст. Хаутаваара. Золоторудная минерализация приурочена к кварцевому штокверку в северо-восточной части Хаутаваарского массива (Дмитриева, Кулешевич, 2013а; Кулешевич, Дмитриева, 2015; Дмитриева и др., 2015, 2016б).

На проявлении Центральном Хаутаваарском наиболее богатая золоторудная минерализация связана с пирит-кварцевой жилой, зонами рассланцевания и изменения в ее ореоле (рисунок 6.10). Главная жила имеет аз. пр. СВ ($65-70^\circ$) и крутое СЗ (85°) падение. Мощность основной жилы колеблется от 30 до 10 см, при длине около 20 м, прожилков – первые мм. На глубину жила прослеживается почти на 100 м (по данным бурения ООО «Онего-золото»). Граносиениты в пределах рудопроявления в северо-восточном эндоконтакте массива рассланцованы (аз. пр. 310°), катаклазированы и изменены, по этому же направлению происходит небольшое пликативное смещение кварцевых жил (рисунок 6.10/2). Зоны СЗ рассланцевания и СВ брекчирования пород сопровождаются «кварцевой пропиткой» –

маломощными кварцевыми прожилками. Незначительные наблюдаемые смещения отдельных фрагментов более крупных жил северо-восточного простирания позволяют рассматривать формирование рудоконтролирующих деформаций ($300-310^\circ$ и $65-70^\circ$) как близко-одновременное.



1. Au-S-кварцевая жила, аз. пр. 70°



2. Смещение кварцевых прожилков по системе трещин с аз. 310°



3. Кварцевые прожилки, аз. пр. 70°



4. Кварцевые прожилки в зоне расланцевания граносиенитов, аз. пр. 70°

Рисунок 6.10 – Главная кварцевая жила и деформации граносиенитов в ее ореоле, рудопроявление Центральное Хаутаваарское

Метасоматические изменения граносиенитов (околожилные и в зонах расланцевания).

На контактах кварцевых жил в измененных граносиенитах развиваются тонкозернистый микроклин, альбит, биотит, серицит, эпидот, иногда встречаются хлорит и турмалин. Акцессорные минералы представлены зональным и часто раздробленным цирконом, апатитом, монацитом, реже встречаются более поздние минералы – бастнезит, паризит и барит. Изменения граносиенитов среднетемпературные эпидот-кварц-серицитовые. В кварцевых жилах, прожилках и их зальбандах содержание всех акцессориев снижается.

Геохимия рудных зон. В околорудной зоне наблюдается увеличение ряда элементов относительно слабо измененных граносиенитов, к ним относятся Mo, Pb, Cu, Te, Bi, Ag (таблица 6.11; рисунок 6.11). Они сопровождают золоторудную минерализацию и, соответственно, являются индикаторами Au-оруденения.

Таблица 6.11 – Содержание рудогенных элементов в измененных граносиенитах вблизи Au-S-кварцевой жилы рудопроявления Центральное Хаутаваарское (в ppm)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	ХТВ-350/4	ХТВ-350/5	ХТВ-350/6	ХТВ-350/7	ХТВ-350/8	ХТВ-350/3	ХТВ-350/1	ХТВ-350/9
Cu	29.28	354.8	45.93	21.54	293.2	33.89	17.96	18.56
Zn	39.92	12.15	15.82	2.80	5.65	10.17	39.36	32.46
As	<ПО	<ПО	30.23	30.26	14.36	<ПО	<ПО	<ПО
Rb	203.5	40.05	66.63	7.07	24.48	32.03	226.1	240.5
Sr	170.7	47.16	26.23	11.97	15.93	72.89	276	383.9
Y	15.32	2.22	1.06	0.26	0.42	2.75	19.94	21.68
Zr	375.5	58	63.59	6.67	12.98	40.51	319.2	316
Nb	17.62	2.67	3.04	0.34	1.19	1.56	16.14	15.71
Mo	<ПО	454.9	8.38	3.33	4.38	948.1	1.78	13.16
Ag	2.03	9.77	3.41	2.42	4.02	0.97	1.42	1.24
Sn	3.05	1.09	0.79	0.38	0.53	0.82	2.67	2.79
Sb	<ПО	0.19	0.25	0.01	0.13	<ПО	0.24	<ПО
Te	1.16	11.1	11.28	1.31	3.37	21.2	0.88	<ПО
W	5.81	1.18	1.69	0.40	0.94	1.63	2.06	3.86
Pb	52.53	425.7	264.1	131.9	124.2	53.17	21.81	23.25
Bi	2.62	38.32	95.6	13.08	50.58	37.85	0.24	0.26
Th	54.12	10.15	10.04	0.58	1.62	5.79	47.23	54.47
U	7.24	2.26	0.76	0.16	0.35	1.60	7.52	9.21
REE	63.25	12.41	18.43	6.81	5.5	12.97	201.68	237.0

Примечание. 1 – рассланцованные граносиениты с кварцевыми прожилками; 2 – измененные граносиениты с сульфид-кварцевыми прожилками с вкрапленными молибденитом и халькопиритом; 3 – околожилльные метасоматиты в зальбандах пирит-кварцевой жилы; 4 – пирит-кварцевая жила; 5 – зальбанды пирит-кварцевой жилы; 6 – измененные граносиениты с молибденитом; 7 – измененные граносиениты; 8 – слабо измененные граносиениты; <ПО – ниже предела обнаружения. Содержания элементов приводятся, по (Кулешевич, Дмитриева, 2015).

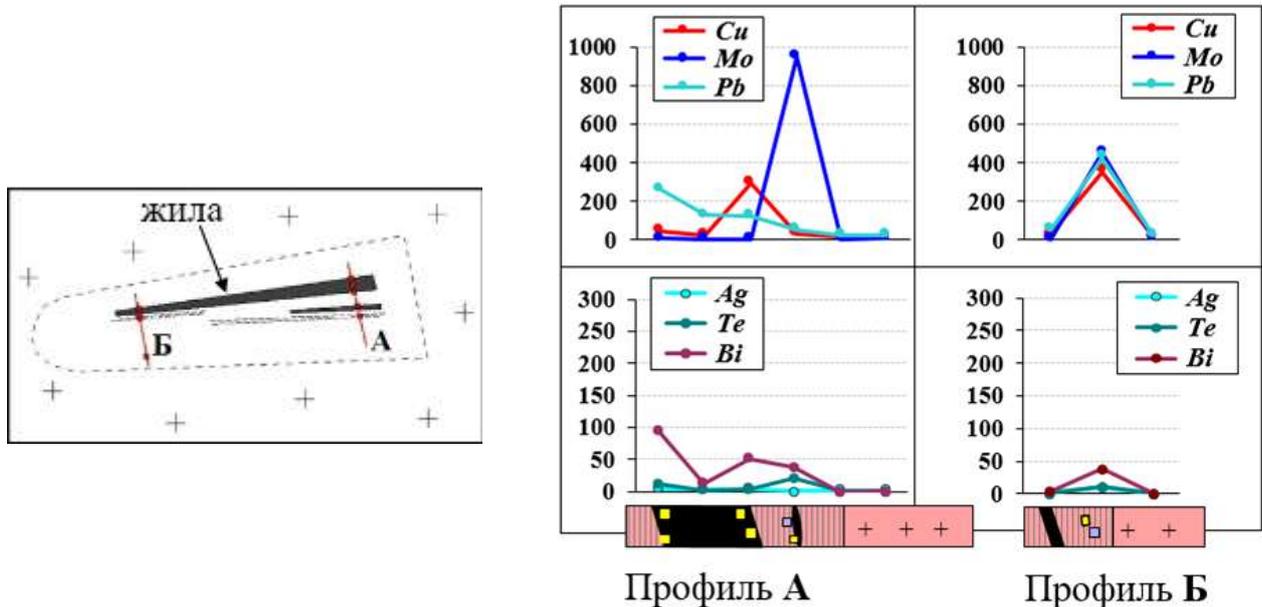


Рисунок 6.11 – Распределение элементов-спутников (в ppm) на контакте с золото-пирит-кварцевой жилкой, проявление Центральное Хаутаваарское

В зальбандах кварцевой жилы, а также в более мелких линзах и в ближайшем околожилльном ореоле увеличивается содержание Mo (454-948 ppm), Pb (132-426 ppm), Cu (до 355 ppm), Te (11-21 ppm), Bi (38-96 ppm), Ag (до 9.77 ppm). Содержание Au в рудном теле достигает 20 г/т, в зальбандах жилы – 0.02-0.2 г/т. Уровень Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Th, U и REE в

околожильных метасоматитах резко снижается. На удалении от кварцевой жилы в измененных граносиенитах их содержания близки к таковым в неизмененных граносиенитах. Концентрации редких земель, так же как и в граносиенитах, обеспечиваются присутствием монацита, TR-эпидота, торита, циркона, реже барита, бастнезита и паризита. Сумма REE в рудной (кварц-пиритовой) зоне снижается до 63.25-5.5 ppm относительно слабо измененных граносиенитов (201-237 ppm). В рудной зоне – области штокверкового окварцевания, развития жил и прожилков, резко снижается содержание Th и U относительно средних концентраций в граносиенитах, что может являться поисковым признаком при радиометрической съемке.

По данным опробования ряда скважин на участке Центральном в отдельных сечениях на глубине установлены достаточно значительные концентрации элементов-спутников, достигающие (в ppm): Pb – 174-1380, Cu – 93, Ag – 10 и Bi – 19. В скважине 1 (по данным ООО «Онего-Золото») наблюдается прямая корреляция Au, Pb и S. Содержание S в зонах с золотом составляют 0.2-3.4 %. Содержание Au в главной жиле, вскрытой канавой 2, достигает 28 г/т, в среднем составляя 7 г/т, в экзоконтакте – 0.01-0.08 г/т (по данным опробования ООО «Онего-Золото»). В зальбандах Au-S-кварцевой жилы концентрация Mo достигает 455-950 ppm (таблица 6.11).

Рудная минерализация развита в зальбандах кварцевой жилы (преимущественно в северном контакте). Она представлена пиритом (до 10 %), золотом (<1 %), молибденитом (1-0.5 %), встречаются галенит, халькопирит, пирротин (в сумме менее 1 %) и редкие Bi-Te-Pb-S фазы (таблица 6.12, 6.13; рисунок 6.12).

Пирит образует кубические кристаллы размером 1-2 мм. Он ассоциирует с кварцем, серицитом, иногда эпидотом в зальбандах жилы. Пирит выделяется первым, в него по микротрещинкам и микропорам проникают включения-вросстки чешуек молибденита (рисунок 6.13/1-3), золото (рисунок 6.12/9-12), галенит, халькопирит и реже другие минералы (Bi-Te, сульфосоли).

Молибденит выделяется самостоятельно и в сростании с пиритом, реже ассоциирует с халькопиритом и галенитом, его количество увеличивается в зальбандах жилы. В измененных гранитах и зальбандах он образует мелкие изогнутые, иногда расщепленные на краях чешуйки и сечет пирит (рисунок 6.12/1-6).

Халькопирит встречается в незначительном количестве в зальбандах кварцевой жилы в измененных гранитах, иногда ассоциирует с золотом и галенитом. Реже он образует микровключения в пирите (рисунок 6.12/12).

Галенит выделяется в микротрещинах и микропорах в пирите. Он образует микронные зерна, встречается в сростании с пиритом, совместно с золотом и гесситом, иногда сфалеритом

(рисунок 6.12/15), а также в зальбандах кварцевой жилы с халькопиритом. Галенит наиболее близок по времени образования золоту.

Висмутотеллуриды и сульфосоли (таблица 6.12; 6.13) встречаются в зальбандах жилы в виде единичных мельчайших зерен в измененных граносиенитах в ассоциации с халькопиритом, галенитом, иногда в пирите с золотом. Реже встречаются висмутотеллуриды, представленные тетрадимитом ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), теллуrowисмутитом (Bi_2Te_3), гораздо реже встречаются цумоит (BiTe) и пильзенит (Bi_4Te_3). С висмутотеллуридами и галенитом ассоциируют очень редкие Ag-Pb-Bi-сульфосоли, гессит (Ag_2Te), акантит Ag_2S .

Золото выделяется в виде мелких зерен, чешуек и реже кристаллов размером от 1-10 мкм до 0.03-0.2 мм в пирите, кварце, реже в силикатах – калишпате и сериците в зальбандах кварцевой жилы, иногда в сростании с галенитом и халькопиритом (рисунок 6.12/7-14). Максимальная концентрация золота тяготеет к всеяческому контакту главной жилы с пиритовой минерализацией. Его спутником является галенит. Золото содержит 0-33 % Ag, однако, наиболее распространено высокопробное золото с содержанием Ag 0-10 %, что составляет ~85 % от общего количества проанализированных проб (n=75), реже в зальбандах жил встречается электрум (таблица 6.14; рисунок 6.13).

Таблица 6.12 – Состав сульфидов и более редких минералов, рудопроявление Центральное Хаутаваарское (мас. %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Обр.	CX-2	CX-1	ЦX-2	350/5	350/7	CX1	350/7	350/7	350/7	350/7	350/5	350/8a	350/8a	350/5
Спектр	6_2	10_1	8_1	49_2	2_1	11_1	8_2	8_1	9_1	9_2	17_1	3_1	5_1	20_2
S	55.71	37.56	14.25	39.35	16.58	6.48	16.21	14.47	16.81	15.94	16.61	11.24	12.0	
Fe	44.29	30.04												
Cu		32.40			3.95									
Pb			85.75		35.28	20.33	31.70	31.93	33.31	28.63	26.63			
Mo				60.65										
Te						26.87								39.05
Bi					44.19	46.32	39.95	40.83	39.09	43.60	48.67			
Ag							12.14	12.76	10.79	11.84	8.09	88.76	88.0	60.95
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	99.99	100	100	100	100	100	100

Примечание. Сульфиды: 1 – пирит, 2 – халькопирит, 3 – галенит, 4 – молибденит. Сульфосоли: 5 – виттит $\text{Pb}_5\text{Bi}_6\text{S}_{14}$. 6 – алексит $\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$. 7-9 – ряд оурэйит (7-9) – эскимоит (10) – викингит (11). 12-13 – акантит Ag_2S . 14 – гессит Ag_2Te .

Таблица 6.13 – Состав Bi-Te-минералов – спутников золота, рудопроявление Центральное Хаутаваарское (мас. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Обр.	350/5	350/5a	350/7	350/5									350/5a
Спектр	12-5	37-2	39	32-1	12-1	45-1	37-3	41-2	14-1	41-3	23-2	31	
S	6.29	4.55	5.70	4.80				1.71					
Te	34.48	35.81	34.71	34.75	48.77	48.16	34.58	35.29	36.87	36.89	36.6	39.42	
Bi	59.23	59.64	59.59	60.45	51.23	51.84	63.71	64.71	63.13	63.11	63.4	60.58	
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Примечание. 1-4 тетрадимит, 5-6 – теллуrowисмутит, 7-8 – пильзенит. 9-12 – цумоит.

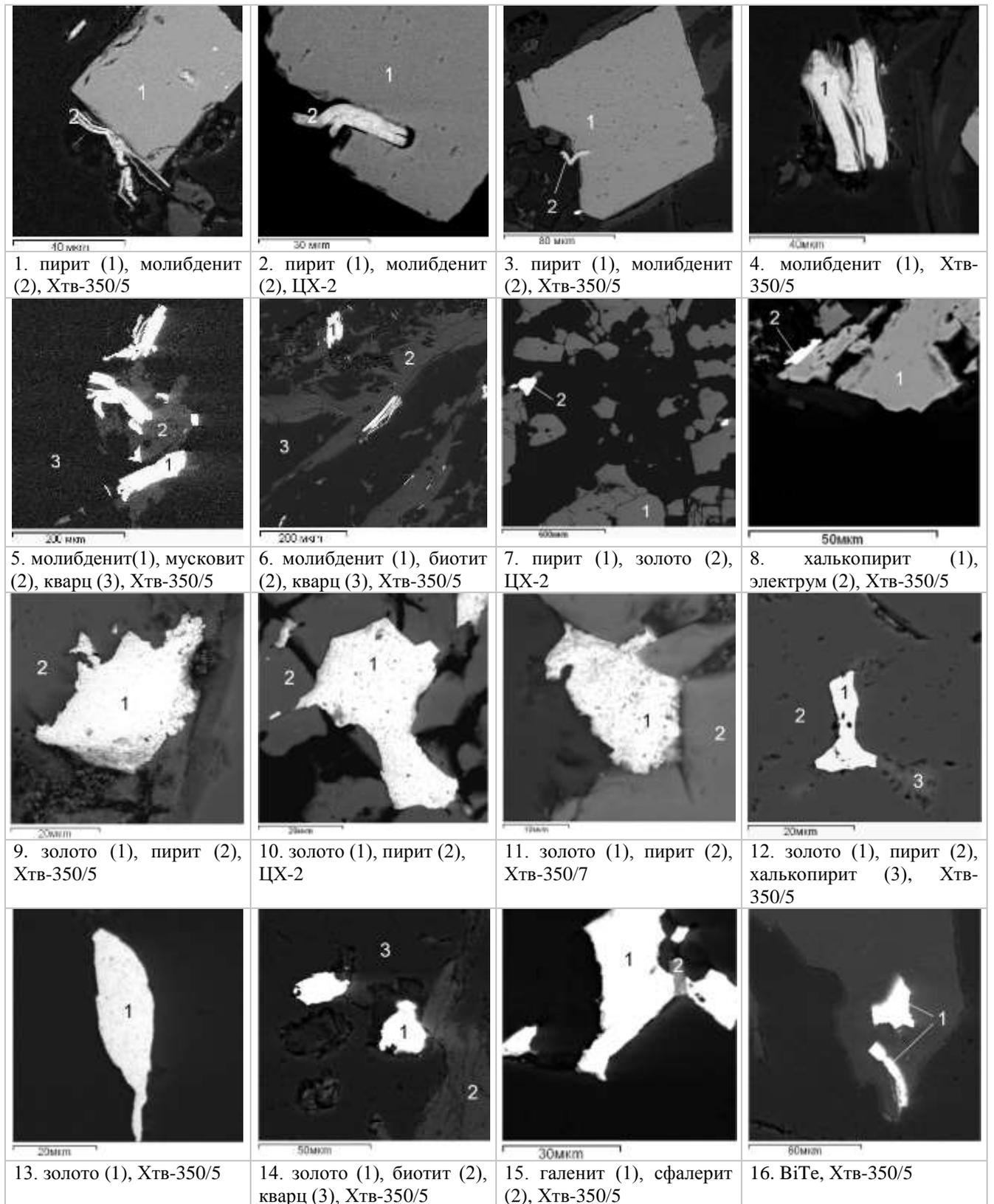


Рисунок 6.12 – Типоморфные минеральные ассоциации Au-S-кварцевого рудопроявления Центрального Хаутаваарского

Таблица 6.14 – Состав золота рудопроявления Центральное Хаутаваарское (мас. %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Обр.	CX1									ЦХ1	CX2				
Спектр	7_1	13_1	15_2	17_1	18_1	19_1	19_3	19_4	20_2	21_3	2_1	4_1	5_1	6_1	7_1
Ag	7.22	8.09	13.86	5.21	5.34	2.26	2.20	0	33.02	6.80	4.98	3.87	5.74	7.29	20.78
Au	92.78	93.91	86.14	94.79	94.66	90.59	97.8	100	66.98	93.20	95.02	96.13	94.26	92.71	79.22

Окончание таблицы 6.14.

Элемент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
Обр.	CX-2	ЦХ2				350/5		350/5a		350/5	350/5	350/5		350/5b	350/7
Спектр	13_4	6_1	18_1	24_1	10_1	38_1	20_1	34_1	7_1	40_1	7_2	13_1	8_4	30_1	
Ag	0	6.43	7.6	5.56	21.81	1.85	3.80	2.31	13.04	12.29		9.75	7.60	2.67	
Au	100	93.57	92.4	94.44	78.20	98.15	96.20	97.69	86.96	87.71	100	90.25	92.40	97.33	

Примечание. Составы приведены к 100 %. 1-8, 10-27 – золото, 9 – электрум.

% (n=71)

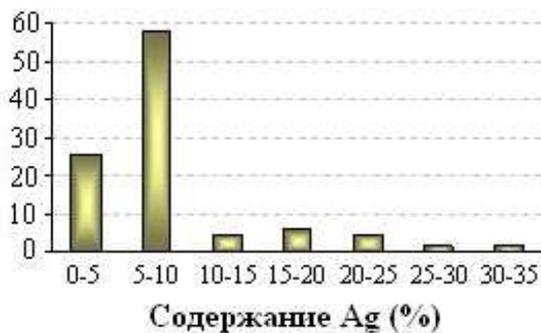


Рисунок 6.13 – Статистика содержания Ag (мас. %) в золоте рудопроявления Центральное Хаутаваарское

Последовательность минералообразования и элементы-спутники Au. На рудопроявлении Центральном Хаутаваарском первым образовался пирит, затем молибденит, ассоциация халькопирит, пирротин, далее Bi-Te-минералы, галенит, золото и затем Ag-содержащие минералы. Элементы-индикаторы золотого оруденения: Pb (264-426 ppm), Cu (~355 ppm), Mo (455-948 ppm), Bi (~95 ppm), Te (~21 ppm), Ag (~10 ppm), причем Mo характеризует внешний ореол минерализации.

Проявление Северное Хаутаваарское приурочено к северной части массива, вскрыто канавами (рисунок 6.14). В катаклазированных и расланцованных граносиенитах с кварцевыми прожилками установлены Au и Mo. Содержание Au достигает 8.35 г/т, в их ореоле до 0.02-0.09 г/т, концентрация Mo составляет 0.004-0.034 % (по данным ООО «Онего-Золото»), по авторским материалам составляет ~200 ppm (таблица 6.15). Рудная минерализация в измененных породах и зальбандах прожилков представлена молибденитом, пиритом, встречаются пирротин, халькопирит, реже галенит, шеелит и единичные теллуриды – цумоит BiTe и гессит Ag₂Te (рисунок 6.15). Акцессорные минералы – циркон, апатит, монацит, титанит, рутил. Молибденит образует каймы вокруг пирита или включения в нем (рисунок 6.15/1-2), выделяется в виде пластинчатых, часто деформированных кристаллов размером до 200 мкм и их скоплений (рисунок 6.15/5-8). В пирите встречаются включения халькопирита и галенита (рисунок 6.15/3-4).



Рисунок 6.14 – Молибденовое рудопроявление Северное: канавы, вскрывшие граносиениты с молибденитом

Таблица 6.15 – Геохимия рудной зоны проявления Северное Хаутаваарское (в ppm)

№ п.п.	1	2	3
№ обр.	ХТВ-327	ХТВ-327/1	ХТВ-327/2
Pb	21.52	27.29	20.69
Zn	34.44	38.99	26.10
Rb	257.22	281.78	170.06
Sr	207.18	420.42	180.06
Y	21.00	20.39	10.24
Nb	17.60	18.12	11.29
Ag	<ПО	<ПО	<ПО
Sn	1.31	2.80	0.92
Sb	0.23	0.13	0.19
Cu	12.27	10.30	22.33
Mo	3.50	1.96	186.05
Te	<ПО	0.13	0.12
Bi	0.14	0.08	0.20
Ta	2.70	1.94	0.99
W	1.49	1.45	1.35
Tl	1.40	1.53	0.90
Th	28.48	32.48	21.0
U	16.42	11.04	6.76
REE	317.82	273.25	78.03
Zr	328.09	393.98	217.67

Примечание. 1 – малоизмененные граносиениты, 2 – рассланцованные измененные граносиениты, 3 – рассланцованные граносиениты с молибденитовой вкрапленностью. <ПО – ниже предела обнаружения. Материалы автора, по (Дмитриева и др., 2016б).

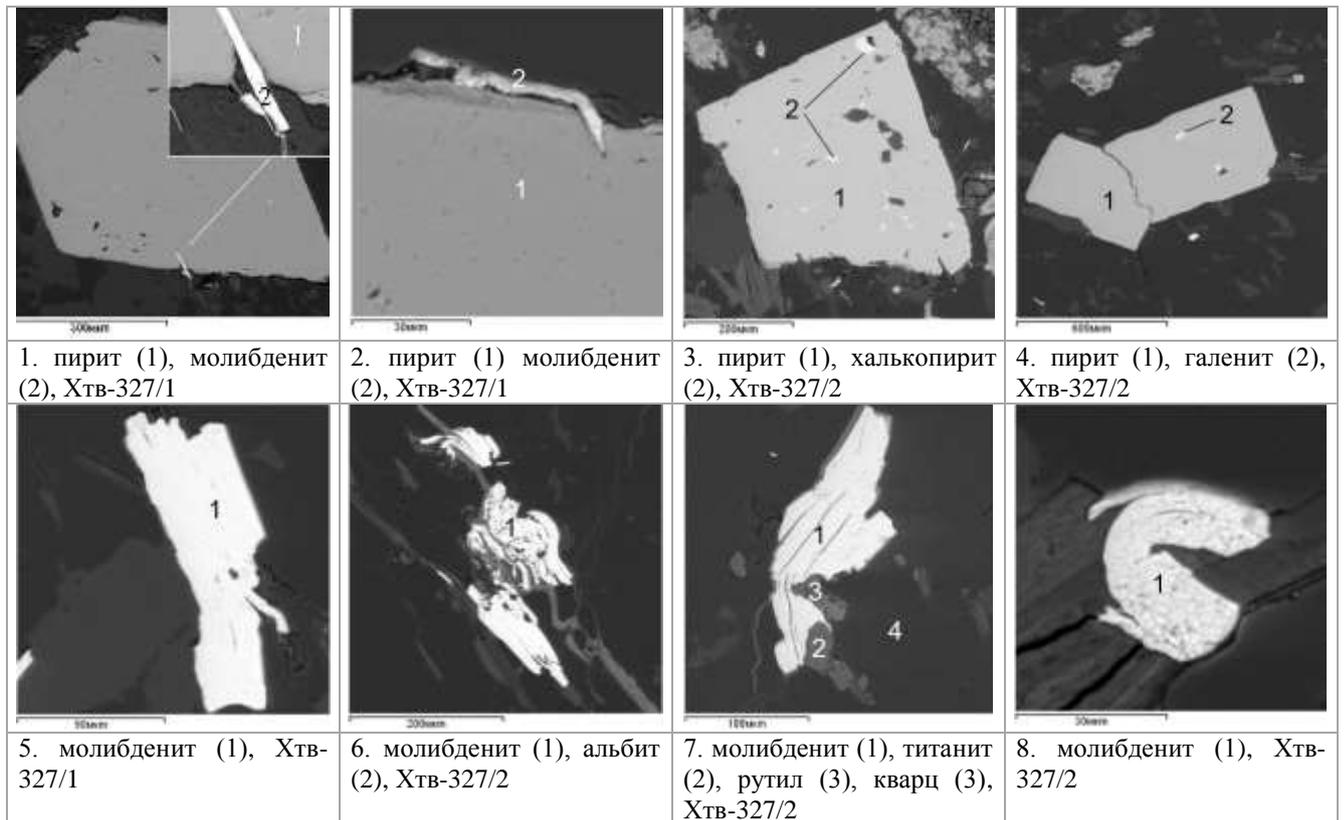


Рисунок 6.15 – Типоморфные минеральные ассоциации рудопроявления Северное Хаутаваарское

Изменения граносиенитов проявлены в интенсивном рассланцевании (аз. 310-320°), увеличении количества эпидота, серицита, либо биотита, и тонкопрожилковом окварцевании. Во внешнем ореоле в менее измененных граносиенитах более высокотемпературные метасоматические преобразования представлены биотит-хлорит-эпидот-кварцевыми прожилками с сульфидами мощностью ~1 мм. Поздние стадии сопровождаются появлением REE-содержащих F-карбонатов. Линейная штокверковая зона с азимутом простириания 310-320° СЗ прослежена с перерывом ~1000 м при общей мощности 100-150 м от проявления Северного до Центрального Хаутаваарского. Мощность отдельных кварцевых жил составляет 30 см, прожилков с доминирующим СЗ простирианием – 0.1-7 см.

