

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН

ЛАДОЖСКАЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА
(ГЕОЛОГИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
И МИНЕРАГЕНИЯ)

Ответственный редактор Н. В. Шаров

Петрозаводск
2020

УДК 551.72+551.242.5+553.04(470.22)
ББК 26.33
Л15

Авторы:

И. А. Алексеев, А. В. Амантов, М. Г. Амантова, А. В. Бабичев, Ш. К. Балтыбаев, И. В. Бугаенко, А. С. Воинов, Н. С. Голубцова, А. А. Жамалетдинов, С. В. Зайцев, Л. А. Золотая, В. И. Иващенко, Э. В. Исанина, В. Е. Колесников, Т. Г. Короткова, М. В. Коснырева, И. К. Котова, А. Л. Кулаковский, В. А. Куликов, А. М. Ларин, Т. Лехтиля, П. А. Львов, М. В. Минц, Ю. А. Морозов, Т. А. Мыскова, М. Ю. Нилов, Н. Н. Пиманова, О. П. Полянский, П. Ю. Пушкарев, И. И. Рокитянский, А. М. Ручьев, П. А. Рязанцев, А. А. Скороходов, А. И. Смульская, Е. Ю. Соколова, В. А. Спиридонов, К. Сундблад, Я. В. Таран, Т. А. Цветкова, Е. Н. Черемисина, Н. В. Шаров, А. Н. Шевцов, В. В. Щипцов, С. И. Южанинова, А. Г. Яковлев, О. В. Якубович

Рецензенты:

член-корреспондент РАН *К. В. Лобанов*
доктор геол.-минер. наук *В. А. Поселов*

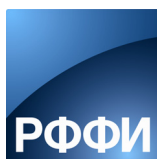
Л15 **Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров.** – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. – 435 с.: ил. 345, табл. 54. Библиогр. 961 назв.
ISBN 978-5-9274-0849-8

В коллективной монографии на основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся геолого-геофизической информации, накопленной за прошедшие пятьдесят лет, даются современные представления о глубинном строении земной коры Ладожской протерозойской структуры. Сопоставление глубины залегания поверхности Мохоровичича, регионального гравитационного и магнитного полей позволило сделать заключение, что основные тектонические структуры региона – Карельский кратон и Свеккофеннский ороген – различаются по типу их корреляционной связи. Обобщение и комплексная интерпретация накопленных данных по геологии, тектонике, геофизике и минерагении позволили выявить новые детали глубинного строения литосферы, уточнить ее состав, возможную геологическую природу и геодинамические условия ее формирования. Дальнейшая детализация полученных зависимостей и привлечение дополнительных геолого-геофизических материалов могут не только послужить основой для решения теоретических вопросов геологии, но и помочь в решении проблем связи между глубинной структурой литосферы и строением верхних горизонтов земной коры, в проведении их металлогенического анализа.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области изучения земной коры и верхней мантии докембрийских щитов, а также на студентов, аспирантов и молодых специалистов, интересующихся тайнами земных глубин.

УДК 551.72+551.242.5+553.04(470.22)
ББК 26.33

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 19-15-00014
Издание РФФИ не подлежит продаже*



The modern concepts of the deep crustal structure of the Proterozoic Ladoga Structure, based on analysis of available geological and geophysical information obtained over the past 50 years, are presented in the present joint monograph. Comparison of the depths of occurrence of the M-discontinuity and regional gravity and magnetic fields has led the authors to conclude that the main tectonic structures of the region, i.e. the Karelian Craton and the Svecofennian orogen, differ in a correlation type. The integrated interpretation of available data on geology, tectonics, geophysics and mineral genesis has made it possible to better understand the deep lithospheric structure, to re-determine its composition, possible geological origin and the geodynamic conditions of formation. Further detailed study of the relationships revealed and additional geological and geophysical data may provide a basis for approaching theoretical geological problems, cast light on a relationship between the deep lithospheric structure and the structure of upper crustal horizons and contribute to their metallogenic analysis.

The book is meant for a wide circle of experts in the study of the earth crust and upper mantle of Precambrian shields, as well as students, postgraduates and young specialists wishing to unveil deep earth's mysteries.

*Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant 19-15-00014
The edition of the RFBR isn't subject for sale*

ISBN 978-5-9274-0849-8

© Коллектив авторов, 2020
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2020
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2020

и магнитовариационных зондирований необходим тщательный выбор мест расположения пунктов глубинных зондирований с учетом данных электроразведки на постоянном токе и на хорошей геолого-геофизической основе. В противном случае происходит субъективный отбор «согласующихся» данных. Не зря в работе [Васин и др., 1993] из 29 кривых АМТ-МТЗ, измеренных на Ладожском профиле, для построения двухмерной численной модели до глубин 30–40 км отобраны только 15 кривых АМТ-МТЗ, отличающихся «наилучшим согласием». Критерии отбора кривых МТЗ по принципу «наилучшего согласия» в работе [Васин и др., 1993] не описаны. Можно лишь предполагать, с учетом описанных выше результатов моделирования АМТЗ над Янисъярвинской аномалией, что отброшенные («несогласные») кривые АМТ-МТЗ (а их более половины) соответствовали пунктам зондирования, измеренным в непосредственной близости от спорадически распространенных проводящих объектов, которые указывали на существование приповерхностных фиктивных проводников. В то же время «согласные» АМТ-МТ зондирования были выполнены на удалении от близких проводников и отражали суммарное влияние всей системы проводящих объектов, выражающееся в появлении некоторого среднего фиктивного проводящего слоя на «глубинах» в десятки километров.

Завершая дискуссию, можно сделать вывод о необходимости совместных исследований глубинной электропроводности Ладожской зоны электропроводности на основе конкретного фактического материала. И в заключение уместно заметить, что белым пятном в истории изучения Ладожской аномалии является вопрос о возможности ее интерполяции между юго-восточным и северо-западным обнажениями по дну Ладожского озера.

2.5.3. Глубинные модели Ладожской аномалии электропроводности по результатам синхронных МТ-МВ зондирований на профиле Выборг – Суоярви и в юго-восточном Приладожье

Введение

Знания о глубинном строении подвижных поясов, окружающих стабильные архейские ядра древних кратонов, значительно углубляют понимание ранней эволюции планеты [Hoffman, 1988; Глебовицкий, 2005; Mints et al., 2015 и др.]. Уникальная сохранность структур докембрийской тектоники и приуроченность к этим структурам важных минерагенических провинций обуславливают большой теоретический и практический интерес. В геофизическом комплексе, используемом для изучения мобильных поясов, все более заметную роль играют электромагнитные зондирования, в их современной постановке способные дать надежную информацию о корово-мантийных структурах и веществе [Naganjaneyulu, 2011; Weckmann, 2012; Yin et al., 2014 и др.]. На Фенноскандинавском щите объектом подобного рода является Ладожско-Ботническая подвижная зона, отмеченная серией долгоживущих региональных разломов СЗ-ЮВ простирания (рис. 2.52; 2.55) и называемая также Саво-Ладожской или Раахе-Ладожской (последнее – по ее главному структурному элементу – правосдвиговому шву, маркирующему сочленение архейского Карельского и палеопротерозойского Свекофеннского геоблоков) [Шульдинер и др., 1997; Lahtinen et al., 2005; Karki et al., 2012; Кулаковский и др., 2015]. Благодаря своему ключевому геотектоническому положению и наличию ярких аномалий коровой электропроводности вдоль всего ее простирания из области Приладожья в область Шелефтео в Северной Швеции [Hjelt et al., 2006] ЛБЗ стала объектом пристального изучения российскими и финскими геоэлектриками [Korja et al., 2002; Ковтун и др., 2011; Жамалетдинов, Кулик, 2012; Vaitinen et al., 2012 и др.]. Однако представления о глубинной структуре самой интенсивной в пределах ЛБЗ Ладожской аномалии коровой электропроводности (ЛА) (рис. 2.53), ставшей пионерским открытием еще в 1978 г. [Рокитянский и др., 1981], к началу второго десятилетия нашего века оставались недостаточно определенными для проведения их содержательной геологической интерпретации. Оставались вопросы о структурной приуроченности и природе аномалии (флюиды и/или электронные проводники), ответы на которые могли пролить свет на соотношение различных тектонических режимов при ее образовании (растяжения/коллизии). Как констатировалось в работе [Ковтун и др., 2011], представившей наиболее продвинутую для своего времени геоэлектрическую модель ЛА, для получения каких-либо определенных аргументов или контраргументов в отношении, в частности, гипотезы о рифтовой природе Ладожской структуры [Исанина и др., 2004] необходимо было проведение дополнительных экспериментальных наблюдений, переход к более адекватной размерности модельной аппроксимации, а также привлечение комплекса геофизических данных и сведений о вещественном составе аномально проводящих объектов и вмещающих толщ.

Возможность существенно расширить представления о структуре и природе коровых проводников AR-PR шовных зон с помощью экспериментальных исследований ЛА на основе новых технологий магнитотеллурических и магнитовариационных (МТ/МВ) зондирований, а также современных методов анализа полученных данных мотивировала исследователей из СПбГУ, МГУ, ИФЗ РАН, ИГ РАН и ООО «Северо-Запад» к совместной работе в этом направлении в составе Рабочей группы LADOGA. Важными факторами при этом были: опыт региональных МТ и геологических исследований СПбГУ и ИГ КарНЦ РАН; новые эффективные методы анализа МТ/МВ данных, развиваемые московскими геоэлектриками; аппаратный парк и финансовая поддержка ООО «Северо-Запад», а также поддержка РФФИ. Результатом этого сотрудничества стала внушительная серия современных зондирований, выполненных в 2013–2015 гг. на профиле Выборг – Суоярви-2, пролегающем вдали от электрифицированных железных дорог и секущем глубинную Ладожскую аномалию в области ее существенной двухмерности (рис. 2.52; 2.75), а также накопление новых материалов длиннопериодных зондирований в СВ и ЮВ Приладожье, ставшее возможным в рамках проекта РФФИ № 16-05_00543 2016–2018 гг.

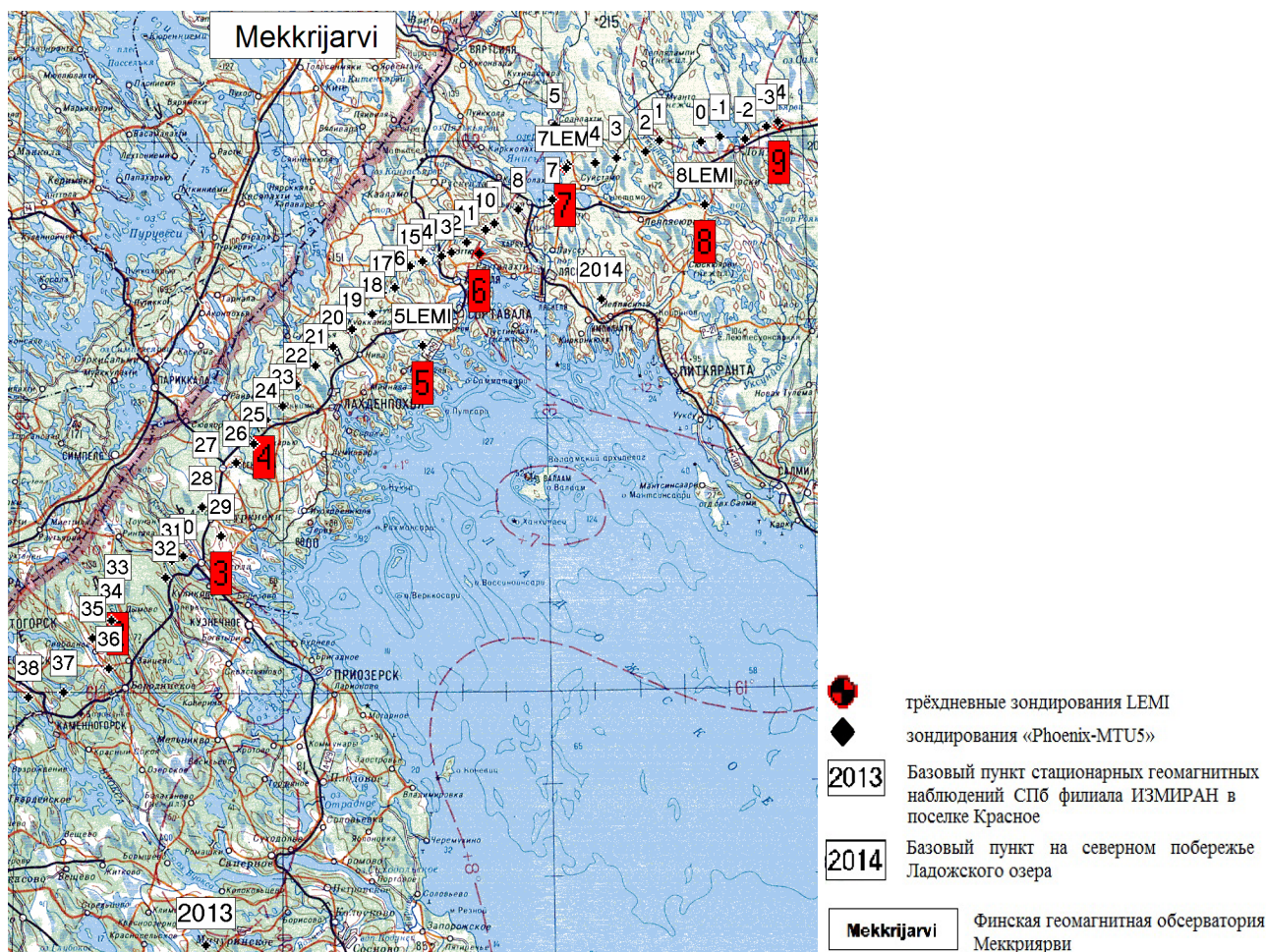


Рис. 2.75. Синхронные МТ/МВ зондирования 2013–2015 гг. на профиле Выборг – Суоярви-2

Особенности полевых наблюдений

Новый этап изучения Ладожской аномалии электропроводности включал несколько летних полевых кампаний (2013–2014 гг. – профиль Выборг – Суоярви-2; 2016–2018 – восточное и юго-восточное Приладожье) и отличался от предшествующих применением цифровой аппаратуры с GPS навигацией и использованием синхронных схем наблюдения в разведочном и глубинном диапазонах. Применение этих схем позволяло улучшить шумоподавление при оценивании традиционных локальных передаточных операторов – тензоров импеданса $[Z]$ и матриц Визе-Паркинсона $[W]$, а также получить новые ресурсы для анализа индукционных откликов проводящих коровых структур – двухточечные операторы, в том числе связывающий горизонтальные поля в двух точках магнитный тензор $[M]$ [Варенцов и др., 2003; Бердичевский, Дмитриев, 2010].

