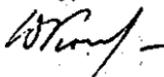


На правах рукописи



УДК 551.71:551.24:552.3.4.5:550.42:553.411

Кожевников Владимир Николаевич

**АРХЕЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА
КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА КАК АККРЕЦИОННЫЕ ОРОГЕНЫ**

Специальности:

04.00.01 - Общая и региональная геология

04.00.08 -Петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Петрозаводск
1999

149693/с
Работа выполнена в Институте геологии Карельского
научного центра РАН (ИГ КНЦ РАН)

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук
И.И.Абрамович
доктор геолого-минералогических наук
И.К.Козаков
доктор геолого-минералогических наук
Ю.И.Сыстра

Ведущая организация: Геологический институт Кольского
научного центра РАН

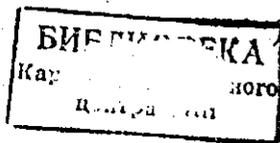
Защита состоится 2 июня 1999 г. в 14 час. на заседании № 82 Диссертационного Совета Д.003.72.01 при Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2).

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГТД РАН.

Автореферат разослан 30 апреля 1999 г.

Ученый секретарь Диссертационного Совета
кандидат геолого-минералогических наук

Т.П.Щеглова



Общая характеристика работы

Актуальность проблемы. В общей проблеме происхождения, строения и эволюции архейских зеленокаменных поясов выделяется несколько аспектов. Их изучение как корообразующих компонентов древних кратонов позволяет проводить ретроспективный анализ геодинамических обстановок формирования архейской коры. Широкий спектр осадочных и вулканогенных пород в разрезах поясов, в том числе несущих признаки жизни в архее, позволяет решать фундаментальные проблемы геологии, связанные с происхождением жизни на Земле, с обстановками и условиями экзогенеза, с составом атмосферы и гидросферы, т.е. с типами взаимодействия в архейской системе "литосфера+гидросфера+атмосфера+биосфера". В зеленокаменных поясах представлены разновысокие срезы земной коры и они являются прекрасной природной лабораторией, где можно изучать динамику процессов минерало- и породообразования в широком диапазоне температур, давлений, составов твердых, жидких и летучих фаз, а также процессы, связанные с деформациями и с кинематикой структурообразования. Сохранившиеся наиболее древние продукты мантийного плавления позволяют проследить термальную историю Земли как планеты, историю формирования ее глубинных оболочек и ядра, характер взаимодействия в системе "кора-мантия". Наконец в архейских зеленокаменных поясах открыты, эксплуатируются и изучаются крупнейшие месторождения Au-, Cu-Ni- и Cu-Zn (\pm Ag \pm Au \pm Pb)-руд, а также месторождения железа, марганца, меди, что, наряду с изучением фундаментальной проблемы, связанной с природой гигантских концентраций элементов и веществ в земной коре, имеет сугубо прагматическое значение.

Цели и задачи исследования. Целью работы являлась реконструкция условий формирования и эволюции позднеархейских зеленокаменных поясов Карельского кратона, выявление этапности в их развитии, обоснование сопоставимости поясов с более молодыми орогеническими доменами и оценка их потенциальной золотонности на основе сравнительного анализа с архейскими золоторудными регионами, которые могут играть роль возможных аналогов - прототипов. Карельский кратон выступает в качестве объекта исследования, во-первых, потому, что работа выполнялась в региональном Институте в рамках академических, международных и региональных программ, и, во-вторых, поскольку докембрий региона традиционно являлся и до сих пор остается наиболее изученным и эталонным и на территории России, и в рамках бывшего Союза.

Для достижения обозначенной цели потребовалось решить широкий круг задач, определяемых как:

1 - изучение геологии архея на представительных площадях разного масштаба и построение локальных структурно-возрастных шкал последовательности геологических событий;

2 - пространственно-временная корреляция процессов в разобленных доменах и создание единой схемы развития отдельных зеленокаменных структур

и архейских площадей;

3 - геохимическая типизация пород и их ассоциаций, выступающих как маркеры при последующей корреляции разобленных доменов и структур;

4 - реконструкция геодинамических обстановок формирования и накопления пород с использованием дискриминационных геохимических диаграмм, фациальных и литологических характеристик пород и их ассоциаций, и в единичном случае, численного геохимического моделирования;

5 - изучение геохимии наложенных процессов, поиск первичных геохимических систем, необходимых для выполнения п.п.3 и 4, определение времени и природы этих процессов;

6 - изучение природы аномалий Au и его элементов-спутников, выделение и оценка Au-генерирующих, -контролирующих и -локализирующих факторов;

7 - реконструкция динамики и кинематики коровых процессов на завершении архейского развития крупных фрагментов Карельского кратона, оценка их влияния на структуру поясов, выявление региональных факторов контроля Au-оруднения;

Фактический материал и личный вклад автора. В основу работы положены материалы автора, собранные при изучении Карельского кратона в 1968-1996 годах. Кроме того, были использованы опубликованные и фондовые материалы по геологии и геофизике, полевые данные коллег по изучению Северной и Западной Карелии, а также отдельные химические и микроэлементные анализы некоторых сотрудников Института геологии КНЦ РАН. Преобладающая часть использованных в работе авторских анализов приведена в его многочисленных публикациях. Поэтому обсуждаются обобщающие диаграммы, а первичные материалы приведены лишь для отдельных групп пород, изученных в течение последних 3-4 лет.

Методика исследований. Методологическим принципом в исследовании являлся комплексный подход к решению поставленных задач с привлечением данных по геологии, геохимии, петрологии, литологии, в меньшей мере, изотопной геохронологии. При полевых исследованиях максимально полно изучались разномасштабные объекты, для которых строились локальные структурно-возрастные шкалы - временная последовательность геологических событий, основанная на необратимости неупругих деформаций. Первичная природа и последовательности отложения осадков и вулканитов реконструировались на основе изучения их текстур, границ слоев, пачек, толщ, соотношений их с секущими интрузивными телами, где были минимально проявлены наложенные процессы. Результаты макроструктурного анализа обобщались в виде стереограмм S- и I-элементов, а также в виде разномасштабных динамокинематических схем.

Геохимическая типизация пород проводилась с использованием оригинальных анализов: силикатных ($n \approx 400$), выполненных методом "мокрой" химии в лаборатории ИГ КНЦ РАН, микроэлементов - РФА, выполненным в лабораториях ИГТД РАН ($n \approx 200$) и ИГ КНЦ РАН ($n \approx 70$) с пределами обнаружения

(г/т): Ni, V, Zr, Nb-5; Pb, Th, Cr, Co-10; золота пробирно-спектральным ($n \approx 50$, Тульский филиал ЦНИГРИ) и золото-спектральным методом ($n \approx 150$, лаборатория ИГФМ УАН) с порогом обнаружения Au - 0.001 г/т; рудных элементов полуколичественным спектральным методом просыпки по эталонам на гранитной основе ($n \approx 150$, ЦХЛ ПГО "Севзапгеология" (чувствительность в г/т: Ag - 0.1, Mo - 0.5, W - 5, As, Cu, Zn, Bi - 10). Содержания REE определены в лаборатории Геологической службы Онтарио, в г.Торонто ($n=32$) и в лаборатории Национального института геофизических исследований в г.Хайдарабаде, Индия ($n=18$) при любезном содействии проф. Ф.С.Терстона и акад. Р.Сринивасана. Их нормирование проводилось по хондриту (Evenson et al., 1978), а нормирование Th, Nb, Y, Ti, Zr, REE по примитивной магнезии (Sun, Mc Donough, 1989).

Геохимия и природа наложенных процессов изучались на основе структурного, петрографического и геохимического профилирования через зоны изменений, и на выяснении тенденций в поведении элементов и сопоставлении их с известными закономерностями, обнаруженными в нарушенных геохимических природных и экспериментальных системах. При реконструкции обстановок отложения супракrustальных пород использовались фациальный анализ, сопоставление геохимии магматитов с эталонами из разных геодинамических обстановок и качественное и численное моделирование источников пород по минеральному и химическому составу и содержаниям микроэлементов.

Эвристические модели формирования и последующей эволюции зеленокаменных поясов разработаны на собственном материале. Автор постарался максимально полно использовать ключевые данные по всем аспектам геологии, геохимии, структур и т.д., опубликованные в литературе разными исследователями, которые нередко являются взаимно противоречащими. Это особенно касается Костомукши, для которой существует несколько в разной степени обоснованных вариантов строения и геологической эволюции. Один из акцентов в работе сделан именно на развернутую аргументацию принципиальных выводов и положений, без чего невозможно сопоставление с новейшими отечественными и зарубежными исследованиями. Поэтому приводится детальная характеристика двух фрагментов Карельского кратона в Западной и Северной Карелии. Сведения по Восточной Финляндии и Хаутаваарской структуре изложены в объеме, достаточном для сопоставлений в контексте данного исследования.

Содержание работы, строго не подчиняется раскрытию защищаемых положений. Она имеет общий объем 417 стр. и состоит из текстовой части (Введение, 8 глав, Заключение), 106 рисунков, 29 таблиц и списка литературы из 226 отечественных и 198 зарубежных источников. В двух вводных главах излагаются современные представления о строении, происхождении и эволюции Карельского кратона (глава 1) и архейских зеленокаменных поясов (глава 2), предваряемые ретроспективным анализом взглядов и представлений по этим проблемам. В главах 3-5, составляющих 75-80% объема работы, приводится фактический материал и авторские модели поясов. В главе 3 охарактеризована ранняя аккреционная стадия развития поясов и рассмотрены аномальные

концентрации Au и сопутствующих, элементов в Хизовааре. В главах 4 и 5 акцент сделан на поздней коллизионной стадии, проявлявшейся преимущественно в эндогенных процессах. Здесь же кратко охарактеризовано Au-оруденение в Костомукше и показаны динамика и кинематика региональных Au-контролирующих структур. В трех завершающих, небольших по объему компилятивных главах показаны: 1) возможная роль латеральной аккреции в формировании стратотектонического разреза Хаутаваарской структуры (глава 6); 2) сходство в происхождении и эволюции позднеархейских поясов Карельского кратона и более молодых орогенных доменов, а также их сходство с поясами северных Лавразийских кратонов и отличие от поясов южных, объединявшихся Гондваной докембрийских кратонов (глава 7); 3) факторы контроля Au-оруденения в зеленокаменных поясах и определены среди них приоритетные применительно к поясам Карельского кратона на основании их сходства с поясами кратона Сьюпириор.

Основные защищаемые положения

1. В происхождении и эволюции позднеархейских зеленокаменных поясов Карельского кратона выделяются ранняя аккреционная и поздняя коллизионная стадии, обусловленные конвергенцией и компрессионной тектоникой.

2. На ранней аккреционной стадии пояса представляли эволюционировавшие стратотектонические коллажи, сложенные ассоциациями вулканогенных и осадочных пород, формировавшихся в разных палеогеографических и тектонических обстановках.

3. С поздней коллизионной стадией связана трансформация этих коллажированных структур в режиме компрессионной и сдвиговой тектоники: полихронные, в том числе надвиговые, деформации, метаморфизм, внедрение гранитоидов, отложение грубообломочных пород в узких ограниченных сдвиговыми зонами бассейнах.

4. На аккреционной стадии возникали сингенетические аномалии Au и сопутствующих элементов, а на поздней коллизионной стадии – эпигенетические структурно-контролируемые аномалии Au. Промышленно-значимое Au-оруденение синхронизируется с завершением архейского развития региона.

5. Геологическое строение, эволюция и золоторудные процессы в архее Карельского кратона несут значительные черты сходства с северо-западными субпровинциями Сачго-Беренс-Учи кратона Сьюпириор, кардинально отличаясь от пояса Абитибии.

Научная новизна. В ходе исследований были получены новые данные и результаты в ряде направлений.

В области региональной геологии и тектоники:

1. Охарактеризованы стратотектонические ассоциации (≈свиты), слагающие разрезы поясов, и реконструированы обстановки их формирования. Некоторые из этих ассоциаций, например, "андезиты-кварцевые арениты" являются уникальными.

2. Установлен коллажированный характер разрезов поясов как результат ранних аккреционных и поздних коллизионных процессов. Наряду с этим продемонстрировано недискретное эволюционное развитие вулканизма и седиментогенеза, обусловленное взаимодействием в биполярной системе "океан-континент", в режиме конвергенции.

3. Предложена и аргументирована двустадийная модель происхождения и эволюции архейских зеленокаменных поясов с позиции доминирования конвергентных обстановок и компрессионных и сдвиговых режимов, включающая раннюю аккреционную и позднюю коллизионную орогенные стадии.

4. Показана синхронность и пространственная сопряженность эндогенных процессов в высокометаморфизованных блоках и зеленокаменных поясах, связанных с позднеархейской орогенцией.

В области структурного анализа, геохимии, рудогенеза:

1. Изучена природа некоторых нарушенных геохимических систем, в том числе рудных, связанных с палеогипергенными, со структурно-контролируемыми метаморфо-метасоматическими, с постмагматическими и глубинными процессами.

2. Проведен анализ факторов контроля Au-оруденения в архейских зеленокаменных поясах и определены среди них приоритетные применительно к архею Карельского кратона.

Практическое значение. Результаты, изложенные в данной работе, публикациях, рукописных отчетах и рекомендациях, используются и используются при планировании и проведении геолого-съемочных, поисковых и ревизионных работ, при составлении геологической (1:500000) и тектонической (1:1000000) карт Карелии и карт разного масштаба по отдельным ее районам, при разработке легенд геологических карт, при оценке территории Карелии на золото (в рамках программы "Золото Карелии") и никель, при составлении Кадастра месторождений и рудопроявлений золота. Отдельные методические работы выполнялись для Костомукшской и Каменноозерской ГРП, а также вошли в производственные отчеты по золотодобыче Костомукши. Результаты исследований, а также опубликованные материалы использовались и используются при планировании и проведении фундаментальных научных исследований архея Карельского кратона зарубежными учеными и учеными центральных ин-

ституты, а также при проведении экскурсий, полевых семинаров и совместных исследований, в том числе с учеными из других стран.

Публикации и апробация работы. Результаты изложены в опубликованных работах и представлялись персонально и в составе авторских коллективов на региональных, всесоюзных и международных совещаниях, симпозиумах и конференциях, в частности, на советско-финских симпозиумах "Стратиграфическое положение и геохронология докембрийских железисто-кремнистых формаций Балтийского щита" (Петрозаводск, 1974) и "Типы и эпохи развития зеленокаменных поясов и их металлогения" (Костомукша, 1991), на IV Региональном (Петрозаводск, 1987) и I Всероссийском (Уфа, 1995) петрографических совещаниях, на XII Всесоюзном металлогенетическом совещании (Киев, 1990), на Всесоюзных школах по структурному анализу кристаллических образований (Москва, 1984; Тбилиси, 1988; Киев, 1990), на II Всесоюзном совещании "Стратиграфия архея и протерозоя СССР" (Уфа, 1990), на Региональном симпозиуме "Благородные металлы и алмазы Севера Европейской части России" (Петрозаводск, 1995), на I Международном симпозиуме "Баренц-регион" (Киркенес, 1993), на II Международном симпозиуме "Минерально-сырьевые ресурсы России" (С.-Петербург, 1994), на Международной конференции "Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений" (Петрозаводск, 1996), на I Международной конференции "Корреляция геологических комплексов Фенноскандии" (С.-Петербург, 1996), на Международной конференции "Беломорский подвижный пояс" (Петрозаводск, 1997), на Международном симпозиуме "Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли" (Петрозаводск, 1998) и на II Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле" (Москва, 1999).

Автор благодарен Ю.И.Лазареву, Е.Ф.Белоусову, Е.Н.Афанасьевой, Н.В.Мельянцеву, совместно с которыми проводились полевые исследования и которые любезно предоставили некоторые полевые материалы, а также С.И.Рыбакову и Л.П.Свириденко, чьи полевые наблюдения, шифры и некоторые анализы были использованы в работе. Глубокой признательности заслуживают сотрудники аналитических подразделений ИГ КНЦ РАН, а также И.Н.Крылов (ИГТД РАН) за содействие в определении содержания микроэлементов, О.А.Левченко (ИГТД РАН) и А.П.Чухонин (ВСЕГЕИ) за изотопные определения возрастов цирконов.