Молибденовое проявление. Хаутаваарское молибденовое проявление, известное с 50-х годов прошлого столетия, находится в 3.5 км ЮВ от ж/д ст. Хаутаваара. Оно приурочено к монцогранитам и представлено вкрапленной молибденитовой минерализацией с содержанием Мо 0.004-0.032 % (Сиваев и др., 1988). Тонковкрапленная молибденитовая минерализация также встречается на проявлениях Северное и Центральное Хаутаваарское (0.02-0.1 %) в рассланцованных граносиенитах с кварцевыми прожилками, зальбандах жил и на восточном берегу оз. Виетуккалампи. Молибденит выделяется в мелкочешуйчатой форме. Повышенные содержания Мо (62 ppm) отмечаются в кислых дайках, развитых в западном экзоконтакте массива.

Th-REE-минерализация. Содержание Σ REE в породах Хаутаваарского массива варьирует от 155 до 346 ppm, в ксенолитах монцодиоритов, обогащенных апатитом и титанитом возрастает до 791 ppm. Концентрация Th увеличивается от 5 ppm в монцогаббро до 54 ppm в граносиенитах. Th-REE-минерализация связана с поздними стадиями метасоматического преобразования пород, в том числе и ксенолитов кислых вмещающих вулканитов. Она представлена торитом, Th-Zr-REE-силикато-фосфатами и карбонатами бастнезит-паризитового ряда. Торит часто содержит включения галенита, обрастает хлоритом (рисунок 6.16/1-4). REE-содержащие F-карбонаты развиваются по микротрещинам в породе, заполняют пустоты и дефекты в минералах, образуя радиально-лучистые кристаллы, ассоциируют с апатитом, цирконом, монацитом и сульфидами (рисунок 6.16/5-8).

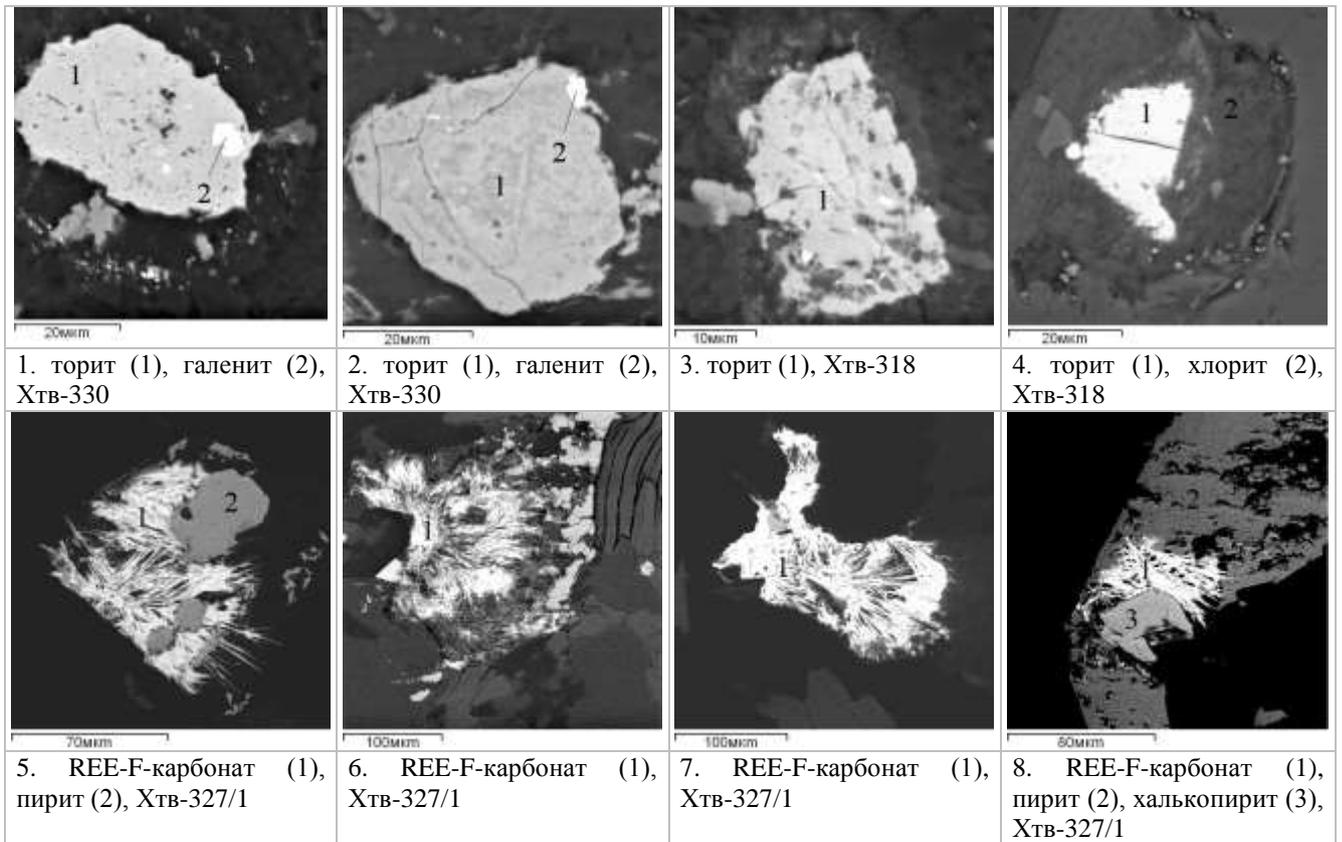


Рисунок 6.16 – Th-REE-минерализация пород Хаутаваарского массива

Полиметаллическая минерализация в ореоле массивов санукитоидов Хаутаваарской структуры (Дмитриева и др., 2016а).

Северо-западный ореол Хаутаваарского массива. На ЮВ склоне горы Лоухиваара (С-144 и ЛЭП) в зонах с вкрапленной халькопирит-пирротиновой минерализацией в измененных габбро установлены Со-пентландит (Со до 7-14 %), сфалерит, галенит, алтаит, теллуросадбериит, Pd-теллуронисбит, чешуйчатый молибденит. На участке *Западная Лоухиваара* развита пирротин-молибденитовая минерализация. Золото-содержащая полиметаллическая вкраплено-прожилковая минерализация проявления *Восточная Лоухиваара*

приурочена к зонам рассланцевания в метабазах и черных сланцах. Рудная минерализация (сульфидов до 15-30 %) представлена халькопиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, пиритом по пирротину. Мощность оруденелой зоны около 2 м. Электрум (Ag ~35.3 %) сопровождается теллуридами висмута и серебра – штютцитом, пильзенитом, гесситом.

Юго-западный ореол Хаутаваарского массива. Проявление озерки Раялампи приурочено к СЗ зоне рассланцевания в амфиболитах по габбро. Au-S-As рудная минерализация локализуется в измененных породах. Проявление сопровождается геохимической аномалией As, Cu, Au. В центральной части рудной зоны развиты кварцевые жилы (мощностью до 10 см), измененные породы содержат кварц, турмалин, альбит, биотит, хлорит и арсенопиритовую вкрапленность. Внешняя зона метасоматитов представлена хлоритом и биотитом. Рудная минерализация включает арсенопирит двух генераций (игольчатые и ромбические метакристаллы), шеелит, пирит, халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит. Тонкое золото (5-30 % Ag) выделяется в арсенопирите и силикатах. Метасоматиты и руды сильно окислены, арсенопирит замещается скородитом. Во внешней зоне изменений развиты эпидозиты с вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией (пирротин, халькопирит, пирит, реже сфалерит, галенит). Титаномагнетит замещается ильменитом и титанитом.

На удалении от Раялампи в измененных метабазах встречаются зонки с прожилково-вкрапленной халькопирит-пирротиновой минерализацией, которая содержит, в том числе, вкрапленность кобальтина, герсдорфита, единичные микронные зерна золота, гессит, штютцит, галенит, клаусталит, сфалерит, шеелит. Золото (Ag 10.76-41.53 %) выделяется на границе пирротина и халькопирита.

Юго-восточный ореол Чалкинского массива. Метасоматические изменения в ореоле Чалкинского массива сопровождаются колчеданно-полиметаллической минерализацией (рисунок 6.17), представленной пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, реже встречаются галенит, висмутотеллуриды (Рыбаков, 1987 и наблюдения автора). В составе метасоматитов, представленных эпидозитами, присутствуют эпидот, пьомонтит – Mn-эпидот, актинолит, хлорит, K-полевой шпат, акцессорные минералы - титанит, монацит, циркон, апатит (образующий зерна до 80 мкм).

В северном ореоле массива Коруд установлена Au-S-As минерализация (арсенопирит, пирит, халькопирит, золото), сопровождаемая серицитизацией, окварцеванием и турмалинизацией (Минерально..., 2005; Кулешевич и др., 2009).

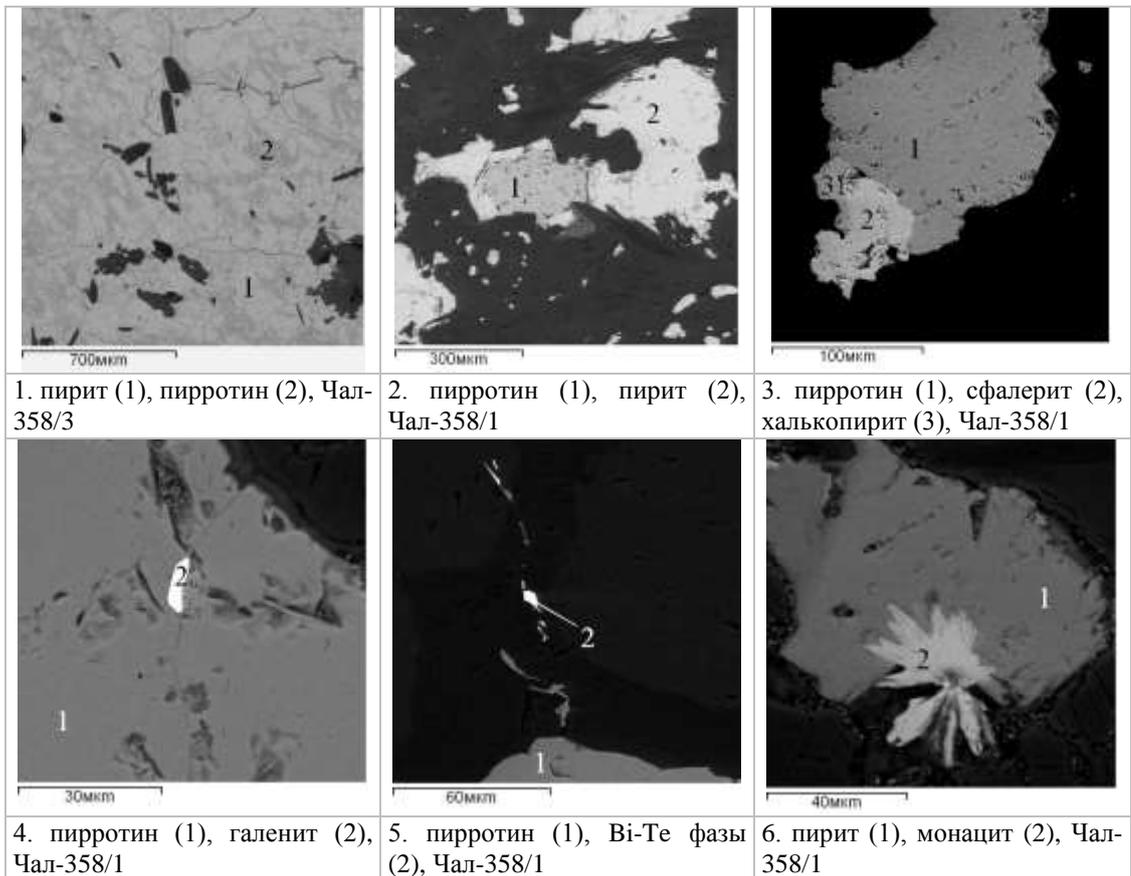


Рисунок 6.17 – Полиметаллическая минерализация в ореоле массива Чалка

6.4. Рудная минерализация комплекса Таловейс (Западная Карелия)

Аu-оруденение комплекса Таловейс. Диориты и кварцевые диориты I-фазы отличаются относительно гранит-порфиров более высокими содержаниями P, Ti, V, Cr, Mn, Co и Ni, а также Sr и Cs, в измененных разностях увеличивается концентрация W, обусловленная появлением шеелита. В породах II-фазы отмечается повышение концентраций Te, W, Nb и Ta. С диоритами и гранит-порфирами массива Центральный связано несколько типов рудной минерализации.

В *диоритах* (Кулешевич и др., 2013): *1* – вкрапленная пиритовая и шеелит-пиритовая; *2* – вкрапленно-прожилковая арсенопиритовая минерализация (практически не содержат золота, либо малозолотоносны). Рудная минерализация в диоритах (1-й и 2-й тип руд) контрастно выделяются высокими концентрациями W до 86.9 ppm или As до 133 ppm и повышенными (в ppm) Bi 276, Sb 1.63-3.77, Ag 67.4, Te 33.08 (таблица 6.16).

Золоторудная минерализация ассоциирует с гранит-порфирами штока Центральный (месторождение Таловейс), кварцевыми диоритами штока Факторный (проявление Факторный) и дайками (Берендей) с многочисленными золото-пирит-кварцевыми прожилками штокверка.

С *гранит-порфирами* связаны продуктивные типы руд: *3* – прожилковое золото-пирит-кварцевое оруденение штокверка; *4* – золото-пирит-кварцевые (малосульфидные) руды Главной

жилы. Гораздо реже встречаются галенит-пирит-сфалеритовые (полисульфидные золотосодержащие) прожилки (5). В сфалерит-содержащих кварцевых жилах помимо Zn происходит выделение Cd, Sb, Ag, Pb, Bi, Se.

Таблица 6.16 – Содержание рудогенных элементов в диоритах, кварцевых диоритах, гранит-порфирах и кварцевых жилах комплекса Таловейс (в ppm)

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Обр.	T-1	T-3	T-3/1	K-74/1	K-74/2	K-74/4	T-8/2	T-12	T-12/3	T-12/3a	T-12/4	T-12/5	K-509
Co	18.1	9.6	28.8	8.8	5.8	7.9	15.6	11.3	9.2	6.2	9.6	4	20
Ni	24.9	20.7	28	12.7	29.4	18.2	39	19	13.6	12	13.9	28.5	28.1
Cu	29	18.5	4.94	55.2	48.9	22.4	43.8	35.7	13.7	32.6	37.2	26.5	28.2
Zn	84.7	63.5	45	37316	15216	75.9	133	43.5	57.3	48.2	131	17.2	6.72
As	16.4	38.9	34.2	17.9	12.9	<ПО	133.1	<ПО	8.9	8.9	14.9	14.0	13612
Mo	1.3	1.1	1.2	1.4	4.11	1.54	2.6	1.13	0.46	0.43	0.93	4.35	3.4
Ag	0.2	0.32	0.13	67.4	3.72	0.16	0.67	0.34	0.22	0.22	0.87	1.68	2.3
Cd	2.64	2.32	3.1	1053	415	3.3	2.56	2.5	2.6	2.76	4.1	0.44	0.68
W	0.92	3.2	86.9	0.54	0.65	7.41	1.22	3.4	3.1	3.9	2.43	0.68	1.1
Pb	22.4	41.9	11.32	5188	189.2	20.42	107.5	12.4	20.5	15.3	27.2	13.5	7.4
Bi	0.16	0.14	0.76	276	12.8	0.49	0.16	0.35	0.81	0.48	1.8	2.4	43
Sb	0.62	0.7	0.29	1.63	0.38	0.17	3.8	0.18	0.12	0.13	0.16	0.32	22.2
Te	0.1	0.06	0.49	33.1	2.1	0.18	0.21	0.12	0.25	<ПО	1.12	1.91	4.08

Примечание. 1 – кварцевые диориты, 2-3 – диориты с шеелит-сульфидной вкрапленностью, 4-5 – золотосодержащая галенит-сфалерит-пирротиновая минерализация, 6 – сфалерит-пиритовая минерализация, 7 – гранит-порфир, 8-9 – золото-сульфидная прожилковая минерализация в гранит-порфирах, 10-12 – малосульфидная золото-кварцевая жила Главная, 13 – арсенопиритовые руды, <ПО – ниже предела обнаружения. Содержания элементов приводятся, по (Кулешевич, Дмитриева, 2014).

Выводы по главе 6

Проведенные исследования показали, что:

1. Сложнодифференцированные массивы *северной группы* специализированы на *Ba, Sr, REE, P* и *Ti*. Фосфор и титан концентрируются в апатите, ильмените, отчасти магнетите, титаните. Минералами-концентраторами редких земель являются алланит, Се-эпидот, Се-содержащий титанит, апатит и бастнезит. Накопление Ba и Sr происходит в полевых шпатах, Sr в апатите и более поздних барите, целестине, целестобарите.

К пироксенитам ранней фазы с вкрапленно-прожилковой Cu-S-минерализацией приурочены благородные металлы. Содержания ЭПГ и Au невысокие, в сумме (Σ ЭПГ+Au) по отдельным пробам составляют 0.46 г/т. Благороднометалльная минерализация представлена теллуридами Pt, Pd и электрумом, сульфиды – халькопиритом, борнитом, реже встречаются галенит и висмут. В зонах альбит-хлорит-эпидотовых изменений развита прожилковая пирит-халькопиритовая минерализация.

2. Одним из представителей массивов *южной группы* является Хаутаваарский. С граносиенитами II-фазы связаны *Au-Mo*-штокверковые проявления Северное и Центральное, объединенные в рудопоявление Центральное Хаутаваарское. Рудная минерализация

кварцевого штокверка представлена пиритом, молибденитом, золотом, реже встречаются халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин и Bi-Te-Ag-Pb-фазы.

3. Устьволомские граниты, широко развитые на Ондозерско-Сегозерской площади и близкие по возрасту Сяргозерскому умереннощелочному комплексу, сопровождаются полиметаллической и молибденовой минерализацией.

4. В настоящее время с Эльмусским умереннощелочным санукитоидным массивом богатой рудной минерализации не выявлено, в метапироксенитах установлена вкрапленная P-Ti и Cu-S. В целом для пород массива характерны высокие содержания REE, Ba и Sr, а также повышенные концентрации Th. Золоторудная (Au, Pb, S, As) минерализация Эльмусской площади приурочена к древним ТТГ-гранитами массива Талпус, расположенного в центральной части структуры.

5. С массивом Таловойс, расположенным в СЗ Карелии и являющимся одним из представителей более молодых (~2.72 млрд л.) санукитоидов Западной Карелии, известно мелкое месторождение золота – Центральное (Минерально..., 2005; Кулешевич, 2004; Кулешевич и др., 2006, 2009 и др.). Штокверковое малосульфидное золото-кварцевое оруденение приурочено к гранит-порфирам II-фазы. Золото-сульфидная (пиритовая) рудная ассоциация при снижении температуры и изменении флюидного режима сменяется Au-Ag-Te (Кулешевич, Васюкова, 2005; Кулешевич и др., 2013; Кулешевич, Дмитриева, 2014). Как показали исследования, рудообразование происходило в несколько стадий при температуре от 380-340° С до 140-50° С.

ГЛАВА 7. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ИЗУЧАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ И САНУКИТОИДНЫХ МАССИВОВ

С массивами санукитоидов и зонами рассланцевания в их ореоле связаны золоторудные месторождения в Канаде (Wyman, Kerrich, 1988,1989; Lin, Beakhouse, 2003, 2013; Naderi, 2012 и др.), ЮВ Африке (Kwelwa et al., 2013 и др.), З. Австралии (Mueller, 2007; Kirkland et al., 2015 и др.) и др. Санукитоиды Карелии также стали рассматривать как потенциальные индикаторы золота (Чекулаев и др., 2002; Lobach-Zhuchenko et al., 2000). Многочисленные массивы санукитоидов, выделенные в настоящее время в пределах Фенноскандинавского щита, отличаются возрастом становления, количеством и составом магматических фаз. Среди них выделено 4 петрографических типа и две геохимические серии: умереннощелочная и известково-щелочная (Егорова, 2014). В связи с этим возник закономерный вопрос: все ли эти типы перспективны на золото.

Геологическая и структурно-тектоническая позиция массивов санукитоидов. Изучаемые массивы расположены в пределах Ондозерско-Сегозерской площади (Западно-Сегозерский ЗП) и Ведлозерско-Сегозерского ЗП. На основании данных детального геологического и петро-геохимического исследования среди них выделено две группы – северная и южная. Массивы северной группы расположены в Центральном-Карельском домене с относительно молодым (~2.8-2.7 млрд л., по Лобач-Жученко и др., 2000а) возрастом архейской коры (рисунок 7.1). Они приурочены к СЗ структурно-тектонической зоне, заложившейся в позднем архее. Интрузивы (~2.74 млрд л.) прорывают преимущественно неоархейские (лопийские) вмещающие комплексы, относимые по существующей стратиграфической схеме Карелии к гимольской серии (~2.78-2.7 млрд л.) и имеют тесную пространственно-временную связь с ТТГ-гранитоидами близкого возраста (~2.73 млрд л.). Более древних массивов на Ондозерско-Сегозерской площади не выявлено. Умереннощелочные интрузивы имеют кольцевое строение, либо вытянуты с ССЗ или СВ направлении.

Исключением является Эльмусский массив, расположенный в СЗ краевой части древнего Водлозерского домена. Он прорывает мезоархейские (~3.0-2.86 млрд л.) вулканиты и гранито-гнейсы Ведлозерско-Сегозерского ЗП. На Эльмусской площади ТТГ-магматизм с возрастом ~2.86-2.81 млрд лет (Иванов, Лохов, 2015; Лобач-Жученко, Левченков, 1985) маркирует завершающие этапы развития ЗП и предшествует внедрению санукитоидов.

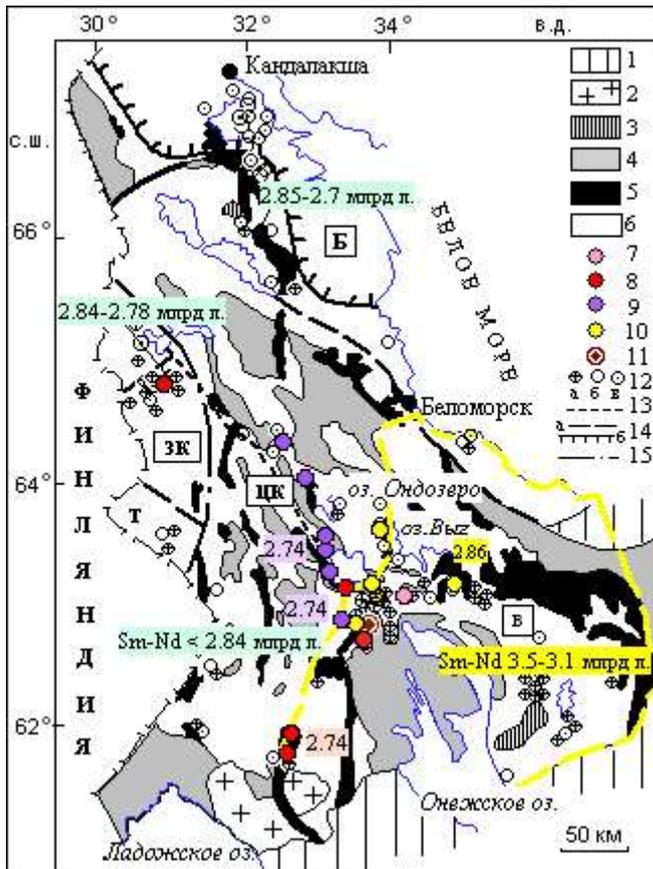


Рисунок 7.1 – Схема расположения массивов санукитоидов северной и южной группы, по (Лобач-Жученко и др., 2000а) с дополнениями автора:

1 – платформенный чехол, 2 – граниты-рапакиви. PR₁: 3 – интрузии мафитов, 4 – осадочно-вулканогенные серии. AR: 5 – ЗП, 6 – гранитоиды. Массивы: 7 – умереннощелочные граниты ~2.7 млрд л., 8-9 – санукитоиды ~2.74-2.72 млрд л. (8 – умереннощелочного и известково-щелочного гранитоидного типа, 9 – пироксенит-монцонит-сиенитового типа), 10 – граниты ~2.88-2.86 млрд л., 11 – граниты ~3.31-2.9 млрд л., 12 – положение образцов с модельным возрастом T_{DM}(Nd): >3050 (а), 2850-3050 (б) и <2850 (в) млн л. 13 – линеймент, к которому приурочена часть санукитоидов (2720±20 млн л.). 14 – границы Беломорского пояса (а) – по Кратц и др., (1978), (б) – Миллер, Милькевич (1995). 15 – границы доменов предполагаемые. Названия доменов: В – Водлозерский, ЗК – Западно-Карельский, ЦК – Центрально-Карельский. Б – Беломорский подвижный пояс

Южная группа массивов прорывает мезоархейские вмещающие комплексы (~3.0-2.85 млрд л.). Лопийские толщи прорываются, в том числе, и более древними гранитоидами (~2.98 и ~2.86-2.81 млрд л.). Массивы южной группы внедрились вдоль западной окраины древнего (>3 млрд л., по Лобач-Жученко и др., 2000а) Водлозерского домена в уже сформированную более мощную земную кору. Они имеют овальную форму и вытянуты в ССВ направлении.