Разведочные (МТ) зондирования по линии Выборг – Суоярви-2 выполнялись двумя комплектами аппаратуры MTU-5 канадской фирмы «Phoenix Geophysics» (индукционные магнитные датчики, пятикомпонентная регистрация с дискретизацией 2400, 150 и 15 Гц), а опорные глубинные (ГМТ) – двумя станциями LEMI-417М Львовского филиала ИКИ НАН Украины (феррозондовые датчики, 1 – секундная дискретизация), с шагом 5–7 км и 20–25 км вдоль профиля, соответственно (рис. 2.75). Наблюдения в рядовых пунктах велись в попарно-синхронном режиме и сопровождалась одновременными записями третьей станцией MTU-5 в базовых пунктах: в 2013 г. – стационарный пункт геомагнитных наблюдений СПб филиала ИЗМИ РАН в пос. Красное, а для последующих кампаний – на северном берегу Ладожского озера: п. 2014 и пос. Лоймола (для наблюдений 2016–2018 гг.). По договоренности с финскими коллегами в качестве дополнительных удаленных баз для длиннопериодных наблюдений штатно использовались две ближайšie геомагнитные обсерватории Финляндии, Нурмиярви и Меккроярви, с режимной односекундной регистрацией магнитного поля. Опора на данные нескольких синхронных удаленных баз при проведении зондирований в области между Выборгом и Суоярви, подверженной ЭМ шумам от объектов промышленности и военных артефактов, была принципиальной особенностью методики эксперимента.

Обработка данных зондирований и анализ полученных МТ/МВ откликов

При обработке данных синхронных зондирований Выборг – Суоярви-2 (В-С-2) параллельно применялись два подхода. Первый использовал стандартный граф аппаратуры «Phoenix» для оценивания передаточных операторов (код SSMT2000) и программу «Corrector» (ООО «Северо-Запад») для последующей ручной отбраковки некондиционных оценок, итогового сглаживающего осреднения и анализа качества результата по критерию выполнения дисперсионных амплитудно-фазовых соотношений. Оценивание второй «рукой» выполнялось с помощью исследовательской программы PRC-MTMV [Варенцов и др., 2003; Varentsov, Sokolova, 2005], обеспечивающей отбор отрезков записи для обработки по критерию однородности внешнего магнитного поля между рядовой и базовой точками, оценивание передаточных функций с помощью автоматических робастных процедур по серии различных временных окон, а также многоуровневое медианное осреднение получаемых оценок.

На рис. 2.76 представлен методический граф построения итоговых сводных МТ кривых по данным разведочных и длиннопериодных зондирований с помощью трех программных комплексов (на примере обработки однодневных наблюдений «Phoenix» и трехдневных – LEMI в пространственно совмещенных т. L33 и т. 2, рис. 2.75).

Примененный граф обработки опирался на помехоподавляющий потенциал используемых программных средств, кросс-верификацию результатов их применения и финальное робастное осреднение, подавляющее остаточные искажения и стабилизирующее длиннопериодные отклики итоговых LP (LEMI + Phoenix) оценок, в том числе с использованием трех удаленных баз. Таким образом, несмотря на присутствие индустриального ЭМ шума в регионе, для 8 опорных пунктов с шагом около 25 км вдоль линии В-С-2 были устойчиво получены МТ/МВ отклики в сводном интервале 0.003–6000/10 000 с. По материалам остальных 37 рядовых зондирований «Phoenix» проведена двухточечная *Remote Reference* (RR) обработка с использованием наблюдений в базовых пунктах 2013, 2014 по программам SSMT2000 и «Corrector» и для большинства пунктов получены кондиционные частотные зависимости импеданса и типпера в интервале периодов 0.003–1000/4000 с (рис. 2.76–2.78).

Важным аспектом обработки наблюдений на профиле Выборг – Суоярви-2 и в ЮВ Приладожье стало оценивание горизонтального магнитного тензора [M]. В силу глубинных задач исследования ЛА оно проводилось по данным LEMI и наблюдениям 15 Гц диапазона Phoenix, с опорой на имеющиеся синхронные записи во всех удаленных пунктах (2013, 2014, МЕК, NUR и попарно-синхронные рядовые). Рис. 2.76, в показывает пример подобного оценивания и дает представление о хорошей сходимости результатов транзитивного пересчета оценок горизонтальных тензоров в рядовых точках (Т) с одной базы (Б1) на другую (Б2). Этот пересчет, проводившийся по формуле $[M^{T/B2}] = [M^{B1/B2}] \cdot [M^{T/B1}]$ с использованием предварительно установленных связей двух баз $[M^{B1/B2}]$, позволил получать дополнительную оценку точности оценивания [M] для каждого пункта и обобщить представления о характерных границах диапазона его надежного оценивания на каждую из баз. Основным назначением процедуры транзитивного пересчета являлось сведение различных оценок к единому для всех полевых кампаний референсному пункту «нормального» горизонтального поля. По результатам анализа частотно-профильных распределений компонент и инвариантов тензоров [M] единым базовым пунктом выбран L-04 на СВ окончании профиля в зоне «нормальной» коры AR блока, на который далее нормировались все итоговые профильные распределения горизонтальных полей, измеренных в Приладожье группой LADOGA (рис. 2.75; 2.77, б).

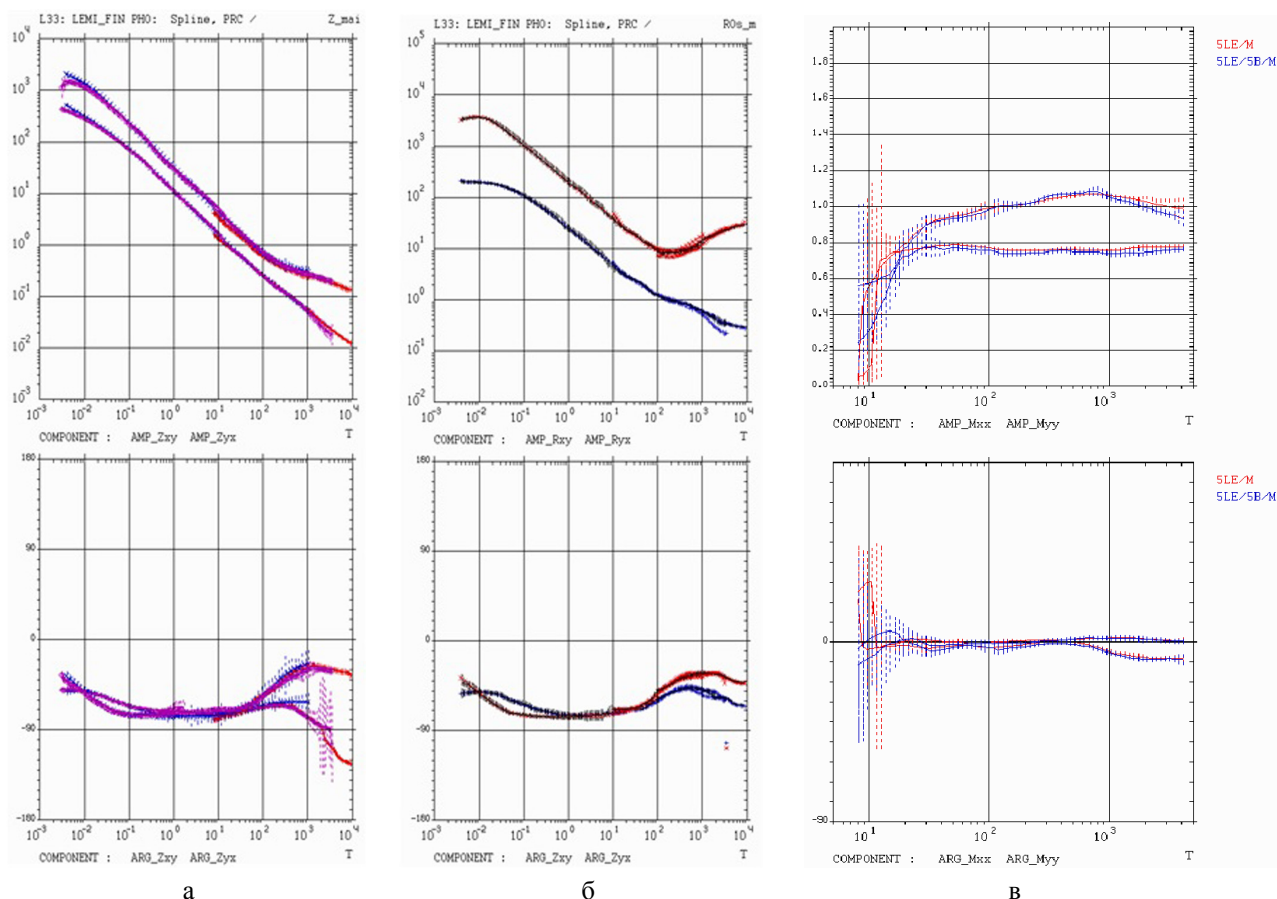


Рис. 2.76. Методика обработки МТ-ГМТ и МВ зондирований:

а – оценки амплитуд (AMP_Z, мв/км·нТ) и фаз (ARG_Z, град.) главных компонент импеданса: по данным LEMI (L_FIN – робастное осреднение локальных одноточечных, *Single Site*, SS, оценок и трех оценок, полученных по методу удаленной базы, *Remote Reference*, RR, с привлечением наблюдений в пунктах MEK, NUR и 2014 по программе обработки PRC-MTMV) и по данным «Phoenix» (сплайны, проведенные программой «Corrector» по RR оценкам SSMT2000 с использованием наблюдений на базе 2014, P_Spl, а также по программе PRC-MTMV, P_PRC); б – получение итоговой широкодиапазонной частотной зависимости LP_Fin (черные кривые) с помощью робастного осреднения кажущихся сопротивлений (с предварительной коррекцией статического сдвига) и фаз фазового тензора, соответствующих трем импедансным оценкам (а), здесь показанных облаками красных (ху-компоненты) и синих (ух) крестиков; в – сопоставление прямой (5LE/M) и транзитивной (5LE/BASE_2014/M) оценок амплитуд (вверху) и фаз (внизу) главных компонент тензора [M] для т. 5LEMI, рассчитанных по отношению к магнитному полю в обсерватории Mekktijarvi (MEK) по программе PRC-MTMV

Результаты инвариантного анализа полученных МТ/МВ передаточных функций, представленные на рис 2.77, 2.78, а также распределение параметра асимметрии импедансного и горизонтального магнитного тензоров подтвердили квазидвухмерность индукционного отклика глубинной структуры ЛА [Рокитянский и др., 1981; Ковтун и др., 1998, 2011], но выявили локальные его искажения [Соколова и др., 2016, 2017]. По ориентации индукционных векторов и главных осей фазового и горизонтального магнитного тензора на периодах более первых десятков секунд определилось главное направление простирания глубинных геоэлектрических неоднородностей (135–130° SE), что обосновало возможность и специфику применения двухмерного подхода к разработке новой модели разреза коровой электропроводности по линии Выборг – Суоярви-2 (2D с локальными 3D искажениями; направление линии профиля для инверсии 45° NE). Анализ частотно-профильного распределения инвариантов горизонтального магнитного тензора [M] (рис. 2.77, б и 2.78, б) наиболее отчетливо выявил существование двух областей концентрации региональных теллурических токов: средне-верхнекоровую на северо-восточном участке профиля и средне-нижнекоровую – на юго-западном, что подтвердило справедливость более ранних представлений [Ковтун и др., 1998, 2011]. Продолжение этих проводников в область ЮВ Приладожья прослеживалось, главным образом, по поведению индукционных векторов, построенных по материалам длиннопериодных зондирований с аппаратурой LEMI в 2016–2018 гг.

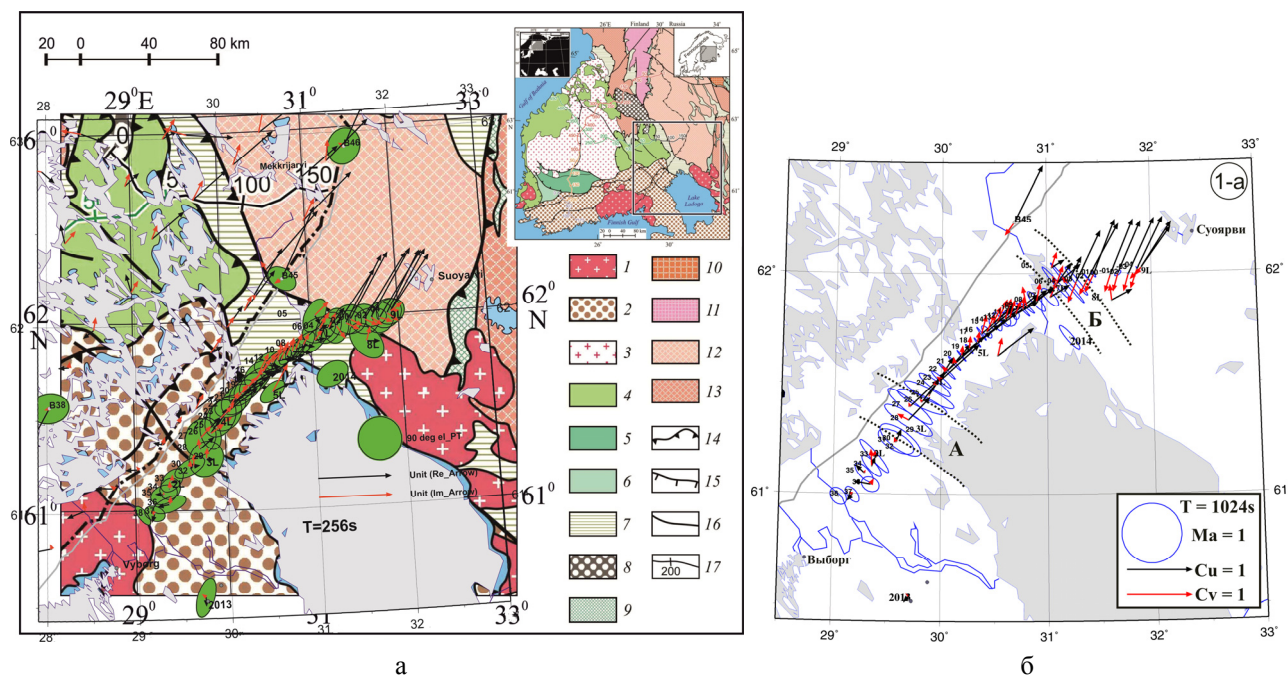


Рис. 2.77. Пространственная картина изменчивости вдоль профиля Выборг – Суоярви-2 инвариантных параметров МТ/МВ передаточных функций:

