



Глубинное строение и геодинамика Приладожья



Глубинное строение и геодинамика ПРИЛАДОЖЬЯ

Материалы Всероссийской конференции
с международным участием





Институт геологии

Карельского научного центра РАН

Institute of Geology
Karelian Research Centre of RAS

**DEEP STRUCTURE AND GEODYNAMICS
OF LAKE LADOGA REGION**

**Papers of all-Russian Conference
with participation of foreign scientists**

Petrozavodsk
2017

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии Карельского научного центра РАН

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ПРИЛАДОЖЬЯ

**Материалы Всероссийской конференции
с международным участием**

Петрозаводск
2017

УДК 551.2/.3(470.22) (063)

ББК 26.3(2Рос.Кар)

Г55

Глубинное строение и геодинамика Приладожья. Материалы конференции с международным участием. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. 318 с.

ISBN 978-5-9274-0780-4

Г55 Сборник включает материалы, представленные на конференцию с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья». В научных статьях рассматривается широкий круг проблем: соотношение между поверхностными и глубинными структурами земной коры и верхней мантии; процессы в коре и верхней мантии, крупномасштабные неоднородности литосферы юго-восточной части Фенноскандинавского щита по геофизическим данным; магматизм, металлогения и некоторые вопросы петрофизики; современные геологические и геофизические процессы, сейсмичность; тектоника, глубинное строение, палео- и современная геодинамика; эволюция земной коры и минерагенический потенциал Приладожья.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов в области геологии и геофизики, а также для преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений соответствующих специальностей.

Проведение конференции и издание ее материалов поддержано Отделением наук о Земле РАН.

Тексты докладов приводятся в авторском варианте.

Deep structure and geodynamics of the Lake Ladoga area (Priladozhye). Proceedings of the International Conference. Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS, 2017. 318 p.

This volume consists of the Proceedings of the International Conference «Deep structure and geodynamics of the Lake Ladoga area». The papers deal with various problems: relationship between the surface and deep structures of the earth crust and the upper mantle; processes in the crust and the upper mantle, large-scale lithospheric heterogeneities in the southeastern Fennoscandian Shield, based on geophysical data; magmatism, metallogeny and some petrophysical problems; modern geological and geophysical processes, seismicity; tectonics, deep structure, paleo- and modern geodynamics; crustal evolution and mineralogenic potential of the Lake Ladoga area.

The volume would be of interest for specialists in geology and geophysics, teachers, postgraduates and university students.

The conference and the publishing of the Proceedings were supported by the Earth Sciences Section, RAS.

The texts of the papers are presented as the authors' versions.

УДК 551.2/.3(470.22) (063)

ББК 26.3(2Рос.Кар)

ISBN 978-5-9274-0780-4

© Карельский научный центр РАН, 2017

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2017

АИДА АНДРЕЕВНА КОВТУН
(1928–2016)



Аида Андреевна Ковтун прошла долгий путь научной и педагогической деятельности на кафедре Физики Земли Ленинградского (ныне Санкт-Петербургского) государственного университета. Ее работы, посвященные теории и интерпретации результатов магнитотеллурических исследований получили широкую известность в России и за рубежом. Аиду Андреевну всегда отличало разнообразие научных интересов, доброжелательность и бесконечная преданность любимому делу – магнитотеллурике. Главной отличительной чертой Аиды Андреевны в ее творческой деятельности являлось сочетание теории и практики. Она с одинаковым интересом занималась развитием методов численного и физического моделирования магнитотеллурического поля на поверхности горизонтально неоднородных сред и изучением глубинной электропроводности Русской платформы и Балтийского щита, изучала флюидный и геотермический режим литосферы, свойства постоянного магнитного поля Земли. Аида Андреевна внесла большой вклад в изучение глубинного строения Приладожья.