Полезными и конструктивными были обсуждения разных аспектов геологии архея в ходе совместных полевых исследований и экскурсий с С.И.Рыбаковым, В.А.Глебовицким, О.И.Володичевым, С.И.Турченко, В.М.Моралевым, С.В.Богдановой, Е.В.Бибиковой, А.Б.Вревским, А.А.Щипанским, В.В.Щипцовым, А.В.Самсоновым, А.И.Слабуновым, С.А.Световым, И.К.Шулешко, В.С.Байковой, Е.С.Пржиялговским, Е.Н. Тереховым, С.М.Бушминным, С.А.Сергеевым.

Большое значение имело обсуждение в разное время различных проблем архейской геологии, петрологии и рудообразования и консультации с

О.И.Володичевым, С.Б.Лобач-Жученко, С.И.Рыбаковым, Л.Ф.Добржиницкой, В.Л.Дуком, А.Н.Казаковым, Ю.В.Миллером, К.И.Хейсканенным, В.П.Чекулаевым, А.И.Богачевым, Ю.Б.Богдановым, В.В.Иванчиковым, Н.М.Ивановым, М.А.Корсаковой, Ю.И.Лазаревым, Р.И.Милькевич, В.И.Робоненым, С.А.Световым, А.И.Световой, В.Д.Слюсаревым, В.А.Матренгичевым и многими другими исследователями, а также с зарубежными коллегами из Финляндии (Э.Лууконен, Т.Пинрайнен, П.Сорбенен-Вард, П.Нурми, И.Туокко), Норвегии (П.Илен и М.Офен), Дании (М.Маркер) и Индии (Р.Сринивасан). Среди зарубежных коллег необходимо особо отметить проф. Ф.С.Терстона - руководителя отдела коренной геологии Геологической Службы Онтарио (Канада), сотрудничество с которым и совместные исследования в Карелии и в кратоне Сьюпириор сыграли важную роль в расширении и углублении представлений автора о геологии и рудоносности архея.

Глубокую память автор хранит о К.О.Кратце и В.М.Чернове, с которыми связано формирование научных интересов и научного мировоззрения в годы аспирантуры и становления как исследователя, и о Л.Л.Гродницком, с которым автор имел возможность обсуждать современные проблемы, связанные с золоторудными процессами и докембрийской геодинамикой.

Карельский кратон: строение, история изучения, современные модели

Карельский кратон или Карельская гранит-зеленокаменная область наряду с двумя другими крупными единицами земной коры - Кольской гранулитогнейсовой областью и Беломорским складчатым поясом, представляет региональную архейскую структуру в восточной части Балтийского щита (Докембрийская..., 1988) - наиболее хорошо изученного докембрийского региона на территории России и бывшего СССР. В ходе длительного изучения кратона происходила смена представлений об условиях формирования, строения и хронологии слагающих его архейских комплексов.

В схеме А.А.Полканова (1939) восточная часть Фенноскандинавского (Балтийского) щита рассматривалась как складчатый пояс карелид, разделенный Финляндско-Карельским и Беломорско-Норвежским блоками архея, являющимися срединными массивами внутри Карельской геосинклинали.

К.О.Кратц (1963) рассматривал эту территорию как протерозойскую геосинклинальную область с чередованием синклиниальных и антиклиниальных зон СЗ-направления. В строении карелид было выделено три структурных яруса, залегающих на архейском гранито-гнейсовом фундаменте, а в истории региона - три крупных периода деформаций - ребольский, селецкий и шуйский.

В схеме Л.Я.Харитоновой (1966) карелиды рассматривались как геосинклинальные комплексы, слагающие Карельскую и Кольскую области, а Беломорский блок архея - как разделявший их срединный массив.

Согласно блоково-слоистой модели строения земной коры в Карельском геоблоке по геофизическим данным выделены блоки разного порядка, разде-

ленные мобильно-проницаемыми зонами (Земная..., 1983), с которыми связывается заложение системы позднеархейских зеленокаменных поясов (Горлов, 1975, Зеленокаменные..., 1988, Рыбаков, 1980).

В исследованиях С.И.Рыбакова (1980, 1987) показано, что металлогения архея, определявшаяся рудогенезом, синхронным с син-поствулканическими процессами и с наложенным метаморфизмом и метасоматозом, носила, в основном, рудно-колчеданную специфику.

М.А.Корсакова с коллегами (1993) рассматривает зеленокаменные пояса как узкие шовные прогибы, аналоги протоэвгеосинклиналией. Архейские структуры, выполненные преимущественно осадочными породами, представляют гнейсо-сланцевые впадины - овалыные муьды-бассейны, сформированные на стабильных блоках типа срединных массивов.

Представления о рифтогенной природе зеленокаменных поясов развивают В.С.Куликов и В.Я.Горьковец (Куликов и др., 1988; Горьковец, 1993). По мнению последнего, при эволюции этой системы был сформирован огромный архейский бассейн, в котором происходило хемогенно-терригенное железонскопление в форме флиша. Обилие пород ВIF является второй важнейшей металлогенической чертой архейской эпохи.

В качестве периодов (этапов) геологической истории Карельского кратона выделялись длительные временные интервалы эндогенной активности, во время которых происходили интенсивные деформации, магматизм и метаморфизм (Кратц, 1963; Лазарев, 1973, 1978; Свириденко, 1974; Богданов, Воинов, 1990; Сыстра, 1991).

Карельский кратон на 80% сложен разнообразными гранитоидами. Л.П.Свириденко (1974, 1980) сформулировала представления о двуслойном разрезе инфракомпакса, оложенного "гранитно-ультраметаморфическим" и нижним "диоритовым" слоями, и о латеральной гетерогенности первого. Сопутствующими ИГГД РАН была показана возрастная и геохимическая гетерогенность гранитоидов, формировавшихся в разных геотектонических режимах. Часть этих гранитоидов входила в единые парагенезы с архейскими супракрустами (Глебова-Кульбах и др., 1963; Геология и петрология..., 1969, 1978; Лобач-Жученко и др., 1974; Лобач-Жученко, 1977; Чекулаев, 1996; Шемякин, 1976, 1988). Обнаруженное в ходе этих исследований омоложение архейских пород в западном направлении (Зеленокаменные..., 1988) имело важное значение для развития мобильных представлений об архейской геодинамике.

С семидесятых годов предпринимались попытки приложить достижения плейт-тектоники для разработки модели формирования и развития региона. Согласно В.А.Глебовичскому (1973, 1986, 1993, 1998) наращивание архейской сиалической коры происходило при аккреции вулканических дуговых систем и аккреционных призм, возникших при субдукции океанической коры под континент. Подобный сценарий повторялся в архее дважды и был связан с субдукцией под древнейший континент - Водлозерский блок (Глебовичский, 1993), и под позднеархейскую континентальную окраину (около 2.85 млрд лет) вблизи

границы Карельского кратона с Беломорско-Лапландским поясом (Лобач-Жученко и др., 1995; Glebovitsky, 1998). Сложное развитие сочленения Беломорского пояса и Карельского кратона, включающее до четырех проявлений коллизионных процессов в возрастном интервале 2.9-1.7 млрд лет (Володичев, 1997), реконструируется при изучении метаморфизма (Володичев, 1975, 1990), структур (Миллер, Милькевич, 1995; Миллер и др., 1996, 1998) и изотопных возрастов реперных событий (Бибикова и др., 1993, 1995; Лобач-Жученко и др., 1993, 1995).

Г.Гаал и Р.Горбачев (1987) рассматривали формирование ранней тоналит-грандьемиг-гранодиоритовой (ТГГ) ассоциации в рамках раннеархейской, (саамской) орогении. В позднем архее в ходе субдукции беломорид под Карельскую провинцию (саамский кратон) были сформированы вулканическая дуга (Парандово-Надвоицы), преддуговой (Сумозеро-Кенозеро) и задуговой (Кухмо-Суомуссалми) бассейны, представляющие элементы единой геодинамической системы. Развивающий эти представления А.И.Слабунов (1998) выделяет в качестве задугового бассейна Костомукшскую структуру, в качестве островной дуги - Северо-Карельские пояса, а в качестве аккреционной призмы и субдуцирующей океанической коры - породы чупинской и хетоламбинской свит беломорид.

Л.В.Григорьева с соавторами (1990) на основе геохимической типизации гранитоидов и базальтов делает вывод о существовании в архее систем островных дуг и окраинных бассейнов. При этом происходила субдукция как беломорид под Центральную Карелию, так и с запада на восток в пределах окраинных морей, разделявших островные дуги. Для части вулканических дуг предполагается формирование на сиалической коре.

М.В.Миц (1998), учитывая известное для архея Карелии закономерное снижение возраста вулканигов и гранитоидов с востока на запад, рассматривает Карельский кратон как позднеархейский аккреционный ороген, сформированный в ходе аккреции островных дуг и океанических террейнов, последовательно возникавших вблизи и на активной окраине древнего континента - Водлозерского блока.

В.П.Чекулаев с коллегами (1997), обобщив данные по гранитоидам Карельского кратона и Беломорского складчатого пояса, продемонстрировали вещественно-возрастную гетерогенность сиалической коры, формировавшейся в течении трех интервалов архейской истории: 3.5-3.1 млрд лет (древнее сиалическое ядро - Водлозерский блок); 3.0-2.7 млрд лет (комплекс гранитоидов на большей части Карельского кратона); 2.70±0.05 млрд лет (гранитоиды Беломорского пояса и коллизионные гранитоиды в Карельском кратоне).

А.Б.Вревский, изучивший изотопно-геохимические системы в коматиттах поясов восточной части Балтийского щита (Вревский, Крымский, 1998; Вревский и др., 1998), пришел к выводу о латеральной и возрастной гетерогенности мантийного источника в архее, которую он интерпретирует с позиции плюм-тектоники.

Архейские образования представляют композицию инфраструктуры или гранито-гнейсовых ареалов, рассматриваемых многими исследователями как фундамент верхнеархейских зеленокаменных поясов, и супраструктуры, т.е. собственно зеленокаменных поясов. Нерасчлененный инфракомплекс, как и в других архейских регионах, гетерогенен. В нем выделяются четыре ассоциации (комплекса) пород.

Раннеархейские гранитоиды, представляющие древнюю сиалическую кору, распространены в ЮВ и З частях кратона. В Водлозерском блоке они имеют возраст 3210 ± 12 - 3138 ± 63 млн лет (Lobach-Zhuchenko e.a., 1993) и совместно с мафитами волоцкой свиты (Куликова и др., 1990) образуют бимодальную ассоциацию, характерную для древних серогнейсовых комплексов амтскокского типа. Для древних гранитоидов Водлозерского блока предполагается уменьшенные глубины магмогенерации в СЗ-направлении, отвечающем тренду наращивания континентальной коры (Чекулаев, 1996). На севере Финляндии ранняя (3248 ± 10 - 3115 ± 29 млн лет, Kröner, Compston, 1990) ТТГ-ассоциация выплывалась, по одной из моделей, из метаморфизованной базитовой коры (Jahn e.a., 1984).

В высокометаморфизованных комплексах Вокнаволоцкого и Тулосского блоков (Корсакова, 1969, 1973) гранулитовый метаморфизм рассматривается как раннеархейский (Свириденко, 1974), как синхронный с ребольской гранитизацией (Лазарев, Кожевников, 1973), как двукратный, разделенный диафторезом (Шемькин, 1976), как одно из заключительных событий архейской истории кратона (Байкова и др., 1984; Кожевников и др., 1987; Чухонин и др., 1985). Изучение этого комплекса в Тулосском блоке и сравнительный анализ его геохимии с породами зеленокаменных поясов (Гранитоиды..., 1987; Кожевников, Белоусов, 1981; Кожевников и др., 1987; Металлогеническая..., 1993) показали, что:

1 - ультраосновные до кислых породы с элементами внутренней стратификации и признаками параприроды не имеют аналогов среди пород поясов.

2 - раннеархейский возраст этих пород, которые могут представлять ассоциацию нижнеархейского зеленокаменного пояса, доказываемся возрастом 3.37 млрд лет метаморфизма сухих даек габбро-диоритов.

3 - выделены ранние субгоризонтальные структуры и вертикальная метаморфическая зональность в условиях низко-высокотемпературной амфиболитовой, возможно, до гранулитовой фации;

4 - с более поздними деформациями связаны крутые зоны расслаивания, внедренные тела эндрбитов-чарнокитов, формирование "сухих" гранулитовых ассоциаций, которые возникли и по пологим, падающим на север субширотным надвигам. Низкотемпературные ассоциации, наложенные на гранулитовые, отражают автодиафторез в условиях закрытой системы, непрерывно следующий за кульминацией гранулитового метаморфизма, имеющего возраст около 2.65 млрд лет;

5 - существенная роль пологих движений отразилась в тектоническом пе-

ремещивании разных по составу, происхождению и уровню метаморфизма пород, напоминающем меланж в зонах субдукции;

6 - при гранулитовом метаморфизме генерировалось много флюидов, которые могли выступать в качестве выщелачивающего металлы, в том числе золото, агента и в качестве транспортирующей среды.

Мигматитовый комплекс на мелкомасштабных картах традиционно называется как нерасчлененный фундамент поясов, хотя он содержит включения пород, аналогичных породам поясов (Геология и петрология..., 1969, 1978; Геология и металлогения..., 1981; Кожевников, 1979; Светов, Свириденко, 1991).

В распространении этого комплекса есть две особенности. Во-первых, устанавливается его ареальный характер в отличие от резко локализованных лопийских структур. Во-вторых, этот комплекс занимает асимметричное относительно ближайшего зеленокаменного трога положение, обычно к востоку при субмеридиональном - и к югу - при субширотном простирании линейных структур. Подобная асимметрия наблюдается в соотношениях Костомукши и "восточных аномалий" (Геология и металлогения..., 1981), пояса Ялонваара-Йломанси и мигматитового ареала Юго-Западной Карелии (Геология и петрология..., 1969), пояса Кухмо и мигматитовых полей к востоку от него (Luukkonen, 1988, 1992).

Позднеархейская ТТГ-ассоциация представлена двумя генерациями, формировавшимися субсинхронно с двумя поколениями зеленокаменных поясов - 3.05-2.9 и 2.9-2.75 млрд лет (Чекулаев и др., 1997). Гранитоиды первого интервала являлись компонентом фундамента и источником обломочного материала для следующей генерации поясов.

Особый интерес в связи с проблемой Au-носности зеленокаменных поясов представляют, так называемые, "внутренние гранитоиды", согласно терминологии зарубежных геологов, что подчеркивает позицию небольших массивов внутри поясов, в отличие от "внешних" плутонов и батолитов в их обрамлении. Необходимо отметить, что "внутренние гранитоиды": 1 - термин собирательный и охватывает спектр пород от известково-щелочных кислых порфиров и синскладчатых тел ТТГ-ассоциации до поздних субщелочных и щелочных массивов; 2 - выступают как индикатор компрессионной и сдвиговой тектоники, оперировавшей на поздних стадиях развития пояса; 3 - свидетельствуют о возрастающей корово-мантийной активности, с которой связан пик структурно-контролируемого Au-оруденения; 4 - слагают массивы двух и более генераций, что свидетельствует о двух- (и более-) кратном повторении орогений, с которыми связаны собственные Au-рудные эпохи.

Массивы ранней (2.9-2.8 млрд лет) генерации известны в Центральной и Восточной Карелии. Вторая позднеархейская (2.7±0.05 млрд лет) генерация "внутренних гранитоидов" известна в Карелии и В.Финляндии (Лобач-Жученко и др., 1986, 1999; Самсонов и др., 1995; Сергеев, 1989; Vaasjoki e.a., 1993).

Супракrustальные образования, относимые к лопийскому комплексу

верхнего архея, занимают не более 20% площади кратона. Цепочечное распределение наиболее крупных лопийских структур, к которым приурочены реликты эруптивных центров и максимальные мощности вулканитов, позволило объединить их в несколько зеленокаменных поясов (Рыбаков, 1980). Общей чертой большинства поясов является то, что в их разрезах представлены ассоциации пород, формировавшиеся в различных обстановках биполярной системы "океан-континент". При этом установлено, что латеральные вариации лопийских разрезов не только на территории кратона, но и в пределах отдельных поясов и даже структур столь существенны, что создать единую стратиграфическую шкалу для всей территории невозможно и нецелесообразно. Нередко такие разрезы, состоящие из серий и свит, включают последовательности пород, которые не могли формироваться в единой палеогеографической обстановке.