Состав пород и дифференциация массивов. Северная группа умереннощелочных массивов дифференцирована от пироксенитов до монцодиоритов, монцонитов и сиенитов. Они отличаются наличием габбро-пироксенитовой фазы, высокими содержаниями как совместимых (Cr, Ni, Co, V), так и несовместимых элементов (REE, Ba, Sr).

В обрамлении Водлозерского домена преобладают умереннощелочные массивы существенно гранитоидного состава. Они сложены преимущественно диоритами и граносиенитами, монцогранитами. Габброидная фаза встречается очень ограничено. Породы отличаются пониженными концентрациями совместимых элементов и повышенными содержаниями SiO₂, Th, Zr, Mo, Pb.

Металлогенический анализ. На Ондозерско-Сегозерской площади развиты преимущественно две группы массивов северной группы, прорывающие лопийские толщи и определяющие металлогению территории: 1 – умереннощелочные интрузивы пироксенит-монцонит-сиенитового состава (Сяргозерский и Шаравалампи Сяргозерского комплекса, Панозерский) и 2 – близкие им по времени формирования ТТГ-гранитоиды Устьяломского

комплекса. Умереннощелочные массивы сопровождаются *Ba-Sr-REE-P-Ti* проявлениями, с габбро-пироксенитовыми дифференциатами связана (*Au-Pt*)-*Cu-S* минерализация (рисунок 7.2). Вторая группа массивов сопровождается небольшими проявлениями Cu, Zn, Pb, Mo (Минерально..., 2005).

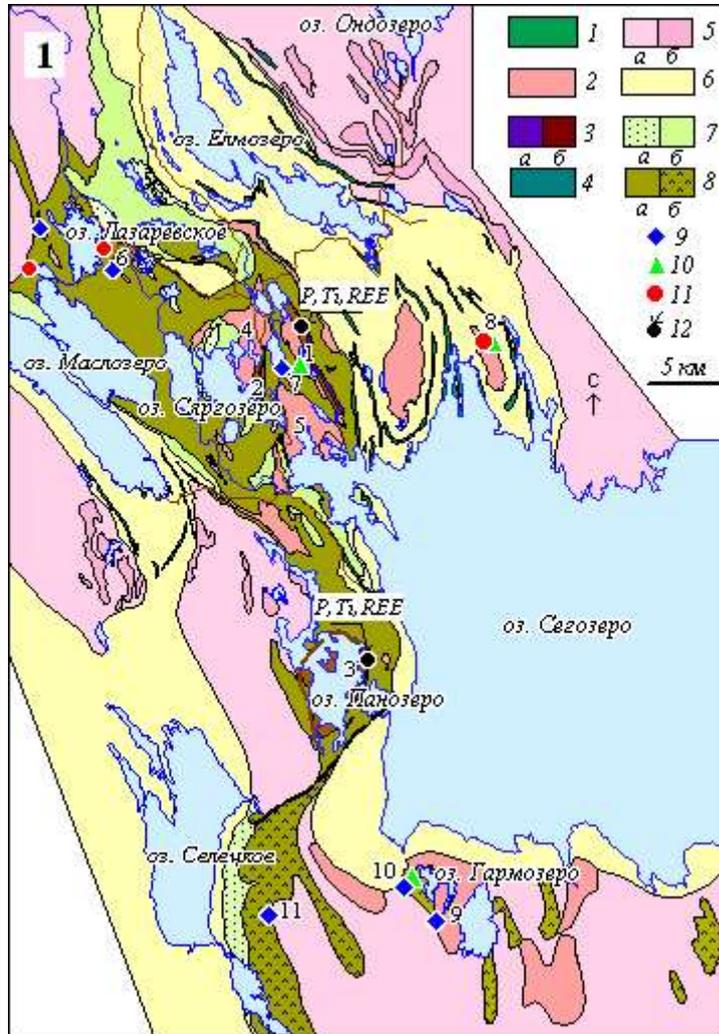


Рисунок 7.2 – Полезные ископаемые Ондозерско-Сегозерской площади, составлена по (Ганин, Бондарев, 1983) с дополнениями автора:

1 – габбродолериты (PR₁); 2 – граниты (AR₂, ~2.73 млрд л., 3 – дифференцированный умереннощелочной санукитоидный комплекс (а – пироксениты, б – монзониты, сиениты; ~2.74 млрд л.), 4 – габбро нерасчлененные (AR₂); 5 – нерасчлененный комплекс синтетектонических гранитоидов (а – диориты, гранито-гнейсы, б – К-граниты, мигматит-граниты; ~2.7 млрд л.); PR1: 6 – нерасчлененные отложения ятулийского надгоризонта, 7 – сумийско-сариолийские отложения (а – конгломераты, б – андезибазальты); 8 – лопийский надгоризонт (AR₂ Ip: а – вулканогенно-осадочные толщи Западно-Сегозерского ЗП 2.84-2.78 млрд л., б – вулканогенно-осадочные толщи Ведлозерско-Сегозерского ЗП 3.0-2.85 млрд л.). 9-12 – проявления (9 – молибденовые, 10 – полиметаллические: Pb, Zn, Cu, Bi-Au-содержащие, 11 – золоторудные, 12 – P-Ti-REE, Cu-Pt-содержащие. Массивы: 1 – Шаравалампи, 2 – Сяргозерский, 3 – Панозерский, 4 – Северо-Сяргозерский, 5 – Устьволомский. Рудопроявления: 6 – Лазаревское, 7 – Тухозеро, 8 – Лебедевогорское (массив Лебедева гора), 9 – Гемми-лампи, 10 – Бергаул (массив Гармозерский), 11 – Сельги

В массиве Шаравалампи выделен апатит-магнетитовый рудный горизонт мощностью от 10 до 60 м. Магнитные аномалии, прослеживающиеся на аэромагнитных картах на СЗ и ЮВ продолжении интрузива, могут быть связаны с пироксенитами. *Fe-P-Ti*-минерализация представлена магнетитом, ильменитом, титанитом и F-апатитом. Содержание магнетита в рудном горизонте достигает 20 %, апатита – 10 %, концентрация TiO₂ в породах составляет 2-3 %, P₂O₅ – 2-3.6 %. К этим зонам приурочены максимальные значения суммы REE (до 1500 ppm), а также Ba (до 2800 ppm) и Sr (2750 ppm). По данным опробования содержания Au и ЭПГ невысокие – в сумме до 0.46 г/т. Предварительная оценка прогнозных ресурсов TR для линзовидного рудного тела северной части пироксенитового массива Шаравалампи, подсеченного тремя геофизическими профилями, на глубину 30 м при средней мощности 50 м и длине 800 м (см. главу 6) составляет 4.6 тыс. т. (среднее содержание редких земель 0.115 г/т).

Среди массивов северной группы наибольший интерес представляет оруденение массива Шаравалампи, тем не менее, на данный момент оно не представляет экономической значимости и требует доизучения. Следует также отметить, что породы Сяргозерского комплекса и Эльмусского массива обладают высокими декоративными свойствами и могут использоваться в качестве облицовочного материала.

На Эльмусской площади одноименный умереннощелочной пироксенит-монцодиоритовый массив расположен в северной части Ведлозерско-Сегозерского ЗП. Для пород интрузива в целом также характерны высокие содержания REE (до 1340 ppm), Ba (4300 ppm), Sr (4000 ppm) и повышенные Th (рисунок 7.3). Габбро-пироксенитовые дифференциаты обнажены плохо (территория заболочена), на данный момент в них установлена вкрапленная медно-сульфидная минерализация.

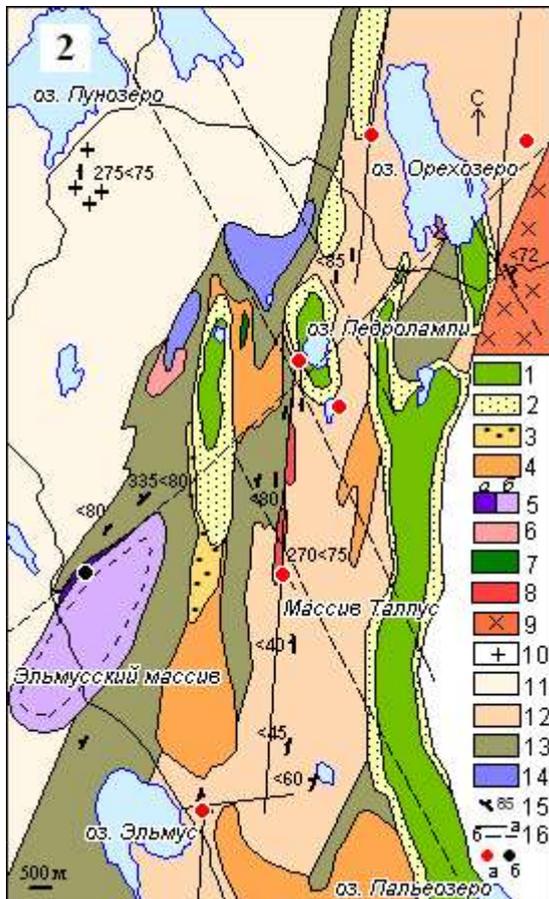


Рисунок 7.3 – Полезные ископаемые Эльмусской площади, взята из статьи (Кулешевич, Лавров, 2007) с дополнениями автора:

Палеопротерозой (PR₁), ятулий (1-2): 1 – метабазалты, 2 – кварцевые конгломераты, кварциты, сариолиты (3-4): 3 – полимиктовые конгломераты, 4 – метаандезибазалты. *Мезоархей:* 5 – Эльмусский умереннощелочной массив (а – метапироксениты, б – монцодиориты, кварцевые монцодиориты) 6 – граниты, 7 – габбро, 8 – плагиогранит-порфиры массива Талпус, 9 – диориты, гранодиориты Орехозерского массива, 10 – К-граниты, 11 – нерасчлененные гранито-гнейсы, 12 – сланцы по туфам и вулканитам андезитового и дацитового состава, углеродсодержащие сланцы, метаморфизованные песчаники и конгломераты *бергаульской свиты*, 13 – метабазалты *семчереченской свиты*, 14 – метакоматииты и сланцы по интрузивным ультрабазитам, 15 – элементы залегания, 16 – тектонические зоны позднеархейские (а) и протерозойские (б), 17 – рудопроявления золоторудные (а), REE (б)

Изученные внутрискрутурные плагиогранит-порфиры массива Талпус и ряд даек оказались более древними по возрасту (2.86 млрд л.), чем предполагалось и относятся к ТТГ-серии. Массив Талпус (возможно, апофиз более крупного интрузива) представляет собой узкое вытянутое в субмеридиональном направлении тело, прослеживающееся южнее оз. Педролампи. С ним связана Au-Pb-S-As-минерализация. Большинство Au-S-проявлений Эльмусской площади приурочены к позднеархейским субмеридиональным сдвиговым зонам деформаций, сопровождаемых метасоматитами (Кулешевич, Лавров, 2007; Кулешевич и др., 2015б;

Кулешевич, 2016; Олейник и др., 2013), время их формирования, как предполагается, связано с позднеархейской коллизией. Метасоматиты сдвиговых зон представлены березитами или листовенитами, температура их образования по данным разных исследователей $\sim 300^\circ \text{C}$ (Алексеев и др., 2011 и др.). Рудоконтролирующие деформации и сопровождающие их рудоносные метасоматиты (возраст по циркону с месторождения Педролампи равен 2705 ± 57 млн л.; Лохов и др., 2008) не прослеживаются в вышележащих ятулийских отложениях. Соответственно, время формирования метасоматитов и Au-оруденения в ССВ зонах рассланцевания несколько отдалено от времени внедрения Эльмусского массива (~ 2.74 млрд л.) и имеющего СВ простирание. Источником ремобилизованного в зонах рассланцевания золота, вероятно, являются вмещающие толщи бергаульской свиты, колчеданы и рудная минерализация, связанная с ореолами плагиогранит-порфиров (типа массива Талпус), а не Эльмусский умереннощелочной массив, который обладает иной геохимической специализацией (Th-Ba-Sr-REE).

В целом, умереннощелочные массивы северной группы характеризуются наличием габбро-пироксенитовой фазы, высокими содержаниями совместимых (Cr, Ni, Co, V) и несовместимых элементов (REE, Ba, Sr). Металлогенический анализ изучаемой территории позволяет северную площадь исследования рассматривать как область, формировавшуюся в условиях растяжения более молодой и относительно тонкой земной коры Центрально-Карельского домена, что обеспечило поступление основных ультрамафитов. В пользу этого свидетельствует и дайкообразная форма тел Сяргозерского комплекса, а также отсутствие признаков контаминации коровым веществом (Егорова, 2014). Следует отметить, что для Эльмусского массива, помимо характерных геохимических особенностей массивов северной группы, отмечаются резкие повышения концентрации Pb и Th от ранней фазы к поздней. Подобный состав пород может быть обусловлен его геологической позицией, т. е. расположением в пределах СЗ окраины древнего Водлозерского домена, что привело к некоторому вкладу в процесс магмообразования корового материала.

В Хаутаваарской структуре (южная часть Ведлозерско-Сегозерского ЗП) выделен ряд массивов санукитоидов различных размеров (рисунок 7.4). К Хаутаваарскому массиву и его ореолу приурочены молибденит-золото-сульфидная, молибденитовая и полиметаллическая минерализация (Сиваев и др., 1988; Кулешевич и др., 2009; Дмитриева и др., 2016). Существенное влияние Хаутаваарский массив и происходившие метаморфогенно-метасоматические преобразования оказали на metabазальты, ультрабазиты, габброиды, колчеданные и никелевые руды, которые претерпели существенные изменения с переотложением ЭПГ и Au (группа Хаутаваарских S-Cu-Ni проявлений). К кварцевому штокверку в СВ части Хаутаваарского массива приурочено Au-Mo-S оруденение (проявления

Северное и Центральное, объединяемые в Центрально Хаутаваарское). Золото-содержащее полиметаллическое оруденение установлено в зонах рассланцевания севернее массива (Восточная и Западная Лоухиваара, Виетукалампи, ЛЭП), золотосодержащая сульфоарсенидная минерализация – юго-западнее массива (Озерки Раялампи).

Массивы южной группы, расположенные в западном обрамлении Водлозерского блока, имеют существенно гранитоидный состав и характеризуются меньшим содержанием совместимых элементов и бóльшим – Si, Th, Mo, Zr, Pb, Bi относительно интрузивов северной группы. Формирование их происходило вдоль западной окраины древнего Водлозерского домена в уже сформировавшуюся более мощную земную кору, что обеспечило значительное участие в области магмогенерации корового вещества. Вклад коровой компоненты в формирование санукитоидного расплава подтверждается появлением гранитофильных элементов, а также изотопными данными и петрологическими расчетами (Егорова, 2014). Так, для Хаутаваарского массива было установлено, что объем контаминанта должен составлять 10-20 %, для Чалкинского – около 40 %, что, скорее всего, могло быть обеспечено смешением двух контрастных расплавов – мантийного и корового.

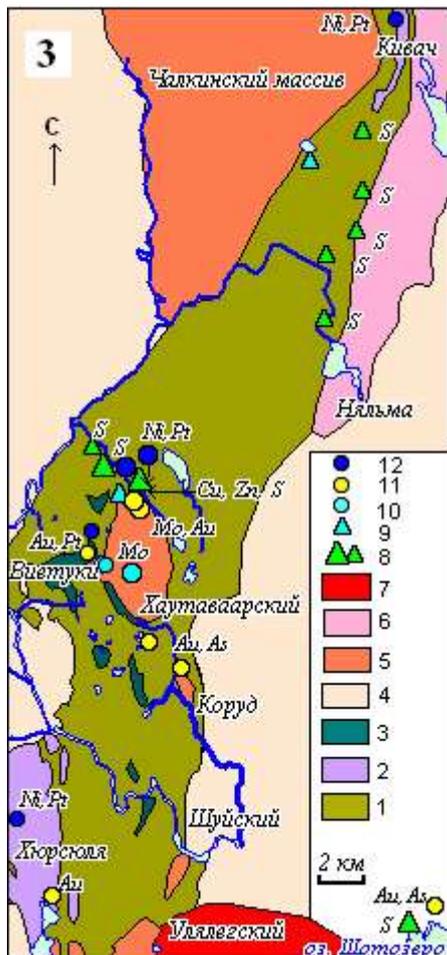


Рисунок 7.4 – Полезные ископаемые Хаутаваарской площади (упрощенная геологическая основа и полезные ископаемые, по данным Карельской ГЭ) с дополнениями автора:

1 – лопийские вулканогенно-осадочные толщи, 2 – ультрабазиты Хюрсюльского комплекса, 3 – феррогаббро Виетукалампинского комплекса, 4 – гранито-гнейсы Шуйского комплекса (ТТГ), 5 – санукитоиды (монцодиориты, граносиениты, монцограниты, гранодиориты, ~2.74 млрд лет), 6 – плагио-микроклиновые граниты, 7 – Улягский массив гранитов-рапакиви. Рудопроявления: 8 – колчеданные, 9 – полиметаллические, 10 – молибденовые, 11 – золоторудные, 12 – платино-медно-никелевые

Хаутавааро-Ведлозерская площадь относится к одной из перспективных зеленокаменных структур Карелии на золото. Золото-содержащее оруденение Хаутаваарской структуры связано

с массивами Хаутаваарского комплекса (повышенной щелочности и магнезиальности – санукитоидами), либо тяготеет к зонам рассланцевания и окварцевания во вмещающих толщах. На разных стадиях эволюции гидротермальной системы золото сопровождают в гранитах – Mo, (\pm Cu), Pb, Bi, Te. В ореоле массивов Хаутаваарского типа к зонам рассланцевания, наложившимся на уже метаморфизованные породы, тяготеют Au-Cu-S и Au-S-As проявления.

Таким образом, металлогеническая специализация санукитоидных массивов *северной группы* – *Ba-Sr-REE-P-Ti* и *(Au-Pt)-Cu*. Металлогеническая специализация санукитоидов *южной группы* – *Au, Mo, полиметаллы, Bi, Te*. Очевидно, что состав пород и рудная нагрузка позднеархейских массивов санукитоидов Центральной Карелии зависит от мощности и состава коры, в которую они внедрялись и, как следствие, от ее предшествующего геологического развития.

Проведен сравнительный анализ Хаутаваарского монцодиорит-граносиенит-монцогранитного массива и диорит-гранит-порфирового комплекса Таловейс, к которым приурочены небольшие золоторудные месторождения. Несмотря на то, что наблюдается некоторое сходство химического состава, они обладают разной металлогенической специализацией. Хаутаваарский интрузив прорывает вулканогенно-осадочные толщи среднекислого состава с прослоями колчеданных руд и имеет Au-Mo-S специализацию. В то время как комплекс Таловейс характеризуется Au-малосульфидным и Au-Te типами минерализации (Кулешевич, Дмитриева, 2014 и др.). Вмещающими толщами для комплекса Таловейс являются базальты и коматиитобазальты, что обусловило недостаток серы. Подобные золото-теллурические месторождения известны в коматиитах в Западной Австралии, Камбалда. В Костомукшской структуре проявления Mo и REE (~1100 ppm) приурочены к более молодым гранитам (массив Восточный и Шурловаарский, соответственно).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Одновозрастные неоархейские (~2.74 млрд л.) санукитоидные массивы Центральной Карелии разделены на две группы: северную и южную. Интрузивы северной группы сложнодифференцированные, прорывают разновозрастные лопийские толщи, образуют вытянутые дайкообразные тела, либо концентрически зональные плутоны, отличаются наличием габбро-пироксенитовых фаз, высокими содержаниями REE, Ba и Sr. Массивы южной группы имеют преимущественно гранитоидный состав, более низкие содержания REE, Ba, Sr и повышенные Th, Zr, Mo.

2. С массивами северной группы связана Ba-Sr-REE-P-Ti и (Au-Pt)-Cu-S минерализация. В то время как с интрузиями южной группы – жильная или штокверковая Au-Mo-S минерализация и полиметаллическая в их ореоле (Дмитриева и др., 2016а).

3. Особенности строения массивов, химический состав пород и рудная нагрузка позволяют сделать следующие выводы: 1 – интрузии северной группы внедрились в относительно тонкую и молодую кору в условиях растяжения, что обеспечило поступление расплава из глубинного обогащенного мантийного источника; 2 – массивы южной группы, формировавшиеся вдоль окраины Водлозерского домена, внедрились в более древнюю и мощную кору и являются продуктом взаимодействия обогащенного мантийного и корового источников.

Следовательно, рудная нагрузка массивов санукитоидов зависит от состава и мощности коры, в которую они внедрились.

4. Северную часть изучаемой территории можно рассматривать, как металлогеническую зону, перспективную на комплексные Ba-Sr-REE-P-Ti (с Pt-Cu-S) проявления, связанные с санукитоидами габбро-пироксенит-монцонит-сиенитового типа, южную – перспективную на Au, Mo, полиметаллы, связанные с умереннощелочными массивами гранитоидного типа.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Названия минералов:

Ab – альбит	En – энстатит	Or – ортоклаз
Act – актинолит	Ep – эпидот	Pl – плагиоклаз
Amp – амфибол	Fs - ферросилит	Ru – рутил
An – анортит	Grt – гранат	Tit – титанит (сфен)
Ano - анортоклаз	Hbl – роговая обманка	Wo – волластонит
Ap – апатит	Mgt – магнетит	Zrn – циркон
Срх – клинопироксен	Mi – микроклин	
Di – диопсид	Орх – ортопироксен	

Используемая аббревиатура:

БАДР – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия
ВД – Водлозерский домен
ГЗО – гранит-зеленокаменная область
ЗП – зеленокаменный пояс
ЗКД – Западно-Карельский домен
Карельская ГЭ, КГЭ – Карельская геологическая экспедиция
ЛЭП – линия электропередач
СВ – северо-восток
СЗ – северо-запад
ССЗ – север – северо-запад
ТТГ – тоналит-трондьемит-гранодиоритовый комплекс
ЦКД – Центрально-Карельский домен
ЮВ – юго-восток
<ПО – ниже предела обнаружения
ПШ – полевой шпат
HFS – высокозарядные элементы
HREE – тяжелые редкоземельные элементы
LREE – легкие редкоземельные элементы

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев, В.Ю.* Особенности процесса рудообразования на докембрийском месторождении золота Педролампи (Карелия) / В.Ю. Волков, А.В. Волков, В.Ю. Прокофьев // Известия высших учебных заведений, геология и разведка. – 2011. – № 5. – С. 43-48.
2. *Арестова, Н.А.* Геодинамические реконструкции Водлозерского домена (Балтийский щит) в свете новых данных о возрасте архейских пород / Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, Л.В. Матвеева, Г.А. Кучеровский, Е.Н. Лепёхина, С.А. Сергеев // Проблемы плейт- и плюм-тектоники: материалы III российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. – СПб., 2011. – С. 11-14.
3. *Арестова, Н.А.* Корреляция архейских событий Водлозерского домена в свете новых геологических и изотопных данных / Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, С.Б. Лобач-Жученко, Л.В. Матвеева, Г.А. Кучеровский // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г.М. Саранчиной. – СПб., 2012. – Т.1. – С. 46-49.
4. *Бибикова, Е.В.* Архейский возраст железорудных формаций Карелии / Е.В. Бибикова, И.А. Бергман, Т.В. Грачева, В.А. Макарова // Геохронология и проблемы рудообразования: сборник статей. – М.: Наука, 1977. – С. 25-32.
5. *Бибикова, Е.В.* Геохронология архея Западной Карелии / Е.В. Бибикова, А.В. Самсонов, Т.И. Кирнозова, А.Ю. Петрова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – № 5. – С. 3-20.
6. *Бибикова, Е.В.* Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитоидов в архее Центральной Карелии / Е.В. Бибикова, Н.А. Арестова, В.В. Иваников, С. Клаэссон, А.Ю. Петрова, О.А. Левченков // Петрология. – 2006. – № 1. – С. 44-55.
7. *Бибикова, Е.В.* U-Pb геохронология магматических пород Ондозерского блока / Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, В.А. Макарова, В.В. Щипцов // Магматизм, метаморфизм и геохронология Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием: тезисы докладов IV регионального петрографического совещания по Европейской части СССР. – Петрозаводск, 1987. – С. 162-163.
8. *Булавин, А.В.* Новые данные о золотоносности Эльмусской площади (Центральная Карелия) / А.В. Булавин, Д.Н. Добрынина, И.Л. Олейник // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. – Петрозаводск, 2013. – С. 16-19.
9. *Ветрин, В.Р.* Гранитоиды Мурманского блока / В.Р. Ветрин. – Апатиты: КФ АН СССР, 1984. – 123 с.
10. *Вихко, А.С.* Первичные литохимические ореолы золото-сульфидно-кварцевого проявления Центральное (Хаутаваарская структура, Карелия) / А.С. Вихко // Актуальные

проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXV молодежной конференции, посвященной 100-летию чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. – СПб., 2014. – С. 30-36.

11. *Вревский, А.Б.* Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов / А.Б. Вревский, С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, А.В. Коваленко, Н.А. Арестова // Геотектоника. – 2010. – № 4. – С. 1-19.

12. Глубинное строение и сейсмичность Карельского кратона и его обрамления / Н.В. Шаров, В.В. Адушкин, Ю.Н. Андриященко и др.; под ред. Н.В. Шарова. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, – 2004. 353 с.

13. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / М.В. Минц и др.; ред. Г.С. Гусев и др. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. – Т. 1. – Вып. 4. 408 с.

14. *Горошко, А.Ф.* Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) / А.Ф. Горошко // Геология Северо-Запада Российской Федерации: сборник научных трудов. – СПб., 1993. С. 171-192.

15. *Горьковец, В.Я.* Высокомагнезиальный вулканизм позднего архея (лопия). Гимольско-Костомукшский зеленокаменный пояс / В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. – Л.: Наука, 1988. – С. 136-148.

16. *Горьковец, В.Я.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения / В.Я. Горьковец, М.Б. Раевкая, Е.Ф.Белоусов, Инина К.А. – Петрозаводск: Карелия, 1981. – 143 с.

17. *Горьковец, В.Я.* Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии / В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская, О.И. Володичев, Л.С. Голованова. – Л.: Наука, 1991. – 176 с.

18. Граниты Кольского полуострова и Карелии / В.А. Маслеников, К.Д. Борисова, Л.П. Бондаренко и др.; гл. ред. акад. А.А. Полканов. – М.-Л.: ЛАГЕД АН СССР, 1963. – Вып. 15. – 337 с.

19. *Гусев, А.И.* Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов / А.И. Гусев, А.А. Гусев // Успехи современного естествознания. – 2011. – № 5. – С. 45-49.

20. *Гусев, Н.И.* Неархейские санукитоиды Анабарского щита / Н.И. Гусев, А.Н. Ларионов // Современные проблемы геохимии: материалы Всероссийского совещания (с участием

иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения акад. Л.В. Таусона. – Иркутск, 2012. – С. 51-55.