а – экстремальных эллипсов фазового тензора и реальных (черные) и мнимых (красные) векторов индукции (здесь и далее направленных согласно конвенции Визе – от проводника) для периода $T = 256$ с; б – экстремальных эллипсов горизонтального магнитного тензора $[M]$ в пересчете на базу Лоймола (повернуты на угол 90° , при котором большая ось ориентирована по направлению аномального тока) для $T = 1024$ с. Масштаб векторов задан длиной единичных стрелок, масштаб эллипсов – окружностями радиусами 90° и 1 (б). Данные панели (а) представлены на фоне фрагмента обобщенной геологической карты юго-востока Фенноскандинавского щита (осадочный чехол удален), соответствующего большому квадрату на врезке в правом верхнем углу. Условные обозначения карты (по [Минц и др., 2018]): 1 – граниты рапакиви; 2 – гранулитогнейсы Южно-Финляндского гранулитового пояса; 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс; Свекофеннский аккреционный ороген: 4–6 – вулканогенно-осадочные пояса (4 – Оутокумпу); 7 – вулканогенно-осадочный пояс (перикратонная зона Карельского блока, Ладожско-Ботнический пояс), 8 – гранулитогнейсовый пояс Варпаисъярви; 9 – зеленокаменные пояса; 10–13 – архейские микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области); 14–16 – тектонические границы: 14 – надвиги и взбросо-надвиги, 15 – сбросы, 16 – сбросо-сдвиги, 17 – сейсмопрофили проекта FIRE [Kukkonen, Lahtinen, 2006] (выделены цветными линиями): FIRE-1 – красный, FIRE-2a – оранжевый, FIRE-2 – фиолетовый, FIRE-3a – зеленый, FIRE-3 – черный

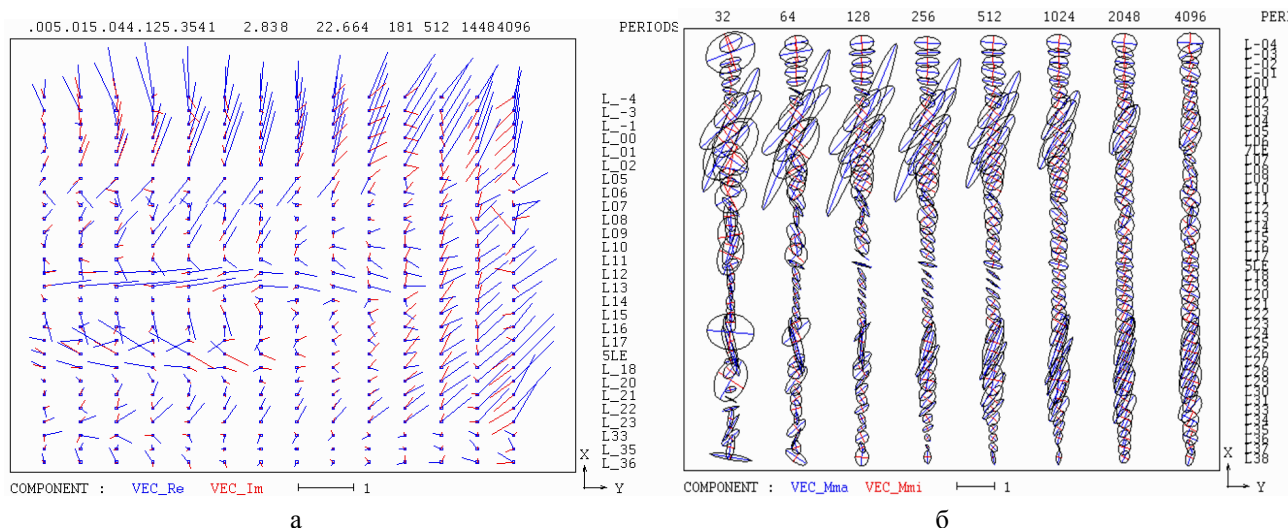


Рис. 2.78. Инвариантный анализ МТ/МВ передаточных функций на профиле В-С-2:

а – профилно-частотные распределения индукционных векторов (реальных – синих и мнимых – красных); б – экстремальных эллипсов аномального горизонтального тензора по данным Phoenix 2013–2014 гг. (в нормировке на данные финской обсерватории Меккриярви, синие – оси в направлении максимума магнитного отклика, красные, ортогональные, – минимума). Направление X – географический север, Y – восток. Масштабы длин векторов и осей эллипсов заданы единичными отрезками

Инверсии МТ/МВ данных на профиле Выборг – Суоярви-2

Для построения модели разреза ЛА вдоль линии Выборг – Суоярви-2 была предпринята серия 2D инверсий ансамбля профильных МТ/МВ передаточных функций. Применялись различные подходы, начиная от сглаженных частичных инверсий до многокомпонентной с учетом локальных 3D искажений. Методика проведенного цикла инверсий и варианты моделей, полученные по результатам инверсий различных подмножеств полного ансамбля данных, приведены в [Таран и др., 2017]. Наибольшего разрешения удалось достичь при использовании кусочно-непрерывной аппроксимации проводящей среды и инструментария программы регуляризованной 2D инверсии INV2D [Varentsov, 2007]). Модель, полученная в итоге детерминантной инверсии (инверсии эффективного сопротивления и фазы эффективного импеданса, R_o_eff , Arg_Z_{eff} , с весовым приоритетом фазовых данных), показана на рис. 2.79. Результаты инверсий импедансных данных поперечной (H_p) поляризации, а также типперов W_z (E_p поляризация), дающих большее разрешение в верхней коре, представлены на рис. 2.80 в сопоставлении с соответствующим разрезом объемной модели распределения эффективной магнитной восприимчивости, полученным в ходе 3D инверсии материалов магнитной съемки 1 : 200 000 по программе KOSKAD-3D [Петров, Трусков, 2000].

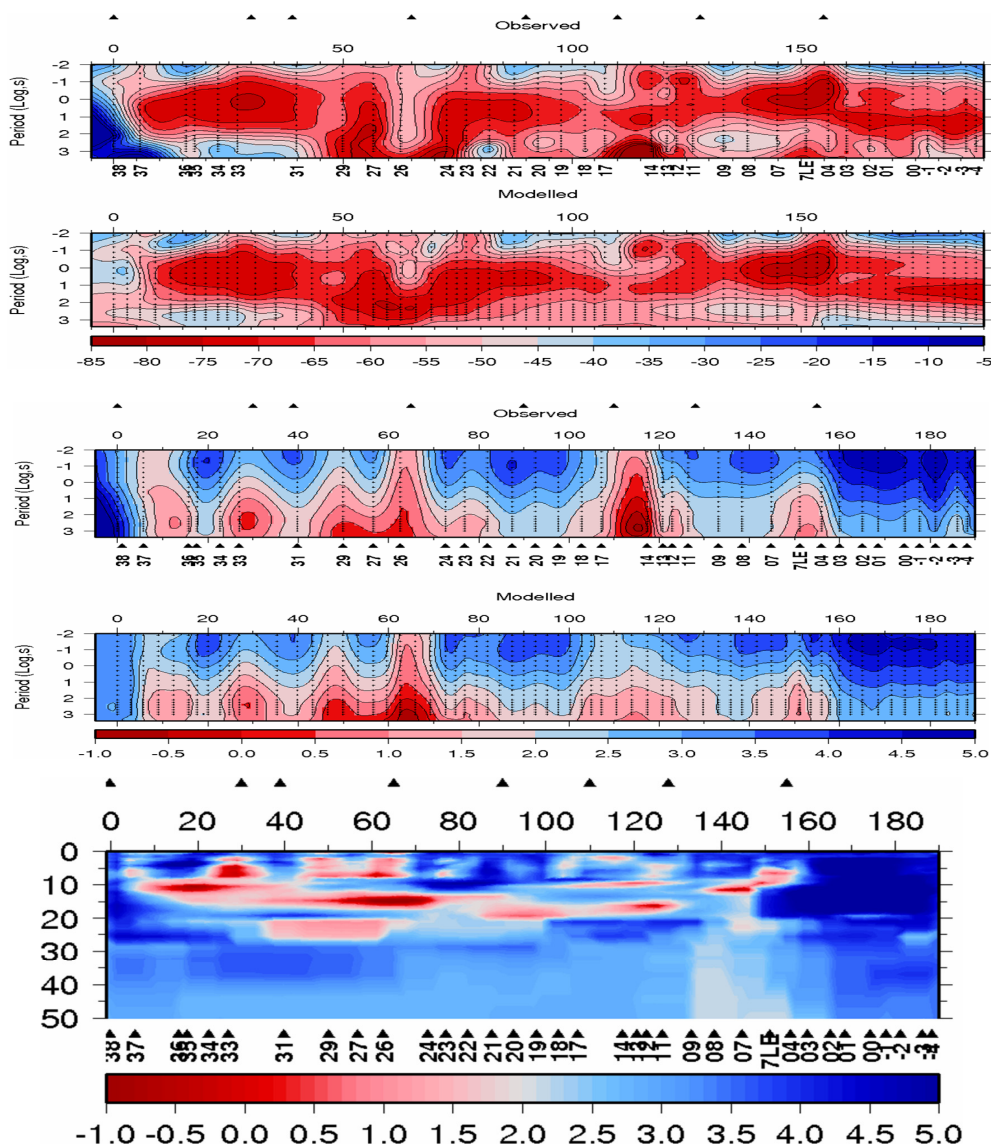


Рис. 2.79. Разрез ЛА (удельные сопротивления в цветовой шкале $lg(R_o, \text{Ом}\cdot\text{м})$ по профилю В-С-2, полученный в результате инверсии эффективного сопротивления и фазы эффективного импеданса для ансамбля данных Phoenix и LEMI 2013–2014 гг., и псевдоразрезы соответствующих наблюдаемых и модельных данных (относительная нормированная невязка данных $R_o_eff = 0.3$; абсолютная невязка фазовых данных $Arg_Z_{eff} = 7.1^\circ$; взвешенная $RMS = 1.2$). Точки зондирования и положения крупных разломов (по [Ковтун и др., 2011]) отмечены черными треугольниками под и над разрезами, соответственно, названия разломов указаны на рис. 2.80

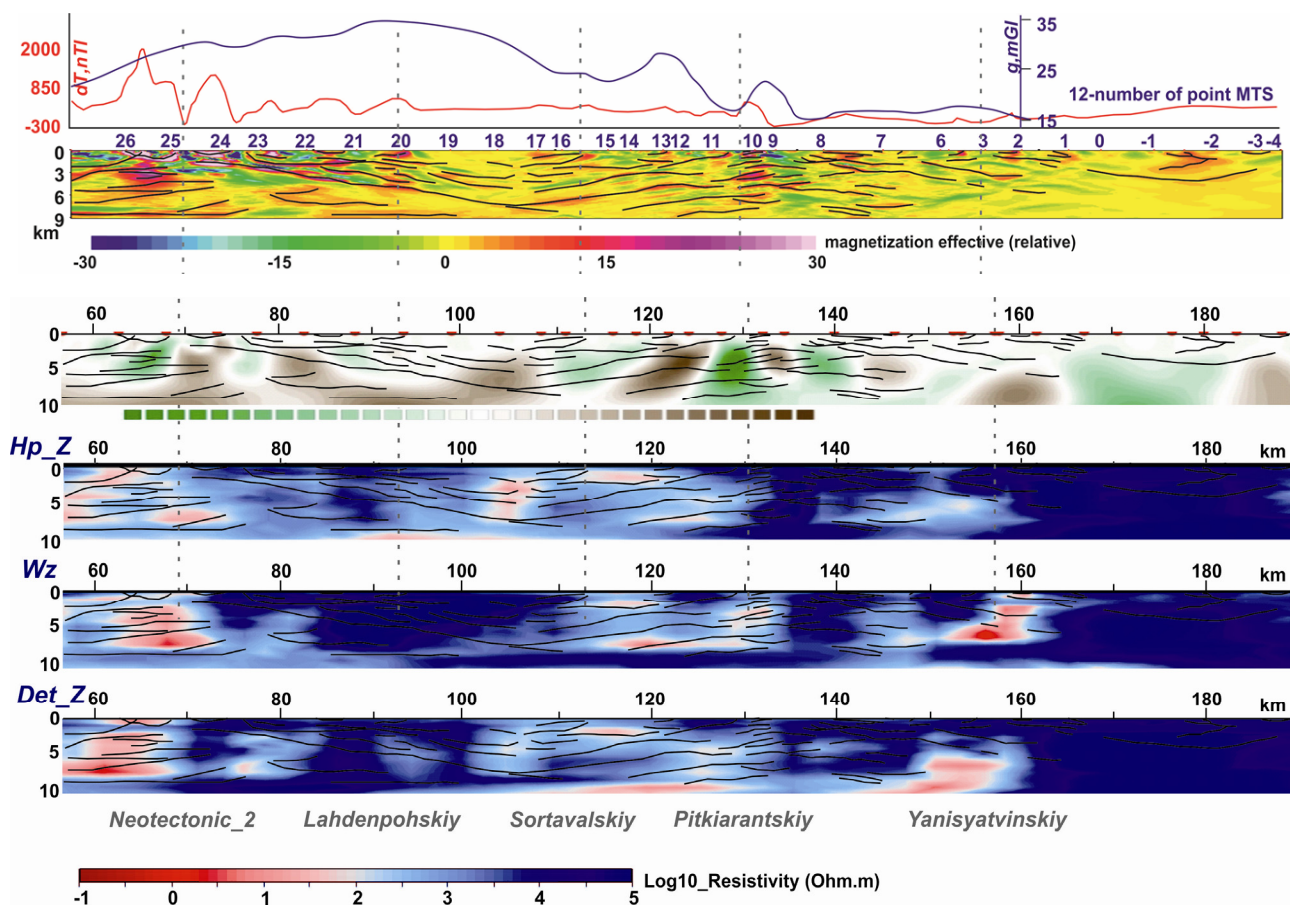
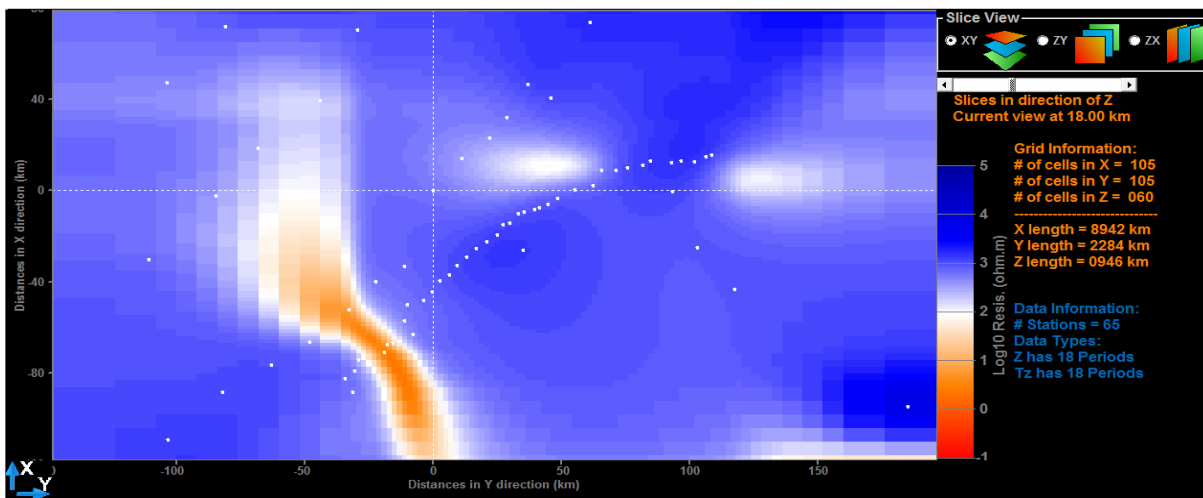