**МЕТАСОМАТОЗ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
РААХЕ-ЛАДОЖСКОЙ ЗОНЫ КАК ОБЛАСТИ
СОЧЛЕНЕНИЯ КРАТОНА И ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

Астафьев Б. Ю.¹, Воинова О. А.²

*¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
astafiev.b.yu@mail.ru*

²Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

**METASOMATISM AND FLUID MODE OF RAAHE-LADOGA ZONE AS
CONTACT TERRAIN OF CRATON AND MOBILE BELT**

Astafiev B. Yu.¹, Voinova O. A.²

*¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia
astafiev.b.yu@mail.ru*

²All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia

Abstract

The main stages of formation are allocated in the metamorphic and metasomatic formations of the Northern Domain of the Svecofennian mobile belt (the Raahe-Ladoga zone). One of the features of this terrain is the increased fluid saturation in geological processes. This is expressed in metasomatism, allochemical metamorphism with the forming of large and gigantic porphyroblasts, large aureoles of alterations around some magmatic bodies. In Raahe-Ladoga zone there are more than 95 % of known occurrences of these rocks.

The composition is dominated by garnet-diopside, garnet-amphibole and predominantly aluminous (andalusite, fibrolite, staurolite) rocks, up to the forming of staurolite ore occurrences (Ontolanmäki, Ruokkosuo). In subordinate quantities are known quartz-feldspar metasomatites, propylites and berezites.

To determine the age of metasomatites, zircons were researched from rocks of Harlu (lake Tenjarvi) area. The samples were analyzed on the ion microprobe SHRIMP-II, Center for Isotope Investigations VSEGEI. For the initial porphyroblastic staurolite-garnet-biotite schist was obtained a discordia of 2041 ± 77 Ma, which corresponds to the Kalevian period (Ladoga series). For staurolite-biotite-andalusite schist, the concordant value of age is 1885 ± 12 Ma (sample AB-4516, fig. A). This result agrees with the dates obtained for regional metamorphism of the region by different methods and by different minerals ($1887\text{--}1882$ Ma). For zircons from garnet-hornblende metasomatites, the discordia corresponds to a time of 1856 ± 29 Ma (sample AB-4508, fig. B).

Thus, metasomatites reflect the age and peculiarities of the formation conditions of the edge part of the Svecofennian belt, which has undergone significant fluid influence.

В строении Свекофеннского пояса Северное Приладожье (Северный домен) занимает особую позицию. Являясь краевой частью пояса на контакте с Карельским кратоном, эта территория значительно отличается по многим признакам – структурным особенностям, условиям метаморфизма, металлогенической специализации. К ним же следует отнести повышенную флюидонасыщенность, характерную для геологических процессов этого региона. Это выражается в аллохимическом метаморфизме с формированием крупно- и гигантозернистых пород, крупных ореолов изменений вокруг некоторых магматических тел, а также в формировании собственно метасоматитов, не связанных с магматизмом. В Свекофеннском поясе на территории зоны Раахе-Ладога находится более 95 % известных проявлений этих пород.

На метасоматический генезис этих преобразований указывают следующие признаки.

1. Секущее положение глиноземистого бластеза относительно первичного напластования пород и ранней (послойной) сланцеватости.

2. Быстрый рост порфиробласт, свидетельствующий о флюидонасыщенных условиях. Это отражается в широком проявлении скелетных, блочных, изогнутых, «сетчатых» (гелицитовые структуры), расщепленных или sdвойникованных форм кристаллов (в породах иногда sdвойниковано до 80 % порфиробласт ставролита и расщеплено 60–70 % бласт андалузита).

3. Отчетливая положительная корреляция между размером порфиробласт и содержанием этих минералов в породе.

4. Аллохимический характер порфиробластеза.

В метасоматических образованиях Северного домена выделяются два этапа развития. К метасоматитам раннего этапа относятся скарноиды, большинство которых представляют собой перекристаллизованные, смятые в складки и нередко будинированные реликты гранат-кварцевых, карбонат-диопсид-кварцевых и других метасоматитов. Основные фации (гигантозернистые гранат-диопсидовые породы) сохраняются локально в телах большой мощности (в раздувах – до 80 м).

Метасоматиты позднего этапа формировались в активной тектонической обстановке. На это указывает их тектонически нарушенная зональность, сохранение большого количества реликтов, многочисленные зоны слабоизмененных пород. По составу преобладают гранат-амфиболовые и существенно глиноземистые (андалузит, фибролит, ставролит) разнообразно-

сти, вплоть до образования ставролитовых рудопроявлений (Онтоланьяки, Руокосуо). В подчиненных количествах развиты кварц-полевошпатовые метасоматиты и березиты.