Зеленокаменные пояса: ассоциации, обстановки, стратотектонические разрезы, стадии орогенического развития

В поясах Карельского кратона выделяется несколько типов ассоциаций пород, формировавшихся в течение дискретного интервала времени и в единой обстановке вулканизма и седиментогенеза.

Мафические ассоциации, формировавшиеся в разных геодинамических обстановках. Обязательным компонентом их являются толеитовые подушечные и массивные базальты и коматиты (\pm ферробазальты). В зависимости от ассоциирующихся с ними пород выделяются несколько обстановок. Наиболее часто в ассоциации с коматит-толеитовыми пачками находятся:

1 - маломощные горизонты BIF и/или сульфидистых аргиллитов. Эта ассоциация характерна для глубоководных обстановок типа COX, или широких заостроводужных бассейнов, когда наблюдается очень подавленное проявление осадков.

2 - кислые и средние вулканиты и породы BIF. Такая ассоциация характерна для обстановок океанических мафических плато и океанических островов, связанных с "горячими точками". Редуцированный аналог ее, выделяемый по геохимии базальтов и коматитов, описан в Костомухе (Puchtel e.a., 1998). Маломощные горизонты кислых туфов среди базальтов характерны для задуговых бассейнов в области, примыкающей к вулканической дуге.

3 - незрелые терригенные породы, представляющие продукты разрушения более ранних гранитоидов. Такой тип возникает в обстановке задугового спрединга в области, примыкающей к континенту, и по геохимии базальтов близок к базальтам заостроводужных бассейнов.

Ассоциации средних до кислых вулканитов содержат кроме типоморфных пород базальты, эпикластические и хемогенные осадки и продукты газогидротермальной деятельности кисло-среднего вулканизма, включая колчеданные руды. Они отлагались в обстановке типа островных или континентальных дуг. Этот тип известен в ряде структур, причем относящихся к обоим возрастным

уровням поясов. Для второго типа в основании кисло-средних толщ характерны мощные пачки базальтов, а также ферротолентов с признаками подводных излияний разной глубинности. Кисло-средние вулканиты представлены как известково-щелочными, так и толеитовыми разновидностями, и сама ассоциация связана с эволюционировавшими от примитивных до развитых островных дуг.

Осадочные ассоциации сложены дистальными турбидитами и проксимальными грубообломочными толщами, не переслаивающимися с верхними частями вулканических ассоциаций. Они приурочены к верхним частям разрезов поясов.

Ассоциации поздних линейных ограниченных разломами бассейнов сложены аллювиально-флювиальными осадками - песчаниками и полимиктовыми несортированными конгломератами и вулканитами известково-щелочной серии. Следует подчеркнуть, что в Карельском кратоне проявлен глубокий эрозионный срез. В связи с этим вероятность сохранения ассоциаций этого типа и возраста невелика, и признаки существования поздних бассейнов надо искать в структурах и в контролируемых этими структурами наиболее молодых (<2.7 млрд лет) известково-щелочных, субщелочных и щелочных интрузиях.

Платформенные ассоциации эпиконтинентальных пассивных окраин представлены переслаиванием коматитов, подушечных базальтов, кварцевых аренитов, конгломератов, вакк, аркозов, горизонтов BIF окисной фации. Эти ассоциации формировались в обстановке мелководья при медленном окраинно-континентальном спрединге.

Большое разнообразие ассоциаций супракrustальных пород связано с многообразием динамо-кинематических режимов, в которых эти ассоциации формировались. Плохая сопоставимость разрезов лопия связана не только с фациальной изменчивостью, типичной для вулканических комплексов, но и с их складчато-линзовидным (Миллер, 1988) с элементами покровного (Кожевников, 1992) строением. Появляется все больше доказательств того, что в архее Карельского кратона доминировал конвергентный режим как корообразующий процесс. Об этом, в частности, свидетельствуют:

1 - наличие двух генераций поясов и их последовательное омоложение на север и запад относительно древнего (Сергеев, 1989; Lobach-Zhuchenko e.a., 1993) Волдозерского континента (Глебовицкий, 1993, 1998; Зеленокаменные..., 1988; Лобач-Жученко и др., 1997; Чекулаев, 1996; Mints, 1998);

2 - проявление магматизма, характерного для конвергентных границ пинт (Зеленокаменные..., 1988);

3 - резкая асимметрия поясов вкrest простирания (Горьковец и др., 1981; Кожевников, 1979, 1992; Puchtel e.a., 1997);

4 - обдукция мафических аллохтонов на континентальную окраину, документированная необычными ассоциациями терригенных ортокварцитов (Кожевников, Терстон, 1998), корами выветривания на офиолитоидах (Горьковец, Раевская, 1986; Светова, 1988), геохимическими характеристиками офиолитоидов (Puchtel e.a., 1997), перекрывающих (Кожевников, 1979, 1982) вулканиче-

скую дугу; залегающим офиолитоидов на собственных продуктах разрушения (Светова, 1992);

5 - дискретно-непрерывное изменение геохимии вулканитов, отражающее эволюцию вулканизма от примитивно- до развитоостроводужного (Кожевников, 1990; Кожевников, Терстон, 1998);

6 - сочетание в разрезах поясов ассоциаций, сформированных в резко разобщенных обстановках (Кожевников, 1992; Luukkonen, 1986; Puchtel e.a., 1997);

7 - преобладание незрелых осадков с признаками бимодального источника (Кожевников, Терстон, 1998; Милькевич, Мыскова, 1998; Опорные..., 1992);

8 - преобладание деформаций и структур, связанных с режимом латерального сжатия (Кожевников, 1979; Лазарев, 1971; Миллер, 1988).

Конвергентные обстановки порождают многообразие динамокинематических режимов сжатия, растяжения, сдвига. Ассоциации (свиты, ре- же серии) оказывались тектонически совмещены в единый стратотектонический разрез, состоящий, таким образом, из *стратотектонических ассоциаций* (СТА). В структурной эволюции поясов прослеживается смена динамокинематических режимов.

Выделяются две группы событий, которые объединяются в две стадии развития поясов. На первой стадии, когда происходило формирование супракомплекса и его коллажированного разреза, доминировали субгоризонтальные движения. Она определяется как аккреционная стадия развития пояса, имея в виду два обстоятельства. Во-первых, эта стадия отвечает обстановке конвергентных границ плит и, во-вторых, в этой обстановке возможно субсинхронное развитие как процессов латеральной аккреции, так и пред- и задугового спрединга. Наиболее поздними на этой стадии, как показал детальный динамокинематический анализ нелинейного типа складчатости. (Кожевников, 1979), являются структуры и движения, связанные с "вертикальной", "купольной" тектоникой. В это время формируется конформная с контурами гранитных куполов гнейсовидность (Белоусов, Инина, 1979) и ортогональная система изоклиналиных складок с ранними горизонтальными шарнирами ((Кожевников, 1979). Синхронно с куполообразованием происходит зональный метаморфизм, и возникла краевая структурная зональность (Миллер, 1988). Прогрессирующее латеральное сжатие приводило к пространственному совмещению СТА в единый стратотектонический разрез пояса, который, будучи приращен (аккретирован) к континентальной окраине, представлял собой аккреционный ороген. Орогенция имеет как поверхностное отражение в вулканизме, осадконакоплении, формировании покровов, обдукции, так и глубинное, в виде складчатости, надвигов, плутонизма и метаморфизма.

На второй стадии при резко возрастающем латеральном сжатии происходило интенсивное укорочение коры, что определяет эту стадию как коллизионную. Трансформация коллажированных разрезов на этой стадии связана с деформациями, гранитицидным магматизмом, метаморфизмом и метасоматозом.

Закономерное положение в этой мобильной системе занимало структурно-контролируемое Au-оруденение (Кожевников и др., 1997, 1998). Доминирующий горизонтальный динамический план определял последовательную смену ранних сдвиговых деформаций надвигами и поздними сдвигами. С завершающими сдвиговыми деформациями связаны узкие структуры, выполненные грубообломочными породами, весьма напоминающими pull-apart-бассейны, являющиеся экзогенным индикатором коллизионной обстановки, завершающей развитие поясов.

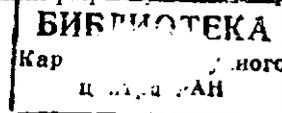
В Беломорском поясе в коллизионной стадии выделен ранний (2690-2640 млн лет) кульминационный интервал условий гранулитовой фации повышенных давлений, достигающих 8-9 кбар (Бибикова, и др., 1993; Лобач-Жученко и др., 1993; 1995; Bibikova, 1995). Эта коллизия синхронизируется со временем формирования (2730-2580 млн лет) глобальной системы коллизионных орогенов (Глебовицкий, Шемякин, 1996, 1997; Glebovitsky, 1995; Shemyakin, Glebovitsky, 1995).

Две стадии выделяются в рамках единой орогенции, начинающейся с проявления первых признаков режима сжатия при конвергенции - кисло-среднего вулканизма и плутонизма, отложения терригенных осадков (Миясиро и др., 1985). В ранних поясах Карельского кратона признаки обстановок сжатия проявлялись дважды. Выделена более ранняя, на рубеже 2.87-2.84 млрд лет орогенция (Кожевников и др., 1998а,б), и ранние пояса рассматриваются как аккреционные орогены этого времени (Лобач-Жученко и др., 1997). Признаки коллизионной стадии в раннем развитии этих поясов не обнаруживаются. Это может быть связано с характером взаимодействия в системе "дуга-континент" в условиях небольших мощностей сиалических пород в обоих компонентах системы, обуславливающего интенсивное проявление обдукции, скупивания, торопения (Кожевников, Терстон, 1998; Сорохтин и др., 1995; Сорохтин, Ушаков, 1998; Puchtel e.a., 1997, 1998).

Реконструкция геологической эволюции Хизоваарской структуры как основа для разработки геодинамических моделей архейских зеленокаменных поясов

В Северо-Карельской зоне лопид с юга на север традиционно выделялись локальные структуры: Керетьская, Хизоваарская, Вигчевская, Ириногорская, Мошинская.

Хизоваарская структура занимает в этом ряду особое положение, т.к. в ней представлен наиболее полный набор СТА, сформированных последовательностями вулканогенных и осадочных пород. Она представляет сложнопостроенную синформу с субширотной погружающейся на юг осевой поверхностью. Резко асимметричное строение супракомплекса отражается в том, что СТА, слагающие северное и южное крылья структуры, резко различаются по всем параметрам. Наиболее полный разрез вулканитов пред-



149695к

ставлен в северном крыле. Всего выделено пять СТА.

Северная мафическая СТА мощностью 0.5-1.7 км сложена перидотитовыми кумулятами, толентовыми и коматитовыми базальтами, коматититами и ферробазальтами. Наличие массивных, реже подушечных текстур, гналокластитов, маломощных горизонтов туфов, отсутствие межпотоковых осадков свидетельствуют об интенсивных быстрых подводных излияниях в области, удаленной от источника сноса кислого материала - континентальной окраины или вулканической дуги. Возраст прорывающих эту СТА фельзических даек, определенный О.А. Левченковым, составляет 2803 ± 35 млн лет.

СТА средних и кислых вулканитов и осадков залегает выше предыдущей СТА и сложена в нижней части мидалекаменными, однородными, гломеропорфирированными и грубопирокластическими андезитами мощностью 100-700 м. Через маломощную (~1 м) зону выветривания с палеореолитом андезиты перекрыты горизонтом мощностью п-м - 40 м кварцевых аренигов с признаками бутристой и троговой слоистости. В их основании отмечен прослой кварцевых конгломератов мощностью п-0.1 м. В одном из разрезов установлено двукратное повторение ассоциации андезитов и кварцевых аренигов. Кварцевые арениги переходят в толщину мощностью п-10 - 500 м, сложенную кислыми породами: пелловыми потоками, лавовыми потоками с массивными и лавобрекчиевыми текстурами, туфотурбидитами с В-Е-членами цикла Боума, хемогенными и хемогенно-терригенными, в том числе сульфид- и углеродсодержащими породами, находящимися в сложных латеральных соотношениях. Преимущественно вулканогенная и осадочно-вулканогенная природа этой СТА, в которой значительный объем занимают Na-андезиты, свидетельствует об обстановке вулканизма типа островной дуги. Однако, присутствие в разрезе минералогически суперзрелых кварцевых аренигов - пород, характерных для обстановок пассивных окраин континентов или интраконтинентальных бассейнов, свидетельствует о более сложном сценарии формирования этой СТА и пояса в целом.

Южная СТА является возрастным аналогом вышеописанных ассоциаций. В ней значительный объем занимают терригенные осадки - аркозы, реже конгломераты, в нижней части переслаивающиеся с горизонтами подушечных базальтов и основных, средних, реже кислых пелловых туфов. Отмечены незначительные по мощности (п-м) горизонты пород ВIF. Доминирующая параллельная слоистость, большая протяженность выдержанных по мощности слоев без резких латеральных переходов, сугубо окислительная обстановка седиментогенеза, небольшая (п-10 - 100 м) выдержанная мощность подушечных базальтов, наличие линз полимиктовых конгломератов с гранитными обломками свидетельствуют о режиме вялого окраинного спрединга, ответственного за формирование этой СТА. Накопление пород происходило в неизолированном бассейне с хорошей аэрацией при достаточно спокойной динамике отложения осадков.

Две следующие СТА с несогласием перекрывают в центре структуры кислые вулканиты северного фланга и осадки южного фланга структуры.

СТА грубообломочных пород образует два поля, сложные олигомикто-

выми конгломератами и кислыми вулканокластитами. Петрография и геохимия обломков свидетельствуют о том, что они представляют смесь продуктов разрушения основания раннего кислого вулкана с возрастом около 2.8 млрд лет и поздних дацит-риолитовых вулканитов, возраст которых не определен.

Верхняя мафическая СТА выполняет ядерные части наложенных синформ, с несогласием перекрывая все СТА. Она сложена исключительно подушечными и массивными толентовыми базальтами. Мощность потоков варьирует от 1 до 100 и более метров. По большинству геохимических параметров она является аналогом нижней СТА. Ее залегание позволяет рассматривать эту СТА как надвинутый аллохтон. Надвигание произошло в позднем архее, о чем свидетельствует возраст (2706 ± 15 млн лет) даек риодацитов, прорывающих эту СТА (Shchirapansky e.a., 1999).

Хизоваара относится к поясам полимодального типа с вулканизмом коматитовой, толентово-известково-щелочной серий нормальной щелочности. Породы мафических СТА образуют линейные поля вдоль трендов с магнийными Ti/Zr-отношениями (≈ 115), поля кислых пород ориентированы вдоль корового тренда (Ti/Zr ≈ 20), а андезиты - вдоль промежуточного (Ti/Zr ≈ 40) тренда. Поздние коматиты сдвинуты в сторону континентальных пород (Ti/Zr ≈ 60), что связано с контаминацией их коровым материалом, а составы поздних андезитов распределяются поперек трендов с постоянными Ti/Zr-отношениями, отражая автометасоматические процессы. Более детально породы охарактеризованы по содержанию REE, Th, Nb, Y.

Коматиты нижней СТА имеют характеристики неконтаминированных кислой корой, недеплетированных алюминием ($Al_2O_3/TiO_2=24$) пород. В них установлены низкие содержания REE ($\Sigma=7.14$ ppm), деплетирование LREE ($Ce_N/Yb_N=0.67$), близкое к хондритовому Ti/Zr-отношение (≈ 109).

Толентовые базальты нижней и верхней мафических СТА, несколько различаясь по геохимии, имеют близкие распределения REE и спайдерграммы, в которых установлены отрицательные Nb-аномалии (соответственно: $Nb_N/La_N=0.90$ и 0.54 ; $Nb_N/Th_N=0.84$ и 0.84), характерные для супрасубдукционных офиолитов и островных дуг (Воег e.a., 1995; Мауро e.a., 1995).