Рис. 2.80. Верхнекоровые модели СВ участка профиля В-С-2 (номера пунктов МТЗ указаны согласно рис. 2.75), полученные в результате 2D инверсии различных подмножеств ансамбля МТ/МВ передаточных функций (H_p_Z – сопротивления и фазы импеданса поперечной поляризации электромагнитного поля; W_z – комплексные типперы продольной поляризации; Det_Z_{eff} – детерминантная инверсия, рис. 2.79) в сопоставлении с соответствующими сечениями объемных моделей распределения избыточной плотности и намагниченности по области Приладожья (в относительных шкалах), полученных 3D инверсией площадных данных потенциальных полей масштаба 1 : 200 000 по программе KOSKAD [Петров, Трусов, 2000]. Графики аномальных гравитационного и магнитного полей приведены над разрезами. Верхнекоровые структурные линии выделены по экстремальным линеаментам избыточной намагниченности. Выходы на поверхность крупных разломов (положения и названия – по [Ковтун и др., 2011]) трассируются пунктирными линиями

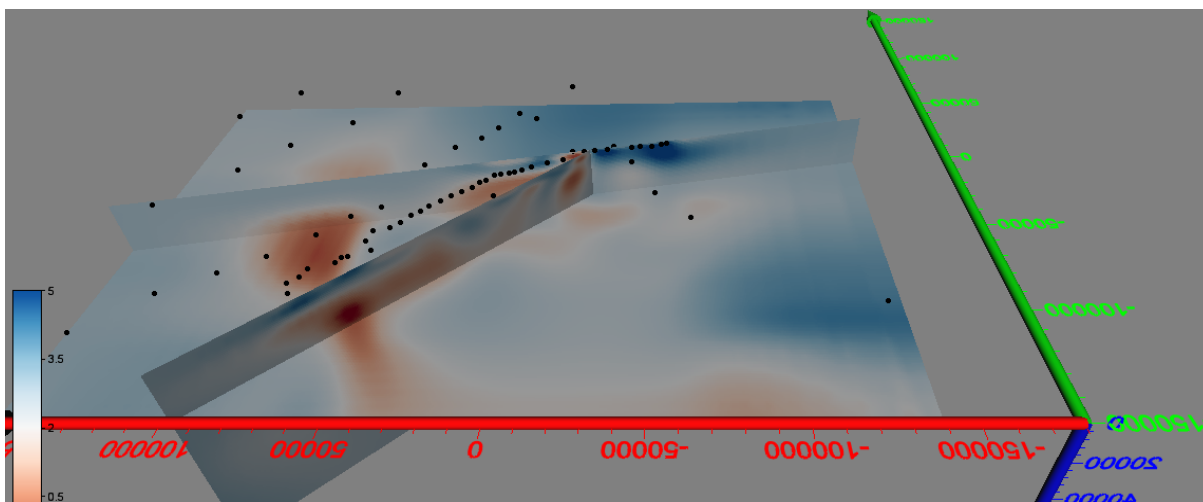
Первые 3D инверсии по данным профиля В-С-2 были проведены на многопроцессорном кластере ИФЗ РАН и на суперкомпьютере «Ломоносов» МГУ с помощью программ ModEM [Kelbert et al., 2014]. Широкополосный ансамбль профильных МТ/МВ данных был дополнен МВ данными по прилегающей финской территории из коллекции [Rajunpää, 1987], любезно предоставленными финскими коллегами (данные W_z для 19 пунктов на 100, 300 и 1000 с). Стартовой моделью служила модель однородного полупространства 1000 Ом·м с горизонтальным разбиением по оси X 1500 м, по оси Y 2000 м (105 × 105 ячеек по площади). В районе финских точек разбиение увеличивалось до 3000 × 8000 из-за увеличенного расстояния между точками. Вертикальный размер ячеек в моделируемой области менялся от 500 м (верхние слои) до 8000 м. Для выполнения граничных условий размеры крайних ячеек увеличивались в геометрической прогрессии с шагом 2. В целом для инверсии использовались данные 63 пунктов МТ/МВ зондирований. На первом этапе использовались только длиннопериодные типперы (9 периодов: от 100 до 4640 с) с заданным 2 % относительным уровнем ошибки данных. Параметры модели и итоговое полученное распределение сопротивлений показаны на рис. 2.81, а. Результирующая невязка за 43 итерации составила 5.6 %.

Второй этап инверсии стартовал с результата первого шага (в той же модельной аппроксимации) и заключался в широкополосной (19 периодов: 0.1–1000 с) совместной инверсии данных типпера и полного тензора импеданса. Итоговое подобранное объемное распределение изучаемой области Северного Приладожья изображено на рис. 2.81, б. Результаты 3D инверсии подтвердили линейную

вытянутость области максимальной концентрации токов, расположение ее центра на глубинах около 18 км (рис. 2.81, а) и продемонстрировали разрез ЛА по линии Выборг – Суоярви, в целом разумно соотносящийся с полученным при 2D инверсии, однако менее разрешенный (алгоритмический принцип ModEM – сглаживающая инверсия, обеспечивающая получение минимально контрастной модели) (рис. 2.81, б).



а



б

Рис. 2.81. Результаты 3D инверсии сводного ансамбля данных, включающего профильно-частотные распределения МТ/МВ передаточных функций по линии Выборг – Суоярви-2 и площадные МВ данные по прилегающей территории Финляндии из коллекции [Rajurpää, 1987] (на трех периодах: 100, 300, 1000 с):

а – верхняя панель – горизонтальное сечение (глубина $Z = 18$ км) объемной модели сопротивления, полученной в результате инверсии длиннопериодного (100–1000 с) подмножества ансамбля типперов W_z , $RMS = 5.6$; б – нижняя панель – объемный монтаж вертикальных и горизонтальных сечений модели сопротивлений, полученной в ходе инверсии данных W_z и тензора Z для 19 периодов из диапазона (0.1–1000 с), стартовавшей от результата (а), $RMS = 6.0$; оси размерности модели в (м). Модели показаны в цветовых шкалах \lg сопротивления (Ом·м). На панели (а) в правой части приведены параметры модели; ее координатные оси X, Y градуированы в (км) и указывают на географический север и восток; пункты зондирования показаны белыми точками. На панели (б) показаны координатные оси модели, градуированные в (м), и черными точками – пункты зондирования. Область моделирования выделена прямоугольником на рис. 2.82

Первый опыт анализа расширенного ансамбля МТ/МВ данных по всей области ЛА, который был сформирован группой LADOGA к 2017 г. (широкополосные зондирования на профиле Выборг – Суоярви, глубинные зондирования на восточном берегу озера и в ЮВ Приладожье в 2016–2017 гг., а также данные предшествующих МВ зондирований [Рокитянский и др., 1981; Wybranec et al., 1999]), дала пленочная, квази-3D инверсия МВ параметров по программе [Kováčiková et al., 2005] (рис. 2.82, а).

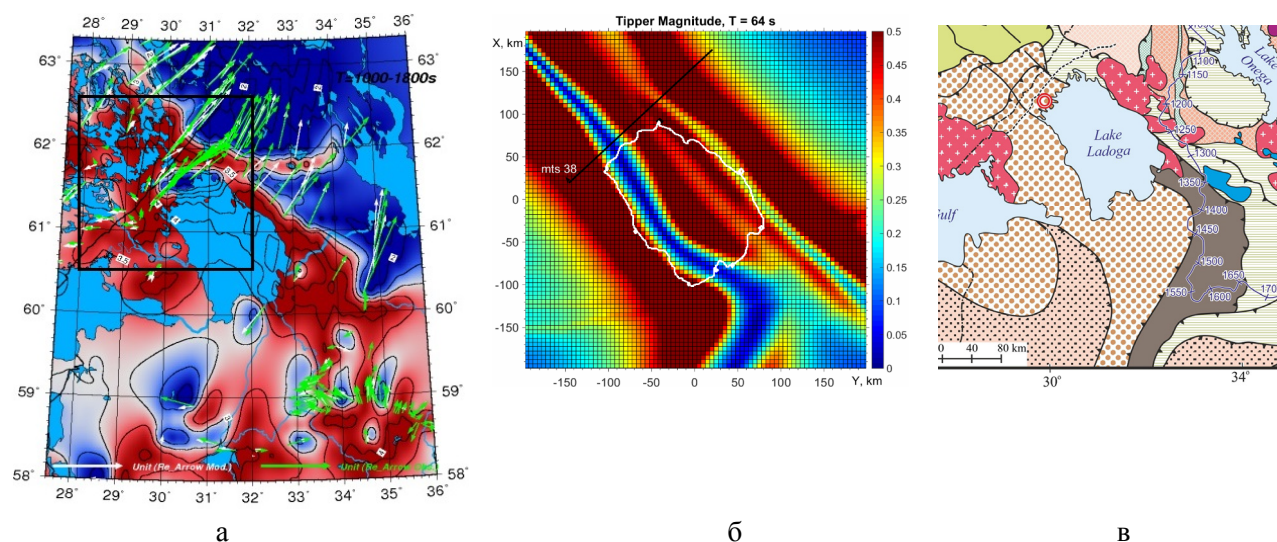


Рис. 2.82. Представления о пространственном распределении структур аномальной коровой электропроводности в регионе Приладожья:

а – распределение интегральной электропроводности в тонком слое на глубине 15 км (по цветовой шкале в $\lg(S, \text{См})$ и действительные вектора индукции: наблюдаемые (белые) и подобранные (зеленые) в конвенции Визе (в направлении «от проводника») для $T = 1000\text{--}1800$ с (результат пленочной 3D инверсии по программе [Kováčiková et al., 2005] ансамбля региональных МВ данных); масштаб длин векторов задан показанными единичными векторами; б – распределение амплитуд действительного типпера W_z для $T = 64$ с, полученное с помощью 3D ЭМ моделирования по программе [Mackie et al., 1994] для объемной прогнозной модели электропроводности области ЛА [Golubtsova et al., 2017]; в – фрагмент геологической карты докембрийского фундамента БЕК (осадочный чехол удален) по [Миц и др., 2018] (дополнения к легенде, представленной на рис. 2.77 для скрытых под осадочным чехлом структур: коричневый и желтый с черным крапом – гранулитогнейсовые пояса Лапландско-Среднерусского коллизионного орогена; синий – тела габбро, пироксенитов, анортозитов, выделенные по геофизическим данным)

Опыт геологической интерпретации новых данных о глубинной электропроводности Ладожской аномалии*

Обобщенные данные о физических свойствах горных пород Приладожья

Содержательная геологическая интерпретация данных магнитотеллурических зондирований невозможна без привлечения комплекса других геофизических данных и сведений о физических свойствах горных пород изучаемого региона. Специальные исследования Рабочей группы LADOGA физических свойств пород Приладожья были крайне ограниченными, поэтому нами использовались литературные данные, результаты анализа которых приведены ниже.

Систематические петрофизические исследования проводились на российской, восточной, части Фенноскандинавского (Балтийского) щита с начала 60-х годов, главным образом, силами ВСЕГЕИ, ИФЗ РАН, геологических институтов Карельского и Кольского научных центров РАН, СПбГУ, СПбГГУ [Геофизические..., 1968; Физические..., 1974; Петрофизическая..., 1976; Методика и техника..., 1977; Петрофизические исследования..., 1985; Петрофизика древних..., 1986]. Составленные под руководством Н. Б. Дортман петрофизические карты [Петрофизические..., 1980] и сегодня используются как наиболее полное обобщение полученных сведений о магнитных и плотностных параметрах горных пород региона. Ключевыми этапами в дальнейшей истории изучения физических свойств и состава горных пород этого региона явились постановки Кольской сверхглубокой и Онежской параметрической скважин [Кольская..., 1984, 1998; Онежская..., 2011]. На протяжении последующих десятилетий полученная база знаний о физических свойствах и составе пород дополнялась и анализировалась многими исследователями, среди которых наиболее значимыми для изучения Приладожья являются работы Н. Т. Кищенко [1991] и А. С. Гришина [1991] по юго-восточной части щита. Практически единственным достижением региональных петрофизических исследований недавнего времени стала созданная ГГУП «Минерал» цифровая база данных по образцам, отобраным в разное время на территории Кола-Карелии. Однако она покрывает лишь отдельные области, которые были важны для решения тех или иных геологоразведочных задач, и оставляет большой простор для продолжения планомерных современных петрофизических исследований остальных восточных территорий щита.

* Работа выполнена и профинансирована в соответствии с Государственной Программой научных исследований РФ № 0135-2019-0036 и является также вкладом в Программу исследований Президиума РАН «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

На сегодняшний день, несмотря на долгую историю изучения востока Фенноскандинавского щита, петрофизические данные о породах области Приладожья по-прежнему довольно скудны. Это связано с тем, что основное внимание исследователей ранее было сфокусировано на промышленно освоенных минерагенических областях северо-востока региона. Кроме этого, процесс регулярного отбора образцов пород на этой территории щита затруднен из-за большей распространенности и увеличенной мощности осадочных и флювиогляциальных пород, а также большой площади акватории.

Петромагнитная и петроплотностная карты масштаба 1 : 100 000, составленные под ред. Н. Б. Дортман [Петрофизические..., 1980], на сегодня остаются важнейшим источником систематизированной информации об этих петрофизических свойствах пород Приладожья, хотя оно и охарактеризовано в них существенно слабее других регионов восточной части щита из-за ограниченного количества полевых данных, имевшихся в распоряжении автора. В основу этих карт легли материалы многолетнего изучения более 200 000 образцов пород региона. Кроме этого использовались расчетные данные о намагниченности пород по картам аномального магнитного поля. Легенды карт выделяют петрофизические группы в рамках геологических формаций в соответствии с вариацией минерального или химического состава пород и процентного соотношения породообразующих минералов. Дифференцируемость физических свойств пород в пределах различных крупных сегментов земной коры щита, обусловленная особенностями проявления мантийных и коровых процессов и термодинамических режимов, определила существенное совпадение предложенного авторами петрофизического районирования щита с тектоническим. По совокупности петрофизических параметров по Восточному Фенноскандинавскому щиту были выделены пять мегаблоков: Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский и Ладожский. Внутри мегаблоков по различию плотностной и магнитной характеристик отчетливо выделяются крупные архейские блоки и прогибы, раннепротерозойские троговые структуры и синклиновые зоны. Через территорию Приладожья проходит граница между юго-западной частью Карельского и Ладожского блоков.

Другую, более подробную схему блокового строения Южной Карелии в соответствии с петрофизическими параметрами и характером геофизических полей предлагает в своей работе Н. Н. Колесник [1985]. Делая вывод о наличии сводовых поднятий поверхности Мохо до 30–35 км в пределах Ладожского и Онежского мегаблоков, он предполагает также дальнейшее разбиение последних на более мелкие погруженные или опущенные блоки. На территории Приладожья это Салминский и Выборгский блоки сиалического типа с мощным гранитным слоем массивов калиевых гранитов, в том числе рапакиви с $\sigma = 2.55\text{--}2.65 \text{ г/см}^3$; Ладожский блок фемического типа, характеризующийся базификацией коры и редуцированным гранитным слоем диорит-эндербитового ряда с $\sigma = 2.75\text{--}2.85 \text{ г/см}^3$; Суоярвинский блок длительного воздымания с мощным гранитным слоем, $\sigma = 2.58\text{--}2.62 \text{ г/см}^3$. Подтверждением такого деления, по мнению Н. Н. Колесника, является резкая контрастность чередующихся положительных и отрицательных аномалий гравитационного поля и наличие крупных магнитных аномалий высокой интенсивности.