Для определения возраста метасоматитов были отобраны цирконы в районе пос. Харлу – оз. Теньярви. Анализы проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ. Для исходных порфиробластических ставролит-гранат-биотитовых сланцев была получена дискордия 2041 ± 77 Ма, что соответствует калевийскому времени формирования ладожской серии. Для ставролит-биотит-андалузитовых сланцев конкордантное значение возраста составляет 1885 ± 12 Ма (проба АБ-4516, рис. А). Этот результат согласуется с датировками, полученными для регионального метаморфизма региона различными методами и по разным минералам (1887–1882 Ма). По цирконам из гранат-роговообманковых метасоматитов дискордия соответствует времени 1856 ± 29 Ма (проба АБ-4508, рис. Б).

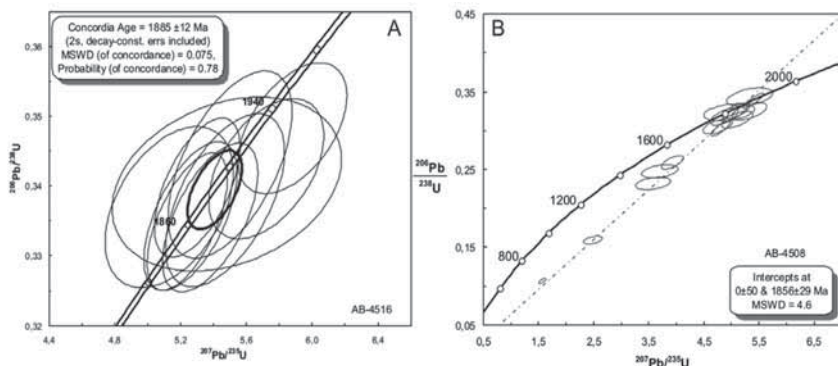


Рис. U-Pb возраст по циркону метаморфических (А) и метасоматических (В) пород района оз. Теньярви. Пояснения в тексте

Fig. U-Pb age for zircon metamorphic (A) and metasomatic (B) rocks of the district Harlu, lake Tenjarvi. See text for detail

Таким образом, метасоматиты отражают возраст и особенности условий формирования краевой части Свекофеннского пояса, подвергнувшегося значительному флюидному воздействию. По крайней мере, часть пород, иногда включаемая в состав метатерригенных сероцветных образований ладожской серии, имеет метаморфогенно-метасоматическое происхождение.

ФРАКТАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОЙ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Белашев Б. З.

Институт геологии Кар.НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

FRactal CHARACTERISTICS OF THE ONEGO-LADOGA HYDROGRAPHIC NETWORK AND SEDIMENTATION

Belashev B. Z.

Institute of Geology Karelian Research Center of RAS, Petrozavodsk, Russia.

Abstract

The fractal dimension of the parts of the Onego-Ladoga hydrographical network and the multifractal spectra of the band clay sections of the Onego and the Ladoga lakes are calculated.

Increased values of fractal dimensions are characteristic for network's sections closed to the elements of regional tectonic skeleton. Multifractal spectra of band clay sections reflects the influence of disturbances on the sedimentation process. Results are consistent with the weak modern seismic activity of Lake Ladoga.

Введение

При описании сложных систем детализация может затруднить понимание и усложнить расчеты. Такие системы целесообразно представлять в обобщенном виде, используя малое количество характеристик. Удобным инструментом является фрактальный анализ. В геологии и геофизике фрактальный и мультифрактальный анализы применяют для описания литологических объектов контрастной слоистости: месторождений железистых кварцитов [12], разрезов, при выявлении особенностей текстуры осадочных, вулканогенно осадочных образований [13], поиске корреляционных связей [15], геохимическом моделировании распределения элементов [11], исследовании сейсмичности [14] и активности Солнца [3].