21. *Гусева, Н.С.* Геология и петрология Панозерского санукитоидного плутона: Центральная Карелия: дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.04 / Гусева Надежда Сергеевна. – СПб., 2006. – 167 с.

22. *Гусева, Н.С.* Геохимия породообразующих и акцессорных минералов пород Панозерского комплекса / Н.С. Гусева, С.Г. Скублов // Записки РМО. – 2011. – Т. 140. – № 4. – С. 9-27.

23. *Гусева, Н.С.* Длительность формирования Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия) / Н.С. Гусева, С.Б. Лобач-Жученко, С.Г. Скублов, А.Н. Ларионов // Изотопные системы и время геологических процессов: материалы IV Российской конференции по изотопной геологии: в 2 Т. – СПб., 2009. – Т.1. – С. 156-159.

24. *Гусева, Н.С.* Минералогические свидетельства аутометасоматоза в породах Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия) / Н.С. Гусева // Геология и геоэкология: исследования молодых: материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР проф. К.О. Кратца. – Апатиты, 2008. – С. 76-78.

25. *Гусева, Н.С.* О рудной минерализации Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия) / Н.С. Гусева // Минералогия докембрия: материалы Всероссийской конференции. – Петрозаводск, 2009. – С. 72-75.

26. *Дмитриева, А.В.* благороднометаллическая минерализация Сяргозерского умереннощелочного комплекса / А.В. Дмитриева // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона: труды Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 60-летию ГИ КНЦ РАН. – Апатиты, 2012а. – С. 241-243.

27. *Дмитриева, А.В.* Геохимические особенности интрузивных пород Эльмусской структуры и их рудоносность / А.В. Дмитриева // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXVI Молодежной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. Ф.П. Митрофанова. – Петрозаводск, 2015. – С. 89-92.

28. *Дмитриева, А.В.* Геохимия и рудная минерализация Сяргозерского умереннощелочного комплекса (Центральная Карелия) / А.В. Дмитриева // Ученые записки ПетрГУ. Серия: Естественные и технические науки. – 2013. – № 6. – С. 45-50.

29. *Дмитриева, А.В.* Золоторудные проявления Хаутавааро-Ведлозерской площади (Карелия) / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. – Петрозаводск, 2013а. С. 52-56.

30. *Дмитриева, А.В.* Зональность в размещении молибден-золото-сульфидных и полиметаллических проявлений, Хаутаваарский массив и его ореолы (Южная Карелия) / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров // Федоровская сессия 2016: материалы международной научной конференции. – СПб, 2016а. – С. 126-128.

31. *Дмитриева, А.В.* Костомукшская структура: геохимические типы гранитов и связь с ними золотого оруденения / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. – Петрозаводск, 2013б. – С. 48-52.

32. *Дмитриева, А.В.* Новые данные по геохимии и минералогии Сяргозерского умереннощелочного комплекса (Центральная Карелия) / А.В. Дмитриева // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2012б. – № 15. – С. 102-115.

33. *Дмитриева, А.В.* Петрохимические особенности и рудная минерализация Хаутаваарского массива (Карелия) / А.В. Дмитриева // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXV Молодежной конференции, посвященной 100-летию чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова. – СПб., 2014. – С. 61-67.

34. *Дмитриева, А.В.* Петрохимические особенности и рудная минерализация Хаутаваарского массива (Карелия) / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич, А.С. Вихко // Петрография магматических и метаморфических горных пород: материалы XII Всероссийского петрографического совещания. – Петрозаводск, 2015. – С. 413-415.

35. *Дмитриева, А.В.* Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич, А.С. Вихко А.С. // Труды КарНЦ РАН. – 2016б. – № 2. – С. 52-70.

36. *Дмитриева, А.В.* Редкие и редкоземельные элементы в позднеархейских умереннощелочных интрузивах Карелии на примере Сяргозерского комплекса [Электронный ресурс] / А.В. Дмитриева // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: XXIX Международная конференция. – Судак-Москва, 2012в. Режим доступа: http://alkaline.web.ru/2012/abstracts/Dmitrieva_rus.htm

37. *Дмитриева, А.В.* Рудно-геохимическая специализация неоархейского умереннощелочного (санукитоидного) магматизма Центральной Карелии / А.В. Дмитриева // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXVII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова. – Апатиты, 2016. – С. 9-13.

38. *Дмитриева, А.В.* Сяргозерский умереннощелочной комплекс (Центральная Карелия) / А.В. Дмитриева // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы

Всероссийской конференции, посвященной 150-летию акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г.М. Саранчиной. – СПб., 2012г. – С. 198-202.

39. *Дмитриева, А.В.* Щелочные и субщелочные массивы Карелии как источники редкоземельных элементов [Электронный ресурс] / А.В. Дмитриева, Л.В. Кулешевич, Р.А. Хазов // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: XXX Международная конференция. – Москва, 2013. Режим доступа: http://alkaline.web.ru/2013/abstracts/Dmitrieva_rus.htm

40. *Егорова, Ю.С.* Первые данные об изотопном составе Nd в апатитах архейских санукитоидных Эльмусской и Шаравалампинской интрузий / Ю.С. Егорова // Геология и геоэкология: исследования молодых: материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР проф. К.О. Кратца. – Апатиты, 2008. – С. 79-81.

41. *Егорова, Ю.С.* Позднеархейские серии умеренно-щелочных пород Карелии на примере санукитоидного Эльмусского и сиенитового Западно-Хижьярвинского массивов / Ю.С. Егорова // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. – СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та, 2010. – С. 134-160.

42. *Егорова, Ю.С.* Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники: дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.04 / Егорова Юлия Сергеевна. СПб., 2014. – 208 с.

43. *Иваников, В.В.* Архейские сиениты и монзониты Карелии / В.В. Иваников // Вестник СПбГУ, 1997а. – Сер. 7. – Вып. 1. – №7. – С.11-21.

44. *Иваников, В.В.* Архейские сиениты и монзониты Карелии / В.В. Иваников // Вестник СПбГУ, 1997б. – Сер. 7. – Вып. 4. – № 28. – С. 3-15.

45. *Иваников, В.В.* Гомологические ряды магматических гранитоидных формаций позднего архея и протерозоя юго-восточной части Балтийского щита / В.В. Иваников, В.Э. Пилацкий, В.А. Богачев // Магматизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием: тезисы докладов IV регионального петрографического совещания по Европейской части СССР. – Петрозаводск, 1987. – С. 41-42.

46. *Иванов, Д.В.* Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитоидного массива Талпус (Эльмусская площадь. Центральная Карелия) / Д.В. Иванов, К.И. Лохов // IV Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского: материалы конференции. – СПб., 2015. – С. 431-435.

47. *Иващенко, В.И.* Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы: монография / В.И. Иващенко, А.И. Голубев; науч. ред. акад. РАН Д.В. Рундквист. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. – 369 с.

48. *Иващенко, В.И.* Комплексное благороднометалльное оруденение участка Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси / В.И. Иващенко, О.Б. Лавров, Н.И. Кондрашова, С.Я. Соколов // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2007. – № 10. – С. 117-139.
49. *Иващенко, В.И.* Комплексное порфиоровое месторождение Ялонвара в архее Карелии (Россия) / В.И. Иващенко, О.Б. Лавров // Геология рудных месторождений. – 1996. – № 5. – С. 412-423.
50. *Иващенко, В.И.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии: монография / В.И. Иващенко, О.Б. Лавров; науч. ред. А.П. Светов. – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1994. – 128 с.
51. *Коваленко, А.В.* Sm-Nd данные как ключ к пониманию происхождения архейских санукитоидов Карелии, Балтийский щит / А.В. Коваленко // Геохимия. – 2008. – № 4. – С. 403-413.
52. *Коваль, А.В.* Условия локализации и минеральные парагенезисы золота рудопроявления Талпус, Центральная Карелия // IV Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского: материалы конференции. – СПб., 2015. – С. 107-110.
53. *Кожевников, В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены: монография / В.Н. Кожевников. – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. – 223 с.
54. *Кожевников, В.Н.* Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур / В.Н. Кожевников; ред. С.Б. Лобач-Жученко. – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1992. – 200 с.
55. *Кожевников, В.Н.* Комплексное изучение минералов и горных пород при решении фундаментальных проблем геологии / В.Н. Кожевников // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию ИГ КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отделения. – Петрозаводск, 2007. – С. 37-41.
56. *Кожевников, В.Н.* Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюпириор и Карельского кратонов) / В.Н. Кожевников, А.И. Голубев, С.И. Рыбаков // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 1998. – № 1. – С. 5-23.
57. *Кожевников, В.Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах: монография / В.Н. Кожевников. – Л.: Наука, 1982. – 184 с.

58. *Компанченко, А.А.* Минералогия Au-S-As гипо- и мезотермальных проявлений Карельского кратона и его обрамления / А.А. Компанченко, Л.В. Кулешевич // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. – Петрозаводск, 2013. – С. 91-95.

59. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: в 3 т. Том 2: Стратегические виды рудного сырья / гл. ред. Н.П. Лавров, Ю.Г. Сафонов; отв. ред. И.А. Чижов – М.: ИГЕМ РАН. – 2006. – 672 с.

60. *Кудряшов, Н.М.* Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные / Н.М. Кудряшов, М.Н. Петровский, А.В. Мокрушин, Д.В. Елизаров // Петрология. – 2013. – Т. 21. – № 4. – С. 389-413.

61. *Кулешевич, Л.В.* Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади / Л.В. Кулешевич, В.Д. Слюсарев, М.М. Лавров // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2009. – № 12. – С. 12-25.

62. *Кулешевич, Л.В.* Геохимические особенности и золоторудная минерализация позднеархейского диорит-гранит-порфирового комплекса Таловейс (Костомукшская структура, Карелия) / Л.В. Кулешевич, **А.В. Дмитриева** // Труды КарНЦ РАН. – 2014. – № 1. – С. 63-75.

63. *Кулешевич, Л.В.* Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) / Л.В. Кулешевич, В.Н. Фурман // Геология рудных месторождений. – 2009. – № 1. – С. 58-76.

64. *Кулешевич, Л.В.* Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) / Л.В. Кулешевич, В.Н. Фурман, Н.Н. Коротаяева // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2000. – № 2. – С. 50-59.

65. *Кулешевич, Л.В.* Золото-сульфоарсенидная минерализация проявления Талпус, Эльмусская площадь, Карелия / Л.В. Кулешевич, Л.Б. Лавров, **А.В. Дмитриева** // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона: труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. – Апатиты, 2015б. – С. 130-134.

66. *Кулешевич, Л.В.* Золото-сульфоарсенидная минерализация Эльмусской площади (Карелия) / Л.В. Кулешевич // Федоровская сессия 2016: материалы международной научной конференции. – СПб, 2016. – С. 143-145.

67. *Кулешевич, Л.В.* Источники редкоземельных элементов и их минеральные формы в Карелии / Л.В. Кулешевич, **А.В. Дмитриева** // Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона: труды VIII Всероссийской (с международным участием)

Ферсмановской научной сессии, посвященной 135-летию со дня рождения акад. Д.С. Белянкина. – Апатиты, 2011. – С. 91-96

68. *Кулешевич, Л.В.* Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры / Л.В. Кулешевич // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2002. – № 5. – С. 59-72.

69. *Кулешевич, Л.В.* Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади / Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2007. – № 10. – С. 140-158.

70. *Кулешевич, Л.В.* Метасоматиты и оруденение месторождения Бергаул / Л.В. Кулешевич, В.И. Иващенко, О.Б. Лавров, Н.Н. Коротаева // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2000. – № 2. – С. 60-68.

71. *Кулешевич, Л.В.* Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газаво-жидких включений / Л.В. Кулешевич, О.В. Васюков, В.Н. Фурман // Записки РМО. – 2005. – Т. 134. – № 5. – С. 19-31.

72. *Кулешевич, Л.В.* Минералы и источники редкоземельных элементов в Карелии / Л.В. Кулешевич, **А.В. Дмитриева** // Ученые записки ПетрГУ. Сери: Естественные и технические науки. – 2012. – № 4. – С. 62-66.

73. *Кулешевич, Л.В.* Педролампи золото-сульфидное месторождение в докембрии Карелии / Л.В. Кулешевич // Доклады АН. – 2008. – Т. 422. – № 6. – С. 802-806.

74. *Кулешевич, Л.В.* Таловейс – докембрийское золоторудное месторождение в Костомукшской структуре (Западная Карелия) / Л.В. Кулешевич, В.Н. Фурман // Региональная геология и металлогения. – 2006. – № 28. – С. 100-112.

75. *Кулешевич, Л.В.* Типоморфные минеральные ассоциации руд докембрийского месторождения золота Таловейс, Карелия / Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, **А.В. Дмитриева** // Руды и металлы. – 2013. – № 4. – С. 30-36.

76. *Кулешевич, Л.В.* Условия формирования золоторудного месторождения Таловейс в докембрии Карелии / Л.В. Кулешевич, О.В. Васюкова // Доклады АН. – 2005. – Т. 403. – № 6. – С. 792-795.

77. *Кулешевич, Л.В.* Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомукшской структуре / Л.В. Кулешевич // Доклады АН. – 2004. – Т. 396. – № 6. – С. 808-812.

78. *Кулешевич, Л.В.* Эльмусская зеленокаменная структура: эволюция интрузивного магматизма, изменения пород и благороднометалльная минерализация (Центральная Карелия) / Л.В. Кулешевич, **А.В. Дмитриева**, О.Б. Лавров, Д.В. Иванов // Петрография магматических и метаморфических пород: материалы XII Всероссийского петрографического совещания. – Петрозаводск, 2015а. – С. 441-444.

79. *Кулешевич, Л.В.* Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия / Л.В. Кулешевич, **А.В. Дмитриева** // Руды и металлы. – 2015в. – № 3. – С. 38-50.

80. *Лазарев, Ю.И.* Структурно-петрологическое изучение гранитизации / Ю.И. Лазарев, В.Н. Кожевников. – Л.: Наука, 1973. – 124 с.

81. *Ларионова, Ю.О.* Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные / Ю.О. Ларионова, А.В. Самсонов, К.Н. Шатагин // Петрология. – 2007. – Т. 15. – № 6. – С. 571-593.

82. *Ларионова, Ю.О.* Rb-Sr-геохронология и изотопная геохимия рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов мезотермального Au-месторождения Таловейс, западная Карелия / Ю.О. Ларионова, А.В. Самсонов, А.А. Носова // Доклады АН. – 2004. – Т. 396. – № 2. С. – 239-243.

83. *Левченков, О.А.* Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / О.А. Левченков, С.Б. Лобач-Жученко, С.А. Сергеев // Изотопная геохронология докембрия. – Л., 1989. – С. 63-72.

84. *Лобач-Жученко, С.Б.* Архейские автомагматические брекчии Панозерского плутона, Центральная Карелия, Балтийский щит / С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, И.Н. Крылов, А.В. Коваленко, Н.С. Гусева // Доклады АН. – 2005а. – Т. 401. – № 2. – С. 208-212.

85. *Лобач-Жученко, С.Б.* Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование / С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, Л.К. Левский, А.В. Коваленко // Геотектоника. – 2000а. – № 6. – С. 26-42.

86. *Лобач-Жученко, С.Б.* Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии / С.Б. Лобач-Жученко, Х. Роллинсон, В.П. Чекулаев, Н.С. Гусева, Н.А. Арестова, А.В. Коваленко // Петрология. – 2007. – Т. 15. – № 5. – С. 493-523.

87. *Лобач-Жученко, С.Б.* Геохимия и изотопный состав неодима позднеархейских высокомагнезиальных гранитоидов Костомукшского блока западной Карелии, Балтийский щит / С.Б. Лобач-Жученко, Н.С. Гусева, А.В. Коваленко, И.Н. Крылов // Геохимия. – 2005б. – № 6. – С. 579-598.

88. *Лобач-Жученко, С.Б.* Новые данные по геохронологии Карелии / С.Б. Лобач-Жученко, О.А. Левченков // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии: сборник статей. – Петрозаводск, 1985. – С. 5-26.

89. *Лобач-Жученко, С.Б.* Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и

изотопных данных / С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, Р.И. Милькевич, О.А. Левченков, С.А. Сергеев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2000б. – Т. 8. – № 4. – С. 3-10.

90. Лобач-Жученко, С.Б. Характеристика мантийного источника архейского Панозерского массива (Карелия) по данным изотопно-геохимических исследований пород и минералов / С.Б. Лобач-Жученко, В.М. Саватенков, А.В. Коваленко, В.П. Чекулаев, Н.С. Гусева // Геохимия. – 2010. – № 4. – С. 390-405.

91. Лобиков, А.Ф. Изотопный возраст гранитов Палаламбинского зеленокаменного пояса Карелия / А.Ф. Лобиков, С.Б. Лобач-Жученко // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 250. – С. 729-733.

92. Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода / А.Ф. Лобиков // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: тезисы докладов всесоюзного совещания. – Киев: Наукова думка, 1982. – С. 90-91.

93. Матреничев, В.А. Возраст дацитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры (Центральная Карелия) / В.А. Матреничев, С.А. Сергеев, О.Д. Левченков, С.З. Яковлева // Известия АН. Серия Геология. – 1990. – № 8. – С. 131-133.

94. Металлогения Карелии / отв. ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1999. – 340 с.

95. Минерально-сырьевая база Республики Карелия / В.П. Михайлов, А.Г. Леонтьев, Ю.Б. Голованов и др.; отв. ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов – книга 1. – Петрозаводск: Карелия, 2005. – 278 с.

96. Носова, А.А. Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре / Носова А.А., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Е.В. Ковальчук, А.Н. Ларионов // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. – Петрозаводск, 2013. – С. 131-134.

97. Овчинникова, Г.В. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия / Г.В. Овчинникова, В.А. Матреничев, О.А. Левченков, С.А. Сергеев, С.З. Яковлева, Б.М. Гороховский // Петрология. – 1994. – Т. 2. – № 3. – С. 266-281.

98. Олейник, И.Л. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади / И.Л. Олейник, Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров, Д.В. Иванов // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. – Петрозаводск, 2013. – С. 141-145.

99. Павлов, Г.М. Интрузия субщелочных габброидов бассейна р. Аминдомаоя (Центральная Карелия) / Г.М. Павлов // Геология, магматизм: оперативно-информационные материалы за 1983 г. – 1984. – С. 12-14.
100. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров, А.Ф. Морозов – 3-е изд., исправл. и доп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
101. Ранний докембрий Балтийского щита / отв. ред. В.А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005 – 711 с.
102. Рыбаков, С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. – Л.: Наука, 1987. – 269 с.
103. Рыбаков, С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. – Петрозаводск: Карелия, 1980. – 135 с.
104. Саватенков, В.М. Изотопная (Sr, Nd, Pb) характеристика архейской метасоматизированной мантии источника Панозерского массива, Карелия / В.М. Саватенков, С.Б. Лобач-Жученко, А.В. Коваленко // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 2. – С. 188-194.
105. Самсонов, А.В. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления / А.В. Самсонов, Е.В. Бибилова, Ю.О. Ларионова, А.Ю. Петрова, И.С. Пухтель // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 5. – С. 495-529.
106. Самсонов, А.В. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока: опыт комплексных реконструкций [Электронный ресурс] / А.В. Самсонов, Ю.О. Ларионова, А.А. Носова, А.М. Ручьев // Семинар по рудной минералогии, посвященный памяти А.Г. Бетехтина, ИГЕМ РАН. – 2011. Режим доступа: <http://www.minsoc.ru/E2-2011-10-0/>
107. Самсонов, А.В. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований / А.В. Самсонов, Р.Г. Берзин, Н.Г. Заможная и др. // Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь-Калевала). – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2001. – С. 109-143.
108. Самсонов, А.В. Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского Кратона: автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук: 25.00.04 / Самсонов Александр Владимирович. – М., 2004. – 48 с.
109. Сафонов, Ю.Г. Геолого-генетические типы золоторудных и золотосодержащих месторождений / Ю.Г. Сафонов, Т.М. Злобина, М.Р. Сароян, И.А. Чижова, И.В. Чаплыгин //

Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. – М.: ИГЕМ, 2006. – Т. 2. – С. 17-96.

110. *Светов, С.А.* Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) / Светов С.А., Хухма Х // Доклады АН. – 1999. – Т. 369. – № 2. – С. 261-263.

111. *Светов, С.А.* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита / С.А. Светов. – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. – 229 с.

112. *Светов, С.А.* Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов / С.А. Светов, А.И. Светова, Т.Н. Назарова // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2010. – № 13. – С. 5-12.

113. *Светова, А.И.* Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии / А.И. Светова. – Петрозаводск: КФ АН СССР, 1988. – 148 с.

114. *Сергеев, С.А.* Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: автореф. дисс. ...канд. геол.-минер. наук: 04.00.02 / Сергей Андреевич Сергеев. – Л., 1989. – 24 с.

115. *Сергеев, С.А.* Архейский возраст миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Карелии / С.А. Сергеев, С.Б. Лобач-Жученко, А.Н. Ларионов, Н.Г. Бережная, Н.С. Гусева // Доклады АН. – 2007. – Т. 413. – № 4. – С. 541-544.

116. Серноколчеданные месторождения Карелии / В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, Г.В. Ручкин, и др. – Л.: Наука, 1978. – 192 с.

117. *Скублов, С.Г.* Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии / С.Г. Скублов, С.Б. Лобач-Жученко, Н.С. Гусева, И.М. Гембицкая, Е.В. Толмачев // Геохимия. – 2009. – № 9. – С. 958-971.

118. *Слабунов, А.И.* 4D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных / А.И. Слабунов, П. Хелтта, Н.В. Шаров, Н.С. Нестерова // Геология Карелии от архей до наших дней: материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. – Петрозаводск, 2011. – С. 13-21

119. *Слюсарев, В.Д.* Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) / В.Д. Слюсарев, Л.В. Кулешевич, М.М. Лавров // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию ИГ КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отделения. – Петрозаводск, 2007. – С. 112-116.

120. *Слюсарев, В.Д.* Субщелочной магматизм района Сяргозера / В.Д. Слюсарев, Л.В. Кулешевич, Г.М. Павлов, М.М. Лавров, В.А. Земцов // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2001. – № 3. – С. 66-86.
121. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений / М.Б. Раевская, В.Я. Горьковец, А.И. Светова, О.И. Володичев. – Петрозаводск: КарНИЦ РАН, 1992. – 190 с.
122. *Табунс, Э.В.* Позднеархейский возраст инициального калиевого магматизма Алданского щита (массив Укдуска): результаты U-Pb-датирования единичных зерен циркона / Э.В. Табунс, Е.В. Сальникова, В.И. Коваленко, В.П. Ковач, А.Б. Котов // Доклады АН. – 2004. – Т. 398. – №1. – С. 102-105.
123. *Чекулаев, В.П.* Архейские высоко-Mg гранитоиды (санукитоиды) – индикаторы золотой минерализации в Карелии: геология, состав, пространственно-временное положение / В.П. Чекулаев, С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, А.В. Коваленко, Н.С. Гусева // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: тезисы докладов. – Петрозаводск, 2002. – С. 190-192.
124. *Чекулаев, В.П.* Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: дис. ... д-ра геол.-минер. наук: 04.00.01: / Валерий Петрович Чекулаев. – СПб, 1996. – 298 с.
125. *Чекулаев, В.П.* Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите / В.П. Чекулаев // Доклады АН. – 1999. – Т. 368. – № 5. – С. 676-678.
126. *Чекулаев, В.П.* Состав, возраст и Sm-Nd систематика санукитоидов Панозерского массива / В.П. Чекулаев, О.А. Левченков, В.В. Иваников, Н.А. Арестова, Н.С. Гусева, А.Н. Комаров // Геохимия. – 2003. – № 8. – С. 817-828.
127. *Чернов, В.М.* Об условиях формирования Костомукшского железорудного месторождения / В.М. Чернов // Известия Карельского и Кольского филиалов АН СССР. – 1959. – № 3. – С. 17-27.
128. *Чернов, В.М.* Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии / В.М. Чернов. – М.-Л.: Наука, 1964. – 187 с.
129. *Щипцов, В.В.* Геологическая эволюция Ондозерской структуры / В.В. Щипцов, В.Н. Кожевников, Н.И. Скорнякова // Гранитоиды архея юго-восточной части щита. – Л.: Наука, 1987. – С. 68-118.
130. *Щипцов, В.В.* Находка железистых кварцитов в районе ручья Аминдомаоя (Центральная Карелия) / В.В. Щипцов, Н.И. Скорнякова, В.В. Южанова // Геология и стратиграфия докембрийских образований. – Петрозаводск, 1982. – С.19-21.

131. *Balakrishnan, S.* Geochemistry and petrogenesis of granitoids around Kolar schist belt: constraints for crustal evolution in Kolar area / S. Balakrishnan, V. Rajamani // *J. Geology*. – 1987. – V. 95. – № 2. – P. 219-240. – DOI: [10.1007/s11631-012-0571-5](https://doi.org/10.1007/s11631-012-0571-5)
132. *Bedard, L.P.* Archean High-Mg quartz-monzodiorite suite: A re-evaluation of the parental magma and differentiation / L.P. Bedard // *J. Geology*. – 1996. – V. 104. N. 6. P. 713-728.
133. *Bibikova, E.V.* The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons / E.V. Bibikova, A. Petrova, S. Claesson // *Lithos*. – 2005. – V. 79. – P. 129-145. – DOI: [10.1016/j.lithos.2004.05.005](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.005)
134. *Cameron E.M.* Alkaline magmatism at Kirkland Lake, Ontario / E.M Cameron, // *Geological Survey of Canada. Paper 90-1 C*. – 1990. – P. 261-269.
135. *Cameron, E.M.* Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids / E.M Cameron, K. Hattori // *Econom. Geol. and the Bulletin of the Soc. of Econ. Geol.* – 1987. – V. 82. – P. 1177-1191.
136. *Cassidy, K.F.* An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids of the late-Archaean Norseman-Wiluna Belt / K.F. Cassidy, M.E. Barley, D.I. Groves, C.S. Perring, J.A. Hallberg // *Precambrian Research*. – 1991. – V. 51. – P. 51-83. – DOI: [10.1016/0301-9268\(91\)90094-Q](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90094-Q)
137. *Chappell, B.W.* I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt / B.W. Chappell, A.J. White // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. – 1992. – V. 83. – P. 1-26. DOI: [10.1017/S0263593300007720](https://doi.org/10.1017/S0263593300007720)
138. *Chen, L.* ~2.5 Ga sanukitoids from Guyang greenstone belt, North China [Электронный пeцып] / L. Chen, J. Guo, F. Liu, Y. Sun // *Goldschmidt Conference 2007: 17th international Goldschmidt Conference at the University of Cologne*. – Germany, 2007. – A166. Режим доступа: <https://goldschmidtabstracts.info/2007/166.pdf>
139. *Colvine, A.C.* An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits / Colvine A.C., Andrews A.J., Cherry M.E. et al. // *Ontario Geological Survey Open File Report 5524*. – 1984. – P. 98.
140. *Corfu, F.* Age structure and orogenic significance of the Berens River composite batholiths, western Superior Province / F. Corfu, D. Stone // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1998. – V. 35. – P. 1089-1109.
141. *Corfu, F.* Hf isotopic composition and age constraints on the evolution of the Archean central Uchi Subprovince, Ontario, Canada / F. Corfu, G.M. Scott // *Precambrian Research*. – 1996. – V. 78. – P. 53-63. DOI: [10.1016/0301-9268\(95\)00068-2](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00068-2)
142. *Corfu, F.* U-Pb geochronology and evolution of the English River Subprovince, an Archean low P-high T metasedimentary belt in the Superior Province / F. Corfu, G.M. Scott, F.W. Breaks // *Tectonics*. – 1995. – V. 14. – P. 1220-1233.