Легенды петрофизических карт группируют породные ассоциации в рамках геологических формаций в соответствии с вариацией минерального или химического состава, а также процентного соотношения породообразующих минералов. Эти закономерности в определенной мере отличаются от закономерностей изменения физических свойств пород, и выделяемые исследователями петрофизические группы могут характеризоваться довольно широкими диапазонами изменения намагниченности и плотности. Поэтому, как предупреждает Н. Б. Дортман, осреднение физических характеристик по породным комплексам нередко может являться причиной наблюдаемого кажущегося несоответствия геологических карт с картами геофизических полей. В связи с этим возможна ошибочная глубинная атрибуция некоторых гравитационных и магнитных аномалий, вызванных в действительности латеральными изменениями физических свойств в рамках одной группы. В то же время наличие в пределах единой геофизической аномалии областей распространения различных пород, характеризующихся высоким контрастом петрофизических параметров, может определенно свидетельствовать о погружении определяющих эту аномалию породных комплексов под уровень современного эрозионного среза. Рис. 2.83, на котором приведен фрагмент петроплотностной карты с наложенными изолиниями гравитационного поля, иллюстрирует явную корреляцию и конформность наблюдаемых в Северном Приладожье положительных гравитационных аномалий и областей выходов на поверхность породных комплексов диорит-чарнокитовой, габбро-диоритовой и габбро-амфиболитовой формаций, а продолжения аномалий за пределы контуров обнажений этих плотных пород свидетельствуют об их распространении на глубину. В целом для Приладожья характерна достаточно высокая контрастность физических свойств пород наиболее крупных структурно-формационных комплексов, поэтому даже их осредненные параметры имеют заметные различия и в совокупности с дополнительной геолого-геофизической информацией могут эффективно использоваться для атрибуции аномалий геофизических полей и построения различных корреляционных зависимостей при создании региональных комплексных геофизических моделей.

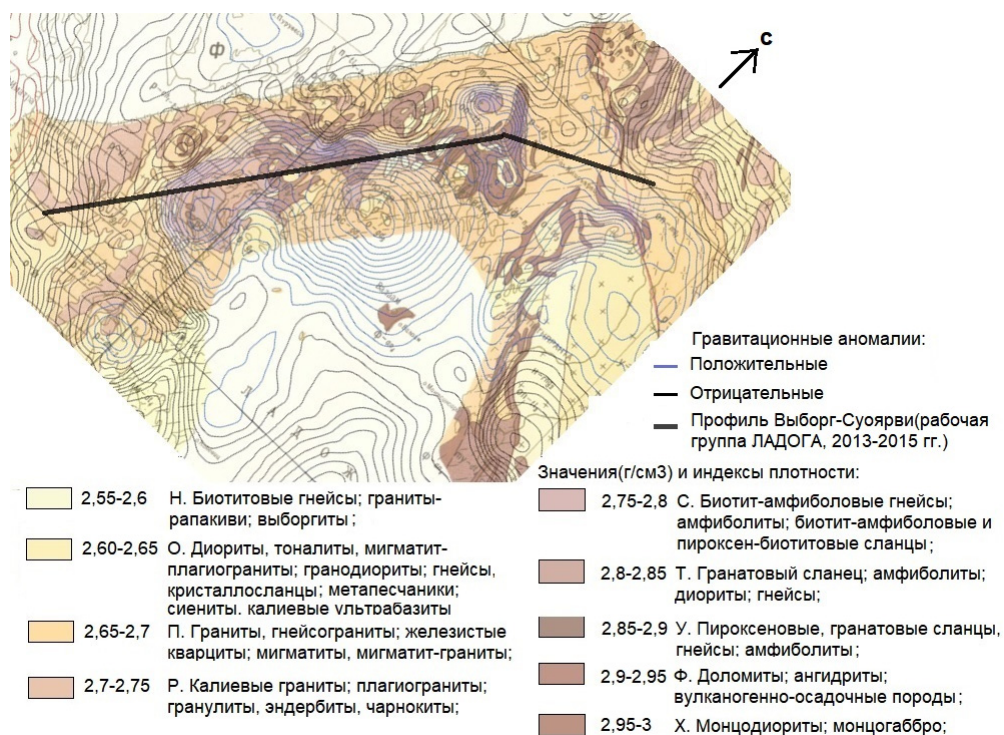


Рис. 2.83. Фрагмент петроплотностной карты с легендой (по [Петрофизические..., 1980]) и наложенными изолиниями гравитационного поля м-ба 1 : 1 000 000 (синие – положительные, черные – отрицательные). Неокрашенная область – схематический контур Ладожского озера

В рамках работы по составлению комплексной геофизической модели Приладожья проводился корреляционный анализ потенциальных полей в сопоставлении с детальными современными представлениями о геологическом строении региона исследований [Куликов и др., 2017].

По результатам этого анализа выделены четыре характерных кластера в распределениях гравитационного и магнитного полей (рис. 2.84): (1) – области слабых отрицательных гравитационных аномалий

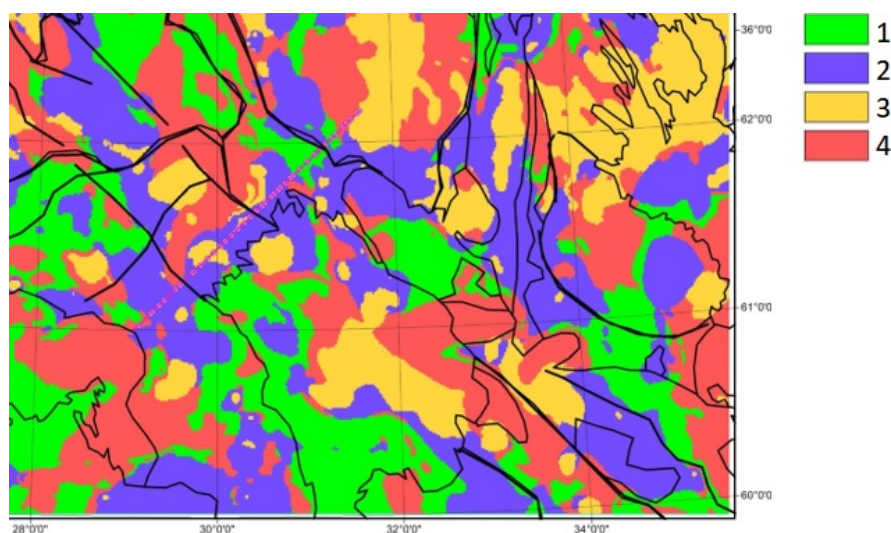


Рис. 2.84. Результаты кластеризации по параметрам магнитного и локального гравитационного полей м-ба 1 : 1 000 000 для региона Приладожья, полученные с использованием адаптивного нейросетевого алгоритма, реализованного в системе ГисИнтегро [Черемисина и др., 2018]. Границы породных комплексов и тектонические линии нанесены согласно врезке рис. 2.77. Красной линией схематично показано положение профиля МТ-МВ зондирования Выборг – Суоярви. Описание кластеров приведено в тексте настоящего раздела

и сильных магнитных, создаваемых породами архейских тоналитовых комплексов, сильно переработанных в протерозое; биотитовыми гнейсами, кристаллосланцами калевия; (2) – положительные гравитационные аномалии и слабоотрицательные магнитные, обусловленные габбродиоритами и гранитными комплексами калевия; людиковийские вулканогенно-осадочные породы; (3) – сильные магнитные аномалии на фоне нулевого гравитационного эффекта, приуроченные к гранитам и гранулитам калевия и метаморфизированным кварцитам более раннего возраста; (4) – слабые отрицательные магнитный и гравитационный эффекты могут наблюдаться у архейских гранитов и плагиогранитов, а также различных пород калевийского возраста: гранодиоритов, монцодиоритов, габбро и др.

Одна из первых попыток создать базу данных по электрическим свойствам горных пород для Карелии принадлежит авторам работы [Клабуков, Голод, 1979], использовавшим результаты проведения параметрических ВЭЗ и измерений образцов, отобранных на обнажениях. Позднее обзор материалов этой базы с расширениями был дан в [Клабуков, 2006]. По усредненным значениям удельных электрических сопротивлений (УЭС) была установлена существенная дифференциация величин УЭС горных породы по литотипам. Породы региона были разделены на три основные классификационные группы: (1) – породы высокого сопротивления – 6–20 тысяч Ом·м – граниты, гнейсы, гранодиориты, габбро, пироксениты, диабазы и др.; (2) – с более низким сопротивлением – 2–4 тысячи Ом·м – филлитовые сланцы, кварцито-песчаники, кварц-карбонатные сланцы, серпентиниты, метаперидотиты и породы первой группы при нахождении в тектонических зонах; (3) – проводники – 0.01–200 Ом·м – пирит-пирротиновые руды, шунгит и графитсодержащие сланцы и гнейсы.

Актуальное для своего времени обобщение материалов по электрическим свойствам горных пород области сочленения Балтийского щита и Русской платформы было сделано в отчете ЗАО КЦ «Росгеофизика» [Скопенко и др., 2002], анализирующем результаты сейсмических и магнитотеллурических зондирований на региональном геотраверсе «Гдов – Спасская Губа».

Обобщенные данные о физических свойствах горных пород Приладожья, используемые в ходе геолого-геофизической интерпретации материалов региональных геоэлектрических исследований, сведены в табл. 2.3.

Таблица 2.3

Сводная рабочая таблица физических свойств горных пород, используемая при комплексной геолого-геофизической интерпретации МТ данных по региону Приладожья, составленная на основе петромагнитной и петроплотностной карт [Петрофизические..., 1980] с привлечением результатов других исследований как по петромагнитным, так и по электрическим свойствам (см. текст настоящего раздела) (колонки возрастов и петрологии по [Куликов и др., 2017])

Возраст пород	Типы пород	Петрофизические свойства			
		ρ , Ом·м	α , 10^5 ед. СИ	плотность, г/см ³	
PR	Верхний рифей	Тагамиты	50–400	0–40	2.7–2.75
	Нижний рифей	Рапакиви-гранитный комплекс, выборгиты	1000–10 000	0–40	2.55–2.65
	Вепсий	Монцогаббро, сиениты, граниты, калиевые ультрабазиты	5000–10 000	240–550	2.6–2.65
	Калевий	Биотитовые гнейсы, кристаллосланцы	1000–5000	0–40	2.6–2.65
		Калиевые граниты	1000–10 000	600–1200	2.7–2.8
		Эндербиты, чарнокиты, гранулиты	5000–20 000	1200–2400	2.7–2.75
		Диориты, габбродиориты, тоналиты	5000–20 000	240–550	2.85–2.9
		Монцодиориты, гранодиориты, граниты	5000–20 000	0–120	2.6–2.7
		Тоналиты, диориты, габбродиориты	6000–20 000	1200–2400	2.8–2.85
		Монцодиориты, габбро, пироксениты	5000–10 000	0–120	2.65–2.7
		Граниты, мегматит-граниты, гнейсограниты	10 000–20 000	120–550	2.65–2.75
	Кварциты, песчаники и их метаморфизированные аналоги	1200–3000	10–1400	2.6–2.65	
	Людиковий	Нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы	1–500	40–120	2.9–2.95
	Ятулий	Ангидрит-магнетиты	10 000–100 000	0–100	2.9
Доломиты, песчанитые доломиты		1000–10 000	0–100	2.82–2.9	
	Архейские комплексы, интенсивно переработанные в палеопротерозое, тоналиты, гранодиориты	3000–10 000	0–40	2.6–2.65	
AR	Неоархей	Железистые кварциты	10–200	40–120	2.65–3
	Мезоархей	Тоналиты, гранодиориты	6000–20 000	0–120	2.6–2.7
		Диориты, тоналиты, мигматит-плагиограниты	1000–10 000	0–120	2.6–2.65
		Филлиты, сульфидизированные породы, графитизированные породы	10–100	3–128	2.6–3

Анализ имеющихся представлений о природе повышенной электропроводности коры ЛБЗ

Палеопротерозойские мегаблоки докембрийских кратонов и приграничные шовные зоны были порождены взаимодействием древних, стабилизировавшихся в основном в раннем-среднем архее микроконтинентов с окружающими их в раннем протерозое океаническими структурами [Hoffman, 1988; Kogja et al., 2006; Минц и др., 2010]. Формации шовных зон накапливались в межконтинентальных бассейнах с корой океанического типа, континентальных склонах и шельфах, в примыкающих к ним эпиконтинентальных бассейнах. В ходе аккреционных процессов палеопротерозоя при участии активного массо- и флюидопереноса были сформированы эти сложно построенные и имеющие глубокие корни геологические образования. В их состав вошли супра- и инфракrustальные породные комплексы, обогащенные графитом, сульфидами, окислами металлов, образовавшимися в ходе метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных толщ, а также в результате осаждения из горячих глубинных флюидов, в период активных мантийно-коровых взаимодействий поднимающихся по проницаемым разломным зонам. Возникшие таким образом и мало измененные до настоящего времени разномасштабные электронно-проводящие структуры обладают большой интегральной проводимостью и высокой контрастностью. Они имеют широкое распространение в пределах всего Балтийского щита и служат яркими маркерами древних структурно-вещественных комплексов, будучи доступными для изучения, в том числе и на глубине с помощью электромагнитных методов геофизики [Ковтун и др., 2004; Клабуков, 2006; Фельдман, Эринчек, 2009]. На верхних этажах земной коры они вскрыты скважинами: так, первый километр, пройденный к 1984 г. в скважине Оутокумпу в пределах крупного рудного района Финляндии, насчитывает интегральную электропроводность в 3400 См в 4 толщах графитовых сланцев общей мощностью 136 м [Kogja et al., 2002]. Свидетельства о неоднократном пересечении графитоносных супракrustальных слоев при проходке к 2010 г. следующих 1500 м даны в [Kukkonen, 2011]. О распространении связных графитоносных толщ в более глубинных, включая среднюю и нижнюю кору, горизонтах свидетельствуют данные МТЗ в пределах Лапландского гранулитового пояса и Ладожско-Ботнической зоны [например, Kogja et al., 1996, 2002; Vaittinen et al., 2012; Минц и др., 2018].

Без сомнения, в электропроводность верхних горизонтов коры Фенноскандии вклад вносят и ионно-проводящие агенты – соляные растворы, которые образуются в результате взаимодействия с минеральным скелетом горных пород метеорных вод, проникающих вглубь коры по ослабленным (разломным, трещиноватым) зонам. В пользу существования в восточной части Фенноскандинавского щита фрагментарного ослабленного слоя с субгоризонтальной трещиноватостью (сейсмического волновода) на глубинах 8–12 км, нередко совпадающего с зоной повышенной электропроводности, свидетельствовал ряд исследований [Каракин и др., 2003; Ковтун и др., 2004 и др.].