Речные долины представляют объекты фрактальной геометрии [7]. Для речной сети, как системы, в которой энергия упорядоченного движения переходит в другие виды, фрактальная структура является выгодной и реализуется благодаря свойству системы выбирать путь с минимумом диссипации энергии. Рассчитанные по фрактальной модели характеристики речной сети согласуются с наблюдениями для числа потоков заданного по-

рядка, их средней длины, площади водосбора и других параметров речного стока [1].

Влияние тектоники на речную сеть связывают с питанием рек, их эрозионной работой, направлением течения, морфологией долин, густотой сети. Однако, однозначно трактовать действие тектоники сложно. Реки могут возникать без ее участия, вытекая из болот, озер. Тектоника влияет на осадконакопление. О подвижках в разрезах осадков судят по смене глубоководных образований мелководными образованиями и наоборот. По нарушениям слоистости в разрезах ленточных глин в водоемах, находящихся в пределах сейсмодислокаций, оценивают год землетрясения, повторяемость сейсмособытий [6].

Цель исследования – изучить обобщенные количественные характеристики речных систем и разрезов ленточных глин, отразить их возможную связь с тектоникой. В качестве характеристики речной сети выбрана фрактальная размерность, для разреза ленточных глин-мультифрактальный спектр [6]. Различия в значениях этих характеристик для территорий и акваторий, отличающихся по сейсмической активности, рассматриваются как свидетельства влияния тектоники на речные сети и осадконакопление. Данные характеристики легко получить: фрактальную размерность – по карте, снимку, мультифрактальный спектр – по числовому ряду, описывающему разрез ленточных глин. В качестве интегральных оценок они оказались удобными при сравнении объектов.

Объекты, материалы, методы исследований

Тектонический каркас региона представлен границей Фенноскандинавского щита и Русской плиты Восточно-Европейской платформы (геофлексура Полканова) и шовной зоной Свекофеннского и Карельского геоблоков Фенноскандинавского щита [8, 5]. Выделенная по гидрографическому принципу граница щита проявлена ступенчатой формой рельефа и характером контакта докембрийских образований с платформенным чехлом. Вдоль нее чередуются депрессии, поднятия, тектонические зоны, горсто-грабенные системы. Она генерирует сейсмические события, задает отсчет мегасводового поднятия Фенноскандии, вызывает подтопление побережий Дании, Нидерландов. Поднятие Фенноскандии и прогиб Русской плиты в зоне сочленения определили характерную особенность региональной речной сети, заставив течь реки в область прогиба с севера и с юга.

Шовная зона Карельского и Свекофеннского геоблоков сформировалась в позднем архее как граница протокры с образующейся континентальной

корой. В течение геологического времени здесь наблюдались проявления интрузивного мантийного магматизма. На протянувшейся вдоль шовной зоны Вятсильско-Туломозерской равнины, как и на о. Валаам, имеются многочисленные свидетельства неотектоники [8, 5]. Современные подвижки, как правило, наследуют древним движениям. В отличие от Онежского региона, Приладожье проявляет слабую современную сейсмическую активность. Наблюдения сейсмических событий на Ладоге велись монахами Валаамского монастыря с 1916 по 1927 год. В эпицентральной зоне слабые землетрясения могут вызвать гул, бурление воды, светящиеся образования. Эти феномены часто наблюдают к западу и юго-западу от о. Валаам в зоне с подводными желобами, грядами северо-западного простирания, наибольшими для акватории глубинами 200–260 м. Возможно, наблюдаемые эффекты связаны с проходящей разгрузкой флюидов. Причиной слабых землетрясений могут быть метеорологические явления. Нагоняя волну, ветер меняет уровень озера, вызывает сейшу, генерирующую микроземлетрясения. Такие явления возмущают ход седиментации, делают процесс нерегулярным.

На схему гидрографической сети (рис. 1) нанесен тектонический каркас (рис. 2 а) [8] и выделены участки с номерами 1–6 (рис. 2 б).