143. *Dey, S.* Geochemical and Nd isotope constraints on petrogenesis of granitoids from NW part of the eastern Dharwar craton: Possible implications for late Archaean crustal accretion / S. Dey, U.K. Pandey, A.K. Rai, A. Chaki // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – V. 45. – P. 40-56.
144. *Doyle, M.G.* Geochronological constraints on the Tropicana Gold Deposit and Albany Fraser Orogen, Western Australia / M.G. Doyle, I.R. Fletcher, J. Foster et al. // *Economic Geology*. – 2015. – V. 110. – P. 355-386. – DOI: [10.2113/econgeo.110.2.355](https://doi.org/10.2113/econgeo.110.2.355)
145. *Fowler, M.B.* Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province / M.B. Fowler, H. Kocks, D.P.F. Darbyshire, P.B. Greenwood // *Lithos*. – 2008. – V. 105. – P. 129-148. – DOI: [10.1016/j.lithos.2008.03.003](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.03.003)
146. *Fowler, M.B.* Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: implications for Archean subduction / M.B. Fowler, H.R. Rollinson // *Geology*. – 2012. – V. 40. – P. 1079-1082. – DOI: [10.1130/G33371.1](https://doi.org/10.1130/G33371.1)
147. *Frost, C.D.* The Late Archaean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming / C.D. Frost, B.R. Frost, K.R. Chamberlain, T.P. Hulsebosch // *Precambrian Research*. – 1998. – V. 89. – P. 145-173.
148. *Halla, J.* Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics / J. Halla, J. Hunen, E. Heilimo, P. Hölttä // *Precambrian Research*. – 2009. – № 174. – P. 155-162. – DOI: [10.1016/j.chemgeo.2009.04.007](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.04.007)
149. *Halla, J.* Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust-mantle interactions / J. Halla // *Lithos*. – 2005. – V. 79. – P. 161-178. – DOI: [10.1016/j.lithos.2004.05.007](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.007)
150. *Heilimo, E.* Age and petrology of the Kaapinsalmi sanukitoid intrusion in Suomussalmi, Eastern Finland / E. Heilimo, P. Mikkola, J. Halla // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. – 2007. – V. 79. – P. 117-125.
151. *Heilimo, E.* Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland) / E. Heilimo, J. Halla, P. Hölttä // *Lithos*. – 2010. – V. 115. – P. 27-39. – DOI: [10.1016/j.lithos.2009.11.001](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001)
152. *Heilimo, E.* Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield / E. Heilimo, J. Halla, T. Andersen, H. Huhma // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 228. – P. 250-266. – DOI: [10.1016/j.precamres.2012.01.015](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.015)
153. *Heilimo, E.* Overview of Neoproterozoic sanukitoid series in the Karelia Province, eastern Finland / E. Heilimo, J. Halla, P. Mikkola // *Geological Survey of Finland*. – 2012. – V. Spec. Paper 54. – P. 214-225.

154. *Heilimo, E.* Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province / E. Heilimo, J. Halla, H. Huhma // *Lithos.* – 2011. – V. 121. – P. 87-99. DOI:[10.1016/j.lithos.2010.10.006](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.006)
155. *Henry, P.* Late Archean mantle composition and crustal growth in the Western Superior Province of Canada: neodymium and lead isotopic evidence from the Wawa, Quetico, and Wabigoon subprovince / P. Henry, R.K. Stevenson, C. Gariépy // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1998. – V. 62. – P. 143-157.
156. *Jahn, B.M.* Archean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle / B.M. Jahn, B. Auvray, Q.H. Shen et al. // *Precambrian Res.* – 1988. – V. 38. – P. 381-403.
157. *Jayananda, M.* Late Archean crust-mantle interactions in the Closepet granite. Southern India: evidence from Sr-Nd isotopes, major and trace element geochemistry / M. Jayananda, H. Martin, J.-J. Peucat, B. Mahabaleswar // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1995. – V. 119. – P. 314-329.
158. *Kampunzu, A.B.* Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francis town, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton / A.B. Kampunzu, A.R. Tombale, M. Zhai, Z. Bagai, T. Majaule, M.P. Modisi // *Lithos.* – 2003. – V. 71. – P. 431-460. – DOI: [10.1016/S0024-4937\(03\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00125-7)
159. *Käpyaho, A.* Growth of Archean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks / A. Käpyaho, I. Mänttari, H. Huhma // *Precambrian Research.* – 2006. – V. 146. – P. 95-119. – DOI: [10.1016/j.precamres.2006.01.006](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.006)
160. *Käpyaho, A.* Whole-rock geochemistry of some tonalite and high Mg/Fe gabbro, diorite, and granodiorite plutons (sanukitoid suites) in the Kuhmo district, eastern Finland / A. Käpyaho // *Bulletin of the Geological Society of Finland.* – 2006. – V. 78. – P. 121-141.
161. *Kirkland, C.L.* The affinity of Archean crust on the Yilgarn-Albany-Fraser Orogen boundary: Implications for gold mineralisation in the Tropicana Zone / C.L. Kirkland, C.V. Spaggiari, R.H. Smithies et al. // *Precambrian Research.* – 2015. – V. 266. – P. 260-281. – DOI: [10.1016/j.precamres.2015.05.023](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.023)
162. *Kovalenko, A.V.* Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield / A.V. Kovalenko, J.D. Clemens, V.M. Savatenkov // *Lithos.* – 2005. – V. 79. – P. 147-160. – DOI: [10.1016/j.lithos.2004.05.006](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.006)
163. *Krogstad, E.J.* Sources of continental magmatism adjacent to the late Archean Kolar Suture Zone, South India: distinct isotopic and elemental signatures of two late Archean magmatic series / E.J. Krogstad, G.N. Hanson, V. Rajamani // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1995. – V. 122. – P. 159-173.

164. *Kwelwa, S.* Geochemistry and petrogenesis of intrusions at the Golden Pride gold deposit in the Nzega greenstone belt, Tanzania / S. Kwelwa, S. Manya, I.M.A. Vos // *Journal of African Earth Sciences*. – 2013. – V. 86. – P. 53-64. – DOI: [10.1016/j.jafrearsci.2013.06.012](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.06.012)

165. *Laurent, O.* Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean-Proterozoic boundary / O. Laurent, H. Martin, R. Doucelance, J.-F. Moyen, J.-L. Paquette // *Lithos*. – 2011. – V. 123. – P. 73-91. – DOI: [10.1016/j.lithos.2010.12.009](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.009)

166. *Laurent, O.* Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: Insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa / O. Laurent, R. Doucelance, H. Martin, J.-F. Moyen // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 227. – P. 186-203. – DOI: [10.1016/j.precamres.2012.07.004](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.07.004)

167. *Laurent, O.* Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. / O. Laurent, H. Martin, J.F. Moyen, R. Doucelance // *Lithos*. – 2014. – P. 208-235. – DOI: [10.1016/j.lithos.2014.06.012](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012)

168. *Levchenkov, O.A.* U-Pb zircon ages from Sørvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia / O.A. Levchenkov, L.K. Levsky, Ø. Nordgulen et al. // *Geology of the Eastern Finmark-Western Kola Peninsula Region: Proceeding of the 1-st International Barents Symposium*. – Trondheim, 1995. – P. 29-47

169. *Lin S.* Synchronous vertical and horizontal tectonism at late stages of Archean cratonization and genesis of Hemlo gold deposit, Superior craton, Ontario, Canada / S. Lin, G.P. Beakhouse // *Geology*. – 2013. – V. 41. – P. 359-362. – DOI: [10.1130/G33887.1](https://doi.org/10.1130/G33887.1)

170. *Lobach-Zhuchenko, S.B.* Late Archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicator of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia / S.B. Lobach-Zhuchenko, V.P. Chekulaev, V.V. Ivanikov et al // *Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries*. – Moscow.: IMGRE, 2000. – P. 193-211.

171. *Lobach-Zhuchenko, S.B.* Petrology of a Late Archaean, Highly Potassic, Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archaean Mantle Metasomatism / S.B. Lobach-Zhuchenko, H. Rollinson, V.P. Chekulaev et al. // *Journal of Petrology*. – 2008. – V. 49. – P. 393-420. – DOI: [10.1093/petrology/egm084](https://doi.org/10.1093/petrology/egm084)

172. *Lobach-Zhuchenko, S.B.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin / S.B. Lobach-Zhuchenko, H.R. Rollinson, V.P. Chekulaev et al. // *Lithos*. – 2005. – V. 79. – P. 107-128. – DOI: [10.1016/j.lithos.2004.04.052](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.052)

173. *Maa, X.* Zircon U-Pb ages, trace elements and Nd–Hf isotopic geochemistry of Guyang sanukitoids and related rocks: Implications for the Archean crustal evolution of the Yinshan Block,

North China Craton / X. Maa, J. Guob, F. Liub, Q. Qiana, H. Fan // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 230. – P. 61-78. – DOI: [10.1016/j.precamres.2013.02.001](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.02.001)

174. *Martin, H.* The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition / H. Martin, J.-F. Moyen, R.P. Rapp // *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. – 2009. – V. 100. – P. 15-33. – DOI: [10.1017/S1755691009016120](https://doi.org/10.1017/S1755691009016120)

175. *Mikkola, P.* Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids / P. Mikkola, H. Huhma, E. Heilimo, M. Whitehouse // *Lithos*. – 2011. – V. 125. – P. 287-307. – DOI: [10.1016/j.lithos.2011.02.012](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.012)

176. *Mogarovskii, V.V.* Barium and strontium the upper mantle of Pamirs and Tien Shan / V.V. Mogarovskii, V.S. Lutkov, V.Y. Lutkova / *Geochemistry International*. – 2007. – V. 45. – № 7. – P. 685-697.

177. *Mondal, M.E.A.* Geochemistry of sanukitoid series granitoids from the Neoproterozoic Berach granitoid batholiths, Aravalli craton, northwestern Indian shield / M.E.A. Mondal, A. Raza // *Current Science*. – 2013. – V. 105. – № 1. – P. 102-108.

178. *Moyen, J.-F.* Contrasted granite emplacement modes within an oblique crustal section: the Closepet Granite, South India / J.-F. Moyen, A. Nedelec, H. Martin, M. Jayananda // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2001a. – V. 26. – P. 295-301

179. *Moyen, J.-F.* Late-Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India) / J.-F. Moyen, A. Nedelec, H. Martin, M. Jayananda, B. Auvray // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 127. – P. 103-123. – DOI: [10.1016/S0301-9268\(03\)00183-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00183-9)

180. *Moyen, J.-F.* Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India) / J.-F. Moyen, H. Martin, M. Jayananda // *Precambrian Research*. – 2001b. – V. 112. – P. 87-105.

181. *Moyen, J.-F.* The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a nonunique tectonic setting for Archaean crustal growth / J.-F. Moyen // *Lithos*. – 2011. – V. 123. – P. 21-36. – DOI: [10.1016/j.lithos.2010.09.015](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015)

182. *Mueller A.G.* Copper-gold endoskarns and high-Mg monzodiorite-tonalite intrusions at Mt. Shea, Kalgoorlie, Australia: implications for the origin of gold-pyrite-tennantite mineralization in the Golden Mile / A.G. Mueller // *Mineralium deposita*. – 2007. – V. 42. – P. 737-769. – DOI: [10.1007/s00126-007-0132-8](https://doi.org/10.1007/s00126-007-0132-8)

183. *Naderi N.* Stable Isotopes and XRD Investigation of Gold Mineralization at the Syenite-Hosted Young-Davidson Deposit, Matachewan, Ontario [Электронный ресурс] / N. Naderi // *Electronic Thesis and Dissertation Repository*. – 2012. – Paper 1050. Режим доступа: <http://ir.lib.uwo.ca/cgi/viewcontent.cgi?article=2362&context=etd>

184. *Nordgulen, Ø.* Aspects of Late Archaean magmatism in the Sorvaranger-Kola terrane, northern Baltic Shield / Ø. Nordgulen, V.R. Vetrin, L.F. Dobrzhinetskaya, J. Cobbing, B.A. Sturt // *Geology of the Eastern Finmark-Western Kola Peninsula Region: Proceeding of the 1-st International Barents Symposium.* – Trondheim, 1995. – P. 49-63.

185. *Oliveira, M.A.* Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil / M.A. Oliveira, R. Dall'Agnol, F.J. Althoff, A.A.S. Leite // *Journal of South American Earth Sciences.* – 2009. – V. 27. – P. 146-160. – DOI: [10.1016/j.jsames.2008.07.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.003)

186. *Oliveira, M.A.* Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoids Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil / M.A. Oliveira, R. Dall'Agnol, B. Scaillet // *Journal Petrology.* – 2010. – V. 51. – P. 2121-2148.

187. *Oliveira, M.A.* Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series / M.A. Oliveira, R. Dall'Agnol, J. Costa de Almeida // *Lithos.* – 2011. – V. 127. – P. 192-209. – DOI: [10.1016/j.lithos.2011.08.017](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.017)

188. *Peng, T.* Late Neoproterozoic potassic high Ba-Sr granites in the Taishan granite-greenstone terrane: Petrogenesis and implications for continental crustal evolution / T. Peng, S.A. Wilde, W. Fan, B. Peng // *Chemical Geology.* – 2013. – V. 344. – P. 23-41. – DOI: [10.1016/j.chemgeo.2013.02.012](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.012)

189. *Puchtel, I.S.* Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield / I.S. Puchtel, A.W. Hoffman, K. Mezger, K.P. Jochum, A.A. Shchipansky, A.V. Samsonov // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1998. – V. 155. – P. 57-74.

190. *Puchtel, I.S.* The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: remnant of a late Archaean oceanic plateau? / I.S. Puchtel, A.W. Hofmann, K.P. Jochum, K. Mezger, A.A. Shchipansky, A.V. Samsonov // *Terra Nova.* – 1997. – V. 9. – № 2. – P. 87-90.

191. *Rapp, R.P.* Continent Formation un the Archean and Chemical Evolution of the Cratonic Lithosphere: Melt-Roch Reaction Experiment at 3-4 GPa and Petrogenesis of Archean Mg-Diorites (Sanukitoids) / R.P. Rapp, M.D. Norman, D. Laporte, G.M. Yaxley, H. Martin, S.F. Foley // *Journal of Petrology.* – 2010. – V. 51. – P. 1237-1266. – DOI: [10.1093/petrology/egq017](https://doi.org/10.1093/petrology/egq017)

192. *Rapp, R.P.* Reaction between slabderived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa / R.P. Rapp, N. Shimizu, M.D. Norman, G.S. Applegate // *Chemical Geology.* – 1999. – V. 160. – P. 335-356.

193. *Sage, R.* Geochemical characteristics of granitoid rocks from within the Archean Michipicoten greenstone belt, Wawa subprovince, Superior Province, Canada: implications for source regions and tectonic evolution / R. Sage, P. Lightfoot, W. Doherty // *Precambrian Research.* – 1996. – V. 76. – P. 155-190.

194. *Samsonov, A.V.* Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greestone belt. W Karelia / A.V. Samsonov, I.S. Puchtel, E.V. Bibicova, D.Z. Zhuravlev // Precambrian of Europe, Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization: MAEGS 9. – St-Petersburg: IPGG RAS, 1995. – P. 95.

195. *Samsonov, A.V.* The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield / A.V. Samsonov, M.M. Bogina, E.V. Bibikova, A. Yu. Petrova, A.A. Shchipansky // Lithos. – 2005. – V. 79. – P. 83-106. – DOI: [10.1016/j.lithos.2004.04.051](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.051)

196. *Savrothaman, H.* Archaean high-Mg granitoids of mantle origin in the Eastern Dharwar Craton of Andhra Pradesh / H. Savrothaman // Journal of the Geological Society of India. – 2001. – V. 58. – P. 261-268.

197. *Shimoda, Y.* Setochi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments / Y. Shimoda, Y. Tatsumi, S. Nohda, K. Ishizaka, B.M. Jahn // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 160. – P. 479-492.

198. *Shirey, S.B.* Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites / S.B. Shirey, G.N. Hanson // Nature. – 1984. – V. 310. – P. 222-224.

199. *Shirey, S.B.* Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archaean granite-greenstone belts: evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy River Lake area, Superior Province, Ontario, Canada / S.B. Shirey, G.N. Hanson // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1986. – V. 50. – P. 2631-2651.

200. *Smithies, R.S.* High-Mg diorite from the Archaean Pilbara Craton: anorogenic magmas derived from a subduction-modified / R.S. Smithies, D.C. Champion // Geol. Surv. West. Aust. Annu. Rev. – 1999. P. – 45-59.

201. *Smithies, R.H.* The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth // R.H. Smithies, D.C. Champion // Journal of Petrology. – 2000. – V. 41. – № 12. – P. 1653-1671.

202. *Steenfelt, A.* Mantle wedge involvement in the petrogenesis of Archaean grey gneisses in West Greenland / A. Steenfelt, A.A. Garde, J.-F. Moyen // Lithos. – 2005. – V. 79. – P. 207-228. – DOI: [10.1016/j.lithos.2004.04.054](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.054)

203. *Stern, R.A.* Archaean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin / R.A. Stern, G.N. Hanson // Journal Petrology. – 1991. – V. 32. – № 1. – P. 201-238.

204. *Stern, R.A.* Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province / R.A. Stern, G.N. Hanson, S.B. Shirey // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1989. – V. 26. – P. 1688-1712.

205. *Stevenson, R.* Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada / R. Stevenson, P. Henry, C. Gariépy // *Precambrian Research*. – 1999. – V. 96. – P. 83-99.

206. *Sun, S.-S.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W.F. McDonough // Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – № 42. – P. 313-345. DOI: [10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19)

207. *Sutcliffe, R.H.* Mantle-derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada / R.H. Sutcliffe, A.R. Smith, W. Doherty, R. Barnett // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 105. – P. 255-274.

208. *Tatsumi, Y.* Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics / Y. Tatsumi, K. Ishizaka // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1982. – V. 60. № 2. – P. 293-304.

209. *Vetrin, V.R.* The pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series on the northern Baltic Shield: correlation and petrology / V.R. Vetrin, Ø. Nordgulen, J. Cobbing et al. // *Geology of the Eastern Finmark-Western Kola Peninsula Region: Proceeding of the 1-st International Barents Symposium*. – Trondheim, 1995. – P. 65-74.

210. *Vos, I.M.A.* The geology and mineralization at the Golden Pride gold deposit, Nzege Greenstone Belt, Tanzania / I.M.A. Vos, F.P. Bierlein, J.S. Standing, G. Devidson // *Mineralium Deposita*. – 2009. – V. 44. – P. 751-764. – DOI: [10.1007/s00126-009-0245-3](https://doi.org/10.1007/s00126-009-0245-3)

211. *Wang, Y.* Zircon U-Pb geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of the Taishan sanukitoids (Shandong): Implications for Neoproterozoic subduction in the Eastern Block, North China Craton / Y. Wang, Y. Zhng, G. Zhao et al. // *Precambrian Research*. – 2009. – V. 174. – P. 273-286. – DOI: [10.1016/j.precamres.2009.08.005](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.08.005)

212. *Wiendenbeck, M.* A time scale for granitoid emplacement in the Archean Murchison Province, Western Australia, by single zircon geochronology / M. Wiendenbeck, K.P. Watkins // *Precambrian Research*. – 1993. – V. 61. – P. 1-26.

213. *Wyman, D.* Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny / D. Wyman, R. Kerrich // *Economic Geology*. – 1988. – V. 83. – P. 454-461.

214. *Yang, J.H.* Petrogenesis and geodynamics of Late-Archaean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd-Hf isotopic evidence / J.H. Yang, F.Y. Wu, S.A. Wilde, G. Zhao // *Precambrian Research*. – 2008. – V. 167. – P. 125-149. – DOI: [10.1016/j.precamres.2008.07.004](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.004)

Фондовая

215. *Ганин, В.А.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Елмозерского синклиория и его обрамления в Муезерском, Медвежьегорском и Сегежском районах КАССР (листы Р-36-5, 6, 7, 17, 18, 19, 20, 31), проведенных в 1978-1983 гг. / В.А. Ганин, А.П. Бондарев. 1983. ТФГИ по СЗФО. № 24420
216. *Горошко, А.Ф.* Отчет о результатах поисково-картировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутаваарско-Ведлозерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990-95 гг. (Нялмо-Шуйский объект) / А.Ф. Горошко, А.А. Смирнов, Б.А. Ефимов и др. 1998. ТФГИ по СЗФО. № 26765
217. Карта аномального магнитного поля изолиний ΔT_a , Центральная Карелия, масштаб 1:50000. ЗГТ. Экспедиция № 4. Уницкая аэрогеофизическая партия. 1967. Фонды КГЭ.
218. *Кофман, В.С.* Геологическая карта северо-запада РСФСР, масштаб 1:50 000 / В.С. Кофман, Л.А. Гаскельберг. 1988.
219. *Морозов, С.А.* Отчет Южно-Карельской партии о геологосъемочных работах на медь и никель, проведенных в Суоярвском р-не КАССР в 1967-71 гг. / С.А. Морозов, А.А. Никольский. 1971. ТФГИ по СЗФО. № 21488.
220. *Новиков, Ю.Н.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на золото в Центральной Карелии на Эльмусской площади в 1992-1994 годах с подсчетами запасов золота месторождения Педролампи по категории C_2 / Ю.Н. Новиков, Д.В. Курипко, В.Б. Тихонов и др. 1997. ТФГИ по Респ. Карелия. № 448.
221. *Сиваев, В.В.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучению масштаба 1:50000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978-1982 гг. (Центральная Карелия, листы Р-36-32, 33, 44, 45, 55, 56, 67, 68) / В.В. Сиваев А.Ф. Горошко, Л.В. Горбатюк. 1982. ТФГИ по Респ. Карелия. № 232.
222. *Сиваев, В.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Улялегского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 и среднемасштабного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983-1988 г.г. в Южной Карелии (листы Р-36-78-А, Б, В, Г; 79-А, В; 90-А, Б, В, Г; 91-А, В) / В.В. Сиваев, А.Ф. Горошко, Т.Э. Магницкая и др. 1988. ТФГИ по Респ. Карелия. № 228.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

Список рисунков

Рисунок 1 – Схема расположения изучаемых площадей и массивов санукитоидов.....	5
Рисунок 1.1 – Субдукционно-коллизийная геодинамическая модель, иллюстрирующая эволюцию архейского гранитоидного магматизма, по (Laurent et al., 2014).....	15
Рисунок 1.2 – Схема эволюции гранитоидного магматизма в архее, по (Laurent et al., 2014) с дополнениями автора.....	16
Рисунок 2.1 – История геологического развития доменов Фенноскандинавского щита в архее и положение санукитоидного магматизма, по (Егорова, 2014).....	22
Рисунок 2.2 – Схема расположения и возраст санукитоидных массивов Карельской провинции, по (Heilimo et al., 2012) с дополнениями автора.....	23
Рисунок 3.1 – Схема геологического строения Ондозерско-Сегозерской площади, по (Ганин, Бондарев, 1983) с дополнениями автора.....	25
Рисунок 3.2 – Схема геологического строения района оз. Сяргозеро, по (Слюсарев и др., 2001) с дополнениями автора	27
Рисунок 3.3 – Сяргозерский комплекс: разновидности пород, их взаимоотношения и метасоматические изменения	29
Рисунок 3.4 – Схема геологического строения Ведлозерско-Сегозерского ЗП, составлена по (Рыбаков, 1987; Светов, 2005; с учетом геологического картирования производственных организаций) и дополнения автора.....	30
Рисунок 3.5 – Схема геологического строения Эльмусской площади и Эльмусского массива, взята из (Кулешевич, Лавров, 2007) с дополнениями автора.....	32
Рисунок 3.6 – Рудоконтролирующие зоны расланцевания в Талпусском плагиогранит-порфировом массиве	34
Рисунок 3.7 – Разновидности пород Эльмусского массива и зоны деформаций.....	35
Рисунок 3.8 – Схема геологического строения Хаутаваарской структуры и Хаутаваарского массива. Составлена Л.В. Кулешевич, по (Сиваев и др., 1988) с дополнениями автора.....	37
Рисунок 3.9 – Хаутаваарский массив: основные типы пород и метасоматические изменения в его ореоле	39
Рисунок 3.10 – Схема геологического строения Костомукшской структуры. Составлена Л.В. Кулешевич по материалам отчета В.Н. Фурмана (1998), взята из статьи (Кулешевич, Дмитриева, 2014).....	41
Рисунок 3.11 – Схема геологического строения массивов Факторный и Центральный комплекса Таловейс, по (Кулешевич, 2002, 2004; Кулешевич, Фурман, 2009; Кулешевич и	