Ферробазальты, залегающие между коматититами и андезитами, обладают своеобразной геохимией, несущей черты магнийных и коровых пород, резко отличной от ферробазальтов других архейских поясов. В них установлены:

- 1 - положительные Th-, Ti- и Zr-аномалии.
- 2 - магнийное Ti/Zr-отношение (≈ 111), в остальных поясах оно существенно ниже (60-85);
- 3 - наличие отрицательной La-аномалии, не характерной для вулканитов;
- 4 - необычные соотношения в триаде: $Th_N > Nb_N > La_N$. Обычно эти соотношения описываются схемой: $Th_N < Nb_N < La_N$ (Бостон, Мауро в Абитибит), либо $Th_N \geq Nb_N < La_N$ при $Th_N \leq La_N$ (Пилбара).

Подобная систематика (п.4) неизвестна ни в свежих, ни в контаминированных спайдерской корой базальтах. Анализ зон изменений, связанных с орео-

лами вокруг гипабиссальных тел кислых пород, с shear-зонами и с палеогипергенными процессами, проведенный в Хизовааре, показал, что эти процессы не могли обеспечить наблюдаемые в ферробазальтах соотношения в триаде Th-Nb-La. Анализ обширной литературы показал, что ни спилитизация, ни поверхностное взаимодействие с глубинным флюидом, ни взаимодействие с морской водой также не приводят к обсуждаемым соотношениям элементов. Единственный пример соотношений $Th_N \gg Nb_N \gg La_N$ установлен в наиболее глубоко измененном (CIA=0.97) образце из профиля выветривания доперитов Кару (Marsh, 1991). Субдуцированные осадки, в которых палеогипергенные и седиментогенные процессы резко рассепарировали литофильные элементы, будучи вовлечены в магмогенез, могли обеспечить необычную геохимию ферробазальтов Хизоваары. Этот вариант рассмотрен в ее геодинамической модели. Второй вариант интерпретации может быть связан с глубинным взаимодействием обогащенного Th и Nb флюида с ферробазальтами Пилбара-типа.

Андезиты, входящие в состав второй СТА, по химизму относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям, причем какие-либо заметные границы в пределах единой талпи не наблюдаются. Для них характерны ультранизкие (до 0.01) K_2O/Na_2O -отношения при содержаниях Na_2O до 7%. Андезиты толеитовой серии имеют слабофракционированное распределение REE ($La_N/Yb_N=2.1$) и спайдерграммы, практически идентичные ферробазальтам. Это заставляет рассматривать их как производные единого с ферробазальтами петрогенетического процесса. Андезиты известково-щелочной серии имеют типичное для пород вулканических дуг фракционированное ($La_N/Yb_N=5.9$) распределение REE и ярко выраженные отрицательные Nb- и Ti-аномалии. В зонах выветривания андезитов на профиле REE появляется положительная или отрицательная Ce-аномалия - индикатор палеогипергенного процесса (Marsh, 1991; Price et al., 1991).

Кислые породы, относящиеся ко второй СТА дайковой (дайки 1) и лавовой фаций, обломки в породах грубообломочной СТА, тоналиты обрамления, прорывающие структуру, и поздние дайки 2, секущие верхний мафический аллохтон и имеющие возраст 2706 ± 15 млн лет (Shchipansky et al., 1991), представляют известково-щелочные породы натрового ряда. Типично коровые спайдерграммы с интенсивными отрицательными Nb- и Ti-аномалиями характерны для всех этих пород. Степень же фракционирования REE, их содержания и знак Eu-аномалии в них различаются. Максимальное геохимическое сходство установлено попарно между тоналитами и обломками в конгломератах, между дайками риолитов 1 и 2 и между лавами риолитов и дацитов. Различия в геохимии риолитов из обломков в конгломератах и из потоков и даек свидетельствует о том, что последние не являлись источником обломочного материала. Им могли быть породы более ранней вулканической дуги.

Геохимия кварцевых арениитов представляет особый интерес, т.к. это первые в разрезе северного крыла терригенные породы, входящие в уникальную для зеленокаменных поясов ассоциацию с андезитами. Кроме того, данные по

REE-геохимии кварцевых обломочных пород в мировой литературе ограничены и поэтому представляют самостоятельный интерес.

По сравнению с близкими породами из других архейских регионов - поясов кратона Сьюпириор, супергруппы Понгола в Ю.Африке, пояса Йиванахалли в Ю.Индии, хизоваарские кварцевые аренииты отличаются высокими содержаниями SiO_2 , CaO и Na_2O и низкими - Al_2O_3 и K_2O . Преобладание Na_2O над K_2O и низкий индекс химического изменения - CIA (<71) свидетельствуют о низкой химической зрелости матрикса, что подтверждается наличием зерен детритового плагноклаза. Сочетание этих параметров определяет необычную геохимию пород, для которых характерны: 1 - очень широкие вариации содержания всех микроэлементов: $\Sigma REE=4.46$ - >100 ppm; Cr=42-581 ppm (Cr=235 ppm); Zr - до 933 ppm; Th - до 338 ppm; Y - до 57 ppm; 2 - очень разная степень фракционирования REE; 3 - отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^*=0.49-0.82$).

Эти факты свидетельствуют о комплексном источнике материала кварцевых арениитов, включающем ультрабазиты и граниты. Численное моделирование содержания REE в смесях, в которых в качестве конечных членов использовались тоналиты, риолиты, коматиниты и кварц, дало хорошую сходимость с распределением REE в природных образцах разных геохимических типов кварцевых арениитов. В начале их отложения достаточно большую роль играли коматиниты как источник материала матрикса. Завершалось накопление горизонта кварцевых арениитов синхронно с отложением продуктов кислого вулканизма без признаков влияния ультрабазитового источника.

Аномальные геохимические ассоциации, включающие Au, Ag, Pd, Bi, Mo, W, Sb, As, Cu, Zn, Pb, а также Cr, Ni, Co и группу литофильных элементов - Zr, Y, Th, Nb и В, являются полигенными и полихронными, связанными с архейскими и протерозойскими (свекофенскими) процессами. О наличии ранних архейских метасоматитов и повышенных концентраций микро- и рудных элементов и глинозема свидетельствуют следующие факты: 1) отсутствие признаков кислотного выщелачивания в северных гранитоидах, коматинитах, толеитах, ферробазальтах и андезитах первого цикла; 2) максимальная приуроченность метасоматитов к дугообразной полосе в средней части вулканогенно-осадочного разреза, конформной с контуром Хизоваарской структуры; 3) насыщенность этой части разреза гипабиссальными телами кисло-средних пород обеих генераций; 4) исходная обогащенность этой части разреза осадочно-хемогенным глиноземом, создающая предпосылки для формирования метаморфического квантита; 5) присутствие метасоматических пород в гальках конгломератов, фиксирующих второй перерыв в архейской истории; 6) пересечение смятых в складки метасоматитов дайками габбродиоритов, метаморфизованных и структурно-переработанных не позднее, чем в свекофенское время; 7) архейский (2578 ± 9 млн лет) возраст раннего циркона из фукситовых метасоматитов (Сергеев, Лобач-Жученко, 1993, с. 74-75).

Аномальные ассоциации элементов архейского возраста, в том числе включающие Au (0.1-0.6 г/т) связаны с: 1) горизонтами углерод-

сульфидсодержащих кварцево-сланцевых сланцев (алевропелитов); 2) ритмично-слоистыми K1-Gr-Musk сланцами (туфотурбидитами); 3) кровельными частями слегка карбонатизированных и содержащих жилы кварца с сульфидами потоков базальтов нижней СТА; 4) ореолами гидротермальных изменений вокруг ранних даек риолитов в нижних базальтах; 5) риолитовыми и дацитовыми туфо- и лавобрекчиями; 6) зонами изменений (кварц+амфибол+сульфиды) в ферробазальтах.

Для всех этих ассоциаций, формировавшихся на ранней стадии, характерен халько-сидерофильный профиль. С турмалиновыми ореолами вокруг субвулканических тел андезитов-дацитов, прорывающих верхи второй СТА, связана литофильная нагрузка с аномальными содержаниями Zr, Y, Nb, Th, La и В.

Свекофенский возраст метасоматитов подтверждают: 1) их формирование в аналогичных TP-параметрах в протерозойских породах на севере; 2) приуроченность метасоматитов к наиболее поздним структурам - осевым поверхностям поздних складок, поверхностям динамопары СВ- и СЗ- направлений, отражающим переход к режиму хрупких деформаций; 3) неориентированные метасоматические минералы - кианит, ставролит, амфибол, плагиоклаз и несколько их генераций; 4) свекофенский возраст циркона (1800 ± 7 млн лет) из фукситовых метасоматитов Хизоваары, формировавшихся при высокобарном метаморфизме (Сергеев, Лобач-Жученко, 1993); 5) свекофенские U-Pb-возраста циркона в метасоматитах с аналогичными TP-параметрами к северу от Хизоваары (Бибикова и др., 1993).

Изучение распределения Au и сопутствующих элементов по детальным профилям через зоны метасоматитов показало, что:

1. Более высокие содержания Au и Ag характерны для кианит-кварцевой фации кислотного выщелачивания. При наложении на них ассоциаций мусковит-кварцевой фации происходило снижение содержания благородных металлов и увеличивалось количество As.

2. В свекофенских метасоматитах аномалии Au смещены в пространстве относительно аномалий ряда элементов (As, Cu, Zn, Ni, Cr) и зон, обогащенных сульфидами.

3. Рудные ассоциации, пространственно связанные со свекофенскими метасоматитами, являются полихронными и, скорее всего, полигенными. Для ранних растворов характерна обогащенность литофильными элементами, в то время как наиболее поздние галогенно-сернистые растворы содержали повышенные концентрации сидерофильных элементов.

Таким образом, аномальные ассоциации Au и сопутствующих элементов связаны как с сингенетическими процессами на ранней стадии формирования разрезов супракrustальных пород, так и с эпигенетическими, связанными с поздними стадиями архейской и свекофенской орогенции.

В мультистадийной геодинамической модели Хизоваары (рис.1) общая модельная обстановка рассматривается как аккреционная обстановка, возникающая при закрытии заостроводужного бассейна и зоны окраинно-континентальной

ного спрединга.

Формирование супракrustальных пород началось в исходно асимметричной системе "океан-континент". На севере, на ранней стадии 0 при субдукции океанических пород на юг в сторону континента возникли внешняя островная дуга и заостроводужный бассейн. Над зоной субдукции в заостроводужном бассейне происходил вулканизм, ранние продукты которого по геохимии близки к породам толеитовой серии юных дуг или задуговых бассейнов (Saunders, Tarney, 1979).

Необычная для магматических пород схема: $Th_N > Nb_N > La_N$ в ферробазальтах и гомогенных андезитах свидетельствует о влиянии субдуцируемых выветрелых осадков на геохимию расплавов. Наблюдается наследование каждой последующей группой пород ряда индикаторных характеристик предыдущих (Ti/Zr-отношение в коматитах \rightarrow в толеитовые базальты \rightarrow в ферробазальты; схема в триаде: $Th_N > Nb_N < La_N$ в коматитах \rightarrow в толеитовые базальты; схема в триаде: $Th_N > Nb_N > La_N$ в ферробазальтах \rightarrow в нефракционированные толеитовые андезиты и т.д.), а также сосуществование в единой толще андезитов разностей, несущих черты и примитивных и развитых дуг. Это свидетельствует об эволюционной смене растяжения сжатием, связанным с переходом к обстановке обдукции внутренней дуги и ее основания, сложенного супрасубдукционными офиолитоидами, на окраину континента. С этого момента в магмогенез вовлеклись сиалические породы, и начинали выплавляться породы извостково-щелочной серии (стадии Б и В).

На юге в обстановке медленного растяжения окраины континента происходили неинтенсивные излияния толеитовых базальтов, отложение среднекислых пепловых туфов, осаждение в спокойной обстановке аркозов, маломощных горизонтов ВГ, полимиктовых конгломератов (стадии 0 и А).

Оба бассейна были разделены выступом отчлененной окраины континента, являвшимся источником обломочного материала кварцевых аренитов и проксимальных фаций конгломератов, в центре структуры. Кроме того, он являлся естественным барьером, определявшим геохимическую обстановку хемогенно осадконакопления - окислительную на юге и восстановительную, связанную с фумарольной вулканической деятельностью - на севере.

На следующей стадии Б произошло важное для расшифровки архейской геодинамики событие - отложение горизонтов кварцевых аренитов, сложенных продуктами разрушения тоналитов, риолитов и ультраосновных пород. Выделяются два эпизода - аккумуляция коры химического выветривания континентального выступа на фронте обдуцирующего аллохтона с помощью механизма, который назван "бульдозерный эффект" (стадия Б1), и последующее разрушение края аллохтона с "освобождением" обогащенных кварцем продуктов выветривания тоналитов и их совместное с материалом коматитов поступление в область аккумуляции (стадия Б2).

Такая модель позволяет снять, во-первых, проблему "бюджета кварца", связанную с тем, что, как показывают расчеты и литологический анализ обло-

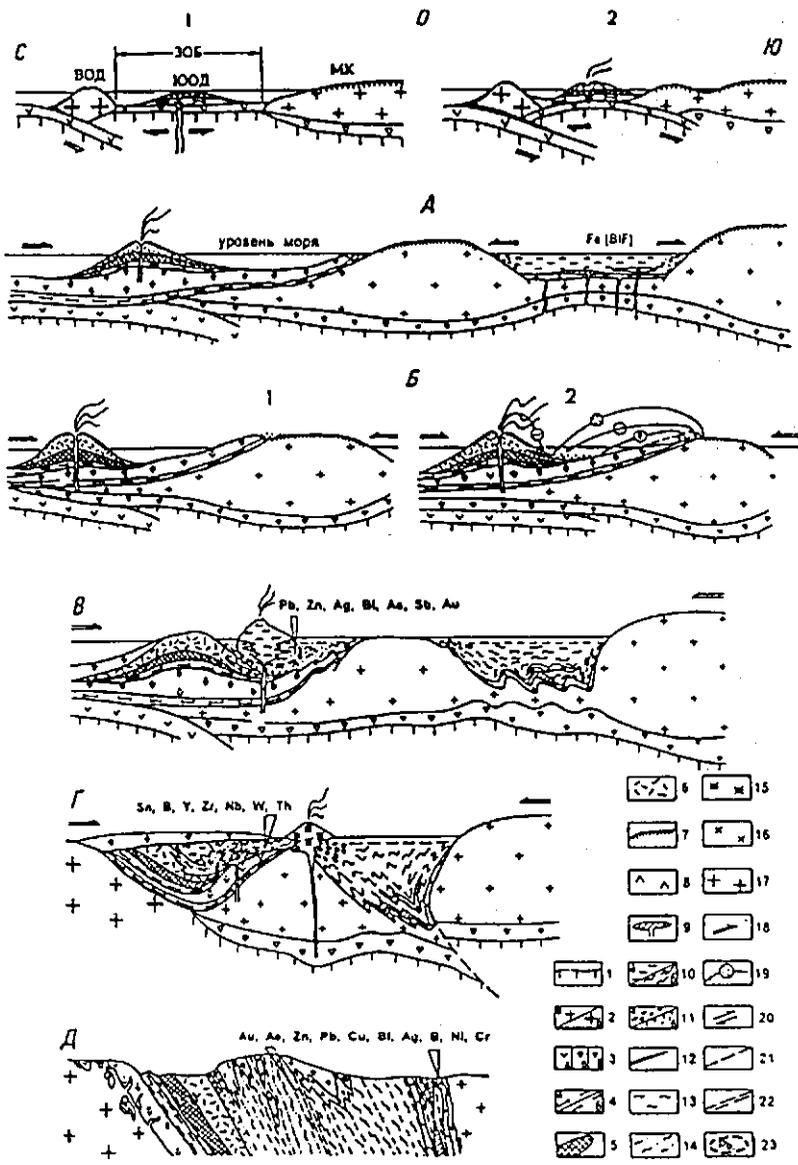


Рис. 1. Геодинамическая модель архейских поясов хивоварского типа.