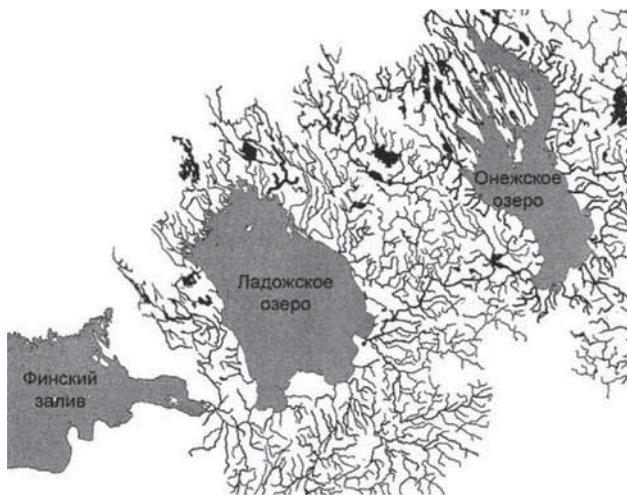


Рис. 1. Гидрографическая сеть Онежско-Ладожского региона

Fig. 1. Hydrographic network of the Onega-Ladoga region

В качестве разрезов ленточным глинам использовали данные для Ладожского озера (п. Хелюля) и Онежского озера (61°41', 35°35') [2]. Числовые ряды представлены отношением толщины зимнего слоя к толщине годового слоя.

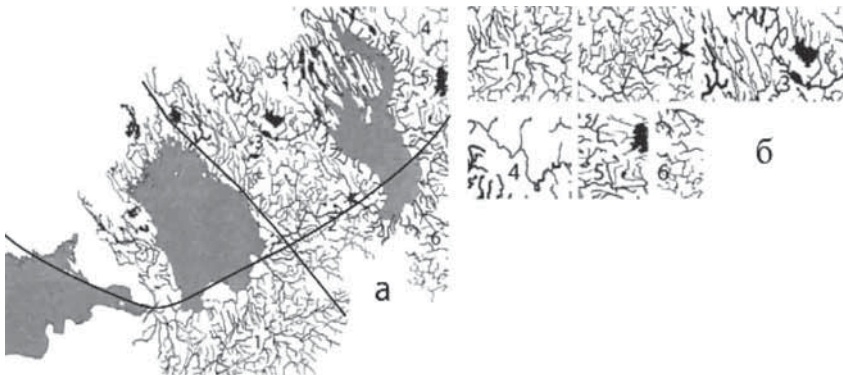


Рис. 2. Гидрографическая сеть Онежско-Ладожского региона с элементами тектонического каркаса (а) и выделенные участки гидрографической сети (б).

Fig. 2. Hydrographic network of the Onega-Ladoga region with elements of tectonic frame (a) and selected plots of hydrographic network (б).

Для определения фрактальной размерности изображения на рис. 2 б покрывали квадратами со стороной δ и подсчитывали число этих квадратов $N(\delta)$. Зависимость $N(\delta)$ в координатах $\ln \delta$, $\ln N(\delta)$ аппроксимировали прямой. Фрактальную размерность как тангенс угла наклона этой прямой, взятый с обратным знаком, вычисляли по формуле:

$$D = - \lim_{\delta \rightarrow 0} \left(\frac{\ln(N(\delta))}{\ln(\delta)} \right).$$

Ошибку фрактальной размерности оценивали по 40 реализациям, сдвигая исходные квадраты 256x256 или 128x128 пикселей по изображению.

Мультифрактальный спектр находили, как функцию размерностей Хаусдорфа $f(\alpha)$ от показателей сингулярности α [4].

Расчеты фрактальных размерностей участков речных сетей и мультифрактальных спектров проводили в системе компьютерной математики MATLAB. Для определения фрактальной размерности изображений ис-

пользована программа, разработанная автором, для получения мультифрактального спектра – алгоритм и программа [10].

Результаты

На рис. 3 показаны графики, используемые при расчете фрактальных размерностей изображений участков под номерами 1 и 4. В таблице 1 приведены рассчитанные значения фрактальных размерностей для всех анализируемых участков гидрографической сети.