др., 2013; Кулешевич, Дмитриева, 2014).....	43
Рисунок 4.1 – Петрографическая характеристика пироксенитов и сиенитов Ссяргозерского комплекса	46
Рисунок 4.2 – Состав клинопироксенов гигантозернистых сиенитов Сяргозерского комплекса.....	48
Рисунок 4.3 – Состав полевых шпатов гигантозернистых сиенитов Сяргозерского массива на тройных диаграммах $Or-Ab-An$ (А), K_2O-Na_2O-BaO (Б) и крупное зерно анортоклаза (В)...	49
Рисунок 4.4 – Петрохимически диаграммы для пород Сяргозерского и Устьволомского комплексов.....	51
Рисунок 4.5 – Петрографическая характеристика пироксенитов, монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов Эльмусского массива.....	54
Рисунок 4.6 – Составы полевых шпатов монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов Эльмусского массива на тройных диаграммах $Or-Ab-An$ (А) и K_2O-Na_2O-BaO (Б).....	56
Рисунок 4.7 – Петрохимические диаграммы для пород Эльмусского массива в сравнении с более древними гранитоидами Эльмусской структуры	57
Рисунок 4.8 – Петрохимические диаграммы для пород Хаутаваарского массива.....	61
Рисунок 4.9 – Петрохимические диаграммы для пород комплекса Галовейс и других типов гранитоидов Костомукшской структуры.....	63
Рисунок 4.10 – Петрохимические диаграммы для пород массивов санукитоидной серии Центральной Карелии.....	66
Рисунок 5.1 – Диаграммы распределения редкоземельных и редких элементов в породах Сяргозерского комплекса, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989).....	69
Рисунок 5.2 – Распределение редкоземельных и редких элементов в гранитоидах Устьволомского комплекса, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989).....	71
Рисунок 5.3 – Распределение редкоземельных и редких элементов в породах Эльмусского массива (А) и вмещающих метавулканитах (Б), нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989).....	72
Рисунок 5.4 – Распределение редкоземельных и редких элементов в плагиогранит-порфирах массива Талпус (А) и других кислых интрузивных породах Эльмусской площади (Б), нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989).....	73
Рисунок 5.5 – Распределение редкоземельных и редких элементов в породах Хаутаваарского массива, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989).....	74

Рисунок 5.6 – Распределение редкоземельных элементов в феррогаббро Виетуккалампинского комплекса и вмещающих андезибазальтах, нормированные на хондрит и примитивную мантию по (Sun, MacDonough, 1989).....	75
Рисунок 5.7 – Распределение редкоземельных и редких элементов в породах комплекса Таловейс, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989)..	77
Рисунок 5.8 – Распределение редкоземельных и редких элементов в гранитоидах Костомукшской структуры, нормированные на хондрит и примитивную мантию, по (Sun, MacDonough, 1989).....	78
Рисунок 5.9 – Диаграммы Ba-Sr (в ppm), (Na ₂ O+K ₂ O)-REE (в % и ppm, соответственно) и спектры распределения REE в породах массивов северной и южной групп	80
Рисунок 5.10 – Распределение Cr, Ni, V, Co, Th, Mo, Zr, Sr и Ba в породах массивов северной и южной групп.....	81
Рисунок 6.1 – Детальный план участка Шаравалампи, по (Слюсарев и др., 2001) с дополнениями автора.....	83
Рисунок 6.2 – Минералогия Fe-P-Ti оруденения пироксенитов Сяргозерского комплекса на примере массива Шаравалампи.....	85
Рисунок 6.3 – Диаграмма с конкордией для титанита метапироксенитов I-фазы Сяргозерского комплекса, массив Шаравалампи (обр. Ш-5).....	86
Рисунок 6.4 – Минералогия Ba-Sr-REE минерализации пироксенитов Сяргозерского комплекса.....	88
Рисунок 6.5 – Благороднометалльная-Cu-S минерализация пироксенитов массива Шаравалампи.....	89
Рисунок 6.6 – Минералогия Th-REE-минерализации монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов II-й фазы Эльмусского массива.....	91
Рисунок 6.7 – Минералогия Fe-P-Ti и Cu-S минерализация метапироксенитов Эльмусского массива.....	92
Рисунок 6.8 – Содержание рудогенных элементов (А) и рудная минерализация (Б) штокверковой зоны плагиогранит-порфиров массива Галпус.....	93
Рисунок 6.9 – Схема строения штокверка рудопроявления Центральное Хаутаваарское и разрезы по профилям составлены по материалам бурения, взято из (Кулешевич, Дмитриева, 2015).....	94
Рисунок 6.10 – Главная кварцевая жила и деформации граносиенитов в ее ореоле, рудопроявление Центральное Хаутаваарское.....	96
Рисунок 6.11 – Распределение элементов-спутников (в ppm) на контакте с золото-пирит-кварцевой жилой, проявление Центральное Хаутаваарское.....	97

Рисунок 6.12 – Типоморфные минеральные ассоциации Au-S-кварцевого рудопроявления Центральное Хаутаваарское.....	100
Рисунок 6.13 – Статистика содержания Ag (мас. %) в золоте рудопроявления Центральное Хаутаваарское.....	101
Рисунок 6.14 – Молибденовое рудопроявление Северное: канавы, вскрывшие граносиениты с молибденитом.....	102
Рисунок 6.15 – Типоморфные минеральные ассоциации рудопроявления Северное Хаутаваарское.....	103
Рисунок 6.16 – Th-REE-минерализация пород Хаутаваарского массива.....	104
Рисунок 6.17 – Полиметаллическая минерализация в ореоле массива Чалка.....	106
Рисунок 7.1 – Схема расположения массивов санукитоидов северной и южной группы, по (Лобач-Жученко и др., 2000а) с дополнениями автора.....	110
Рисунок 7.2 – Полезные ископаемые Ондозерско-Сегозерской площади, составлена по (Ганин, Бондарев, 1983) с дополнениями автора.....	111
Рисунок 7.3 – Полезные ископаемые Эльмусской площади, взата из статьи (Кулешевич, Лавров, 2007) с дополнениями автора.....	112
Рисунок 7.4 – Полезные ископаемые Хаутаваарской площади (упрощенная геологическая основа и полезные ископаемы, по данным Карельской ГЭ) с дополнениями автора.....	115

Список таблиц

Таблица 3.1 – Возраст интрузивного магматизма Ондозерско-Сегозерской площади.....	25
Таблица 3.2 – Возраст вулканитов и интрузивных комплексов Эльмусской площади.....	33
Таблица 3.3 – Возраст гранитоидного магматизма Костомукшской структуры.....	42
Таблица 4.1 – Химический состав пироксенов сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %)......	47
Таблица 4.2 – Химический состав полевых шпатов сиенитов и кварцевых сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %)......	47
Таблица 4.3 – Химический состав полевых шпатов монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов Эльмусского умереннощелочного массива (мас. %)......	55
Таблица 6.1 – Содержание рудогенных элементов в пироксенитах Сяргозерского комплекса и метасоматитах по ним (в ppm)......	84
Таблица 6.2 – Химический состав магнетита, ильменита и рутила пироксенитов массива Шаравалампи (мас. %)......	84
Таблица 6.3 – Химический состав титанита пироксенитов массива Шаравалампи.....	84

Таблица 6.4 – Результаты U-Pb изотопных исследований титанита метапироксенитов массива Шаравалампи (обр. Ш-5).....	86
Таблица 6.5 – Химический состав REE-содержащего титанита габбро-пироксенитов и сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %).....	87
Таблица 6.6 – Химический состав REE-содержащих минералов группы эпидота пироксенитов и сиенитов Сяргозерского комплекса (мас. %).....	87
Таблица 6.7 – Химический состав барита и целестина габбро-пироксенитов, сиенитов и метасоматитов по пироксенитам (мас. %).....	87
Таблица 6.8 – Химический состав платиноидов пироксенитов массива Шаравалампи (мас. %).....	90
Таблица 6.9 – Химический состав золота и редких минералов пироксенитов массива Шаравалампи (мас. %).....	90
Таблица 6.10 – Геохимия рудных зон в плагиогранит-порфирах и штокверке массива Талпус (в ppm).....	93
Таблица 6.11 – Содержание рудогенных элементов в измененных граносиенитах вблизи Au-S-кварцевой жилы рудопроявления Центральное Хаутаваарское (в ppm).....	97
Таблица 6.12 – Состав сульфидов и более редких минералов, рудопроявление Центральное Хаутаваарское (мас. %).....	99
Таблица 6.13 – Состав Bi-Te-минералов – спутников золота, рудопроявление Центральное Хаутаваарское (мас. %).....	99
Таблица 6.14 – Состав золота рудопроявления Центральное Хаутаваарское (мас. %).....	101
Таблица 6.15 – Геохимия рудной зоны проявления Северное Хаутаваарское (в ppm).....	102
Таблица 6.16 – Содержание рудогенных элементов в диоритах, кварцевых диоритах, гранит-порфирах и кварцевых жилах комплекса Таловейс (в ppm).....	107

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1 – Химический состав пироксенитов и габбро (I-фаза) Сяргозерского комплекса

Комп.	1	2	3	4	5	6	7
Участок	Шаравалампи						
№ обр.	Ша-424	Ш-5	Ша-5	Ша-5/1	Ша-419	Ша-426	Ша-427
Порода	Пироксениты с Mgt	Метапироксениты с Tit и Cu-S минерализацией			Пироксениты с К-ППШ и Tit	Пироксениты с гнездами эпидота	Эпидозиты по пироксенитам с сульфидами
SiO ₂ (%)	41.26	43.54	44.72	41.56	43.98	44.10	39.83
TiO ₂	1.94	1.68	1.64	1.94	2.28	1.84	1.84
Al ₂ O ₃	4.79	4.66	5.24	7.43	7.97	8.05	9.85
Fe ₂ O ₃	10.15	7.7	12.03	9.60	9.41	5.35	7.28
FeO	9.48	7.9	2.94	7.68	8.62	8.48	10.92
MnO	0.331	0.334	0.340	0.324	0.351	0.214	0.214
MgO	10.48	10.23	10.57	10.26	7.90	12.45	10.97
CaO	16.13	17.67	18.13	15.24	13.0	12.58	11.99
Na ₂ O	0.88	1.0	1.33	1.02	1.34	0.46	1.15
K ₂ O	0.67	0.7	0.52	1.41	1.11	2.00	2.12
ппп	1.77	2.01	1.09	1.90	2.63	2.09	2.21
P ₂ O ₅	1.27	2.16	1.30	1.40	0.84	1.31	0.98
Total	99.57	99.75	99.99	99.94	99.56	99.50	99.52
mg#	0.50	0.55	0.56	0.53	0.45	0.63	0.54
alk	1.55	1.7	1.85	2.43	2.45	2.46	3.27
Na ₂ O/K ₂ O	1.31	1.43	2.56	0.72	1.21	0.23	0.54
al'	0.16	0.18	0.21	0.27	0.31	0.31	0.34
Rb (ppm)	24.01	32.56	20.36	58.00	30.56	89.37	56.12
Sr	627.20	1312.21	1060.00	1702.00	1363.00	549.20	754.0
Y	59.18	51.92	74.34	65.63	71.22	34.28	33.21
Zr	99.24	83.86	105.9	84.00	277.9	28.03	40.48
Nb	15.69	14.24	22.88	13.81	30.24	5.91	5.26
Pb	5.77	9.09	8.09	10.95	11.47	5.18	3.48
Th	14.88	9.62	17.96	12.10	47.21	3.99	1.39
U	1.94	0.93	1.18	0.81	2.43	0.79	0.28
Ba	96.97	104.92	120.30	140.70	248.50	493.30	1084.0
Cr	116.9	90.76	83.21	132.20	119.3	300.9	185.6
Ni	69.18	74.85	66.33	89.04	73.89	147.8	81.08
Co	59.44	48.02	44.81	54.02	50.17	68.27	68.61
V	417	311.52	268.9	317.10	332.1	357.6	443.7
Cu	32.72	64.07	702.1	90.8	31.17	70.43	50.46
Ta	0.87	1.59	1.70	0.78	1.74	0.25	0.16
La	195	275.51	249.30	240.20	326.2	90.16	45.71
Ce	456.1	539.18	586.4	543	640.4	250.9	135.5
Pr	55.37	70.00	74.33	64.24	71.88	30.85	19.87
Nd	246.90	255.83	297.4	271.5	287.5	143.20	99.93
Sm	46.61	44.48	58.33	52.70	53.87	27.69	21.18
Eu	11.27	9.66	12.62	11.00	12.36	5.50	5.44
Gd	31.69	36.71	33.89	32.03	32.90	18.87	15.13
Tb	3.15	3.60	3.70	3.36	3.51	1.82	1.53
Dy	11.89	14.02	13.66	12.41	13.01	6.78	6.36
Ho	2.28	2.22	2.92	2.59	2.69	1.34	1.28
Er	5.89	5.86	7.65	6.96	7.32	3.44	3.38
Tm	0.64	0.63	0.82	0.74	0.81	0.38	0.41
Yb	4.00	3.85	5.04	4.59	5.13	2.44	2.50
Lu	0.47	0.50	0.59	0.53	0.57	0.28	0.29
ΣREE	1071.26	1262.06	1346.64	1245.84	1458.14	583.65	358.52
Eu/Eu*	0.90	0.73	0.87	0.82	0.90	0.74	0.93
(La/Yb) _N	34.97	51.33	33.36	35.31	42.62	26.50	13.12
(La/Nd) _N	1.56	2.12	1.65	1.74	2.24	1.24	0.90
(Sm/Dy) _N	6.51	5.27	7.09	7.05	6.87	6.78	5.53
(Ho/Lu) _N	2.18	1.99	2.22	2.19	2.12	2.15	1.98
Ссылка	нд	1	нд	нд	нд	нд	нд

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Продолжение таблицы 1

Комп.	8	9	10	11	12	13	14
Участок	Шаравалампи						Сяргозеро
№ обр.	Ша-420	Ша-428/3	Ш-3	Ш-6/1	Ш-7	Ш-8	Ш-10
Порода	Калишпатизи- рованные пироксениты	Мета- пироксениты с Cu-S минера- лизацией	Ксенолит пироксенитов в сienитах		Метагаббро	Биотитизи- рованные пироксениты	Амфиболит по пироксенитам
SiO ₂ (%)	53.74		45.1	53.16	52.54	51.78	41.06
TiO ₂	0.95		1.5	0.93	1.06	1.51	3.12
Al ₂ O ₃	12.87		8.49	15.47	15.04	16.05	6.67
Fe ₂ O ₃	5.60		6.02	4.18	3.32	2.93	10.87
FeO	4.45		8.11	4.24	5.17	4.6	10.23
MnO	0.155		0.327	0.148	0.152	0.12	0.386
MgO	2.79		11.04	4.95	6.53	3.27	8.69
CaO	7.99		11.8	7.21	5.75	5.86	10.43
Na ₂ O	3.44		4.59	5.5	5.0	6.31	1.3
K ₂ O	5.25		1.5	1.3	2.58	2.71	1.32
ппп	1.48		2.67	1.54	1.7	3.81	4.81
P ₂ O ₅	0.66		1.0	0.67	0.8	0.73	0.39
Total	99.58		99.51	99.51	99.75	99.74	99.51
mg#	0.34		0.60	0.53	0.60	0.45	0.44
alk	8.69		6.09	6.8	7.58	9.02	2.62
Na ₂ O/K ₂ O	0.66		3.06	4.23	1.94	2.33	0.98
al'	1.00		0.34	1.16	1.00	1.49	0.22
Rb (ppm)	83.12	2.51	50.02	45.82	78.74	81.46	66.26
Sr	1668.0	647.40	975.81	2749.41	1024.61	1057.81	546.21
Y	29.6	21.83	40.16	19.63	37.73	38.80	51.60
Zr	73.65	40.21	220.38	83.90	165.58	166.62	263.66
Nb	2.02	5.34	11.72	5.58	26.86	27.65	40.32
Pb	12.50	138.00	7.47	11.09	9.05	9.37	8.47
Th	6.02	1.24	5.30	3.34	12.40	12.49	11.04
U	0.59	0.31	0.97	0.55	1.23	1.24	2.97
Ba	3132.0	444.40	392.60	439.0	1231.0	1261.80	229.24
Cr	71.51	703.9	443.68	141.16	21.39	22.81	188.28
Ni	30.71	522.9	193.21	73.25	21.04	21.80	90.89
Co	25.63	88.00	49.18	27.10	20.37	21.30	68.06
V	167	219.6	263.84	172.48	150.32	156.60	504.04
Cu	127.6	3794.0	39.16	26.67	114.11	128.51	58.51
Ta	0.10	0.14	0.48	0.38	3.15	3.21	3.00
La	108.4	30.23	128.15	61.79	171.99	175.23	161.43
Ce	232.6	83.91	287.46	141.46	358.86	358.50	376.74
Pr	26.16	12.05	42.80	20.58	45.64	45.76	49.12
Nd	112.5	58.54	150.59	80.35	163.87	164.87	177.67
Sm	23.44	12.60	29.16	14.98	30.68	31.15	32.74
Eu	6.13	2.93	5.89	3.69	7.14	7.26	7.98
Gd	14.82	9.15	24.04	11.96	24.75	24.89	27.52
Tb	1.53	0.96	2.54	1.25	2.54	2.57	3.01
Dy	5.66	4.11	10.52	5.15	10.36	10.38	13.17
Ho	1.16	0.83	1.70	0.85	1.61	1.64	2.20
Er	2.99	2.21	4.49	2.22	4.22	4.24	5.92
Tm	0.31	0.29	0.51	0.26	0.47	0.46	0.70
Yb	2.02	1.82	3.25	1.64	2.79	2.84	4.31
Lu	0.25	0.21	0.44	0.23	0.34	0.35	0.57
ΣREE	537.97	219.84	691.54	346.44	825.26	830.14	863.07
Eu/Eu*	1.01	0.83	0.68	0.84	0.79	0.80	0.81
(La/Yb) _N	34.10	11.91	28.28	27.03	44.22	44.26	26.87
(La/Nd) _N	1.90	1.02	1.68	1.52	2.07	2.09	1.79
(Sm/Dy) _N	6.88	5.09	4.60	4.83	4.92	4.98	4.13
(Ho/Lu) _N	2.08	1.77	1.73	1.66	2.13	2.10	1.73
Ссылка	нд	нд	1	1	1	1	1

Ссылка: 1 – из работы (Дмитриева, 2012б), нд – неопубликованные данные автора

Здесь и далее $mg\# = Mg / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$, $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 2 – Химический состав диоритов (II-фаза), сиенитов и кварцевых сиенитов (III-фаза) Сяргозерского комплекса

Комп.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Участок	Шаравалампи								Сяргозеро			Торосозеро	
№ обр.	10	9795	9804	14/14	III-2	IIIa-2	IIIa-416	IIIa-417	III-9	IIIa-9	Сяр-434	III-11	IIIa-11
Порода	Диориты				Сиенит				Гигантозернистый сиенит			Кварцевый сиенит	
SiO ₂ (%)	55.14	51.82	56.06		58.54	58.40	59.72	59.14	63.62	60.36	62.74	63.68	64.44
TiO ₂	0.74	0.94	0.61		0.93	0.82	0.68	0.71	0.54	0.62	0.48	0.52	0.42
Al ₂ O ₃	14.63	15.14	14.39		15.89	15.19	16.33	15.78	16.4	15.84	14.89	16.15	15.97
Fe ₂ O ₃	2.69	3.34	2.08		3.93	4.60	3.78	3.35	2.04	2.9	1.94	2.05	1.62
FeO	4.90	5.89	4.59		2.58	1.86	2.29	2.87	1.51	3.08	1.87	1.87	2.15
MnO	0.15	0.218	0.134		0.115	0.115	0.097	0.100	0.074	0.111	0.072	0.066	0.066
MgO	6.33	5.72	7.13		2.54	0.36	1.80	2.28	1.31	2.38	1.67	1.42	1.45
CaO	5.67	6.44	5.32		3.98	7.95	3.77	4.29	2.39	3.62	3.40	2.53	2.66
Na ₂ O	4.49	4.46	4.50		5.72	5.54	6.69	6.12	6.67	6.02	5.66	6.96	6.35
K ₂ O	2.79	2.8	2.99		4.1	4.06	3.46	3.97	4.72	4.21	4.79	3.5	4.23
ppp	1.50	1.84	1.19		0.79	0.57	0.69	0.65	0.34	0.48	1.73	0.81	0.40
P ₂ O ₅	0.42	0.61	0.47		0.59	0.40	0.31	0.33	0.32	0.26	0.26	0.29	0.17
Total	99.78	99.67	99.74		99.81	99.98	99.87	99.78	99.98	99.99	99.66	100.0	100.0
mg#	0.60	0.53	0.66		0.42	0.09	0.36	0.41	0.41	0.43	0.45	0.41	0.42
alk	7.28	7.26	7.49		9.82	9.6	10.15	10.09	11.39	10.23	10.45	10.46	10.58
Na ₂ O/K ₂ O	1.61	1.59	1.51		1.40	1.36	1.93	1.54	1.41	1.43	1.18	1.99	1.50
al'	1.05	1.01	1.04		1.76	2.23	2.07	1.86	3.37	1.89	2.72	3.02	3.06
Rb (ppm)				104.4	98.50	77.3	28.23	57.34	72.58	52.03	52.54	62.86	43.03
Sr				803.3	1621.4	1604.0	2234.0	1691.0	1394.6	1445.0	746.8	1040.6	663.4
Y				13.56	22.16	26.91	23.58	20.55	12.22	16.57	13.84	11.29	8.41
Zr				52.13	160.94	224.4	102.7	50.63	99.06	122.6	44.44	143.38	77.57
Nb				6.45	13.06	13.1	11.27	10.02	8.38	8.267	7.93	10.02	6.25
Pb				7.87	14.96	12.83	15.28	10.88	15.94	14.93	6.39	63.28	7.90
Th				3.31	8.30	10.70	9.89	9.36	8.08	8.42	4.51	12.97	9.14
U				0.91	1.08	0.85	0.66	0.77	1.20	0.66	1.13	3.68	0.38
Ba				1311	2144.2	1742.0	2378.0	2375.0	1985.8	2103.0	2802.0	1972.2	1412.0
Cr				472.7	22.56	66.53	33.89	56.25	28.00	51.2	39.12	33.16	29.34
Ni				202.8	20.41	40.03	21.95	32.61	17.03	30.46	25.94	19.65	19.73
Co				38.81	17.60	17.39	11.26	14.20	8.26	12.59	9.41	8.51	5.53
V				182.4	125.52	118.5	88.87	109.4	64.20	94.78	57.94	63.52	38.88
Cu				26.84	113.99	104.5	25.27	15.04	31.42	24.13	13.08	10.58	4.08
Ta				0.29	1.28	0.79	0.62	0.54	0.66	0.35	0.38	0.68	0.29
La				73.53	104.07	91.42	65.28	57.84	73.83	64.45	49.73	72.91	32.34
Ce				121.8	187.38	193.3	169.7	162.4	142.18	152.7	122.2	125.10	67.96
Pr				17.15	25.08	21.46	19.34	17.21	18.66	17.21	14.49	15.71	7.76
Nd				71.1	89.99	88.67	81.94	72.26	67.31	70.49	60.13	57.23	31.14
Sm				12.26	15.83	18.02	16.50	14.41	11.16	13.85	10.78	9.14	6.10
Eu				3.02	4.38	4.61	4.49	4.06	3.08	3.73	2.91	2.70	1.78
Gd				7.5	13.68	10.88	9.82	8.84	9.19	8.21	6.96	7.76	3.75
Tb				1.0	1.37	1.16	1.06	0.92	0.88	0.86	0.71	0.74	0.40
Dy				4.33	5.56	4.38	4.07	3.55	3.40	3.13	2.66	2.88	1.49
Ho				0.72	0.89	0.96	0.86	0.74	0.53	0.66	0.51	0.45	0.31
Er				1.9	2.38	2.57	2.32	2.04	1.44	1.76	1.37	1.27	0.89
Tm				0.25	0.27	0.29	0.26	0.23	0.16	0.19	0.16	0.15	0.1
Yb				1.57	1.70	1.88	1.66	1.57	1.02	1.31	1.03	1.00	0.70
Lu				0.23	0.23	0.22	0.20	0.19	0.14	0.17	0.12	0.14	0.08
ΣREE				316	452.82	439.82	377.51	346.26	332.96	338.71	273.75	297.19	154.8
Eu/Eu*				0.96	0.91	1.01	1.08	1.10	0.03	1.07	1.03	0.98	1.14
(La/Yb) _N				33.59	43.91	31.53	24.91	23.05	51.92	31.88	34.63	52.30	26.36
(La/Nd) _N				2.04	2.28	2.03	1.57	1.58	2.16	1.80	1.63	2.51	2.05
(Sm/Dy) _N				4.70	4.73	6.83	6.73	6.74	5.45	7.35	6.73	5.27	6.80
(Ho/Lu) _N				1.40	1.74	1.96	1.93	1.75	1.70	1.74	1.91	1.44	1.74
Ссылка	1	2	2	3	4	нд	нд	нд	4	нд	нд	4	нд

Ссылка: 1 – из работы (Слюсарев и др., 2001), 2 – неопубликованные данные В.Д. Слюсарева, 3 – пробы, предоставленные для анализа Ю.С. Егоровой, 4 – из работы (Дмитриева, 2012б), нд – неопубликованные данные автора

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 3 – Химический состав гранитоидов Устьволомского комплекса и вмещающих метабазальтов