Подобные проводники реологической природы могут иметь широкое распространение и встречаться в различных формационных комплексах: так, в фундаменте ВЕК они отмечались на территории Белоруссии [Файнберг и др., 1998], а на территории палеозойской Западно-Европейской платформы – в пределах различных формационных зон [Stoll et al., 2000 и ссылки в ней]. Глубокая скважина германской программы КТВ вскрыла проводящий слой на глубине 7–8 км в сложенном кристаллическими сланцами варисцинском фундаменте Богемского массива. При этом была выявлена сильная проработка всех трещиноватых слоев (в том числе и сейсмического рефлектора – крупной наклонной разломной зоны, секущей флюидизированную субгоризонтальную) графитизацией и сульфидизацией. Совокупный эффект этих электронных проводников и ионной проводимости флюида определил интегральные параметры горизонта повышенной электропроводности [Nover et al., 1998; Stoll et al., 2000].

Зоны повышенной проницаемости и водонасыщенности с инверсией скоростей в интервале глубин 3–9 км экспериментально подтверждены также Кольской сверхглубокой скважиной, Онежской и Молоковской параметрическими скважинами [Кольская..., 1984; Шаров, 2012]. Во всех скважинах в кристаллическом фундаменте встречены высокопроводящие слои, обусловленные графитизацией, сульфидизацией (вкрапления рудных минералов до 20 и даже 40 %), а нередко и минерализованными водными флюидами. Пористость пород в трещиноватых слоях возрастает до 1 % против 0.5 % в более консолидированных толщах в интервале глубин 0.8–4.5 км. Ниже глубины 9 км количество и мощность этих слоев, содержащих свободный водный флюид, резко уменьшаются, а породы вне зон трещиноватости становятся практически непроницаемы.

Вклад в увеличение электропроводности коры современных «ювенильных» водных флюидов (мантийных или производных глубинных метаморфических преобразований, играющих большую роль в повышении коровой проводимости геодинамически активных регионов) уверенно оценить, в частности

для области Приладожья, достаточно сложно. Однако, принимая во внимание низкий уровень регионального теплового потока (20–35 мВт/м² [Artemieva, Shulgin, 2015]) и довольно низкие оценки температур и давлений в недрах Приладожья, получаемые при моделировании теплового поля Восточной Фенноскандии (250 °С на глубинах 20 км, 460–500 °С на поверхности Мохо [Glaznev et al., 2015]), эту компоненту суммарной электропроводности коры не приходится считать значимой. Высказываемые предположения о современной активизации отдельных областей щита [Гордиенко и др., 2006] так и остались на сегодня не вполне обоснованными.

Даже если предположить возможность определенной вариации глубины залегания реологически-ослабленных, обводненных слоев в других, не изученных глубоким бурением областях Балтийского щита, обсуждаемая ранее [Ковтун и др., 2004], а иногда и в последнее время [Жамалетдинов и др., 2018] гипотеза о флюидной природе проводников, фиксируемых МТ/МВ зондированиями на уровнях ниже 10–12 км, представляется маловероятной. Для обеспечения наблюдаемых величин удельной и интегральной проводимости глубинных аномально проводящих структур Фенноскандии ($\sigma > 1 \text{ См}\cdot\text{м}^{-1}$, $S = 10\,000 \text{ См}$ и более [Korja et al., 1996, 2002; Hielt et al., 2006; Соколова и др., 2017]), согласно оценкам, аналогичным [Li et al., 2003], даже при учете температуры и использовании максимально возможной удельной электропроводности рассолов, придется предположить существование на глубинах порядка 15–20 км км слоя более чем километровой мощности с пористостью, превышающей 10 %, что представляется нереалистичным.

Поэтому, допуская, что оба типа электропроводности могут быть «ответственными» за наблюдаемые вдоль ЛБЗ цепочки аномалий повышенной проводимости, «двухъярусную» гипотезу геоэлектрического строения коры (электронные верхнекоровые, приповерхностные, проводники, глубинные – ионные, флюидные), по-видимому, стоит инвертировать и признать вклад электронных проводников на нижних этажах коры существенно большим, чем стремительно падающий с глубиной вклад флюидов [Korja et al., 2002; Vaitinen et al., 2012; Минц и др., 2018 и др.].

Геологическая интерпретация разреза сопротивлений по линии Выборг – Суоярви-2 и имеющихся МВ данных по юго-востоку области ЛА

В ходе проведенного раунда двумерных инверсий на материалах синхронного профильного МТ-МВ зондирования Выборг – Суоярви-2 была достигнута существенно большая, по сравнению с предшествующими исследованиями, детальность разрешения геоэлектрического разреза ЛА, которая позволила приступить к его геологической интерпретации. Серия полого погружающихся к юго-западу неоднородно-проводящих горизонтов в верхней и средней коре, выходящих на поверхность в местах картирования известных разломов, оказалась наиболее яркой и устойчивой общей чертой всех получаемых решений обратной задачи, как частичных – по отдельным компонентам, так и мультикомпонентных (рис. 2.79, 2.80 [Соколова и др., 2017; Таран и др., 2017; Rokityansky et al., 2018]).

В силу недостатка материалов площадных зондирований 3D инверсия, проведенная, в основном, на ансамбле МТ/МВ данных профиля Выборг – Суоярви, дополненных ограниченными МВ данными по прилегающей территории Финляндии, не смогла дать устойчивого разрешения верхнекоровых структур ЛА вне профиля. Однако она подтвердила присутствие существенно линейного мощного глубинного проводника в ЮЗ части профиля В-С-2, а также в целом близкую к полученной в 2D инверсии (хотя и менее разрешенную в силу специфики 3D алгоритма) картину полого-падающей практически с поверхности (от AR-PR границы) проводящей зоны и значительного увеличения ее мощности при достижении глубин около 20 км (рис. 2.81) [Таран и др., 2017].

В работе [Минц др., 2018], посвященной моделированию глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена, были использованы материалы объемного плотностного моделирования, данные МОВ-ОГТ и МТЗ по территории центральной части Фенноскандинавского щита, а для построения сечения глубинной модели орогена в Северном Приладожье – материалы МТ/МВ зондирований по линии Выборг – Суоярви. При этом интерпретировалась модель разреза сопротивлений (рис. 2.79), построенная в рамках консервативного «детерминантного» подхода, как правило, обеспечивающего стабильное (в меньшей степени зависящее от 3D искажений) построение достаточно разрешенного разреза глубинной электропроводности под линией конкретного профиля. Для ее интерпретации привлекались также сечения 3D плотностной и магнитной (данные детальной магниторазведки) моделей и аналогии с результатами анализа структуры коры на участке геотраверса I-ЕВ в ЮВ Приладожье [Минц и др., 2010].

Построенная геологическая модель (рис. 2.85) трактует anomalously проводящую структуру ЛА не как единый компактный объект, а как совокупность проводников различного вещественного состава и геолого-тектонической приуроченности. На среднекоровых уровнях проводники представляют собой неоднородно-проводящие наклонные слои с единым ЮЗ пологим падением (подтверждаемым в [Минц и др., 2018] соответствующим разрезом плотностной модели [Glaznev et al., 2015]), по-видимому, являющиеся надвиговыми зонами, сформированными вдоль позволяющих облегченное проскальзывание графитосодержащих супракрустальных формаций и реализующими транспортировку (надвиг) свекофеннид на перикратонную область Карельского кратона. На более высоких уровнях их падение становится круче, и они сливаются с распознаваемыми на поверхности крупными древними разломными зонами (включая реактивированные неотектоническими процессами вдоль границ Ладожско-Ботнической зоны), где возможно присутствие и минерализованной метеорной воды, обеспечивающей добавочную компоненту ионной проводимости.

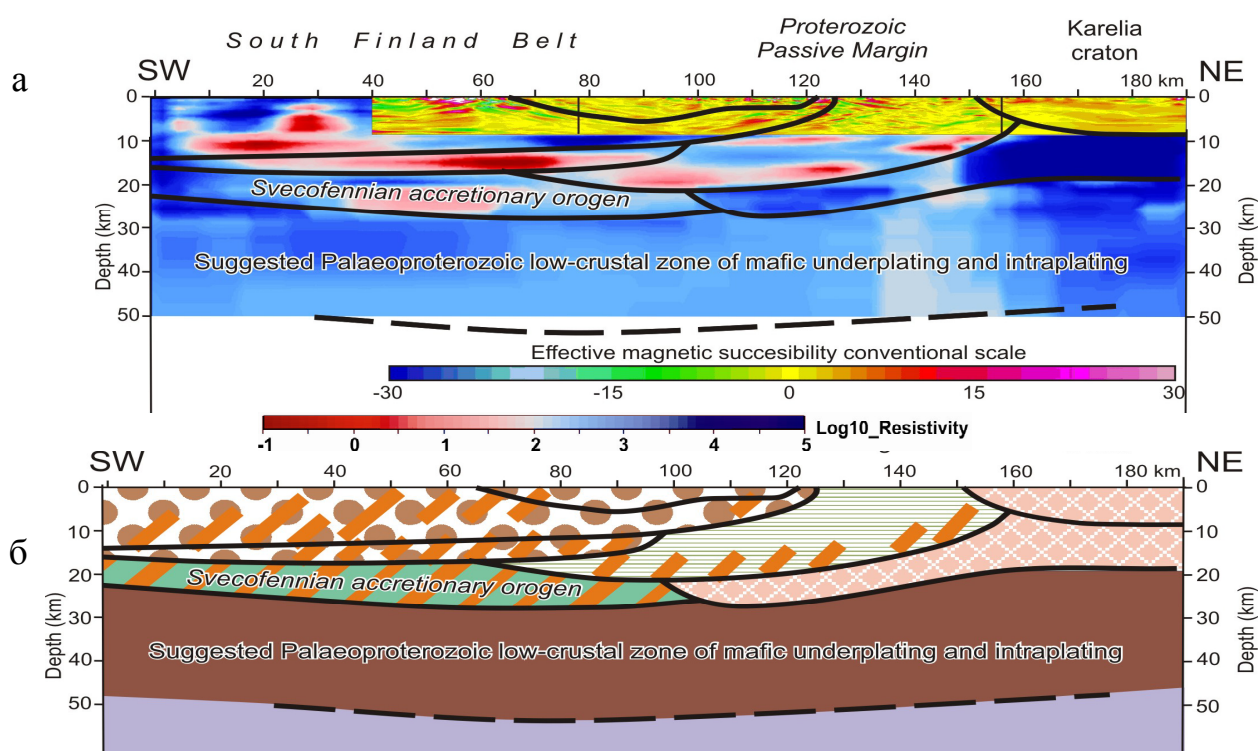


Рис. 2.85. Геологический разрез по линии Выборг – Суоярви-2, суммирующий комплекс геологических и геофизических сведений [Минц и др., 2018]:

а – глубинный разрез электрического сопротивления (в соответствии с логарифмической цветовой шкалой, $Lg(R_0, \text{Ом}\cdot\text{м})$), совмещенный с сечением верхнекоровой модели эффективной магнитной восприимчивости и с нанесенными тектоническими границами, выделенными с учетом данных геологического картирования и плотностной модели [Glaznev et al., 2015]; б – интерпретационный геологический разрез. Легенда геологического разреза – на рис. 2.77

В ЮЗ части разреза на глубинах 15–25 км наблюдается существенное увеличение суммарной мощности (интегральной проводимости) проводящих структур, по-видимому формирующих обнаруженную в ходе пионерских зондирований в регионе Приладожья низкочастотную магнитовариационную Ладожскую аномалию [Рокитянский и др., 1981]). Вероятно, она обусловлена увеличением суммарного объема прослоев кристаллического графита ($\rho < 0.01 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) в глубоко метаморфизованных толщах Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, возможно, сходных с эксгумированными формациями Лапландского гранулитового пояса ($\rho < 0.001 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) [Kogja et al., 1996]. На поверхности в Лахденпохском блоке (например, на графитовом месторождении Ихала) вплоть до зоны Мейери графитизированные толщи встречаются в пластинах метаморфитов, тектонически транспортированных/надвинутых на структуры свекофеннского орогена и Раахе-Ладожской зоны [Балтыбаев и др., 2006; Минц и др., 2018].

В верхней коре (5–7 км) СВ части профиля В-С-2 выявляются чашеобразные проводящие структуры, находящиеся в хорошей корреляции с картиной распределения аномальной магнитной восприимчивости (рис. 2.80, 2.85), а также с данными геологического картирования на территории Северного

Приладожья, прослеживающего по маркирующим горизонтам сульфидных сланцев, сопровождающих калевийский вулканизм, пологие складки супракрустальных толщ ладожской серии [Свириденко и др., 2017]. Их совокупность характеризует верхнекоровую структуру Раахе-Ладожской зоны вкрест ее шириной более чем 50 км.

Для интерпретации разреза сопротивлений в характеризующейся повышенной мощностью нижней части коры (интервал глубин от 20–25 до 55 км) мы воспользовались корреляцией с глубинным разрезом по геотраверсу 1-ЕВ, который пересекает продолжение Южно-Финляндского пояса под осадочным чехлом Русской платформы непосредственно к югу-востоку от Ладожского озера [Минц и др., 2010, Глава 4; Mints et al., 2015, Chapter 12]. В интервале пикетов 1350–1550 км геотраверса в пределах указанных глубин кора насыщена интенсивными отражениями и представляет собой типичную зону рефлексивити [Минц и др., 2010]. Результаты анализа геологической карты, сейсмических образов коры и данных о составе и возрасте глубинных ксенолитов определили параметры модели нижнекоровой области, образованной основными гранулитам и насыщенной палеопротерозойскими мафитовыми интрузивами преимущественно габбро-анортозитового состава [Минц и др., 2010, Глава 3; Mints et al., 2015, Chapter 8]. Эти породы при температурах и давлении, характерных для нижней коры древних кратонов, могут обладать электрическими сопротивлениями, близкими к полученным на профиле Выборг – Суоярви (5000–500 Ом·м). Проведенная аналогия позволяет дать соответствующую интерпретацию нижнему уровню геоэлектрического разреза на рис. 2.85.