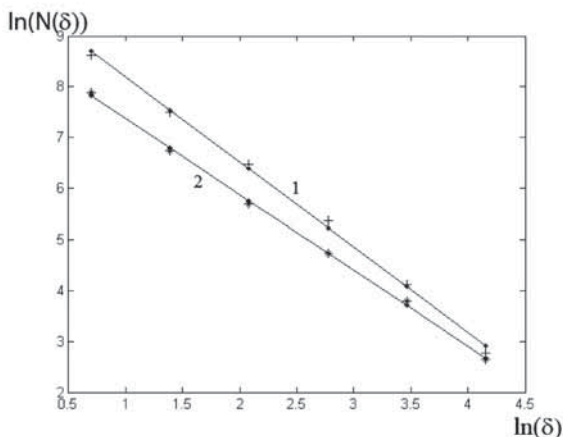


Рис. 3. Графики для определения фрактальной размерности для изображений участков гидрографической сети 1 (прямая 1) и 4 (прямая 2).

Fig. 3. Graphs for determining fractal dimension for images of sections of the hydrographic network 1 (straight line 1) and 4 (line 2).

Таблица 1

Фрактальная размерность фрагментов речной сети

№ участка	1	2	3	4	5	6
Фрактальная размерность	1,666±0,002	1,665±0,005	1,61±0,01	1,38±0,05	1,50±0,04	1,48±0,04

На рис. 4 показаны ряды отношений толщины зимнего слоя к толщине годового слоя для разрезов ленточных глин Онежского (61°41', 35°35') (а), Ладожского (п. Хелюля) (б) озер, их мультифрактальные спектры (кривые 1, 2) соответственно (в).

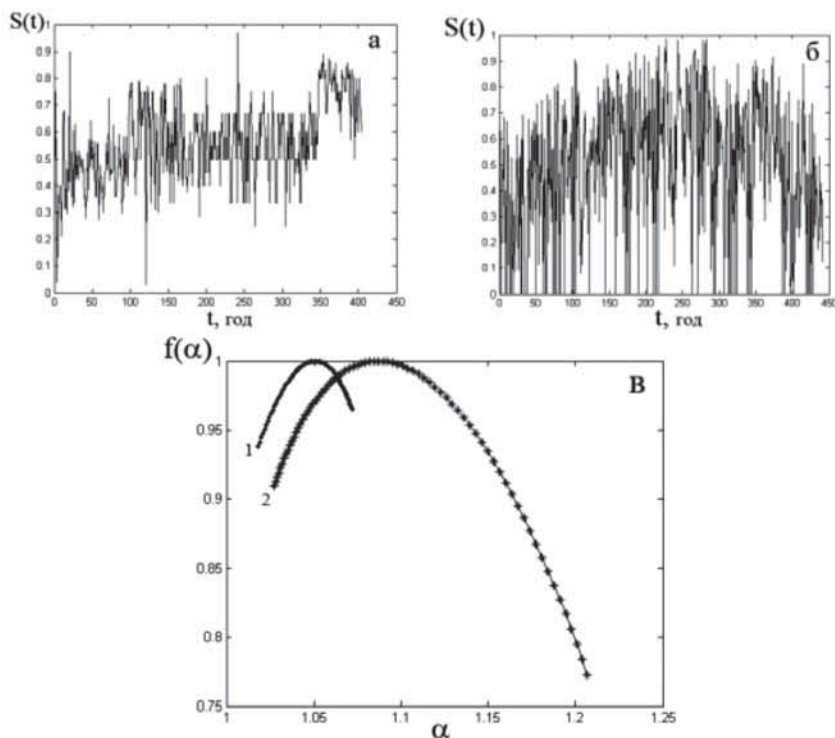


Рис. 4. Ряды отношений толщины зимнего слоя к толщине годового слоя разрезов ленточных глин Онежского (а), Ладожского (б) озер, их мультифрактальные спектры (кривые 1, 2) соответственно (в).

Fig. 4. Series of the ratio between the thickness of the winter puff and the thickness of the annual layer of the band clumps of the Onega (а) and Ladoga (б) lakes, their multifractal spectra (curves 1, 2), respectively (в).