мочного материала кварцевых аренитов, только полнокристаллические породы - гранитоиды, способны обеспечить большие масштабы отложения кварцевых пород, а при мультициклическом, с предварительным обогащением, отложении кварца (Petrijohn с.а., 1972; Ojakangas, 1985). Во-вторых, эта модель объясняет текстурную незрелость обломков кварца, не подвергшихся интенсивной абразии в условиях биполярных движений воды, например, в прибойной зоне. В-третьих, она объясняет низкую химическую зрелость матрикса кварцитов, обусловленную тем, что по мере продвижения на фронте аллохтона происходила дифференциация обломочного материала- неокатапного кварца и неразложившегося плагиоклаза, обломков жильного кварца, акцессориев и глинистой фракции - продуктов выветривания гранитоидов. В четвертых, выветривание коматитов было возможно только после выведения на поверхность и глубокой эрозии вышележающих базальтов. Наиболее эффективный механизм выведения океанических пород на дневную поверхность связан с обдукцией.

Ряд фактов указывает на проксимальность источника/ков обломочного материала кварцевых аренитов и на его быструю транспортировку без длительной абразии. К ним относятся: наличие обломков неокатапных звездчатых зерен ширкона, неокатапных кварцевых галек и отдельных маломощных горизонтов, резко обогащенных тяжелыми минералами. Эти данные позволили реконструировать некоторые характеристики области аккумуляции кварцевых аренитов. Судя по типам слоистости в богатых кварцем породах и по ассоци-

Масштабы условные. 1 - океаническая литосфера; 2 - тоналиты: кора древнего континента (а), основание внешней дуги, частью ремобилизованное (б); 3 - основные породы: океаническая кора (а), толетовые базальты- основание юной дуги и поздний аллохтон (б), нижняя кора континента (в); 4 - ультрабазиты - кумуляты (а) и нижние коматиты (б); 5 - ферробазальты вулканической дуги; 6 - андезиты юной - развитой островной дуги; 7 - кора выветривания; 8 - базальты окраино-континентальной спрединговой зоны; 9 - силлы габбро; 10 - терригенные породы с примесью хемогенных пород южной СТА (а), интенсивно деформированные (б); 11 - конгломераты (а), кварцевые арениты (б); 12 - гипотетические субдуцируемые продукты выветривания; 13 - кислые вулканы; 14 - кислые осадочно-вулканогенные породы с примесью хемогенных; 15 - поздние андезиты; 16 - тела дацитов-гранодиоритов; 17 - граниты южного обрамления; 18 - направления сжатия и растяжения; 19 - направление транспорта терригенного материала после разрушения фронтальной части аллохтона; 20 - перемещения по поздним надвигам; 21 - разломы; 22 - предполагаемая граница ранних СТА'й (кислых вулкаников и осадков); 23 - ореолы вокруг гипабиссальных тел средних и кислых вулкаников (В, Г), геохимическая специализация в поздних shear-зонах (Д).

рующим с ними породам, они откладывались вдоль морской береговой линии с достаточно изрезанным рельефом. Бугристая косая слоистость в кварцитах могла быть сформирована в шельфовой зоне при совместном влиянии контурных течений и волнения на глубинах до 90 м, т.е. выше базиса штормовых волн (Duke, 1985). Кратковременное сезонное действие этих факторов могло обеспечить слабую окатанность обломков. Дважды повторяющиеся в разрезе андезиты, обладая текстурными различиями, имеют сходную геохимию, указывающую на единство условий магмогенерации. Это отражает незначительность интервала между обоими актами андезитового вулканизма. Последовательность дважды повторившихся событий развивалась по сходному сценарию: андезитовый вулканизм → пауза + выветривание → импульс тектонической активности → быстрый перенос + отложение кварцевых пород → их быстрое захоронение. Примесь риолитовых туфов во втором кварцевом горизонте свидетельствует о том, что осадконакопление продолжалось на фоне риолитового вулканизма. Таким образом, присутствие в разрезе суперзрелых кварцевых аренитов и кор выветривания в условиях тектонической активности, является признаком локального перерыва в конкретной палеогеографической и геодинамической обстановке, и им нельзя придавать в архее роль какого-то радикального возрастного репера и тем более регионального коррелята.

На фоне продолжавшегося сближения островной дуги и континентальной окраины, на стадии В происходило закрытие обоих бассейнов, разрушение выступа отчлененной части континентальной окраины с образованием проксимальных конгломератовых полей и известково-щелочной риолитовый вулканизм. В магмогенезе все большую роль начинали играть породы континентальной коры, обуславливая в андезитах фракционированного типа смешанные, переходные от океанических к зрелоостроводужным и/или окраинно-континентальным, а в первых риолитах и всех последующих кислых породах типичные континентально-коровые геохимические характеристики - спайдерграммы, распределения REE, индикаторные отношения несовместимых элементов.

Синхронно с вулканизмом происходило отложение кремнистых, алюмокремнистых, углеродистых и сульфидистых пород. С поствулканической деятельностью были связаны автогидротермальные ореолы вблизи субвулканических гипабиссальных кислых тел. Вулканизм и хемогенное осадконакопление сопровождалось аномалиями Pb, Zn, Ag, Bi, As, Sb, Au. Во "внутреннем" бассейне отлагались дистальные пепловые фации кислого вулканизма и продукты разрушения гранитоидов. В это же время, по-видимому, начиналась обдукция верхней части разреза заостроводужных офиолитоидов на фронтальную часть внутренней дуги и продолжалась их обдукция на тыловую часть внешней островной дуги на севере и северо-востоке.

На стадии Г значительное поперечное сокращение пояса сопровождалось андезито-дацитовым вулканизмом. Большая глубина генерации магм обусловила резкое возрастание K_2O/Na_2O -отношения по сравнению с ранними андезита-

ми, а с более высокой флюидонасыщенностью связаны ореолы автогидротермально-метасоматической переработки вокруг них с литофильной геохимической специализацией. В ходе обдукции мафический аллохтон оказался продвинутым далеко на юг. На юге за счет поддвигания и плавления осадочных пород образовывались граниты S-типа.

С заключительной коллизионной стадией Д архейской эволюции связано полное закрытие системы "вулканические дуги - задуговый бассейн - континент" и превращение ее в архейский зеленокаменный пояс. В это время происходило смятие, особо интенсивное в резко гетерогенных осадочных и осадочно-вулканогенных частях разреза. Переход к коллизионной стадии, обусловленный взаимодействием расположенной на севере внешней дуги и микроконтинента, сопровождался ТТГ-плутолизмом коллизионного типа и метаморфизмом кинит-силлиманитовой серии (Бибикова и др., 1993; Володичев, 1990, 1997; Глебовицкий, 1996). В это время были сформированы доминирующий структурный план пояса, тотальная погружающаяся на юг линейность и зоны скольжения по падению. Поздние субгоризонтальные движения, обусловили формирование крутых shear-зон в южном борту структуры. С этими движениями связаны высокобарные минеральные ассоциации в метаморфических и метасоматических породах и повышенные концентрации ряда рудных элементов. Наиболее поздние кварцевые жилы с Au, Ag, Bi, Sn, Mo формировались, по-видимому, после спада давлений.

При изучении расположенных к северу от нее Винчевской, Ирингорской и Мошинской структур было выделено несколько СТА с достаточно выдержанным набором пород. Устойчивые текстурные, петрографические и петрогеохимические характеристики типоморфных пород позволили скоррелировать коллажированные разрезы пространственно разобщенных структур и сформулировать представление о строении различных по морфологии фрагментов единого пояса, отражающем разные стадии его структурно-геологической эволюции. С юга на север установлены смена структурного плана и латеральные вариации продуктов вулканизма и осадконакопления.

Оценивая перспективы золотоносности Северо-Карельских структур с использованием известных для архейских поясов критериев и факторов контроля Au-оруденения, можно отметить следующие благоприятные моменты:

1 - строение разрезов супракустальных пород, включающих базиты и коматиты, которые играют роль физико-механических и геохимических барьеров, а при залегании в верхах разрезов, экранов для метаморфогенных и/или магматогенных флюидов;

2 - наличие сульфидсодержащих осадков;

3 - полидеформационная история структур, включающая поздние вязко-сдвиговые деформации с формированием shear-зон. Особый интерес представляют субсогласные постгранитные shear-зоны на Винче и на Моше и деформации этого типа, наложенные на габродиоритовые дайки Ирингоры, с которыми связаны аномалии платиноидов;

4 - наличие тел "внутренних" син-постколлиззионных гранитоидов с турмалином и штоков дацитов с турмалиновыми ореолами;

5 - признаки низкотемпературных гидротермально-метасоматических процессов и поздних гнездовых, жильных и импрегнационных процессов окварцевания и карбонатизации;

6 - наличие сложных мультиэлементных ассоциаций, включающих As, Sb, Au, Ag, Bi, Mo, B, Cr, Pd, Pb, Cu, Zn, Ni, Co, свидетельствующих о комплексном источнике рудного вещества, одним из компонентов которого являлись вмещающие мафит-ультрамафиты.

Общими для всех структур неблагоприятными для Au-оруденения признаками являются: малая мощность в разрезах структур перидотитовых коматитов и сульфидсодержащих осадков, высокобарный тип метаморфизма и незначительный размах низкотемпературных изменений. Но учитывая, что подобная ситуация известна в позднеархейских поясах, включающих крупнейшие Au-месторождения - Хемло в Онгарию, Колар в Индии, ряд месторождений в Китае, автор избегает делать категорический негативный вывод о перспективах позднеархейских Северо-Карельских структур на Au. Более того, если возраста наиболее поздних супракрустов и прорывающих их гранитоидов будут отвечать завершающим архейскую историю региона событиям, перспективы его на Au заметно возрастут.

Костомукшский пояс: строение, стадийность архейской эволюции, золотоносность

Аналогичная стадийность в эволюции архея установлена в Западной Карелии. Реконструкция последовательности геологических процессов, представленных в виде структурно-возрастных шкал разного масштаба, и их последующая корреляция позволили разработать динамо-кинематические схемы для обеих стадий орогенеза и наметить систему локальных и региональных факторов контроля Au-оруденения в Костомукше.

В этом районе выделено несколько структурно-вещественных комплексов:

- так называемый "вокнаволоцкий" комплекс высокометаморфизованных до гранулитовой фации гнейсов и амфиболитов, мигматизированный и прованный телами гранитоидов;

- лопийский комплекс супракрустальных пород - вулканитов и осадков;

- комплекс мигматитов с субстратом лопийских супракрустов;

- комплекс гранитов и мигматитов без включений гимольских пород;

- интрузивные породы разного возраста и состава, более молодые, чем зеленые породы.

В лопийском супракомплексе выделяется несколько СТА (≈свит), наиболее сложные соотношения между которыми установлены в Костомукшской структуре, о чем свидетельствует многообразие вариантов ее строения (Геология и металлогения..., 1981; Кожевников, 1979; Лазарев, 1971; Лобач-Жученко

и др., в печати; Опорные..., 1992; Чернов и др., 1970; Puchtel e.a., 1997).

Согласно официальной стратиграфической схеме (Опорные..., 1992), последовательно нарастаемый с запада на восток разрез Костомукши представлен:

А - нижней нокозерской толщей терригенных осадков, мощность > 1000 м;

Б - контоккекой серией, в которой выделены следующие свиты:

1 - низмиярвинская (толеитовые подушечные базальты + BIF + коматиты + кислые туфы) мощностью до 1300 м;

2 - шурловаарская (риодациты+BIF+углеродистые сланцы+базальты+коматиты+полимиктовые конгломераты+ритмично-слоистые турбидиты) мощностью до 800 м;

3 - рувинваарская (толеитовые базальты + коматиты + BIF + углеродсодержащие сланцы) мощностью до 1100 м. В кровле рувинваарской свиты имеются признаки коры химического выветривания на базальтах мощностью до 12 м;

В - гимольской серией осадочных пород, сложенной свитами:

1 - суккозерской (полимиктовые конгломераты+мафические граувакки) мощностью до 80 м;

2 - костомукшской нижней (железистые кварциты+углеродсодержащие сланцы+слодисто-полевошпат-кварцевые сланцы) мощностью до 420 м; верхней (слодисто-полевошпат-кварцевые с гранатом и ставролитом сланцы+железистые кварциты+углеродсодержащие сланцы) мощностью до 720 м;

3 - сурлампиской (слодисто-полевошпат-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом+магнетитсодержащие кварциты) мощностью до 1300 м.

Традиционно породы контоккекой серии описывались как "западная полоса", строение которой и ее соотношения с гимольской серией месторождения трактовались и трактуются по-разному, заметно отличаясь от вышеописанной схемы В.Я.Горьковца и М.Б.Раевской.

Альтернативная точка зрения основана на представлениях о более сложном строении Костомукшской структуры, в которой основные вулканиты "западной полосы" рассматривались как сумийский комплекс, несогласно перекрывающий породы гимольской серии (Чернов, Стенарь, 1961; Кратц, 1963; Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971). Проведенный автором сравнительный анализ геологического строения и структурно-метаморфической эволюции разных, контрастных по строению разрезов, стилю деформаций, метаморфизму, интенсивности воздействия гранитов частей пояса привел автора к выводу о том, что комплекс основных вулканитов и коматитов "западной полосы" с несогласием перекрывает осадки и вулканиты дацитового состава шурловаарской свиты. При этом последние рассматривались как возрастной эквивалент гимольской серии. С архейской историей Костомукшского пояса связывалось и формирование комплекса основных-ультраосновных вулканитов "западной полосы". В пределах района были выделены два принципиально различающихся структурных плана - линейный для мафического комплекса

“западной полосы” и нелинейный для большинства площадей развития гимольской серии (Кожевников, 1979). Позднее это было интерпретировано как результат тектонического совмещения доменов с разными исходными геотектоническими обстановками формирования супракомплексов, и Костомукшский пояс рассматривался как “совмещенный морфотип лопийских структур” (Кожевников, 1988, 1992).

Геохимическое и изотопно-хронологическое изучение базальтов, коматитов, дацитов и гранитоидов, выполненное в течение нескольких последних лет сотрудниками ИГЕМ’а, ГИН’а и ГЕОХИ (Е.В.Бибикова, А.В.Самсонов, И.С.Пухтель, Д.З.Журавлев, А.А.Щипанский), подтвердило сделанные ранее определения (Лобач-Жученко, 1986, Сергеев, 1990) позднearchейского возраста структуры и молодого возраст (2720 ± 15 млн лет) массива гранитоидов, прорывающих вулканисты “западной полосы” (Самсонов и др., 1995), сопоставимого с возрастом окружающих структуру гранитоидов (Бибикова и др., 1977). Геохимия базальтов и коматитов Костомукши, имеющих Sm-Nd – возраст 2843 ± 39 млн лет, отвечает обстановкам типа океанических мафических плато, что позволило предложить механизм обдукции океанической коры на континентальную окраину в аккреционно-террейновой модели формирования пояса (Puchtel e.a., 1997, 1998). В этой модели контоккский террейн (низмиарвинская и руинваарская свиты) рассматривается как аллохтон, надвинутый на гимольский террейн (месторождение). Параллельно происходил кислый вулканизм, продукты которого отлагались на обдуктированном мафическом плато в виде шурловаарской свиты.

В последнем варианте разреза Костомукши, основанном на изотопно-возрастном и геохимическом его изучении (Лобач-Жученко и др., в печати), обе мафические свиты рассматриваются как разновозрастные, без значительного перерыва перекрытые кислыми породами шурловаарской свиты. Последняя несогласно с базальными конгломератами в основании была перекрыта осадками гимольской серии. Общая обстановка формирования структуры по этой схеме рассматривается как интракратонный рифтинг.

Авторская модель строения и развития пояса базируется на детальном изучении структуры и ее обрамления и синтезе данных других исследователей, в том числе новейших, по геологии, геофизике, литологии, геохимии, изотопному датированию. Ее геологическая история представляется в виде нескольких последовательных стадий (рис.2).

На ранней стадии А существовала асимметричная система “океан-континент”. Под действием мантийного плюма на рубеже 2843 ± 39 млн лет произошло формирование океанического плато с излияниями в аквальной обстановке толентовых базальтов и коматитов, согласно данным по Nd- и Rb-изотопии и Th-Nb-La-системам, обладающих характеристиками неконтаминированных кислой корой пород (Puchtel e.a., 1997, 1998). Об удаленности этого плато от источника кислых пород свидетельствует отсутствие между горизонтами мафитов терригенных пород (Горьковец, Раевская, 1975; Кожевников,

1979). Континентальная поверхность была подвержена не очень глубокому химическому выветриванию, о чем свидетельствует обилие полевошатового материала в поздние отложенных турбидитовых толщах терригенных пород гимольской серии (Геология и металлогения..., 1981; Опорные..., 1992; Милькевич, Мыскова, 1998).