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8
Участок	Шаравалампи		Сяргозеро			Устьволомский		Сяргозеро
№ обр.	Ш-1	Ша-1	Сяр-431	Сяр-431/1	Сяр-432	Сяр-438	Сяр-439	Сяр-435
Порода	Плагиограниты		Гранодиориты					Базальты
SiO ₂ (%)	67.52	69.15	68.96	69.22	68.56	70.16	69.58	
TiO ₂	0.4	0.30	0.21	0.23	0.27	0.30	0.30	
Al ₂ O ₃	15.71	15.02	15.32	15.57	15.54	15.98	15.13	
Fe ₂ O ₃	1.51	0.80	1.37	1.16	1.53	0.52	1.05	
FeO	1.8	1.93	0.86	0.86	0.72	0.86	1.15	
MnO	0.041	0.039	0.032	0.030	0.032	0.024	0.040	
MgO	1.64	1.10	0.94	0.73	0.73	1.02	1.04	
CaO	2.97	3.40	2.37	2.37	2.37	1.33	1.92	
Na ₂ O	4.61	4.99	5.76	5.89	5.80	5.26	5.14	
K ₂ O	2.08	1.97	3.11	2.97	3.48	2.92	3.11	
ппп	1.31	1.10	0.57	0.49	0.56	1.48	0.80	
P ₂ O ₅	0.19	0.05	0.11	0.16	0.19	0.01	0.11	
Total	99.99	100.0	99.77	99.85	99.93	99.98	99.54	
mg#	0.48	0.42	0.44	0.41	0.38	0.58	0.47	
alk	6.69	6.96	8.87	8.86	9.28	8.18	8.25	
Na ₂ O/K ₂ O	2.22	2.53	1.85	1.98	1.67	1.8	1.65	
al'	3.17	3.92	4.83	5.66	5.21	6.66	4.67	
Rb (ppm)	62.26	38.71	33.75	56.67	56.67	60.05	51.84	26.52
Sr	645.4	476.8	1013.0	1050.0	1151.0	236.6	596.5	239.1
Y	5.14	4.84	3.04	3.66	4.11	2.90	4.17	23.85
Zr	50.30	52.85	95.49	95.53	120.6	55.43	74.25	7.19
Nb	2.17	2.48	3.61	3.67	4.57	3.07	3.02	2.21
Pb	8.06	6.80	8.27	10.25	15.64	3.71	8.52	5.35
Th	1.74	4.22	3.76	4.54	4.37	4.85	4.33	0.28
U	0.31	0.46	0.73	0.89	1.11	0.38	1.05	0.07
Ba	853.8	676.1	1547.0	1458.0	1645.0	942.5	1327.0	247.2
Cr	33.64	55.32	26.85	26.48	17.53	45.4	27.46	201.1
Ni	27.96	40.44	15.85	15.18	8.70	20.62	13.68	89.17
Co	9.48	7.91	3.20	3.92	3.22	2.58	4.74	46.85
V	46.68	34.1	22.29	21.07	21.00	27.19	30.49	327.1
Cu	10.83	11.68	11.73	10.18	11.27	9.01	4.25	26.97
Ta	0.18	0.17	0.16	0.17	0.22	0.17	0.16	0.14
La	19.17	15.16	4.07	12.79	17.42	4.44	7.38	2.83
Ce	31.18	28.43	18.78	34.78	25.35	11.94	21.99	7.67
Pr	4.35	3.74	1.96	3.70	4.53	1.42	2.45	1.17
Nd	16.06	14.49	9.72	15.81	19.30	5.88	10.56	6.75
Sm	2.91	2.62	2.43	3.05	3.88	1.29	2.30	2.39
Eu	1.04	0.75	0.86	0.99	1.15	0.50	0.78	0.95
Gd	2.63	1.59	1.72	2.04	2.36	0.99	1.70	3.51
Tb	0.28	0.18	0.16	0.20	0.23	0.11	0.18	0.53
Dy	1.24	0.74	0.62	0.69	0.84	0.50	0.79	3.54
Ho	0.22	0.17	0.11	0.13	0.15	0.11	0.16	0.89
Er	0.56	0.53	0.30	0.34	0.39	0.31	0.43	2.74
Tm	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.07	0.09	0.42
Yb	0.44	0.41	0.39	0.43	0.35	0.35	0.45	2.64
Lu	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.36
ΣREE	80.20	68.93	41.22	75.08	76.05	27.94	49.30	36.38
Eu/Eu*	1.15	1.12	1.29	1.21	1.16	1.35	1.21	1.00
(La/Yb) _N	31.25	19.77	7.49	21.34	35.70	9.10	11.76	0.77
(La/Nd) _N	2.35	2.06	0.83	1.59	1.78	1.49	1.38	0.83
(Sm/Dy) _N	3.90	5.88	6.51	7.34	7.67	4.28	4.83	1.12
(Ho/Lu) _N	1.65	1.53	1.23	1.46	1.68	1.23	1.44	1.11
Ссылка	1	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд

Ссылка: 1 – из работы (Дмитриева, 2012б), нд – неопубликованные данные автора, здесь и далее <ПО – ниже предела обнаружения

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Таблица 4 – Химический состав пород жильной фазы

Комп.	24	25	26	27	28	29	30
Участок	Сяргозеро		Шаравалампи				
№ обр.	Сяр-434/1	56/14	Ша-426/2	Ша-428/1	Ша-428	Ша-422	Ш-4
Порода	Жильная сиенитовая фаза		Аплитовидные и среднезернистые полевошпатовые жилы, секущие пироксениты и сиениты Сяргозерского комплекса				Альбититовая жила
SiO ₂ (%)	59.24		58.60	60.58	64.60	64.30	72.77
TiO ₂	0.60		0.34	0.32	0.14	0.16	0.06
Al ₂ O ₃	16.35		17.86	18.65	19.81	18.23	14.89
Fe ₂ O ₃	2.63		3.06	2.69	0.32	1.26	0.56
FeO	1.72		1.43	1.01	0.86	0.86	0.43
MnO	0.078		0.063	0.051	0.020	0.022	0.031
MgO	1.43		1.88	1.04	0.63	0.52	0.45
CaO	4.20		7.25	5.77	2.81	2.07	0.67
Na ₂ O	6.0		7.48	8.42	9.97	8.66	7.43
K ₂ O	5.04		0.22	0.45	0.14	2.94	2.14
ппп	2.46		0.94	0.60	0.38	0.48	0.47
P ₂ O ₅	0.03		0.14	0.11	0.05	0.05	0.05
Total	99.98		99.50	99.78	99.94	99.88	99.99
mg#	0.38		0.44	0.34	0.51	0.32	0.46
alk	11.04		7.7	8.87	10.11	11.6	9.57
Na ₂ O/K ₂ O	1.19		34.00	18.71	71.21	2.95	3.47
al'	2.83		2.80	3.93	10.94	6.91	10.34
Rb (ppm)	51.5	70.6	4.28	12.16	1.10	41.94	10.29
Sr	1030.0	1248	1824	1871	2199	1946	59.41
Y	20.12	13.56	7.92	7.70	2.49	2.56	0.56
Zr	57.3	52.13	98.39	191.3	102.5	72.59	77.74
Nb	14.41	6.21	5.03	6.14	2.05	1.79	1.05
Pb	7.24	10.0	12.34	10.77	8.13	8.35	19.86
Th	4.32	3.78	3.29	5.10	2.89	2.34	2.40
U	0.60	0.43	1.19	0.96	0.71	0.57	3.31
Ba	3155.0	1721	164.1	1312	636.1	1282.0	401.40
Cr	34.8	72.5	53.37	29.33	22.55	20.86	<ПО
Ni	19.55	36.95	45.56	16.66	13.24	12.86	8.97
Co	7.81	15.13	8.48	5.56	2.67	2.67	1.70
V	59.78	169.6	133.8	86.19	13.28	24.9	11.19
Cu	14.16	30.63	14.67	46.42	45.3	13.74	192.43
Ta	0.78	0.26	0.32	0.29	0.11	0.13	0.12
La	79.64	100.4	26.75	16.34	6.90	4.05	0.76
Ce	192.4	142.3	58.93	40.45	14.38	8.66	1.87
Pr	22.94	19.92	6.72	5.06	1.88	1.20	0.40
Nd	91.48	75.17	27.62	21.45	8.07	5.41	2.03
Sm	16.04	11.06	4.87	4.36	1.73	1.51	0.30
Eu	4.06	2.75	1.42	1.66	0.58	0.60	0.12
Gd	9.85	6.23	3.34	2.93	1.12	0.95	0.25
Tb	1.07	0.80	0.35	0.33	0.12	0.09	0.02
Dy	3.98	3.34	1.34	1.44	0.44	0.35	0.11
Ho	0.76	0.50	0.27	0.30	0.09	0.08	<ПО
Er	1.97	1.29	0.75	0.80	0.25	0.20	0.06
Tm	0.23	0.17	0.11	0.13	0.06	0.03	<ПО
Yb	1.31	1.08	0.67	0.76	0.28	0.21	0.07
Lu	0.15	0.16	0.08	0.09	0.03	0.03	<ПО
ΣREE	425.87	365.17	133.21	96.10	35.92	23.37	5.99
Eu/Eu*	0.99	1.01	1.08	1.42	1.27	1.53	1.34
(La/Yb) _N	43.61	66.68	28.64	15.42	17.68	7.09	7.79
(La/Nd) _N	1.72	2.63	1.91	1.50	1.68	1.48	0.74
(Sm/Dy) _N	6.69	5.50	6.03	5.03	6.53	7.16	4.53
(Ho/Lu) _N	2.27	1.40	1.51	1.50	1.35	1.20	
Ссылка	нд	2	нд	нд	нд	нд	1

Ссылка: 1 – из работы (Дмитриева, 2012б), 2 – пробы для анализа предоставлены Ю.С. Егоровой, нд – неопубликованные данные автора

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Таблица 1 – Химический состав пород Эльмусского умереннощелочного массива и вмещающих метавулканитов

Комп.	1	2	3	1	4	6	7	8	9
№ обр.	Элм-380	Элм-382	Элм-382/1	Элм-385	Элм-384	Элм-255/1	Элм-256	Элм-257	Элм-270
Порода	Мета-пироксениты	Метапироксениты калишпатизированные и эпидотизированные				Монцодиориты			
SiO ₂ (%)	51.16	47.84	50.76	47.82	51.00	58.62	58.00	59.20	58.40
TiO ₂	0.70	0.90	1.04	0.96	0.55	0.51	0.49	0.42	0.54
Al ₂ O ₃	5.33	13.50	12.98	10.93	13.74	15.39	13.83	14.14	15.10
Fe ₂ O ₃	3.62	6.50	4.72	5.93	3.90	1.89	1.97	1.10	2.0
FeO	5.74	5.74	4.75	8.04	3.87	3.37	3.30	2.87	3.0
MnO	0.226	0.218	0.162	0.225	0.133	0.08	0.102	0.090	0.105
MgO	14.00	5.66	4.86	6.06	7.60	5.00	5.32	4.64	4.94
CaO	14.42	15.03	14.60	15.10	11.39	3.73	5.64	6.15	6.13
Na ₂ O	0.33	1.49	2.20	0.96	3.31	4.95	4.35	4.98	3.71
K ₂ O	0.17	0.32	0.67	0.29	1.78	3.01	4.05	3.36	4.32
ппп	3.13	2.28	2.10	2.78	1.87	2.47	1.86	2.48	1.32
P ₂ O ₅	0.32	0.04	0.60	0.31	0.70	0.54	0.58	0.47	0.53
Total	99.58	99.68	99.53	99.50	99.98	99.93	99.62	99.98	100.21
mg#	0.73	0.46	0.49	0.44	0.65	0.64	0.65	0.68	0.65
alk	0.5	1.81	2.87	1.25	5.09	7.96	8.4	8.34	8.03
Na ₂ O/K ₂ O	1.94	4.66	3.28	3.31	1.86	1.64	1.07	1.48	0.86
al'	0.23	0.75	0.91	0.55	0.89	1.50	1.31	1.64	1.52
Rb (ppm)	2.03		15.85	1.89	40.77			72.18	70.78
Sr	439.5		2039	491.8	4028			1280.82	1836.42
Y	32.7		25.35	26.69	21.33			14.04	19.83
Zr	87.13		39.4	53.88	28.84			188.97	154.89
Nb	4.91		3.71	3.50	1.61			6.62	4.96
Pb	11.65		11.35	5.25	23.53			48.13	36.64
Th	6.89		3.32	2.60	3.96			18.06	13.04
U	2.34		0.44	0.49	0.52			3.22	2.50
Ba	71.1		622.7	171	3788			2503.19	4290.99
Cr	512.8		305.5	655.6	246.4			194.80	200.92
Ni	247.0		126.80	252.10	133.90			69.53	68.69
Co	48.59		33.02	49.93	30.73			17.91	22.07
Cu	10.39		84.15	27.33	13.52			50.55	32.99
V	167.2		185.3	214.1	101.2			80.72	110.84
Ta	0.29		0.10	0.15	0.07			0.60	0.41
La	73.48		149.20	52.73	121.50			86.30	123.30
Ce	213.0		336.3	156.7	278.8			186.92	258.76
Pr	31.58		42.64	23.52	35.65			22.09	30.60
Nd	146.2		174.1	107.3	148.5			85.64	120.80
Sm	29.68		30.03	21.94	26.20			13.95	19.95
Eu	6.29		7.29	5.15	7.97			3.45	4.91
Gd	21.64		23.20	15.72	20.11			10.25	14.61
Tb	2.35		2.27	1.81	1.95			0.93	1.37
Dy	8.07		6.37	6.33	5.39			3.48	4.89
Ho	1.37		1.06	1.15	0.88			0.52	0.73
Er	3.74		3.17	3.28	2.60			1.28	1.75
Tm	0.36		0.29	0.36	0.24			0.14	0.19
Yb	2.41		2.06	2.45	1.70			1.36	1.57
Lu	0.34		0.23	0.29	0.19			0.13	0.16
REE	540.51		778.19	398.73	651.69			416.45	583.59
Eu/Eu*	0.76		0.84	0.85	1.06			0.88	0.88
(La/Yb) _N	21.87		51.95	15.44	51.27			45.52	56.33
(La/Nd) _N	0.99		1.69	0.97	1.61			1.99	2.01
(Sm/Dy) _N	6.11		7.83	5.75	8.07			6.65	6.77
(Ho/Lu) _N	1.81		2.07	1.78	2.08			1.80	2.05
Ссылка	1	нд	1	нд	нд	нд	нд	нд	1

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Продолжение таблицы 1

Комп.	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	Элм-258	Элм-262	Элм-263	Элм-264	Элм-266/1	Элм-255	Элм-254
Порода	Кварцевые монцодиориты					Метавулканыты на контакте с Эльмусским массивом	
SiO ₂ (%)	61.56	62.92	64.14	62.30	62.16	54.70	49.82
TiO ₂	0.48	0.37	0.38	0.37	0.40	0.62	0.74
Al ₂ O ₃	15.93	15.22	14.94	16.0	15.98	15.32	15.24
Fe ₂ O ₃	1.61	1.67	1.41	1.27	1.48	4.26	3.68
FeO	2.01	1.86	2.01	2.22	2.22	3.87	8.33
MnO	0.069	0.061	0.061	0.061	0.060	0.124	0.169
MgO	2.91	2.81	3.13	3.02	3.02	4.50	7.53
CaO	3.36	3.65	3.36	3.35	3.64	9.89	4.91
Na ₂ O	4.88	4.16	4.44	5.00	4.90	3.61	2.75
K ₂ O	4.20	5.31	4.73	3.69	4.33	1.01	3.34
ППП	2.24	1.43	0.79	2.47	1.32	1.69	2.60
P ₂ O ₅	0.37	0.33	0.35	0.33	0.37	0.11	0.11
Total	99.97	99.97	99.83	100.2	100.01	99.83	99.59
mg#	0.60	0.60	0.63	0.61	0.60	0.51	0.53
alk	9.08	9.47	9.17	8.69	9.23	4.62	6.09
Na ₂ O/K ₂ O	1.16	0.78	0.94	1.36	1.13	3.57	0.82
al'	2.44	2.40	2.28	2.46	2.38	1.21	0.78
Rb (ppm)	140.30		123.86			32.76	127.94
Sr	1104.02		1285.62			1372.82	397.30
Y	14.61		14.48			11.96	15.26
Zr	342.73		265.31			36.07	12.79
Nb	9.71		9.79			3.41	1.78
Pb	82.98		58.22			28.17	9.65
Th	34.68		40.42			2.18	0.42
U	4.83		6.31			0.57	0.10
Ba	2474.39		2559.79			844.79	1334.99
Cr	153.04		150.72			281.44	335.36
Ni	70.21		65.41			99.01	179.57
Co	15.28		14.78			29.79	62.49
Cu	27.46		48.73			100.81	74.27
V	74.72		72.28			255.72	278.48
Ta	0.76		0.75			0.45	0.36
La	145.14		124.86			19.47	2.46
Ce	278.08		242.68			39.97	6.84
Pr	30.95		26.45			4.83	1.06
Nd	113.58		95.74			18.99	5.56
Sm	16.13		14.19			3.85	2.15
Eu	3.79		3.29			1.48	0.56
Gd	12.18		10.94			1.88	2.15
Tb	1.01		0.92			0.45	0.42
Dy	3.48		3.26			2.54	2.93
Ho	0.52		0.52			0.49	0.62
Er	1.29		1.26			1.40	1.79
Tm	0.14		0.15			0.19	0.26
Yb	1.75		1.59			1.33	1.58
Lu	0.13		0.14			0.19	0.22
REE	608.18		525.98			97.06	28.59
Eu/Eu*	0.83		0.81			1.68	0.80
(La/Yb) _N	59.49		56.33			10.50	1.12
(La/Nd) _N	2.52		2.57			2.02	0.87
(Sm/Dy) _N	7.69		7.23			2.52	1.22
(Ho/Lu) _N	1.80		1.67			1.16	1.26
Ссылка	нд	нд	1	нд	нд	нд	нд

Ссылка: 1 – из работы (Дмитриева, 2015), нд – неопубликованные данные автора

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Таблица 2 –Химический состав гранитоидов Эльмусской площади

Комп.	8	6	1	7	9	3	2	4	10	5
Массив	Талпус									
Обр.	П-9	Тлп-404/1	Тлп-405	Тлп-406	Тлп-402/2	Тлп-402/3	Тлп-402/4	Тлп-402/5	Тлп-403	Тлп-402/6
Порода	Плагиогранит-порфиры				Рассланцованные плагиогранит-порфиры			Рудная зона	Окварцованные плагиогранит-порфиры с рудной минерализацией	
SiO ₂ (%)	76.15	76.52	73.16	71.6	83.76	77.12	75.20	86.68	90.04	75.24
TiO ₂	0.18	0.17	0.43	0.31	0.10	0.17	0.20	0.10	0.07	0.18
Al ₂ O ₃	12.63	11.67	14.65	12.13	8.86	12.99	14.0	5.56	2.84	12.45
Fe ₂ O ₃	0.48	1.24	1.65	1.29	0.77	0.66	1.08	2.21	1.88	0.81
FeO	0.89	0.57	0.57	3.01	0.43	0.72	0.72	0.86	0.93	0.86
MnO	0.025	0.040	0.033	0.043	0.011	0.016	0.025	0.013	0.024	0.036
MgO	0.26	0.35	0.25	0.83	0.31	0.25	0.67	0.21	0.30	0.40
CaO	1.36	1.32	0.29	1.63	0.07	0.15	0.29	0.15	0.66	1.10
Na ₂ O	5.44	4.22	5.17	3.32	3.63	5.38	4.20	1.42	1.53	4.24
K ₂ O	0.89	1.80	2.07	2.01	1.15	1.46	2.47	0.75	0.09	2.98
ППП	1.37	1.95	1.41	2.82	0.71	0.85	1.02	1.45	1.34	1.52
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.05	0.31	0.01	0.01	0.02	0.06	0.03	0.02
Total	99.83	99.97	99.87	99.67	99.93	99.97	99.98	99.61	99.90	99.99
mg#	0.26	0.27	0.18	0.26	0.33	0.25	0.41	0.12	0.17	0.31
alk	6.33	6.02	7.24	5.33	4.78	6.84	6.67	2.17	1.62	7.22
Na ₂ O/K ₂ O	6.11	2.34	2.50	1.65	3.16	3.68	1.70	1.89	17.00	1.42
al'	7.75	5.40	5.93	2.36	5.87	7.97	5.67	1.7	0.91	6.01
Rb (ppm)	30.0	69.9	68.55	74.91	24.9	49.6	80.1	24.1	3.5	74.9
Sr	284.93	125.2	201.4	135.9	25.76	90.70	76.41	24.57	47.84	141.2
Y	14.87	12.9	10.18	13.71	6.33	14.65	18.12	3.98	2.64	14.3
Zr	195.78	169.0	227.5	173.8	70.97	197.8	199.8	49.73	34.32	169.9
Nb	9.28	11.42	11.91	9.32	5.16	11.3	14.13	4.28	1.47	12.71
Pb	72.88	9.58	11.07	145.5	42.83	11.34	10.27	2928.0	460.3	2.81
Th	12.91	11.89	6.40	8.59	5.66	14.71	14.14	3.91	0.84	10.98
U	2.46	0.93	1.87	1.21	1.83	2.56	3.66	0.98	0.26	2.02
Ba	337.36	623.2	705.3	896.5	261.0	446.3	712.2	240.9	65.2	719.8
Cr	47.12	58.94	23.06	41.9	31.56	77.45	120.7	45.51	53.12	37.93
Ni	12.26	21.48	6.48	15.99	13.91	31.06	52.85	17.4	23.36	11.81
Co	1.85	5.05	1.65	5.12	1.13	1.16	2.51	1.86	4.33	1.71
Cu	<ПО	11.9	10.44	16.04	26.98	14.83	32.34	113.3	241.7	8.95
V	11.97	3.94	20.41	16.77	<ПО	< ПО	< ПО	< ПО	<ПО	< ПО
Ta	1.06	0.71	0.26	0.45	0.32	0.85	0.82	0.22	0.06	0.73
As	21.02	103.4	44.99	204.0	612.7	1236.0	910.5	4118.0	187.9	79.95
Ag	0.14	0.50	0.61	0.77	0.77	0.78	0.79	8.88	6.15	0.51
La	60.55	42.96	8.13	47.81	14.0	33.41	25.84	13.73	4.66	52.41
Ce	107.22	88.79	20.29	95.88	29.11	73.45	61.79	25.94	9.59	109.8
Pr	12.52	9.33	2.17	9.91	3.11	7.71	6.76	2.54	1.06	11.72
Nd	44.35	32.14	8.73	33.33	11.22	26.47	24.19	8.46	4.24	40.03
Sm	6.98	5.63	2.45	5.34	2.35	5.32	5.58	1.56	0.92	6.41
Eu	1.24	1.01	0.97	1.44	0.43	0.93	1.05	0.30	0.23	1.23
Gd	6.36	5.40	2.64	5.29	2.22	5.11	5.35	1.52	0.90	6.21
Tb	0.70	0.60	0.37	0.60	0.27	0.60	0.68	0.17	<ПО	0.65
Dy	3.26	2.29	1.82	2.37	1.13	2.50	3.05	0.69	0.52	2.42
Ho	0.61	0.44	0.37	0.49	0.23	0.49	0.61	0.14	0.10	0.48
Er	1.82	1.39	1.06	1.53	0.72	1.57	1.84	0.41	0.27	1.59
Tm	0.26	0.23	0.18	0.23	0.07	0.25	0.31	0.10	0.06	0.25
Yb	1.89	1.89	1.52	1.79	0.68	2.21	2.37	0.94	0.71	2.03
Lu	0.28	0.23	0.17	0.22	0.11	0.25	0.30	0.07	0.04	0.25
REE	248.04	192.34	50.86	206.23	65.65	160.28	139.73	56.55	23.3	235.47
Eu/Eu*	0.57	0.56	1.17	0.83	0.58	0.55	0.59	0.60	0.77	0.60
(La/Yb) _N	22.98	16.30	3.84	19.16	14.77	10.84	7.82	10.48	4.71	18.52
(La/Nd) _N	2.69	2.63	1.84	2.83	2.46	2.49	2.10	3.20	2.17	2.58
(Sm/Dy) _N	3.55	4.08	2.23	3.74	3.45	3.53	3.04	3.75	2.94	4.40
(Ho/Lu) _N	0.98	0.86	0.98	1.00	0.94	0.88	0.91	0.90	1.12	0.86
Ссылка	1	нд	2	нд	нд	нд	2	нд	нд	2

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Продолжение таблицы 2

Комп.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Участок	Орехозерский массив	Центральная часть площади		Район оз. Орехозеро		Район Педролампи		Район оз. Пунозеро			
Обр.	П-10	П-12	П-12-02	П-11	П-11-02	П-3	П-5	П-13	П-13/1	413	П-13/4
Порода	Диориты	Граниты		Плагиопорфиры		Плагиопорфиры		Гранит-порфиры		К-граниты	
SiO ₂ (%)	68.67	74.4		75.2		67.6	71.1	64.85	70.25	73.3	74.5
TiO ₂	0.5	0.07		0.13		0.25	0.24	0.48	0.23	0.07	0.13
Al ₂ O ₃	15.64	14.13		12.8		15.45	15.2	15.7	15.07	13.5	13.56
Fe ₂ O ₃	1.3	0.58		1.13		0.48	0.66	1.41	0.88	0.52	0.55
FeO	1.9	0.37		0.52		1.11	1.11	2.76	0.8	1.14	1.18
MnO	0.039	0.03		0.025		0.04	0.024	0.004	0.029	0.028	0.025
MgO	1.52	0.31		0.62		0.87	1.03	2.3	1.06	0.52	0.5
CaO	2.38	1.14		1.72		3.4	1.29	2.5	1.64	1.55	0.9
Na ₂ O	4.92	4.83		4.38		7.62	7.54	4.71	5.71	4.51	4.41
K ₂ O	1.84	2.84		1.61		0.2	0.27	3.33	3.16	3.81	3.55
ППП	0.94	0.7		1.58		2.6	1.06	0.12	0.8	0.6	0.5
P ₂ O ₅	0.18	0.02		0.03		0.11	0.1	0.29	0.11	0.05	0.06
Total	99.83	99.42		99.75		99.73	99.62	99.73	99.85	99.92	99.87
mg#	0.47	0.38		0.42		0.50	0.52	0.51	0.55	0.36	0.35
alk	6.76	7.67		5.99		7.82	7.81	8.04	8.87	8.32	7.96
Na ₂ O/K ₂ O	2.7	1.7		2.7		38.1	27.9	1.4	1.8	1.18	1.24
al'	3.31	11.21		5.64		6.28	5.43	2.43	5.5	6.19	6.08
Rb (ppm)	45.81	87.3	81.21	54.14	53.91	1.36	0.68	7.17		125.0	75.7
Sr	265.0	247.1	239.5	72.39	74.92	104.77	61.29	74.83		425.1	546.5
Y	7.0	4.1	3.9	10.44	10.0	7.51	2.65	1.03		4.35	3.56
Zr	86.2	79.1	43.3	74.23	79.6	129.66	140.38	9.89		86.3	52.38
Nb	7.2	2.8	3.14	5.17	4.95	1.72	2.10	0.68		4.96	3.75
Pb	11.5	7.6	6.96	3.75	4.07	5.58	2.80	3.14		12.35	16.03
Th	4.8	3.37	2.88	8.77	9.19	6.44	3.97	0.46		5.02	4.95
U	1.15	1.10	0.98	1.62	1.83	1.20	0.86	0.13		1.18	0.37
Ba	561.7	794.2	589.15	334.8	327.12	139.4	125.3	127.05		976.8	912.6
Cr	36.23	38.1	158.0	37.93	45.8	43.92	41.84	3.47		57.8	37.1
Ni	13.7	8.5	8.6	9.47	9.04	17.63	16.67	2.29		25.6	10.78
Co	7.3	0.92	1.16	2.79	2.78	9.26	8.02	1.13		11.22	2.95
Cu	12.4	11.1	10.7	10.39	9.67	31.64	6.47	1.02		11.22	15.97
V	<ПО	<ПО	194.3	381.6	339.97	36.31	41.88	0.11		6.14	300.0
Ta	1.15	0.3	0.29	<ПО	0.57	0.22	0.21	0.05		0.14	0.13
As	2.19	17.26	188.13	235.5	325.11	12.54	<ПО	<ПО		49.16	306.88
Ag	<ПО	0.06	<ПО	<ПО		1.25	0.28	<ПО		0.30	<ПО
La	23.97	12.65	12.8	23.96	21.63	6.07	9.45	2.71		1.30	1.52
Ce	53.70	22.65	25.1	50.14	45.86	14.89	17.10	6.23		4.15	13.89
Pr	5.47	2.55	2.67	4.88	4.64	1.90	2.54	0.76		0.53	0.71
Nd	16.07	9.74	8.4	15.06	13.76	7.63	9.34	2.75		3.02	3.14
Sm	2.63	1.64	1.8	2.53	2.46	1.74	1.50	0.58		1.25	1.70
Eu	0.95	0.47	0.41	0.48	0.5	0.54	0.39	0.15		0.77	0.49
Gd	5.03	1.56	2.7	2.82	46.3	1.84	1.29	0.71		1.06	1.84
Tb	0.3	0.17	0.16	0.3	0.3	0.25	0.13	0.05		0.16	0.15
Dy	1.31	0.80	0.72	1.77	1.52	1.41	0.59	0.22		0.75	0.71
Ho	0.27	0.14	0.13	0.29	0.31	0.29	0.10	0.04		0.14	0.13
Er	0.75	0.40	0.42	1.0	1.06	0.88	0.32	0.10		0.39	0.37
Tm	0.13	0.05	0.06	0.14	0.16	0.12	0.04	0.02		0.08	0.05
Yb	1.03	0.38	0.56	1.13	0.33	0.81	0.30	0.13		0.80	0.5
Lu	0.10	0.05	0.06	0.13	0.16	0.12	0.04	0.01		0.05	0.05
REE	111.7	53.3	56.01	104.6	14.48	38.48	43.14	14.48		14.44	25.2
Eu/Eu*	0.80	0.90	0.57	0.55	0.71	0.92	0.86	0.71		2.05	0.85
(La/Yb) _N	16.69	23.88	16.40	15.21	14.95	5.38	22.59	14.95		1.17	2.18
(La/Nd) _N	2.94	2.56	3.00	3.13	1.94	1.57	1.99	1.94		0.85	0.95
(Sm/Dy) _N	3.33	3.40	4.15	2.37	4.38	2.05	4.22	4.38		2.77	3.97
(Ho/Lu) _N	1.21	1.26	0.97	1.00	1.80	1.08	1.12	1.80		1.26	1.17
Ссылка	1	1	3	1	3	1	1	1	1	нд	1