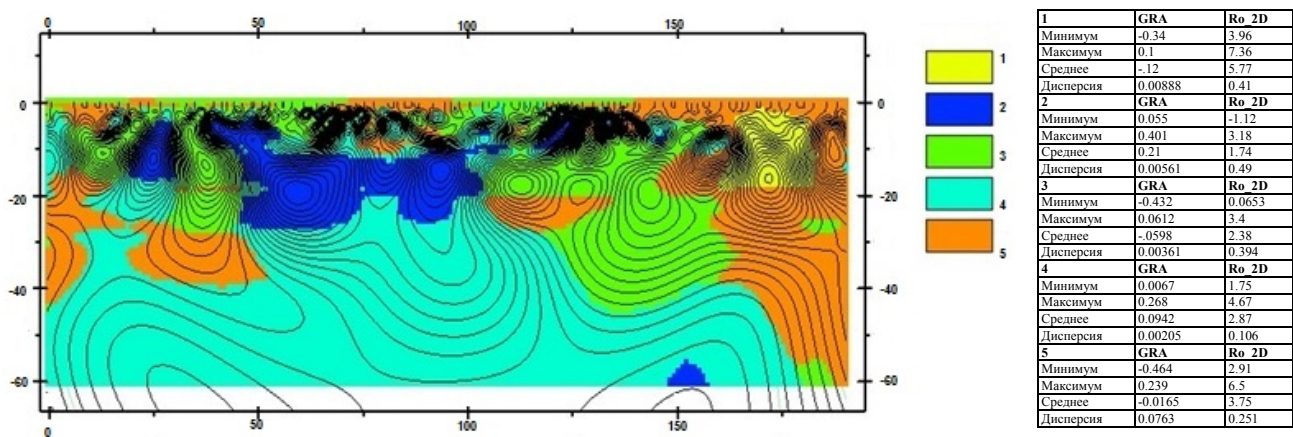


Рис. 2.86. Двухпризнаковая (сопротивление/плотность, Ro_2D/GRA) кластеризация разреза земной коры по профилю МТЗ Выборг – Суоярви-2

Разрез сопротивлений получен в результате 2D детерминантной инверсии данных МТЗ (рис. 2.79), а представленный в изолиниях плотностной разрез – как сечение объемной модели избыточной плотности, построенной по результатам трехмерной инверсии региональных гравитационных данных 1 : 1 000 000 средствами ГИС INGTEGRO (см. раздел 2.4). Характеристики кластеров (в lg Ом·м и относительных плотностных единицах) приведены в таблице справа, а описание – в тексте настоящего раздела

Роль гранулитовых толщ в формировании мощного проводника в средней коре западной и центральной частей профиля Выборг – Суоярви подтверждают результаты совместного кластерного анализа подобранного распределения электропроводности горных пород и оценок их избыточной плотности по соответствующим разрезам (рис. 2.86). В результате этого анализа были выявлены пять петрофизических кластеров, согласно табл. 2.3. Первый кластер включает непроводящие породы пониженной плотности, которые, вероятнее всего, могут быть представлены гранитоидными рапакиви-комплексами, соответствующими суоярвинскому блоку легких плагиомикроклиновых гранитов. Второй тип – проводящие сверхплотные области; согласно петрофизическим исследованиям [Голод и др., 1979] они могут быть соотнесены с графитсодержащими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Третий – метаморфизованные и переработанные гранитные комплексы, биотитовые гнейсы, диориты [Петрофизические..., 1980]. Четвертый тип – породы диорит-эндербитового ряда, обладающие сравнительно большой плотностью [Петрофизические..., 1980] и малой проводимостью [Голод и др., 1979]. Последний, пятый, объединяет по совокупности непроводящие образования средней плотности разной природы – на северо-востоке Приладожья они могут являться частью архейского плагиогранитного выгозерского комплекса [Свириденко и др., 1979], а в западной части – относиться к протерозойским гранитоидам.

Проведенная комплексная геолого-геофизическая интерпретация разреза сопротивлений по линии Выборг – Суоярви (рис. 2.85) заметно прояснила природу и структуру проводящих объектов ЛА в Северном Приладожье, а также послужила в итоге существенной опорой при создании модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур (Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса), построенной по геологическим, сейсмическим и геоэлектрическим данным в [Минц и др., 2018] и представленной на рис. 2.87, заимствованном из этой работы.

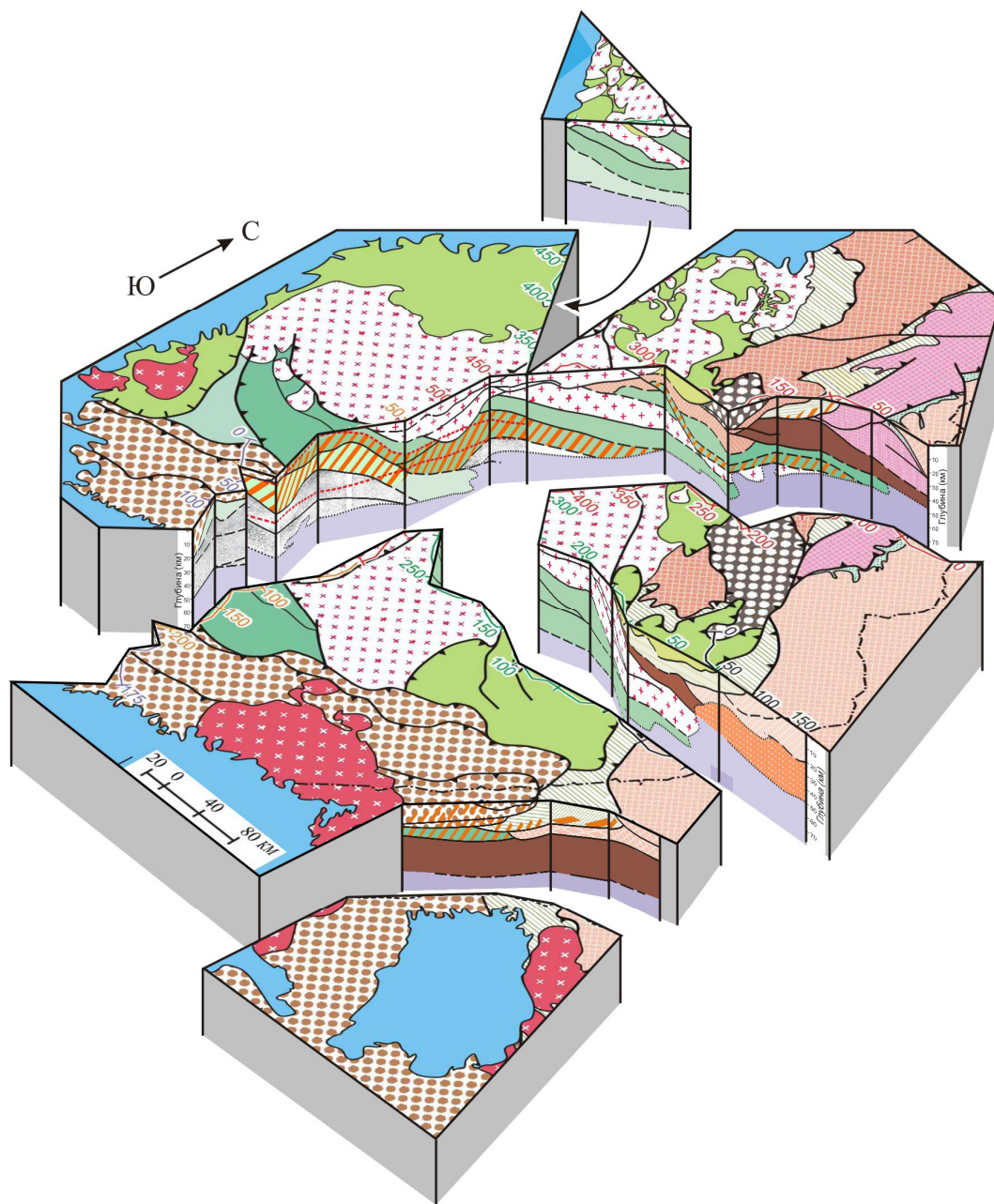


Рис. 2.87. Трехмерная модель (блок-диаграмма) глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, построенная по геологическим, сейсмическим и геоэлектрическим данным в [Минц и др., 2018]

Оранжевая штриховка – области в разрезах земной коры, имеющие повышенную электропроводность (в Центральной Финляндии – по линиям сейсмического профиля МОГТ FIRE-1-2а [Kukkonen, Lahtinen, 2006], соотнесенного с магнитотеллурическими профилями SVEKA [Korja et al., 2002] и MT-FIRE [Vaitinen et al., 2012]); в Северном Приладожье – по линии магнитотеллурического профиля Выборг – Суоярви-2 [Соколова и др., 2016]. Остальные условные обозначения приведены на рис. 2.77

Разрешение структуры разреза сопротивлений по профилю В-С-2 в совокупности со сведениями о характере пространственного поведения МВ откликов по всей области Ладожской аномалии электропроводности (включая результаты МТ/МВ работ на геотраверсе 1-ЕВ [Берзин и др., 2002] и новейшие результаты зондирований 2016–2017 гг. в ЮЗ Приладожье, рис. 2.82, а [Golubtsova et al., 2017; Rokityansky et al., 2018]) позволили продвинуться в понимании картины расположения аномально проводящих «ветвей» ЛА в Приладожье в целом. Пленочная 3D инверсия сводного ансамбля МВ данных по площади ЛА выявляет две ветви коровых проводников, разделенных изолирующей областью на профиле В-С-2 и менее разрешенных (возможно, из-за малого количества данных) на ЮВ берегу. На основе этих сведений в построение первой прогнозной объемной модели коровой электропроводности области ЛА [Golubtsova et al., 2017] была заложена гипотеза пространственного поведения двух «эффективных» проводников (СВ верхне-средне-коровый, условно «метаосадочный», и ЮЗ среднекоровый, условно «гранулитовый»), отклики которых на $T = 64$ с представлены на рис. 2.82, б. Моделирование показало, что для такой модели с увеличением периода влияние СВ проводника ослабевает, и уже на периоде ~ 1000 с вся аномальная зона проявляется как один мощный ЮЗ проводник – именно он и был выявлен длиннопериодными МВ зондированиями [Рокитянский и др., 1981, 2017]. Сравнение рис. 2.82, а, б, в демонстрирует пространственную корреляцию проводников с конфигурацией гранулитового пояса и простираением Раахе-Ладожской зоны.

Заключение

За последнее десятилетие в центральной и ЮВ частях Фенноскандинавского щита финскими и российскими исследователями с применением современных технологий магнитотеллурического зондирования были получены новые сведения о глубинном геоэлектрическом строении Свекофеннского аккреционного орогена, Карельского кратона, а также соединяющей их Ладожско-Ботнической подвижной зоны [Vaittinen et al., 2012; Соколова и др., 2016]. В результате сопоставления этих материалов, а также опубликованных ранее геоэлектрических разрезов, пересекающих ороген в непосредственной близости от профиля FIRE-2-2a-1 [Korja et al., 2002], с данными геологического картирования было показано, что в исследуемом регионе повышенная электропроводность связана с электронно-проводящими породами, включающими значительную примесь графита, часто с примесью сульфидов. При этом, исходя из геотермических, геодинамических сведений, а также непосредственных данных глубокого бурения, вклад ионной проводимости (водные флюиды) был оценен как значимый только до глубин 8–10 км. В то же время присутствие графитизированных пород было признано возможным во всем рассматриваемом диапазоне коровых глубин. Скрытокристаллический и/или неполнокристаллический графит присутствует в осадочных породах низкой и умеренной степени метаморфизма в верхних горизонтах коры (пассивная окраина Карельского кратона), а крупно- и среднечешуйчатый графит более характерен для гранулитов, претерпевших метаморфизм высоких стадий на больших глубинах (парагранулиты Южно-Финляндского пояса). В свою очередь, совмещение данных об электропроводности пород со структурным «скелетом» коры на сейсмических разрезах, пересекающих Свекофеннский ороген [Минц и др., 2018], во-первых, продемонстрировало хорошую корреляцию некоторых сейсмических и геоэлектрических особенностей и тем самым обеспечило «кросс-верификацию» результатов двух независимых методов, а, во-вторых, позволило более достоверно разделить погружающиеся на глубину тектонические пластины, сложенные вулканогенно-осадочным комплексом, и пластины, образованные гранитоидами. По аномалиям электропроводности также были выделены графитсодержащие осадочные породы, слагающие «слепые» (не достигающие поверхности) пластины аккреционного комплекса в сечении профилем FIRE-2-2a-1.

При построении объемной модели глубинного строения земной коры в Северном Приладожье в рамках настоящего исследования главным источником информации стали результаты магнитотеллурических зондирований по линии Выборг – Суоярви-2 [Соколова и др., 2016, 2017] (рис. 2.79, 2.80, 2.85) с привлечением сечений по линии Выборг – Суоярви объемной плотностной [Glaznev et al., 2018] и магнитной модели восточной части Фенноскандинавского щита. Следует отметить, что полученный новый геоэлектрический образ коры по профилю Выборг – Суоярви не выявляет черты широкой, соразмерной всему Ладожскому озеру рифтообразной впадины, ограниченной субвертикальными разломными зонами мантийного заложения, о которой, опираясь на данные МОВЗ, свидетельствовали авторы работы [Свириденко и др., 2017]. Современные синхронные МТ/МВ зондирования в определенной мере восполнили отсутствие в Северном

Приладожье данных активной сейсмоки, обеспечив на основе полученного разрешения разреза глубинной электропроводности построение структурного каркаса коры, в котором наиболее ярко проявленной оказалась картина тектонического сжатия.

2.6. ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Формирование геологических комплексов Северного Приладожья и прилегающих территорий охватывает обширный, более чем двухмиллиардный временной интервал, который включает несколько этапов эндогенной активности в архее, протерозое и частично – палеозое. Основываясь на объемах новообразованного вещества или значимых преобразованиях океанической или континентальной коры, можно выделить около девяти наиболее важных геологических событий (табл. 2.4). В приведенной таблице отражены геологические процессы, которые были проявлены на площади Северного Приладожья, хотя не обойдены вниманием и другие масштабные события, определившие в конечном итоге современное строение и состав Свекофеннского орогена и его северного обрамления.