Следующая стадия Б, знаменует переход к обстановке активной континентальной окраины. Субдукция океанических пород вызывает образование серии кислых вулканов и межвулканических депрессий, выполненных терригенными осадками, залегающими под подрудными амфиболовыми сланцами, установленными в широтной ветви месторождения (Лазарев, 1971; Робонен, Коросов, 1966; Чернов, 1964) и в других частях структуры (Кожевников, 1979; Геология и металлогения..., 1981), позднее описанных как люкозерская толща (Опорные..., 1992). Отложения наиболее глубокой депрессии этого возраста, представленные терригенными, вулкано-терригенными, хемогенными (ВГ) осадками и маломощными горизонтами основных сланцев, а также отделяющие эту депрессию от океана кислые породы периферической вулканической дуги представляли образования будущей шурловаарской свиты. Возраст кислых вулканистов шурловаарской свиты оценивается в 2801 ± 7 млн лет (Сергеев и др., 1990) и 2795 ± 29 млн лет (Samsonov e.a., 1995). В последней работе на основании геохимических и изотопно-геохимических данных обосновывается континентально-коровый источник кислых вулканистов.

На стадии В произошли радикальные события в истории пояса, во многом определившие все его последующее развитие, в том числе и образование Костомукшского месторождения - отделение верхней части мафического плато от остальной части океанической коры и ее обдукция на периферическую вулканическую дугу. Такой сценарий развития событий объясняет целый ряд геологических фактов:

1 - налегание мафической ассоциации на шурловаарскую свиту (Кожевников, 1979);

2 - наличие коры выветривания на мафитах и горизонта мафических граувакк, перекрытых полимиктовыми конгломератами с обломками основных пород (Лазарев, 1971; Горьковец, Раевская, 1986);

3 - обилие в полимиктовых конгломератах в основании разреза гимольской серии обломков кислых вулканистов и редкие гальки плагиогранитов (Горьковец, Раевская, 1986), с возрастом 3.01 млрд лет (Puchtel e.a., 1998), поступавших из разрушающейся сопредельной вулканической дуги и из слабоэродированного ее основания;

4 - обилие железа, источником которого могли быть основные вулканисты (Горьковец, 1993), поступление которого в бассейн при такой модели, по мнению автора, облегчалось выветриванием базальтов верхней части мафического плато, находившихся на уровне функционирования гидротермальных ячеек (Puchtel e.a., 1998), т.е. прошедших предварительную “гидротермальную подготовку”.

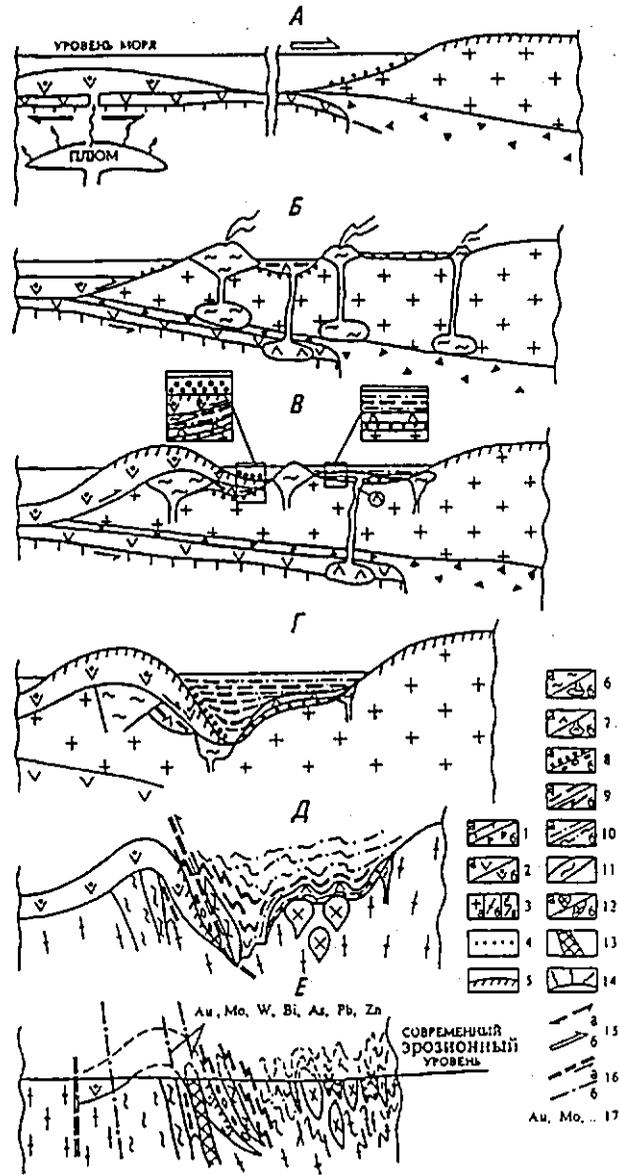


Рис. 2. Геодинамическая модель Костомукшского зеленокаменного пояса.

Параллельно в окраинных бассейнах происходило прогибание, слабоимпульсный основной вулканизм, с которым связаны маломощные горизонты основных сланцев, залегающие на терригенных породах. Затем произошло отложение хемогенно (BIF)-терригенных осадков, и весь разрез представлял редуцированный аналог разреза гимольской серии арельного типа.

На стадии Г происходило интенсивное прогибание окраинного бассейна и продолжающаяся обдукция мафического плато. Оно стимулировалось также синхронным отложением высокоплотных железисто-кремнистых осадков в узком бассейне типа трога, за пределами которого на мелководном шельфе отлагался редуцированный разрез гимольской серии, сложенной терригенными породами с маломощными горизонтами BIF-пород Каркас в породах гимольской серии песчаной размерности представлен детритовыми плагиоклазом и кварцем – продуктами разрушения полнокристаллических пород, при полном отсутствии лититовых обломков кислых вулкаников (Опорные..., 1992; Горьковец, 1993; Милькевич, Мыскова, 1998).

Отложением верхов гимольской серии завершилась аккреционная стадия, во время которой был сформирован разрез пояса, включающий крупнейшее на Северо-Западе России месторождение железных руд. В этой модели вырисовалась динамичная система, в которой движение железа осуществлялось по схеме: Fe в силикатных фазах базальтов (горизонты BIF) → Fe в продуктах гидротермальной переработки базальтов → Fe в продуктах аэриального выветривания → Fe в морской воде в ограниченном бассейне → Fe в железисто-кремнистом осадочном геле. Представляется, что именно наличие нисходящей ветви в этой системе, связанной с погружением мафического аллохтона, обеспечило в экзогенных условиях высокую концентрацию и огромные объемы железа. Максимальная длительность функционирования этой системы определяется интерва-

1 - литосфера океаническая (а), континентальная (б); 2 - океаническая кора (а), мафическое плато (б); 3 - континентальная кора-комплекс ТТГ (а), гнейсифицированный (б), интенсивно мигматизированный и деформированный (в); 4 - ранние осадки - продукты разрушения ранних ТТГ; 5 - коры выветривания; 6 - кислые вулканики (а), очаги плавления (б); 7 - горизонты базальтов (а), очаги плавления (б); 8 - полимиктовые конгломераты (а), интенсивно деформированные (б); 9 - породы BIF (а), интенсивно деформированные (б); 10 - слюдинокварц-полевошпатовые сланцы (а), интенсивно деформированные (б); 11 - плагиопорфиры; 12 - гранитоидные купола (а), интенсивно деформированные (б); 13 - "внутренние гранитоиды"; 14 - тепловой и флюидный поток над мантийным плюмом; 15 - расходящиеся движения океанических пород над плюмом (а), движения при субдукции (б); 16 - листрические надвиги (а), продольные shear-зоны (б); 17 - ореолы вокруг массивов "внутренних гранитоидов".

лом 2843 ± 39 млн лет - время (?) внедрения силлов плагиопорфиров. Собственно же железнакопление занимает, по-видимому, очень короткий интервал времени, начало которого связано с кислым вулканизмом (2801 ± 7 млн лет), а полное завершение определяется отложением последних горизонтов ВГФ в сурлампитинской свите.

Со стадии Д начался коллизионный этап развития пояса. При интенсивном сжатии развивалась продольная складчатость с пологими шарнирами в пределах "западной полосы", а также происходили: внедрение синкinemатических тел плагиопорфиров на месторождении (Лазарев, 1971) и в "западной полосе"; зональный метаморфизм, мигматизация, подъем гранитных куполов и формировался нелинейный тип складчатости за пределами "западной полосы". На месторождении были образованы ранняя система складок, главная складка с крутой В-линейностью, погружающаяся в направлении СВ $70^\circ \angle 70^\circ$ (Лазарев, 1971), и система крутых надвигов (Робонен, Коросов, 1966). Все эти события объединены в рамках этапа деформаций Д1.

На завершающей стадии Е, в которую объединены кульминация ребольской коллизионной орогени и поздние-посторогенные процессы, связанные с этапами деформаций Д2-Д5, были сформированы последовательности структурных парагенезов, обусловленные продольным субмеридиональным сжатием. В это время внедрились массивы "внутренних гранитоидов", приуроченные к внутреннему антиформному перегибу "западной полосы" с синхронным развитием сдвиго-надвиговых (shear) зон и полифациальных и полихронных метасоматитов. "Внутренние гранитоиды" контролировали Au-металльное оруденение (Ушков, 1989; Фурман, Пшеничная, 1995; Фурман и др., 1999).

Золоторудные проявления нескольких типов в трех рудных полях: Восточном, Центральном и Западном, были обнаружены и разведаны В.В.Ушковым (ККГРЭ) и геологами Каменноборской ГРП (В.Н.Фурман, О.В.Пшеничная и др.). В результате изучения золотоносности гранитоидного штока Центральный и его обрамления (Дружинин и др., 1991; Фурман, Пшеничная, 1993, 1995; Фурман и др., 1999) были сформированы представления о механизме Au-оруденения, базирующиеся на следующих фактах: 1) отмечается связь наиболее богатого оруденения с кварцевым штокверком в апикальной части штока; 2) установлены стратиформные концентрации Au в ВГФ и породах черносланцевой формации и повышенный фон в metabазальтах обрамления; 3) наблюдаются обильные включения вмещающих основных и ультраосновных вулкаников во "внутренних" гранитоидах; 4) геохимическая специфика гранитоидов заключается в несвойственных им высоких содержаниях мафических элементов - Co, Ni, Cr; 5) обнаруживаются неспичичные положительные корреляционные связи Au с элементами мафических пород - Co и Ni; 6) установлен примитивный "архейский" изотопный состав серы в сульфидах из рудных жил; 7) зафиксирована близость изотопного состава Pb из Au-носных жил и вмещающих пород, резко отличного от изотопии Pb в неизмененных гранитоидах; 8) отмечается существенно хрупкий характер деформаций

штока на фоне позднеавтогидротермального его изменения, обусловивших формирование наиболее богатых Au-кварцевых жил выполения.

Считается, что в Au-оруденение в штоке Центральном связано с постмагматическими и/или метаморфическими гидротермальными растворами. В качестве источника Au выступали вмещающие породы, обрамлявшие и экранировавшие гранитоиды, что обеспечивало циркуляцию постмагматических растворов с ассимилированными из вмещающих пород элементами.

Структурный анализ в пределах рудного поля показал, что кварцевые жилы контролировались зонами расщепления и частично дробления. Наиболее богатые субмеридиональные кварцевые жилы связаны с трещинами, оперяющими зоны расщепления СВ направления, что свидетельствует о тектонических движениях, продолжавшихся и после внедрения штоков вдоль наложенного антиклинального перегиба. Этот перегиб является структурой масштаба пояса, и с ней связаны сдвиговые зоны, цепочка массивов "внутренних гранитоидов", раздвоенное типа "ласточкина хвоста" южное окончание структуры, противоположное погружение В-осей складчатости в низмиарвинской и рувивварской свитах, выполняющих наложенные синформы, интенсивные метасоматические (K- и Fe-Ca-Mg-метасоматиты) и эпигенетические Au-рудные процессы.

В Костомукше и Хатту ТГГ-ассоциации являются несомненным рудоконтролирующим фактором независимо от того, рассматриваются ли они как элемент очень форсированного корового развития и как среда, благоприятная по физико-механическим свойствам для фокусирования при сдвиговых деформациях рудоносного флюида (Nurmi, 1993), вовлекавшего в рудный процесс ранние сингенетические Pb-Zn-руды, связанные с кисло-средним вулканизмом (Vaasjoki e.a., 1993), или, как в Костомукше, связь "внутренних" гранитоидов с кисло-средним вулканизмом отсутствует.

Связь процессов в Костомукшском поясе с архейской историей региона и региональные факторы контроля Au-оруденения установлены при синтезе материалов сначала по геологии и геофизике по российской территории оз.Куйто-оз.Каменное-оз.Нюк, а затем с привлечением данных финских геологов по Восточной Финляндии, включающей пояс Кухо (Luukkonen, 1992) (рис. 3).

Синтез данных по структурно-кинематической эволюции обрамляющей Костомукшу территории и ее Au-носности свидетельствует, что:

1 - связанные с разными этапами деформаций структуры максимально проявляются в разных частях территории: Д2 - на северо-западе и западе; Д3 - на юге; Д4 - на востоке и Д5 - на юге и юго-востоке;

2 - снижение ТР-условий синдеформационного метаморфизма сопровождается формированием все более дискретных и лицеаризованных структур;

3 - доминирует левосторонний знак движений, и вся территория представляла единому крупному мегаротационную структуру с центром где-то между Костомукшским месторождением и оз.Кенто. Это могло определять элементы концентрического строения, устанавливаемые в этом районе и в Костомукшском месторождении;

4 - сохраняющийся на протяжении этапов Д2-Д4 левосторонний знак движений свидетельствует о недискретном и, по-видимому, быстром развитии сдвиговых деформаций и сопряженных с ними эндогенных процессов;

5 - Au-рудный процесс связан с позднекульминационной стадией коровой активности, завершающей архейское развитие района, и близок по времени с

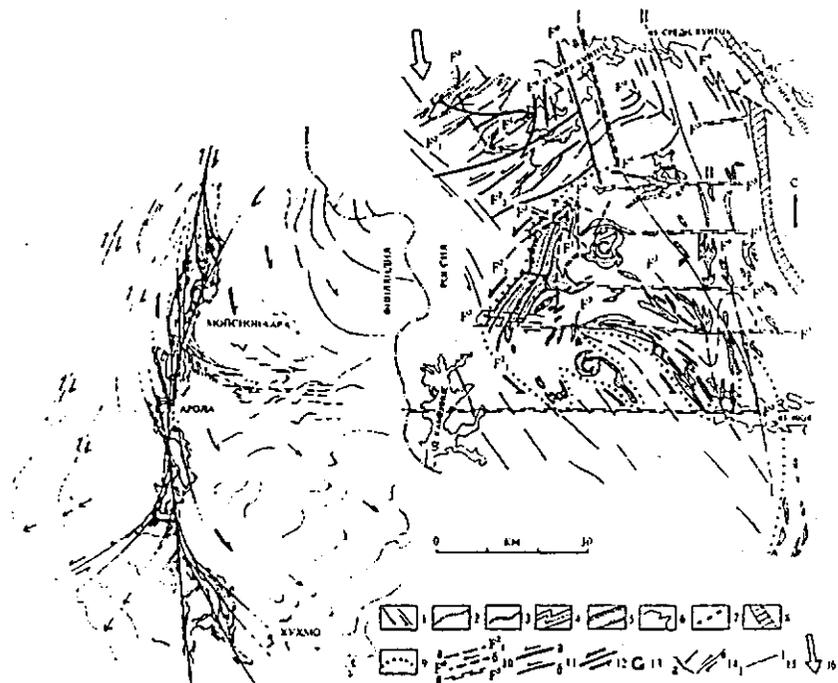


Рис.3. Структурно-кинематическая схема архея в районе Куммо-оз.Куйтово-оз.Нюк. 1- гнейсовидность в гранитоидном комплексе и направление сдвиговых деформаций F^3 ; 2-3 - залегание S^{011} и мигматитовой полосчатости в гранулитовом (2) и в мигматитовом комплексе (3); 4-5 - породы гимольской серии (4) и "западной полосы" (5); 6 - литологические границы в поясе Куммо; 7 - штоки "внутренних гранитоидов"; 8 - атулайские породы; 9 - граница распространения лопийских пород; 10 - осевые поверхности складок n-ой генерации (а); зоны разломов, связанные с Д3 и Д4 (б); 11 - смещения в вокнаволоцком комплексе (а); смещения по правосторонним shear-зонам в Куммо (б); 12 - смещение по shear-зоне в "западной полосе"; 13 - вращение мегакристаллических структур; 14 - след и направление надвигов (а), shear-зоны в гранитоидах (б); 15 - восточная граница левосторонних движений этапов Д2-Д4 в вокнаволоцком и костомукшском комплексах (I-I); граница доменов с право- и левосторонними движениями этапа Д4 в мигматитовом комплексе (II-II); 16 - региональное сжатие на позднеархейской коллизионной стадии.