Ссылка: 1 – из работы (Кулешевич, Лавров, 2007), 2 – из работы (Кулешевич и др., 2015а), 3 – пробы для анализа предоставлены научным руководителем, нд – неопубликованные данные автора

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 3

Продолжение таблицы 1

Комп.	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№ обр.	ХТВ-319	ХТВ-322	ХТВ-320	ХТВ-320/3	ХТВ-336	ХТВ-352	ХТВ-363/2	ХТВ-363/3	В-4
Порода	Монцограниты								Аплиты
SiO ₂ (%)	70.38	69.46	70.22	70.50	69.32	69.62	70.32	69.70	66.26
TiO ₂	0.32	0.34	0.34	0.30	0.35	0.35	0.39	0.38	0.17
Al ₂ O ₃	14.20	14.14	14.19	14.21	13.98	14.44	13.70	13.90	16.38
Fe ₂ O ₃	0.86	1.46	1.15	0.49	1.19	0.92	0.70	0.84	1.03
FeO	1.29	1.29	1.22	1.44	1.58	1.79	1.43	1.86	0.57
MnO	0.037	0.038	0.035	0.032	0.038	0.043	0.039	0.049	0.085
MgO	1.19	1.24	1.03	1.04	1.26	0.71	1.66	1.62	0.90
CaO	1.54	1.76	1.32	1.47	1.61	1.60	1.60	1.60	0.15
Na ₂ O	3.78	3.94	3.87	4.21	3.76	3.90	3.88	3.94	2.94
K ₂ O	5.30	5.13	5.50	5.31	5.50	5.20	5.43	5.10	10.64
ППП	0.66	0.88	0.59	0.70	0.64	0.83	0.64	0.76	0.05
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.22	0.16	0.17	0.07	0.11	0.12	0.40
Total	99.89	100.0	99.82	99.98	99.55	99.65	99.92	99.99	99.94
mg#	0.51	0.46	0.45	0.50	0.46	0.33	0.59	0.53	0.52
alk	9.08	9.07	9.37	9.52	9.26	9.1	9.31	9.04	13.58
Na ₂ O/K ₂ O	0.71	0.77	0.70	0.79	0.68	0.75	0.71	0.77	0.28
al'	4.25	3.54	4.17	4.78	3.47	4.22	3.61	3.22	6.55
V (ppm)	42.24	40.50	39.05		45.73	30.34	27.82	32.67	10.29
Cr	20.46	25.92	19.60		34.53	47.38	46.28	65.59	16.08
Co	5.54	5.86	5.69		7.55	6.27	5.47	7.43	5.31
Ni	13.51	14.79	13.95		15.11	23.7	25.11	36.62	6.05
Cu	22.78	16.80	5.59		10.51	17.47	11.03	13.01	26.66
Zn	28.62	25.10	20.94		29.30	38.22	20.58	21.16	34.68
As	<ПО	7.34	8.80		<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	28.93
Rb	239.38	221.38	250.10		281.38	212.4	151.1	165.0	311.8
Sr	430.42	424.02	410.82		320.18	446.4	342.40	387.10	89.95
Y	14.66	14.10	15.14		16.94	13.73	14.55	15.86	7.91
Pb	38.67	17.83	24.74		30.40	44.71	18.77	10.99	40.53
Th	37.45	34.31	34.48		36.84	43.02	43.75	43.55	54.96
U	11.61	6.30	6.38		7.69	8.55	6.16	2.20	9.45
Zr	250.02	224.62	250.41		271.37	224.6	203.40	229.60	154.5
Nb	13.68	13.27	13.45		16.45	11.99	10.93	11.89	17.1
Ta	1.69	1.52	1.61		1.77	0.95	0.97	1.03	1.253
Mo	4.41	3.44	1.20		1.73	2.07	6.84	5.41	2.87
W	0.93	6.04	4.40		1.39	5.15	0.82	1.35	1.37
Bi	0.17	0.18	0.12		0.11	0.25	0.06	0.19	0.18
Ag	<ПО	<ПО	<ПО		<ПО	0.78	0.95	1.01	0.58
Ba	1013.4	1009.8	1080.8		863.2	919.3	884.10	836.70	2145
La	49.66	47.26	49.70		44.22	39.07	30.87	41.53	10.46
Ce	103.92	95.56	98.88		95.36	73.36	66.37	73.63	31.76
Pr	11.74	10.77	11.59		11.32	7.91	8.00	9.66	2.39
Nd	42.76	40.05	42.40		41.48	29.32	31.21	37.55	11.54
Sm	7.17	6.80	7.13		7.19	6.24	6.59	7.55	4.79
Eu	1.39	1.36	1.38		1.24	1.35	1.44	1.54	1.94
Gd	5.94	5.60	5.88		6.06	3.81	4.09	4.50	3.92
Tb	0.62	0.60	0.63		0.67	0.45	0.49	0.54	0.38
Dy	2.51	2.41	2.55		3.16	1.97	2.16	2.40	1.37
Ho	0.53	0.50	0.52		0.57	0.48	0.52	0.59	0.25
Er	1.49	1.46	1.48		1.66	1.47	1.58	1.71	0.72
Tm	0.22	0.20	0.21		0.23	0.21	0.21	0.24	0.13
Yb	2.21	2.00	2.14		2.35	1.4	1.53	1.65	1.21
Lu	0.22	0.21	0.21		0.24	0.19	0.20	0.21	0.15
REE	230.38	214.81	224.71		215.75	167.22	155.24	183.31	71.02
Eu/Eu*	0.65	0.67	0.65		0.57	0.85	0.85	0.81	1.37
(La/Yb) _N	16.12	16.95	16.66		13.50	20.76	13.10	16.46	6.18
(La/Nd) _N	2.29	2.33	2.31		2.10	2.63	1.95	2.18	1.79
(Sm/Dy) _N	4.74	4.68	4.64		3.78	5.26	5.06	5.22	5.80
(Ho/Lu) _N	1.08	1.07	1.11		1.07	1.13	1.17	1.26	0.75
Ссылка	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Ссылка: 1 – из работ (Кулешевич, Дмитриева, 2015; Дмитриева и др., 2016), нд – неопубликованные данные автора

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 3

Таблица 2 – Химический состав вмещающих и ранних интрузивных пород

Комп.	1	2	3*	4*	5*	6*	7	8	9	10
№ обр.	В-2/1	ХТВ-332	9947/2	9948/1	9951	9950	В-1	В-3	ХТВ-333	ХТВ-5
Порода	Феррогаббро Виетуккалампинского комплекса						Кислые дайки		Андези- базальты	Мета- базальты
SiO ₂ (%)	51.78	52.56	47.78	48.22	46.0	42.82	73.60	73.50	57.20	47.10
TiO ₂	0.94	1.62	1.54	1.52	2.04	2.86	0.22	0.25	1.34	1.0
Al ₂ O ₃	13.55	11.80	12.38	12.65	11.27	10.23	13.22	13.72	11.25	14.56
Fe ₂ O ₃	2.46	4.95	4.78	3.57	5.91	8.5	0.55	1.02	2.13	2.50
FeO	10.55	13.00	13.41	13.89	14.61	16.52	1.01	1.15	12.64	9.33
MnO	0.257	0.255	0.2	0.22	0.22	0.24	0.021	0.021	0.182	0.219
MgO	5.65	2.88	5.17	5.17	5.89	5.48	0.62	1.62	3.21	7.76
CaO	7.92	6.81	9.35	9.35	9.35	9.2	1.32	0.81	5.64	10.15
Na ₂ O	3.30	3.52	2.27	2.5	1.79	1.52	4.13	4.23	3.30	2.05
K ₂ O	1.09	0.64	0.44	0.63	0.4	0.3	4.17	2.23	0.80	2.33
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.08	0.09	0.09	0.08	0.59	0.86	1.86	0.31
ппп	1.68	1.64	2.09	2.14	2.22	1.94	0.12	0.06	0.22	2.05
Total	99.53	99.93	99.49	99.95	99.79	99.69	99.71	99.64	99.89	99.55
mg#	0.44	0.23	0.34	0.35	0.35	0.29	0.43	0.59	0.28	0.54
alk	4.39	4.16	2.71	3.13	2.19	1.82	8.3	6.46	4.1	4.38
Na ₂ O/K ₂ O	3.03	5.50	5.16	3.97	4.48	5.07	0.99	1.9	4.13	0.88
V (ppm)	393.8	509.28	745.05	705.84	1041.95	1310.84	22.96	25.48	202.56	
Cr	9.45	<ПО	34.21	34.21	27.37	27.37	19.58	34.93	<ПО	
Co	43.72	51.77	94.38	55.06	47.19	117.98	2.20	7.62	42.85	
Ni	43.43	6.59	31.43	23.57	31.43	39.29	6.54	18.38	3.60	
Cu	48.79	16.08	79.88	71.90	71.90	95.86	14.5	15.76	201.71	
Zn	198.3	117.15	120.51	232.98	144.61	136.57	34.4	35.96	91.15	
As	26.85	25.68					27.54	32.4	7.86	
Rb	83.28	14.13	14.63	182.88	15.54	11.89	138.2	69	23.06	
Sr	256.3	199.38					219.1	398.9	228.18	
Y	16.87	27.18					4.79	7.67	34.35	
Zr	43.75	108.99					127.2	242.1	146.85	
Nb	3.35	4.81					4.94	5.76	5.62	
Mo	1.37	0.80					62.03	1.13	1.03	
Ag	0.21	<ПО					0.45	0.86	0.08	
Ba	310.6	205.99					1142.0	3327.0	221.01	
La	5.0	10.19					6.39	17.36	12.86	
Ce	12.76	22.62					16.36	45.24	28.64	
Pr	1.77	3.0					2.17	4.19	3.76	
Nd	8.34	13.64					9.27	15.25	16.89	
Sm	2.47	3.66					2.37	3.98	4.71	
Eu	1.0	1.34					0.95	1.88	1.49	
Gd	2.79	3.71					1.75	3.70	4.87	
Tb	0.48	0.75					0.22	0.41	0.98	
Dy	2.78	4.87					0.89	1.52	6.30	
Ho	0.63	1.04					0.17	0.28	1.31	
Er	1.91	3.05					0.50	0.79	3.86	
Tm	0.30	0.45					0.10	0.13	0.57	
Yb	2.12	3.15					0.85	1.10	3.96	
Lu	0.27	0.43					0.07	0.12	0.54	
Ta	0.21	0.61					0.40	0.64	0.60	
W	0.5	0.45					0.44	4.19	0.52	
Pb	3.73	3.66					12.58	6.26	6.65	
Bi	0.23	0.12					0.20	0.17	0.50	
Th	1.01	2.26					10.65	39.65	3.12	
U	0.24	0.56					5.40	2.38	0.80	
REE	42.62	71.89					42.04	95.95	90.74	
Eu/Eu*	1.16	1.11					1.43	1.50	0.95	
(La/Yb) _N	1.69	2.32					5.39	11.32	2.33	
(La/Nd) _N	1.18	1.47					1.36	2.24	1.50	
(Sm/Dy) _N	1.48	1.25					4.42	4.35	1.24	
(Ho/Lu) _N	1.05	1.09					1.09	1.05	1.09	
Ссылка	1	1	2	2	2	2	1	1	1	нд

Ссылки: 1 – Дмитриева и др., 2016; 2 – Слюсарев и др., 2007; нд – неопубликованные данные автора

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Таблица 1 – Химический состав пород комплекса Галовейс

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Порода	Диориты		Кварцевые диориты						
№ обр.	T-1		T-8/2	T-17	T-19			T-3a	K-74/4
SiO ₂ (%)	57.70	55.34	60.56	62.12	61.29	60.51	60.10		
TiO ₂	0.58	0.74	0.49	0.49	0.44	0.52	0.59		
Al ₂ O ₃	16.56	17.41	14.97	15.92	16.0	15.96	15.87		
Fe ₂ O ₃	4.53	4.10	4.08	3.56	4.02	3.86	3.21		
FeO	1.96	3.68	1.66	0.8	1.6	1.64	2.89		
MnO	0.11	0.10	0.095	0.08	0.07	0.09	0.08		
MgO	3.84	4.50	3.85	3.23	3.1	3.36	3.86		
CaO	5.70	5.37	4.93	4.64	4.26	4.88	4.31		
Na ₂ O	3.83	4.53	3.84	4.37	7.09	4.14	4.79		
K ₂ O	2.26	1.94	2.58	2.37	0.62	2.39	1.76		
ППП	2.23	3.25	2.09	2.05	1.0	1.97	1.85		
P ₂ O ₅	0.31	0.09	0.25	0.28	0.23	0.29	0.16		
Total	99.7	99.82	99.56	100.05	99.88	99.75	99.53		
mg#	0.53	0.52	0.56	0.59	0.51	0.54	0.54		
alk	6.09	6.47	6.42	6.74	7.71	6.53	6.55		
Na ₂ O/K ₂ O	1.69	2.34	1.49	1.84	11.44	1.73	2.72		
al'	1.60	1.42	1.56	2.10	1.83	1.80	1.59		
A/CNK	0.87	0.90	0.83	0.87	0.80	0.87	0.90		
A/NK	1.89	1.82	1.64	1.63	1.30	1.70	1.62		
Rb (ppm)	77.3		115.98	76.35	35.81			45.72	45.72
Ba	1575.00		1404.2	1234.41	809.61			207.41	1019.83
Nb	3.65		4.75	4.12	4.30			2.65	5.48
Sr	950.21		867.81	844.03	696.03			562.89	495.29
Zr	189.46		156.14	147.0	122.09			167.99	143.57
Y	13.74		12.26	11.21	11.71			12.09	8.0
Th	10.29		8.88	10.52	10.17			12.16	13.41
Ni	24.87		39.0	30.32	24.65			28.01	18.22
Cr	48.76		117.24	56.45	56.41			55.38	51.1
V	149.76		126.36	115.75	119.63			135.37	47.65
La	45.87		35.57	47.54	33.59			46.30	28.10
Ce	86.5		72.82	91.81	73.25			102.40	57.20
Pr	9.57		8.28	10.17	8.02			11.47	6.52
Nd	42.15		38.42	37.95	30.56			44.35	23.67
Sm	6.71		5.88	6.11	5.23			7.27	4.47
Eu	1.88		1.58	1.50	1.29			1.72	0.99
Gd	5.92		5.04	4.96	4.38			4.62	2.49
Tb	0.56		0.48	0.50	0.47			0.64	0.35
Dy	2.89		2.52	2.23	2.33			2.77	1.61
Ho	0.48		0.4	0.41	0.44			0.50	0.30
Er	1.57		1.36	1.16	1.25			1.39	0.88
Tm	0.18		0.16	0.14	0.17			0.18	0.12
Yb	1.35		1.19	1.38	1.46			1.64	1.22
Lu	0.18		0.15	0.15	0.17			0.17	0.12
REE	205.81		173.85	206.02	162.61			225.41	128.05
Eu/Eu*	0.91		0.89	0.83	0.82			0.91	0.91
(La/Yb) _N	0.91		0.89	0.83	0.82			20.25	16.52
(La/Nd) _N	24.37		21.44	24.71	16.50			2.06	2.34
(Sm/Dy) _N	2.14		1.82	2.47	2.17			4.36	4.61
(Ho/Lu) _N	3.85		3.87	4.55	3.73			1.32	1.12
n	1	14	1	1	1	4	42	1	1
Ссылка	1	2	1	1	1	2	2	1	1

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

Продолжение таблицы 1

Комп.	10	11	12	13	14	15	16	17
Порода	Гранит-порфиры							
№ обр.	T-3	T-16			T-12	T-12/3a	T-12/3	T-12/4
SiO ₂ (%)	67.56	67.66	67.34	67.41				
TiO ₂	0.34	0.34	0.33	0.37				
Al ₂ O ₃	14.45	14.7	14.81	15.29				
Fe ₂ O ₃	1.78	2.09	1.94	2.11				
FeO	0.81	0.97	1.04	1.90				
MnO	0.058	0.054	0.06	0.05				
MgO	2.18	1.97	1.90	2.00				
CaO	3.19	2.9	3.06	2.56				
Na ₂ O	3.85	4.01	4.24	4.61				
K ₂ O	3.39	3.21	2.98	2.32				
ппп	1.76	1.38	1.63	1.26				
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.16	0.17				
Total	99.58	99.61	99.62	100.05				
mg#	0.62	0.55	0.55	0.48				
alk	7.24	7.22	7.22	6.93				
Na ₂ O/K ₂ O	1.14	1.25	1.42	1.99				
al'	3.03	2.92	3.03	2.54				
A/CNK	0.91	0.96	0.94	1.04				
A/NK	1.44	1.46	1.45	1.51				
Rb (ppm)	116.86	125.15			65.32	78.4	80.88	79.2
Ba	1466.2	1182.21			253.43	1030.03	1008.03	384.97
Nb	5.14	6.30			5.25	5.92	5.25	4.59
Sr	613.41	605.63			326.85	434.49	362.21	366.77
Zr	156.74	162.29			130.62	149.58	127.05	118.41
Y	7.94	8.63			6.0	7.72	8.65	6.99
Th	13.09	16.39			13.13	15.57	21.55	9.41
Ni	20.7	23.98			18.98	12.01	13.56	13.85
Cr	73.2	78.05			26.6	29.0	33.27	40.98
V	59.24	61.03			47.77	59.97	51.01	48.49
La	30.95	40.14			29.88	33.58	58.82	19.49
Ce	56.98	78.25			59.48	66.52	112.16	40.12
Pr	6.12	8.54			6.6	7.48	12.06	4.64
Nd	26.36	30.28			23.99	26.83	42.39	17.62
Sm	3.97	4.91			3.52	4.72	6.19	3.35
Eu	1.16	1.13			0.78	1.09	1.34	0.81
Gd	3.46	3.92			2.0	2.71	3.28	2.15
Tb	0.31	0.39			0.28	0.37	0.47	0.29
Dy	1.55	1.70			1.23	1.63	1.98	1.37
Ho	0.26	0.32			0.23	0.29	0.34	0.26
Er	0.85	0.89			0.7	0.85	0.95	0.75
Tm	0.1	0.13			0.09	0.11	0.13	0.1
Yb	0.8	1.27			1.03	1.19	1.22	1.01
Lu	0.1	0.12			0.1	0.11	0.14	0.1
REE	132.97	171.99			129.91	147.48	241.48	92.06
Eu/Eu*	0.96	0.79			0.90	0.93	0.91	0.92
(La/Yb) _N	0.96	0.79			20.81	0.20	34.70	0.14
(La/Nd) _N	27.75	22.67			2.45	2.47	2.73	2.18
(Sm/Dy) _N	2.31	2.61			4.75	4.81	5.20	4.06
(Ho/Lu) _N	4.25	4.79			1.03	0.01	1.14	0.12
n	1	1	3	28	1	1	1	1
Ссылка	1	1	2	2	1	1	1	1

Ссылки: 1 – взято из работ Л.В. Кулешевич, 2 – данные КГЭ

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

Таблица 2 – Химический состав гранитоидов Костомукшской структуры

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Массив	Запад. обрамл.	Шурловаарский			Восточный						Ниемярви	
№ обр.	К-1	Ш-1	Ш-2	Ш-3	К-5/2	К-19	К-18а	К-18/3	К-21	К-20	К-16а	К-16
Порода	ТГГ	Диориты	Граниты		Граниты		Грейзенизи- рованные граниты		Тона- литы	Аплиты	Граниты	
SiO ₂ (%)		66.74	73.94	68.96		72.86	72.8		70.76	75.26	73.42	73.46
TiO ₂		0.65	0.16	0.25		0.2	0.2		0.29	0.05	0.18	0.19
Al ₂ O ₃		15.34	12.73	15.33		14.05	13.52		14.77	13.1	13.54	13.8
Fe ₂ O ₃		2.73	1.15	2.01		1.08	1.36		1.58	0.43	0.72	0.57
FeO		1.61	1.26	0.71		0.86	0.63		0.56	0.32	0.91	1.0
MnO		0.043	0.02	0.031		0.033	0.037		0.042	0.009	0.023	0.02
MgO		1.03	0.63	0.53		0.52	0.41		0.42	0.62	0.52	0.42
CaO		1.88	0.89	1.78		0.89	1.3		2.02	0.74	1.3	0.65
Na ₂ O		3.62	3.49	4.01		3.88	3.5		3.67	4.08	3.26	3.8
K ₂ O		4.86	4.91	4.96		4.46	5.08		4.88	4.56	5.28	5.0
ппп		0.74	0.43	0.89		0.84	0.51		0.39	0.49	0.54	0.65
P ₂ O ₅		0.35	0.08	0.13		0.16	0.14		0.22	0.03	0.1	0.07
Total		99.72	99.79	99.71		99.96	99.6		99.65	99.74	99.83	99.8
mg#		0.31	0.33	0.27		0.34	0.28		0.27	0.61	0.37	0.33
alk		8.48	8.4	8.97		8.34	8.58		8.55	8.64	8.54	8.8
Na ₂ O/K ₂ O		0.74	0.71	0.81		0.87	0.69		0.75	0.89	0.62	0.76
A/CNK		1.05	1.00	1.01		1.09	0.99		0.98	1.01	1.01	1.07
A/NK		1.37	1.15	1.28		1.25	1.20		1.30	1.12	1.22	1.18
al'		2.86	4.19	4.72		5.71	5.63		5.77	9.56	6.30	6.93
Rb (ppm)	23.14	104.66	94.72	106.15	199.40	230.78	1322.87	1796.92	186.24		273.57	239.99
Ba	410.8	3158.1	2662.3	2531.1	948.6	538.1	386.0	420.8	1013.1		638.9	702.4
Nb	2.91	10.62	10.18	12.20	15.24	18.14	77.06	87.51	12.39		20.18	18.60
Sr	270.28	787.18	384.21	429.82	296.18	177.42	2.62	1.21	299.83		75.38	67.99
Zr	48.94	244.07	198.60	230.07	139.90	116.12	15.44	39.63	158.73		159.71	232.84
Y	2.61	17.06	21.47	24.35	13.72	16.48	2.79	6.30	13.11		17.26	13.36
Th	1.71	29.01	26.21	33.24	21.56	23.77	4.98	9.07	15.85		34.37	38.76
Ni	17.41	16.74	11.10	14.72	9.06	12.87	13.07	21.21	13.21		8.34	8.96
Cr	29.63	43.81	58.36	39.72	45.33	37.42	19.44	29.73	32.33		37.01	32.59
V	202.48	441.98	348.89	377.12	325.68	328.31	290.37	236.01	255.5		270.82	19.50
La	9.97	326.39	161.17	200.34	46.00	37.56	28.98	45.68	61.92		64.14	35.29
Ce	16.17	490.20	282.27	341.61	108.20	60.40	47.75	85.55	128.57		107.99	63.05
Pr	1.90	55.62	28.02	35.17	10.57	8.53	5.52	7.97	13.72		11.54	8.33
Nd	6.16	173.35	85.19	107.48	34.63	28.75	18.17	24.73	45.62		34.80	28.16
Sm	1.17	23.26	13.57	16.76	6.46	5.31	2.40	3.18	7.98		5.49	4.61
Eu	0.43	3.81	2.29	2.56	1.15	0.83	0.28	0.26	1.36		0.53	0.48
Gd	1.03	22.68	13.28	16.51	6.02	4.93	2.20	3.44	7.38		5.73	3.91
Tb	0.11	1.51	1.17	1.40	0.62	0.53	0.16	0.28	0.69		0.59	0.49
Dy	0.47	4.25	4.83	5.29	2.92	2.63	0.49	0.98	2.66		3.10	2.64
Ho	0.10	0.58	0.73	0.84	0.47	0.43	0.08	0.20	0.45		0.53	0.53
Er	0.36	1.67	1.97	2.14	1.42	1.45	0.35	0.67	1.27		1.70	1.59
Tm	0.04	0.17	0.26	0.28	0.20	0.22	0.11	0.17	0.15		0.25	0.24
Yb	0.40	1.73	1.93	2.14	1.71	1.92	0.28	0.66	1.56		2.17	2.26
Lu	0.03	0.14	0.17	0.19	0.17	0.26	0.03	0.07	0.14		0.24	0.23
REE	37.87	1105.37	596.85	732.72	220.52	153.75	106.79	173.84	273.48		238.81	151.81
Eu/Eu*	1.20	0.51	0.52	0.47	0.56	0.50	0.37	0.24	0.54		0.29	0.35
(La/Yb) _N	17.88	135.33	59.90	67.15	19.30	14.03	74.24	49.65	28.47		21.20	11.20
(La/Nd) _N	3.19	3.71	3.73	3.67	2.62	2.57	3.14	3.64	2.67		3.63	2.47
(Sm/Dy) _N	4.13	9.09	4.66	5.26	3.67	3.35	8.13	5.39	4.98		2.94	2.90
(Ho/Lu) _N	1.50	1.86	1.93	1.98	1.24	0.74	1.20	1.28	1.44		0.99	1.03
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Данные приведены, по (Кулешевич, Дмитриева, 2014)