Таблица 2.4

Этапы эндогенной активности

Этап	Время, млрд лет	Геологические события
I	2.7–2.66	Архейский этап: формирование инфракрустального комплекса, состоящего преимущественно из корового материала (плаггио- и двуполевошпатовые граниты)
II-a	2.4–2.1	Деструкция архейской коры при растяжении, рассеянный рифтогенез с образованием ряда мелководных бассейнов, накопление вулканогенно-осадочных толщ
II-b	2.1–2.06	Деструкция архейской коры (2.1–2.06), рифтинг, образование крупного океанического бассейна
II-в	До 1.96	Продолжающееся формирование океанической коры, комплементарные процессы на активных и пассивных окраинах, местами – формирование тыловых бассейнов
III-a	1.95–1.92	Субдукция океанической коры, формирование юных островных дуг, аккреция, эрозия, местами обдукция краевых частей океанической коры, закрытие тыловых бассейнов, формирование плутоно-вулканического комплекса (комплекс Пюхисалми)
III-b	1.90–1.87	Формирование зрелых островных дуг, аккреция, эрозия, формирование вулканогенно-осадочного комплекса (турбидиты, андезиты-базальты) (бассейны Шеллефтео, Тампере, ЦФГК, ЮД Приладожья)
IV-a	1.90–1.86	Раннесвекофеннская орогения, аккреционно-коллизонные процессы, мантийно-коровый магматизм – преимущественное развитие габбро-плаггиогранитных плутонов, термические аномалии, гранулитовые комплексы
IV-b	1.86–1.83	Затухание орогенической активности во внешней зоне свекофеннид, кратонизация
V	1.83–1.79	Плутоно-метаморфизм во внутренней (южной) зоне свекофеннид, коровый – гранитный магматизм, термические аномалии, гранулитовый метаморфизм, утолщение новообразованной свекофеннской коры (бассейны Бергслаген, Турку, Сулкава, Уусима)
VI	1.80–1.79	Тектоно-термальная активность и метаморфизм в прикратонной шовной зоне в результате взаимодействия кратонизированной части СП с краем КК (СД Приладожья). Формирование плутонов широкого спектра составов в СД и ЮД
VII-a	1.65–1.53	Дискретный анортозит-рапакивигранитный внутриплитный магматизм (Выборгский и Салминский батолиты)
VII-b	1.46	Базитовый внутриплитный магматизм Пашско-Ладожского прогиба (базальты, рои даек и силлы)
VIII	1.0–0.9	Импактное событие (астроблема Янисъярви)
IX	0.45–0.40	Каледонская активизация, минералообразования по локальным тектоническим зонам

– архейский фундамент (2.7–2.66 млрд лет)

Довольно мало сведений о геологической эволюции и внутренней периодизации архейских событий в изученном районе. Известно, что породы архейского возраста, участвующие в неоднократных поздних деформациях, сами образовались не раньше чем 2.66 млрд лет назад. Основная масса архейских пород в Приладожье имеет возраст около 2.7 млрд лет. В подавляющем большинстве это породы кислого состава – плаггио- или двуполевошпатовые граниты. Наиболее молодые породы в архейской возрастной группе известны на территории Финляндии: возраст одной из интрузий порфиридных гранитов оценивается как 2.58 млрд лет.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Алексеев Иван Александрович, доцент, завкафедрой ГМПИ, Институт наук о Земле, СПбГУ; e-mail: i.alekseev@spbu.ru

Амантов Алексей Владиславович, вед.н.с., Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), отдел геоэкологии и морской геологии, г. Санкт-Петербург; e-mail: 4448470@mail.wplus.net

Амантова Марина Геннадьевна, инженер 2 кат., Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), отдел геоэкологии и морской геологии, г. Санкт-Петербург; e-mail: marinama62@gmail.com

Бабичев Алексей Владимирович, с.н.с., Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск; e-mail: babichev@igm.nsc.ru

Балтыбаев Шаукет Каимович, замдиректора по научной работе, д.г.-м.н., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: sh@ipgg.ru; shauket@mail.ru

Бугаенко Игорь Валентинович, н.с., к.геол.н., Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина; e-mail: igor_bugaenko@ukr.net

Воинов Александр Сергеевич, доцент, Институт наук о Земле, СПбГУ; e-mail: asv.voinov@mail.ru

Голубцова Нина Сергеевна, с.н.с., к.г.-м.н., Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, г. Москва

Жамалетдинов Абдулхай Азымович, гл.н.с., д.г.-м.н., ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: zham@az2608.spb.edu

Зайцев Сергей Владимирович, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, аспирант, г. Москва

Золотая Людмила Алексеевна, к.г.-м.н., доцент, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических исследований земной коры, г. Москва; info@geoea.ru

Ивашченко Василий Иванович, вед.н.с., к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

Исанина Эльвира Вениаминовна, вед. геофизик РГЭЦ филиал ФГУГП «Урангеология», г. Санкт-Петербург; e-mail: isanina@rgesc.ru

Колесников Владимир Егорович, м.н.с., Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: KolesnikovYI@ipgg.nsc.ru

Короткова Тамара Геннадьевна, ст. инженер, Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: tamkorot@geoksc.apatity.ru

Коснырева Мария Владимировна, к.г.-м.н., Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических исследований земной коры, г. Москва

Котова Ирина Клавдиевна, доцент, Институт наук о Земле, СПбГУ; e-mail: i.kotova@spbu.ru

Кулаковский Алексей Львович, с.н.с., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, лаборатория тектоники и геодинамики, г. Москва; e-mail: akulakovskij@mail.ru

Куликов Виктор Александрович, д.г.-м.н., профессор, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, г. Москва

Ларин Анатолий Михайлович, вед.н.с., д.г.-м.н., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: larin7250@mail.ru

Лехтиля Томми, исследователь, Университет Турку, Финляндия, Департамент геологии и минералогии, Турку, FI-20014; e-mail: krisun@utu.fi

Львов Павел Алексеевич, н.с., Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Центр изотопных исследований (ЦИИ), сектор пробоподготовки, г. Санкт-Петербург; e-mail: pavellvov@gmail.com

Милиц Михаил Вениаминович, д.г.-м.н., Геологический институт РАН, завлабораторией тектоники раннего докембрия, г. Москва; e-mail: michael-mints@yandex.ru

Морозов Юрий Алексеевич, чл.-корр. РАН, гл.н.с., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, и.о. завлабораторией тектоники и геодинамики, г. Москва; e-mail: morozov@ifz.ru

Мыскова Татьяна Анатольевна, с.н.с., к.г.-м.н., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, лаборатория геологии и геодинамики, г. Санкт-Петербург; e-mail: tmyskova@gmail.com

Нилов Михаил Юрьевич, м.н.с., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: mnilov@rambler.ru

Пиманова Надежда Николаевна, к.т.н., вед. науч. сотр. ВНИГНИ, г. Москва; e-mail: nadja@geosys.ru

Полянский Олег Петрович, завлабораторией, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск; e-mail: pol@igm.nsc.ru

Пушкарев Павел Юрьевич, д.г.-м.н., профессор, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики

Рокитянский Игорь Иванович, с.н.с., Институт геофизики Национальной академии наук Украины, г. Киев; e-mail: rokityansky@gmail.com

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Ручьев Андрей Михайлович, с.н.с., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Рязанцев Павел Александрович, с.н.с., к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: chthonian@yandex.ru

Скороходов Алексей Андреевич, инженер-иссл., Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: sammicne@yandex.ru

Смольская Анна Игоревна, с.н.с., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва; e-mail: anna-smulskaya@mail.ru

Соколова Елена Юрьевна, вед.н.с., к.ф.-м.н., Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, г. Москва; e-mail: sokol_l@mail.ru

Спирidonov Виктор Альбертович, к.т.н., завсектором ВНИГНИ, г. Москва; e-mail: victor@geosys.ru

Сундблад Кристер, профессор, Университет Турку, Финляндия, Департамент геологии и минералогии, Турку, FI-20014; e-mail: krisun@utu.fi

Таран Яна Валентиновна, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, аспирант, г. Москва

Цветкова Татьяна Алексеевна, вед.н.с., к.ф.-м.н., Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина; e-mail: tsvetas@ukr.net

Черемисина Евгения Наумовна, д.т.н., завотделением ВНИИгеосистем ВНИГНИ; e-mail: head@geosys.ru

Шаров Николай Владимирович, д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, завлабораторией геофизики, г. Петрозаводск; e-mail: sharov@krc.karelia.ru

Шевцов Александр Николаевич, н.с., к.ф.-м.н., Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: shevtsov@geoksc.apatity.ru

Щипцов Владимир Владимирович, д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, заводделом минерального сырья, г. Петрозаводск; e-mail: shchipts@krc.karelia.ru

Южанинова Светлана Игоревна, геофизик I кат., ФГУ ГП «Урангеология», Северо-Западный филиал «Невскгеология», г. Санкт-Петербург; e-mail: isanina@rges.ru

Яковлев Андрей Георгиевич, к.ф.-м.н., Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизики, доцент ООО «Северо-Запад», вед. специалист, г. Москва

Якубович Ольга Валентиновна, н.с., Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: olya.v.yakubovich@gmail.com

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Н. В. Шаров)	6
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	8
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ	10
1.1. Геологическое строение зоны сочленения Свекофеннского орогена и Карельского кратона, Северный и Южный домены Приладожья (Ш. К. Балтыбаев)	10
1.2. Стратиграфические подразделения	15
1.2.1. Введение. Архей. Нижний и верхний карелий (Ш. К. Балтыбаев)	15
1.2.2. Протерозой, сортавальская серия (И. К. Котова, А. С. Воинов, И. А. Алексеев)	18
1.2.3. Протерозой, ладожская серия (Т. А. Мыскова, П. А. Львов)	28
1.2.4. Протерозой, лахденпохская серия (Ш. К. Балтыбаев)	43
1.2.5. Региональная корреляция калевийских толщ Северного Приладожья и прилегающей территории Финляндии (Т. Лехтия, К. Сундبلاد)	50
1.2.6. Мезопротерозой, нижний рифей – иотний (В. И. Иващенко, А. М. Ларин)	73
1.3. Магматические комплексы Северного Приладожья	76
1.3.1. Раннеорогенные (1.90–1.87 млрд лет) интрузии	76
1.3.1.1. Кааламский комплекс (В. И. Иващенко, А. М. Ручьев)	76
1.3.1.2. Вялимякский комплекс (И. А. Алексеев)	85
1.3.1.3. Куркиекский комплекс (Ш. К. Балтыбаев)	90
1.3.2. Син- и позднеорогенные (1.88–1.85 млрд лет) интрузии (Ш. К. Балтыбаев)	94
1.3.3. Посторогенные (около 1.80 млрд лет) интрузии (В. И. Иващенко)	107
1.3.4. Анортозит-рапакивигранитная (1.60–1.53 млрд лет) магматическая ассоциация (А. М. Ларин)	128
1.3.5. Иотнийский и постиотнийский (~1.46 млрд лет и моложе) магматизм (А. М. Ларин)	145
1.4. Метаморфизм и метаморфические зоны Северного Приладожья (Ш. К. Балтыбаев)	147
1.4.1. Зона низко-среднетемпературного метаморфизма Северного домена	148
1.4.2. Зона высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма Южного домена	152
1.5. Структуры Северного Приладожья и модели эволюции	162
1.5.1. Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе «чехол – фундамент» (Ю. А. Морозов, А. Л. Кулаковский, А. И. Смольская)	162
1.5.2. Комбинированная модель диапирового и коллизионного механизма формирования гранит-мигматит-гнейсовых куполов Свекофеннского пояса в палеопротерозое (О. П. Полянский, А. В. Бабичев, Ш. К. Балтыбаев)	180
1.6. АстроBLEMA Янисъярви (О. В. Якубович, В. И. Иващенко, Ш. К. Балтыбаев)	185
1.7. Акватория Ладожского озера и прилегающие территории	195
1.7.1. Геологическое строение Ладожского озера по данным опытно-методических и геологосъемочных работ в пределах озерной акватории (А. В. Амантов)	195
1.7.2. Моделирование плейстоценового и голоценового развития района Ладожского озера (А. В. Амантов, М. Г. Амантова)	198
Глава 2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	210
2.1. Комплексные сейсмологические и сейсмические исследования глубинного строения от 1–2 метров до 40–50 км (Э. В. Исанина, Н. В. Шаров, С. И. Южанинова)	210
2.1.1. Методика и результаты работ МОВЗ-МРС	212
2.1.2. Совместные работы ОГТ – МОВЗ-МРС	221
2.1.3. Результаты НСП Ладожского озера	228
2.1.4. Итоги и перспективы дальнейших исследований	229
2.2. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Н. В. Шаров)	230
2.2.1. Общая характеристика полученных материалов	230
2.2.2. Блочная модель земной коры региона	239
2.2.3. Обсуждение результатов	242
2.3. Скоростное строение мантии Приладожья (Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко)	243
2.4. 2D-3D модели земной коры Приладожья по результатам анализа потенциальных геофизических полей (Е. Н. Черемисина, Н. Н. Пиманова, В. А. Спиридонов, Н. В. Шаров)	247
2.5. Изучение геоэлектрического строения Приладожья	260

2.5.1. Экскурс в историю открытия и изучения Ладожской аномалии электропроводности (А. А. Жамалетдинов, И. И. Рокитянский, Е. Ю. Соколова)	260
2.5.2. Изучение электропроводности верхних горизонтов земной коры Северного Приладожья (А. А. Жамалетдинов, А. Н. Шевцов, В. Е. Колесников, А. А. Скороходов, Т. Г. Короткова, М. Ю. Нилов, П. А. Рязанцев, Н. В. Шаров)	267
2.5.3. Глубинные модели Ладожской аномалии электропроводности по результатам синхронных МТ-МВ зондирований на профиле Выборг – Суоярви и в юго-восточном Приладожье (Е. Ю. Соколова, М. В. Минц, Н. С. Голубцова, С. В. Зайцев, М. В. Коснырева, В. А. Куликов, П. Ю. Пушкарев, И. И. Рокитянский, Я. В. Таран, Л. А. Золотая, А. Г. Яковлев)	284
2.6. Эволюция эндогенных процессов (Ш. К. Балтыбаев, А. М. Ларин, Ю. А. Морозов, О. П. Полянский, В. И. Иващенко, Н. В. Шаров, К. Сундблад)	302
Глава 3. МИНЕРАГЕНИЯ ЛАДОЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ	310
3.1. Главные минерагенические системы Ладожской структуры (В. И. Иващенко)	310
3.2. Металлические полезные ископаемые	313
3.2.1. Минерагения Свеклофеннского тектоно-магматического цикла	313
3.2.1.1. Рудоносность континентально-рифтогенного черносланцево-базальтового комплекса (В. И. Иващенко)	313
3.2.1.2. Минерагения активной континентальной окраины (1.89–1.88 млрд лет) – Кааламский и Вялимякский магматические комплексы (МПГ, Au, Cu, V, Fe, Ti) (В. И. Иващенко, А. М. Ручьев, И. А. Алексеев)	315
3.2.1.3. Коллизионная минерагеническая система (W, Pb, Zn, Au) (В. И. Иващенко, А. М. Ручьев)	327
3.2.1.4. Минерагения свеклофеннского посторогенного магматизма (P, Ba, Sr, CeREE, Li, Ta, Nb, Be) (В. И. Иващенко)	346
3.2.2. Минерагения Готского тектоно-магматического цикла и последующих эпох	350
3.2.2.1. Питкярантский рудный район (А. М. Ларин)	350
3.2.2.2. Новые виды минерально-сырьевых ресурсов (In, Bi, Au, Pt, Pd) Питкярантского рудного района (В. И. Иващенко)	361
3.2.2.3. Месторождения и рудопроявления в гранитах рапакиви Южной Финляндии (А. М. Ларин)	366
3.2.2.4. Эволюция рудообразования в гранитах рапакиви Северного Приладожья (А. М. Ларин)	367
3.2.2.5. Приразломные метасоматиты (В. И. Иващенко)	370
3.3. Неметаллические полезные ископаемые – промышленные минералы (В. В. Щипцов)	372
3.3.1. Генетические типы и закономерности размещения месторождений и проявлений промышленных минералов	372
3.3.2. Месторождения и проявления промышленных минералов	373
3.3.2.1. Графит	373
3.3.2.2. Высокоглиноземистое сырье	377
3.3.2.3. Пегматиты	378
3.3.2.4. Нетрадиционное полевошпатовое сырье	381
3.3.2.5. Карбонатное сырье	381
3.3.2.6. Кварц, кварциты	382
3.3.2.7. Гранат	384
3.3.2.8. Флюорит	385
3.3.2.9. Каолин	387
3.3.2.10. Промышленные минералы Элисенваарско-Вуоксинского шошонитового комплекса	387
3.3.2.11. Природный камень	389
ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАДОЖСКОЙ СТРУКТУРЫ	392
ЛИТЕРАТУРА	396
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ	430