главными сдвиговыми зонами этапа Д2 и с метаморфизмом гранулитовой фации в "вокнаволоцком" комплексе, выступавшем в качестве источника флюидов (Металлогеническая..., 1993).

Гранулитизация нижней коры рассматривается как возможный механизм генерации флюидов в одной из моделей Au-рудогенеза в кратоне Сьюпириор (Percival, Card, 1985). На возможную связь гранулитового метаморфизма в Вокнаволоцком блоке и Au-рудных процессов в Костомукшской структуре указывают:

1 - единые деформации и структурный план, контролировавшие гранулитовый метаморфизм и Au-рудные процессы;

2 - более молодой возраст эндербитов (2680 ± 50 млн лет) по сравнению с комплексом ТТГ в штоке Центральном (2720 ± 15 млн лет), что могло обеспечить длительность функционирования гидротермальных систем;

3 - резкая близость обеих территорий, разделенных расстоянием $n-10$ км по сравнению с восточной частью кратона Сьюпириор, где расстояние между гранулитами и Au-рудными районами на порядок больше;

При корреляции описанной российской территории с сопредельной территорией В.Финляндии, включающей пояс Куммо (рис. 3), были использованы схема и структурно-возрастная шкала, на основе которой Э.Луукконен (1992) выстроил последовательность архейских процессов на севере Куммо, включающую 6 этапов деформаций.

Главный орогенетический этап Д2 Костомукши и ее обрамления полностью коррелируется с последовательностью эндогенных процессов этапа Д3 в Куммо. В кинематике обеих территорий общим является то, что на севере сдвиговые деформации осуществлялись вдоль поверхностей ССВ-направления, а на юге - вдоль СЗ-направления. В полосе шириной 80-120 км оперировали преобладающие левосторонние сдвиги. По мере приближения к осевой части этой полосы большее значение приобретают надвиги вдоль поверхностей, имеющих форму лопастей, обращенных выпуклой фронтальной стороной на юг. Такая кинематическая картина могла быть обеспечена сжатием с севера со стороны Вокнаволоцкого блока, который, сам участвуя в региональных сдвиговых деформациях, испытал складчатость с осевыми поверхностями, нормальными к направлению регионального сжатия. На описываемой территории Вокнаволоцкий блок играл роль своеобразного "пресса", движение которого с севера обеспечивало мобильность корового материала в полосе шириной около 30 км, в которую попала Костомукшская структура. Именно поэтому ее структурная эволюция в значительной мере синхронна и идентична с последовательностью процессов в "вокнаволоцком комплексе". Самые поздние сквозные субширотные структуры F^3 прослеживаются как поздние структуры на финской территории. Но там они, пересекая след надвигов, связанных с поздними фазами этапа Д3 Э.Луукконена, затухают и не пересекают пояс Куммо. Они как-бы переходят в дугообразные структуры надвиговых лопастей. В данном случае имеет место разная морфология и геометрия структур, имеющих разное вещественное на-

полнение. Разные структурно-вещественные парагенезисы формировались субсинхронно на едином эрозионном срезе, но при разных тепловых потоках. Подобная термальная аномалия могла определяться меридиональной структурой, контролирующей появление гранулитовых ассоциаций в Тулосском и Вокнаволоцком блоках. В этом случае продолжительность возрастного интервала, описываемого этапами Д2-Д5 в восточной и Д3-Д6 - в западной части территории, была относительно короткой (около 75 млн лет) и определялась возрастом внедрения первых фаз ТТГ в Кухмо (2739±8 млн лет) и возрастом гранулитового метаморфизма в Вокнаволоцком (2680±50 млн лет) и Тулосском (2.65 млрд лет) блоках.

Таким образом, геологические процессы, связанные с коллизионной стадией развития архея в районе Кухмо-Костомукша, коррелируются достаточно надежно. В свою очередь, намечается корреляция между поясом Кухмо и расположенным в 250 км южнее поясом Иломантси (Sorjonen-Ward e.a., 1997), несмотря на явное различие в их ранней истории. Так, в поясе Хатту - восточной части пояса Иломантси, в разрезе преобладают кисло-средние вулканиты и пирокластические осадки при резко подчиненном объеме базальтов и коматитов. Формирование пояса происходило при очень быстром (2757±4 - 2725±6 млн лет) коровом развитии в обстановке коллизии вулканической дуги с древним (3.2-2.8 млрд лет) кратоном. Стиль и последовательность деформаций в поясах Хатту и Кухмо близки. В Хатту Аш-оруденение локализуется в домене с левосторонними сдвигами. Аккреционная стадия развития этих поясов завершилась до рубежа 2.74 млрд лет (Sorjonen-Ward e.a., 1997, p.678), что соответствует представлениям о стабильности в развитии Костомукшского зеленокаменного пояса, сформулированным выше.

Архейские зеленокаменные пояса и молодые орогенезы

Все пояса объединяет то, что они представляют трехкомпонентную систему, в которой присутствует триада "мафический аллохтон - вулканическая дуга - активная континентальная окраина", при "схлопывании" которой происходило латеральное наращивание континентальной коры.

Сравнительный анализ архейских поясов Карельского кратона с более молодыми орогенетическими поясами и доменами на севере Западно-Африканского кратона, на обоих побережьях Сев.Америки и в Центр.Америке показал, что в зеленокаменных поясах в качестве признаков-аналогов молодых орогенетических зон и происходивших в них процессов, выступают:

1 - обдукция мафических аллохтонов, сопровождаемая их разрушением и "наползанием" на собственные продукты разрушения (Хаутаваара);

2 - связанное с обдукцией прогибание маломощной континентальной окраины, углубление бассейна и синорогенное накопление шельфовых отложений при разрушении би-(три-) модального источника (аллохтон + гранитоиды + кисло-средние вулканиты), (Хизоваара, Костомукша, Хаутаваара);

3 - наличие островодужных вулканитов на обдукцированных офиолитондных аллохтонах (Хизоваара, Хаутаваара);

4 - расщепление мафического домена с параллельным развитием субдукционных и обдукционных процессов, т.е. проявление обдукции не только в связи с пассивной, но и с активной континентальной окраиной (Хизоваара, Костомукша);

5 - эволюция геохимических параметров вулканитов от "океанических" (супрасубдукционных) до сугубо "континентальных" по мере "захлопывания" орогена (Хизоваара);

6 - продолжительность орогенетических процессов и общей изотопно-датированной истории поясов порядка 150-300 млн лет;

7 - стратотектонический характер разрезов поясов, в которых при синформном, в целом, строении структур наблюдается их асимметрия (Костомукша, Хизоваара) и нарушенная изотопно-датированная возрастная последовательность (Костомукша);

8 - размеры отдельных поясов (структур) порядка (n-км - n-10 км) × (n-10 - n-100 км) и мощности отдельных СТА'й, измеряемые величинами n-10 - n-100 м, редко n-км.

Среди известных на сегодняшний день типов взаимодействия в конвергентных обстановках в пограничных "океан-континент" системах особый интерес представляет, так называемая "неглубокая субдукция" (Kolarky e.a., 1995). В архее, когда мощность литы была, по-видимому, меньше, чем в более поздние геологические эпохи, такой механизм мог играть значительную роль. Анализ территории Карельского кратона и его архейской истории с позиции представлений о "неглубокой субдукции" сможет оказаться очень конструктивным. Это позволит снять одну из острейших проблем архейской геодинамики - проблему дефицита пространства, которая возникает в модели латерального наращивания архейской коры в западном и северном направлениях вокруг древнего Водлозерского палеоконтинента. Решение проблемы дефицита пространства может быть связано с привлечением модели трансформных соотношений в кинематике зеленокаменных поясов. С этих позиций смогут найти объяснение:

1 - ортогональная внешняя конфигурация и/или ортогональные структурные планы во многих поясах (Костомукша, Семчь-Койкары, Кухмо-Суомуссалми, Кухмо-Типастьярви, Иломантси-Коверо), в которых проявлены трансформные соотношения между океаническими, островодужными и окраинно-континентальными доменами;

2 - лучшая сохранность и более полное строение разрезов широтных частей поясов и широтных структур по сравнению с меридиональными;

3 - динамо-кинематическая архейская история Западной Карелии, обусловленная функционированием "Вокнаволоцкого пресса", обладающего автономными структурами, ортогональными с основным структурным планом Западной Карелии и Восточной Финляндии;

4 - отличие геохимии вулканитов в гранулитах высокометаморфизован-

ных блоков, в частности Тулосского, от пород позднерархейских зеленокаменных поясов;

5 - низко-умереннобарный тип метаморфизма в высокометаморфизованных Вокнаволоцком и Тулосском блоках.

Факторы контроля Au-металльного оруденения в архейских поясах: сравнительный анализ Карельского и Сьюпириор кратонов

Сравнительный анализ архея Карельского кратона с другими кратонами древних щитов и зеленокаменных поясов показал значительное большее его сходство с поясами Лавразии по сравнению с поясами Гондваны. При этом эффективным для общей оценки перспектив зеленокаменных поясов Карелии на золото является сравнительный анализ с поясами кратона Сьюпириор как наиболее близкого по ряду параметров региона, обладающего высоким Au-рудным потенциалом, изучение которого имеет давнюю историю и проводилось с использованием самых современных методов. Естественно, распространение этого опыта на Карельский кратон - регион, в котором планомерное изучение золотоносности архея едва насчитывает полтора десятка лет, имеет и фундаментальное и сугубо прагматичное значение.

Известные обобщения по золотоносности поясов (Рундквист, 1997; Сафонов, 1997; Щеглов, 1994; Card e.a., 1989; Groves, Barley, 1994; Herrington e.a., 1997; Robert e.a., 1997 и мн.др.) свидетельствуют о том, что месторождение Au следует рассматривать как результат функционирования сложных многокомпонентных длительно развивавшихся рудно-геологических систем. Наиболее универсальными факторами контроля выступают следующие полихронные геологические процессы: вулканизм и седиментогенез, гранитоидный и щелочной магматизм, метаморфизм и деформации.

Роль вулканизма отчетливо вырисовывается из тесной приуроченности месторождений золота к гранит-зеленокаменным (вулкано-плутоническим) субпровинциям и поясам кратона Сьюпириор. Плутонические, осадочные или гранулитовые орто- и парагенейсовы области - стерильны в отношении Au-оруденения. Для ряда обстановок вулканизма характерны сингенетические месторождения, связанные с горизонтами BIF обычно сульфидной и карбонатной фаций, чертов, сульфидистых аргиллитов, залегающих среди мощных толщ подушечных базальтов и коматитов. Другая группа связана с гидротермально измененными, продуктами кислого вулканизма и ассоциирующими с ними разнообразными осадками - алевролитами, аргиллитами, конгломератами, граувакками, углеродистыми сланцами. Еще один тип сингенетических месторождений связан с вулканогенными массивными сульфидными рудами (VMS). Обычно это Cu-Zn(\pm Pb) месторождения, отдельные из которых обладают достаточно высокими запасами Au и Ag рассматриваются как Au-рудные.

Известково-щелочной и щелочной плутонизм проявлен практически на всех месторождениях, за исключением незначительной части сингенетических,

связанных с BIF и с VMS-рудами. В качестве рудовмещающих, рудоконтролирующих, а по некоторым моделям и рудогенерирующих выступают мелкие тела "внутренних гранитоидов". Расстояния 0-3,5 км являются оптимальными для реализации теплового, механического и флюидного влияния таких интрузий при формировании эпигенетических руд (Кожевников и др., 1998). Данные о распределении Au-рудных месторождений и крупных рудопроявлений и массивов "внутренних гранитоидов" в Хаутавааре, Костомукше, и в поясе Хатту в Восточной Финляндии вполне подтверждают сформулированную закономерность.

Структурный контроль Au-оруденения является обязательным элементом рудоконтролирующих систем во всех масштабах. В региональном масштабе отмечается приуроченность рудных районов и месторождений к крупным разломам, разделяющим отдельные субпровинции или крупные литотектонические единицы, слагающие их. При переходе к масштабу рудных районов и отдельных месторождений отмечается связь их не с главными, а с опережающими разломами 2-3-го порядков, обычно согласными с простиранием, по которым наблюдаются незначительные смещения в десятки-первые сотни метров. Большое значение для эпигенетического структурно-контролируемого рудообразования имеют додеформационные сингенетические руды, во-первых, играющие роль источника Au и S и, во-вторых, ответственные за структурную нестабильность в деформируемой толще вулканитов. С активизацией таких сингенетических рудных тел связаны зарождение внутри них ядер shear-зон и последующая миграция деформационных структур во вмещающие вулканиты. Важным механизмом, генерирующим зоны деформаций, является внедрение как "внешних", так и "внутренних" плутонов. Формирующиеся вокруг гранитоидных тел деформационные ореолы включают несколько систем shear-зон. Рудоконтролирующие структуры масштаба месторождений разнообразны и включают: пересечения разломов с благоприятными породами, многочисленные пересечения разломов, складки (особенно крылья и осевые поверхности), флексуры, зоны субпараллельные трендам линейности, интерферирующие складки и т.д.

Метаморфизм - один из важнейших факторов в формировании эпигенетических Au-месторождений. С ним связана генерация разрывов и флюидов при дегидратации пород, обусловленной переходом от зеленосланцевой к амфиболитовой фации, и/или при потере летучих при граулитизации пород амфиболитовой фации в более глубоких сечениях земной коры. Диапазон P-T-условий формирования руд широк - $T^{\circ}C=200-700^{\circ}C$, $P=1-6$ кбар, но большая часть Au-рудных месторождений связана с метаморфическими зонами зеленосланцевой - эпидот-амфиболитовой фации умеренных и низких давлений. Тем не менее, известны многочисленные примеры месторождений Au, в том числе крупных и крупнейших в Канаде (Хемло, Кэмпбелл-Диккинсон, Йеллоунайф), Индии (Колар), Бразилии (Морро Велью), в которых проявлен метаморфизм амфиболитовой фации, причем с признаками повышенных давлений. Более того, в последние годы появились многочисленные данные об обнаружении

месторождений Au в высокометаморфизованных до гранулитовой фации комплексах, а также об отложении Au на пике метаморфизма (Groves, Barley, 1994).

Окислительные изменения вмещающих пород, обусловленные метаморфизмом и/или постмагматическими флюидами, универсальны для разновозрастных архейских и протерозойских месторождений и определяются скорее типом подверженных изменений пород и условиями метаморфизма. Ассоциации с карбонатами, типичные для пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой (и ниже) фации, широко проявлены на многочисленных месторождениях Абитибии. Разнообразные силикатные изменения больше характерны для месторождений в зонах метаморфизма выше эпидот-амфиболитовой фации (Хемло в Вава, Мадсен и Диккинсон в Ред Лейке, Биг-Белл в Австралии, Колар в Индии, Морро Велью в Бразилии и др.).

Сравнительный анализ Карельского и Сьюпириор кратонов проведен по ряду признаков. В геологическом строении и развитии субпровинций Абитибии, Вава и Учи-Сачиго, включающих наиболее крупные Au-рудные районы - Тимминс, Киркленд Лейк, Вал д'Ор, Хемло и Ред Лейк наблюдаются значительные различия. Карельский кратон по размерам сопоставим с зеленокаменным поясом Абитибии и практически имеет одинаковые размеры с субпровинциями Учи-Сачиго -Беренс, объединяемыми в настоящее время канадскими геологами в единый супертеррейн. По проценту площади, занимаемой собственно зеленокаменными комплексами, что в значительной мере является функцией эрозивного среза, Карельский кратон явно не сопоставим с Абитибии - единственным крупнейшим в мире зеленокаменным поясом, и аналогичен остальным сравниваемым территориям. Для последних характерен региональный структурный рисунок с лицевой и сложной конфигурацией узких поясов. Существенным отличием Абитибии от остальных субпровинций Сьюпириор и Карельского кратона является то, что в нем нет признаков сиалического фундамента, и вулканические комплексы формировались в энзиматической обстановке. Весь интервал формирования пояса Абитибии оценивается в 80 млн лет (2750-2670 млн лет). В Карельском кратоне и субпровинциях Учи-Сачиго и Вава сиалический фундамент с возрастом 3.2-2.9 млрд лет установлен как по непосредственным определениям возраста гранитоидов, так и по возрасту детритовых цирконов из кварцевых аренигов наиболее ранних платформенных ассоциаций. Продолжительность дискретных вулканических процессов в Карельском кратоне и в Учи-Сачиго оценивается интервалом около 300 млн лет (3.02-2.72 млрд лет), а в Вава - около 90 млн лет (2.77-2.68 млрд лет).

Изотопно-возрастные данные по разным территориям обоих кратонов (рис.4) позволяют проследить временную динамику развития рудно-геологических систем. В провинции Сьюпириор можно выделить два различных сценария, по которым развивались Учи (Ред Лейк) и Абитибии. Вава (Хемло) занимает промежуточное положение в этом ряду.

В Ред Лейке представлены продукты очень длительного (суммарная про-

должительность только датированных интервалов вулканизма около 100 млн лет) пятиактного вулканизма, два интервала (2890-2865 млн лет и 2742-2699 млн лет) известково-щелочного плутонизма и связанные с ними метаморфизм, деформации и рудогенные процессы. Для Ред Лейка, в целом, характерно типичное как-бы экзогенное близповерхностное (вулканизм и осадконакопление) геологическое развитие с короткими импульсами ТТГ-плутонизма и редуциро-

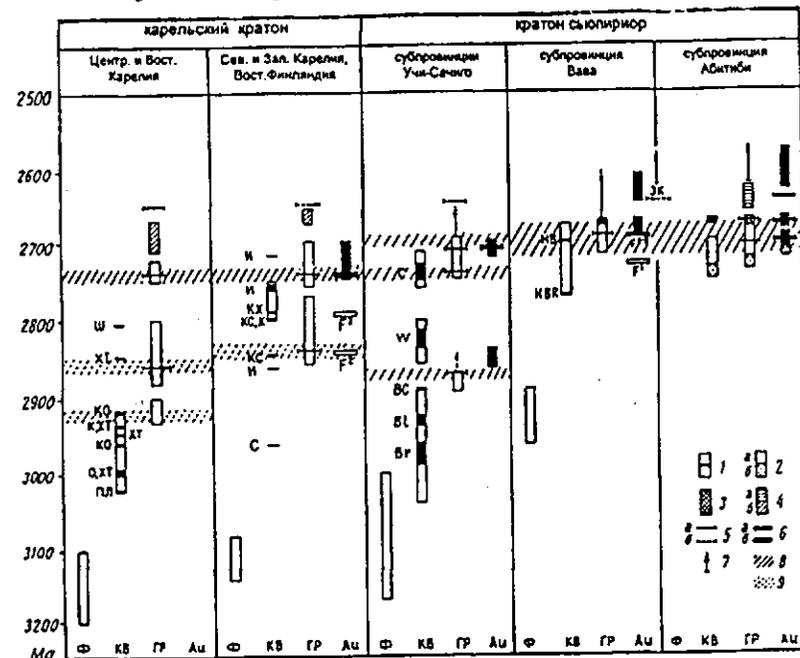


Рис. 4. U-Pb возраста архейских эндогенных событий в Карельском и Сьюпириор кратонах. Ф-фундамент, КВ - среднекислый вулканизм, ГР- гранитоиды и щелочные интрузивы, Ау - золотое оруденение; 1 - кислый вулканизм в Паламбинской (ПЛ), Остерской (О), Хаутаваарской (ХТ), Каменноозерской (КО), Койкарской (К), Шилосской (Ш), Костомукшской (КС), Хизоваарской (Х), Суомуссалми (С), Кухмо (КХ) и Иломанси (И) структурах, в ассоциациях Балмер (Вг), Болл (Вl), Брюс Ченнел (ВС), Вумен (W) и Конфедерейшн (С) в поясе Ред Лейк и в ассоциациях Хемло Блек Ривер (НВР) и Херон Бэй (НВ) в поясе Хемло-Шрейбер; 2 - вулканизм и плутонизм в Южном (а) и Северном (б) Абитибии; 3 -щелочной вулканизм и плутонизм; 4 - гранитоиды субщелочные (а) и S-типа (б); 5 - метаморфизм амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фации; 6 - гранулитовый метаморфизм в зоне Капускесинг; 7 - shear-зоны (а), складчатость (б); 8 - постмагматический и/или постметаморфический гидротермальный процесс; 9 - ребольская (2.74-2.68 млрд лет), кеоранская - (2.72-2.68 млрд лет), докеоранская (2.75-2.74 млрд лет), Ваннипигван - (2.87-2.85 млрд лет) орогении; 9 - доребольские (неполюдатированные: 2.93-2.91 млрд лет и 2.87-2.84 млрд лет) орогении.

важное постмагматическое и/или постметаморфическое гидротермальное остывание. В этом варианте продолжительность и интенсивность рудогенерирующих метаморфических процессов недостаточно высока, и очень большое значение приобретает ранний рудогенез, продукты которого выступают в качестве основного источника Au в наложенные процессы.

По другому сценарию шло развитие пояса Абитибиды, который обычно приводится как пример форсированного развития зеленокаменных поясов. Действительно, он сложен осадками и вулканитами, накопление которых продолжалось менее 50 млн лет в интервалах 2730-2698 млн лет и 2681-2670 млн лет, в то время как плутонизм продолжался с небольшими паузами в интервале 2722-2630 (2611?) млн лет. С учетом длительности "позднего гидротермального события", происходившего в интервале 2630-2580 млн лет, продолжительность эндогенных процессов увеличивается до 150 млн лет, и в этом интервале установлено не менее трех этапов эпигенетического рудообразования. Таким образом, Абитибиды долго развивался, так сказать, в "эндогенном режиме", что обеспечивало длительность взаимодействия "флюид-порода". Неоднократное благоприятное пересечение во времени и в пространстве главных факторов контроля (плутонизм, метаморфизм, деформации), обусловленные импульсным проявлением аккреционной, последующей коллизионной кеноранской орогении и завершающее гидротермальное остывание, возможно, связанное с остыванием гранулитовой зоны Капускесинг, определили очень высокую продуктивность Абитибиды на Au.

По возрасту всех датированных событий архей Карельского кратона несомненные черты сходства с археем субпровинции Учи и абсолютно не похож на субпровинцию Абитибиды. Единственный элемент их сходства может состоять в том, что продолжительность вулканизма в Центральной и Восточной Карелии была меньше, чем продолжительность плутонизма. По этому признаку данная территория может рассматриваться как развивавшаяся в "эндогенном режиме". Однако, по мере расширения объема и повышения точности изотопно-возрастных определений данная картина может существенно измениться.

Резюмируя, можно отметить, что каждый из факторов контроля Au-оруденения является лишь одним из необходимых, но не достаточных элементов сложной длительно функционирующей рудно-геологической системы. Все они вносят свой пай в создании предпосылок для возникновения рудных концентраций. При этом совмещение в пространстве, а некоторых факторов контроля и во времени является необходимым условием. Вулканизм как фактор контроля сингенетического оруденения может быть оторван во времени от остальных (синхронными являются литрические разломы и автогидротермальные изменения). В последующих процессах его продукты играют роль источника Au и рудовмещающей среды. При эпигенетическом рудообразовании решающую роль приобретает фокусирование в пространстве и во времени специфических деформаций, магматизма и условий метаморфизма, т.е. глубоко эндогенных процессов, которые могут развиваться по схемам Абитибиды и Ред

Лейка. Геологическое развитие архей Карельского кратона отвечает схеме развития Учи (Ред Лейка), что делает возможным обнаружение древней Au-рудной эпохи. Сближенное и сопряженное проявление геологических процессов: вулканизма, плутонизма, осадконакопления, деформаций, метаморфизма связаны с кульминациями активности мантии и нижней коры во время Ваннигван (2,86 млрд лет) и кеноранской (2,72-2,68 млрд лет) орогении аккреционного и коллизионного типов в кратоне Сьюпириор (Card et al., 1989), доробольских (2,93-2,9 млрд лет(?) и (2,87-2,84 млрд лет) и позднеробольской (2,74-2,68 млрд лет) орогений в Карельском кратоне. С позднепосторогенными эндогенными процессами, в том числе с гранулитовым метаморфизмом и/или магматизмом и метаморфизмом в глубоких сечениях земной коры синхронизируются генерация и миграция флюидов в верхние сечения коры, регрессивный метаморфизм и локализация магматогенно-метаморфогенного флюида в зонах вязкого сдвига и хрупких деформаций. С этой как-бы регрессивной ветвью орогениза связана эпигенетическое Au-оруденение.

Заключение

Комплексное изучение геологии, структур и геохимии ряда архейских зеленокаменных поясов Карельского кратона позволило рассматривать их как аналогов аккреционных орогенов. Преобладающе конвергентная обстановка их развития определила формирование коллажированных стратотектонических разрезов на ранней стадии латеральной аккреции и их последующую трансформацию в режиме компрессионной и сдвиговой тектоники на поздней коллизионной стадии. Наиболее адекватно развитие изученных поясов описывается моделью эволюции и последующего "захлопывания" системы типа "островная дуга - за-(пред)-островодужный бассейн - (±внутренняя дуга) - шельф - континент", разные сочетания компонентов которой представлены в отдельных поясах.

На ранней стадии формировались сингенетические концентрации Au, связанные с вулканизмом и осадконакоплением, которые выступали в качестве источника Au для позднего структурно-контролируемого оруденения, связанного с коллизионной стадией. "Внутренние гранитоиды" являются приоритетным фактором контроля и локальным признаком Au-оруденения в узких поясах Карельского кратона. Сравнительный анализ последнего с кратоном Сьюпириор также показал, что в карельских поясах ранней генерации могло сформироваться Au-оруденение типа Ред Лейка, связанное с доробольской орогенией. В молодых поясах Карелии роль региональных рудоконтролирующих факторов играли зоны левосторонних сдвигов, с которыми была синхронна гранулитизация в средних сечениях коры.

Предложенная модель не исчерпывает многообразия обстановок формирования конкретных поясов. Дальнейший прогресс в понимании архейской истории автор видит в углубленном изучении главных единиц архейской коры и в анализе их взаимодействия с учетом достижений геологии новейших геодинамических обстановок.

Основные публикации по теме диссертации

1. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., "Наука", 1982, 198 с.
2. Геология и геохимия архейских северо-карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992, 199 с.
3. Структурно-петрологическое изучение гранатизации. "Наука", Л., 1973, 124 с. (Соавтор Ю.И.Лазарев).
4. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1987, 118 с. (Соавторы: В.В.Щипцов, Н.И.Скорнякова).
5. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Часть I. С.-Пб., 1993, 197 с. (Соавторы: С.И.Рыбаков, А.С.Гришин и др.), с.20-31.
6. Ультраосновные породы "западной полосы" Костомукшского синклинория. //Магматические комплексы. Опер.-инф. материалы за 1976 г. Петрозаводск, 1977, с.27-32. (Соавторы: М.Г.Попов, В.Я.Горьковец).
7. Микроструктуры кислых пород из метаморфических комплексов докембрия Западной Карелии. //Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск, 1978, с.87-117.
8. Структурная эволюция метаморфических комплексов в докембрии Костомукшского железорудного района. //Автореферат дисс.канд.геол.-минер.наук, Петрозаводск, 1979, 25 с.
9. Некоторые черты гранулитового метаморфизма архейских образований района оз.Тулос. //Опер.-инф.матер. "Геология и полезные ископаемые Карелии", 1981, с.7-10. (Соавтор Е.Ф.Белоусов).
10. Метасоматическая зональность в ультрабазитах Тулосского блока. //Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984, с.89-98.
11. Минералогическое исследование цирконов из древнейших пород Западной Карелии. //Записки ВМО, 1985, 4, 114, вып.5, с.585-590. (Соавторы: А.П.Чухонин, И.К.Шулешко).
12. Архейские образования района Ирнозера. //Геология Сев.- и Вост.-карельской структурных зон. Петрозаводск, 1987, с.36-44. (Соавтор Е.Ф.Белоусов).
13. Полихронный высокотермальный метаморфизм древнейших пород Западной Карелии. //ДАН СССР, 1987, т.292, № 6, с.1441-1445. (Соавторы: А.П.Чухонин, И.К.Шулешко).
14. Ранний метаморфизм восточной части Балтийского щита (по геологическим и изотопным данным). //Советская геология, 1987, № 8, с.78-87. (Соавторы: И.К.Шулешко, А.П.Чухонин).
15. Геолого-геохимическая типизация коматитов Северной Карелии. //Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск, 1988, с.40-56. (Соавторы: Н.В.Мельянцев, Е.Ф.Белоусов, А.Л.Дербасова).
16. Модель геологического развития архейских зеленокаменных поясов с мультимодальным вулканизмом. //Тез. докл. III Всесоюз. школы "Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование". Киев, 1990, с.82-84.
17. Петрология архейских вулканитов Карелии (к вопросу о геодинамике зеленокаменных поясов). //Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л., 1990, с.187-199. (Соавторы: В.А.Матреничев, С.Б.Лобач-Жученко, Н.А.Арестова, В.П.Чекулаел).

18. Geology of Hizovaara structure. //Guidebook of the geological excursion on the Archaean of Northern Karelia. Karelian Research Centre, Russian Academy of Science, Institute of Geology, 1992, p. 2-19.
19. Геохимия и микроструктуры кварцитов Хизоваарской структуры. Геология и магматизм докембрия Карелии. //Опер.-инф.материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993, с.20-26. (Соавтор Е.В.Травина).
20. Petrogeochemistry of the late archaean - early proterozoic mafic volcanics in the Karasjok-Kittila-Northern Karelia greenstone belt: implications for metallogenesis and stratigraphic correlations. //1st International Barents Symposium, 21-24 October, 1993, Kirkenes, Norway. (Co-worker: S.I.Turchenko, A.K.Buiko).
21. Аномальные геохимические ассоциации в Хизоваарской верхнеархейской зеленокаменной структуре, Северная Карелия. //Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1995, с.84-107.
22. Верхнеархейский полимодальный вулканизм Хизоваарской структуры (Северная Карелия). //Материалы 1^{ой} Всероссийского петрографического совещания, Кн.2, Уфа, 1995, с.74-75.
23. Methodological problems in the study of multiple-deformed polymetamorphic complexes. //Abstr.of Intern.Conf. "Belomorian Mobile Belt: geology, geodynamics, geochronology", Petrozavodsk, 1997, p.94.
24. О факторах контроля золотометалльного оруденения в раннем докембрии и типизации перспективных обстановок в Карелии. //Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997, с.8-17. (Соавторы: А.И.Голубев, С.И.Рыбаков).
25. The role of archaean quartz-rich sedimentary assemblages in tectonic interpretation of the Baltic shield. //Abstr.of Intern.Conf. "Belomorian Mobile Belt: geology, geodynamics, geochronology". Petrozavodsk, 1997, p.116-117. (Co-worker P.C.Thurston).
26. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов //Отечеств. геология, 3, 1998, с.55-64. (Соавторы: А.И.Голубев, С.И.Рыбаков).
27. Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюпириор и Карельского кратонов). //Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.1, Петрозаводск, 1998, с.5-23. (Соавторы: А.И.Голубев, С.И.Рыбаков).
28. Архейские зеленокаменные пояса как аккреционные орогены //Тез. докл. IV Междунар. конф. "Новые идеи в науках о Земле". М., 1999, с.65.
29. An Archean Quartzite-Andesite Association in the Baltic Shield: Implication for Assemblage types and shield history //Prec.Res., spec.vol., 1999 (in press) (Co-worker: P.C.Thurston).