Обсуждение

Для территории России, бывшего СССР фрактальная размерность сетей рек длиной 1–10 км, составляющих 20–80 % общей длины сетей, находится в диапазоне 1,1–1,7 [9]. Принадлежащие этому интервалу значения размерностей участков Онежско-Ладожской речной сети подтверждают ее фрактальный характер. Нашла подтверждение связь фрактальной размерности

участка с густотой сети и увлажненностью территории, но не тенденция увеличения фрактальной размерности с высотой речного бассейна (участок 4).

Повышенные значения фрактальных размерностей имеют участки речной сети, близкие элементам тектонического каркаса. С удалением от них значения фрактальной размерности участков сети уменьшаются. Близость фрактальных размерностей участков 1–3 и участков 4–6 связана с их положением в пределах центральной и краевых частей границы Фенноскандии [8, 5]. Различие групповых фрактальных размерностей объяснено удаленностью участков 4–6 от шовной зоны сочленения Свекофеннского и Карельского геоблоков.

Для рек, текущих в скальных массивах, заметные блуждания русла, вызванные эрозией пород и отложениями, нехарактерны. Тектоника остается одним из главных факторов формирования региональной гидрографической сети. Продолжающееся поднятие Фенноскандии, прогиб и фрагментация Русской плиты способствуют подновлению прежних и образованию новых разломов земной коры, густоте речной сети.

Разрезы ленточных глин имеют выраженную годовую слоистость. Из рис. 4 а, б видно, что разрез ленточных глин Онежского озера выглядит более регулярным по сравнению с разрезом глин Ладожского озера. Мультифрактальные спектры рис. 4 в, имеющие типичную колоколообразную форму с $f(\alpha) < 1$, подтверждают это наблюдение количественно. Узкий спектр разреза глин Онежского озера (кривая 1) близок монофракталу, характеризующему броуновский процесс. Спектр разреза глин Ладожского озера (кривая 2) смещен и уширен. Его структуру определяют показатели сингулярности α в диапазоне 1,025–1,3. Ширину спектра задают возмущения седиментации, которые могут быть вызваны тектоническими движениями и сейсмической активностью.

Заключение

Результаты исследования продемонстрировали применимость фрактального и мультифрактального анализов для описания гидрографических сетей и разрезов ленточных глин, их возможную связь с тектоникой. Детальное изучение этих связей целесообразно проводить на специальных объектах, обеспечивающих статистически представительные выборки данных.

Выводы:

1. Используемые в описаниях гидрографической сети, разрезов ленточных глин фрактальная размерность сети и мультифрактальный спектр способны отразить влияние тектоники на эти системы.

2. Фрактальные размерности участков Онежско-Ладожской гидрографической сети зависят от близости элементам регионального тектонического каркаса: границе Фенноскандинавского щита и шовной зоне сочленения его Карельского и Свекофеннского геоблоков.

3. Ширина мультифрактального спектра, описывающего седиментацию ленточных глин, отражает нерегулярность процесса осадконакопления, связанную с возмущениями.

4. Фрактальные и мультифрактальные характеристики рассчитываются в рамках единого математического формализма и могут быть использованы при сравнении объектов.

Список литературы

1. Алексеевский Н. И., Айбулатов Д. Н., Косицкий А. Г. Масштабные эффекты изменения стока в русловой сети территории // География, Общество, Окружающая среда. Т. VI. М.: Городец, 2004. С. 345–374.

2. Вяхирев С. А. О новом методе анализа седиментационной активности ленточных глин/ В кн.: Математические методы анализа цикличности в геологии // М.: Московский государственный открытый университет. 1992. С. 147–151.

3. Головкин А. А., Салахутдинова И. И. Вариации фрактальных характеристик активных областей и вспышки // Солнечно-земная физика. 2008. Т. 1. Вып. 12. С. 25–26.

4. Короленко П. В., Маганова М. С., Меснякин А. В. Новационные методы анализа стохастических процессов и структур в оптике. Фрактальные и мультифрактальные методы, вейвлет-преобразования. Учебное пособие. М.: МГУ. 2004. 82 с.

5. Куликов В. С., Полин А. К., Куликова В. В. Граница природной страны Фенноскандия на северо-западе России и ее геологические особенности // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2016, № 18. С. 97–102.

6. Лукашев А. Д. Геодинамика новейшего времени / В. кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск. КНЦ РАН. 2004. С. 150–191.

7. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. Ижевск: Изд-во РХД, 2002.

8. Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск. КНЦ РАН. 2005. 357 с.

9. Сидорчук А. Ю. Фрактальная геометрия речных сетей // Геоморфология. 2014. № 1. С. 3–14.

10. Gao-Feng Gu, Wei-Xing Zhou Detrending moving average algorithm for multifractals / arXiv: 1005.0877 pdf. V. 2 [q-fin.ST] 8 Jun 2010.

11. Goncalves M. A. Characterization of geochemical distributions using multifractal models // Mathematical Geology. 2001. V. 33, N 1. P. 41–61.

12. Goryainov P. M., Ivanyuk G. Yu. On genesis of banded ironformation of the Kola peninsula. Synergetic aspects // Theophrastus contributions to advanced studies in geology. V. II. Theophrastus Publications A. E., Athens, 1998. P. 249–267.

13. Khue P. N., Huseby O., Saucier A., Muller J. Application of generalized multifractal analysis for characterization of geological formations // J. Phys.: Condens. Matter. 2002. 14. P. 2347–2352.

14. Murase K. A Characteristic Change in Fractal Dimension Prior to the 2003 Tokachi-oki Earthquake (Mj=8.0), Hokkaido, Northern Japan // Earth Planets Space. 2004, N 56. P. 401–405.

15. Turcotte D. L. Fractals in petrology // Lithos. 2002. 65. P. 261–271.

ПОСТРОЕНИЕ ТРЕХМЕРНОЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РАЙОНА ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Голубцова Н. С.¹, Соколова Е. Ю.^{2,3} и рабочая группа ЛАДОГА

¹Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
Москва, Россия

²Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

³Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

CONSTRUCTION OF THREE-DIMENSIONAL GEOELECTRIC MODEL OF THE LAKE LADOGA CONDUCTIVITY ANOMALY AREA

Golubtsova N. S.¹, Sokolova E. Yu.^{2,3}, LADOGA WG

¹Moscow State University, Moscow, Russia

²Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

³Tyumen State University, Tyumen, Russia

Abstract

The paper presents the approaches to construct a predictive volume geoelectric model of the Lake Ladoga area as well as electromagnetic field simulation results which correspond to the actual model assumptions.

It is suggested that the Lake Ladoga conductivity anomaly – a conductive crustal feature of complicated structure known from late 70th of the XX century – can be generally described as a system of two deep elongated conductors. One of them is confined with the dock area of Svecofennian and Karelian units of South-Eastern Baltic Shield and declines to South-West. Another one, more strong, extends in a NW-SE direction along the Western shore of the lake and then, having reached the 60 °N latitude, turns in the South-West direction corresponding to the spatial behavior of Staraya Russa – South Finland Granulite-Gneiss Belt.

Введение

Расположенная на СЗ ВЕП крупная Ладожская аномалия электропроводности (ЛИА) (первоначальная оценка ее интегральной электропроводности 10 кСм) была открыта в ходе пионерских магнитовариационных (МВ) зондирований около 40 лет назад [6] и изучалась впоследствии более детально магнитотеллурическим (МТ) методом [4 и др.]. Новый этап ее исследования с помощью современных технологий комплексного МТ/МВ синхронного зондирования был начат в 2013г. рабочей группой ЛАДОГА с целью построения более детальных геоэлектрических моделей этого региона для обоснования геотектонических гипотез строения ЮВ Балтийского щита [7].

Одной из наиболее важных задач нового этапа исследований ЛА являлось изучение пространственного расположения областей аномальной коровой электропроводности по совокупности данных, имеющихся ранее и вновь полученных в рамках проекта ЛАДОГА, а также построение прогнозной объемной модели коры региона. Несмотря на то, что исследования ЛА проводились уже несколько десятилетий, сведения о ее простирации в сторону ВЕП не были достаточно убедительны. Обобщение имеющихся к началу нового ХХI в. представлений о расположении коровых аномалий электропроводности на СЗ ВЕП по результатам российских МТ/МВ зондирований и аналогичных финских работ на территориях, сопредельных области ЛА, было сделано в работе [8] (рис. 1).

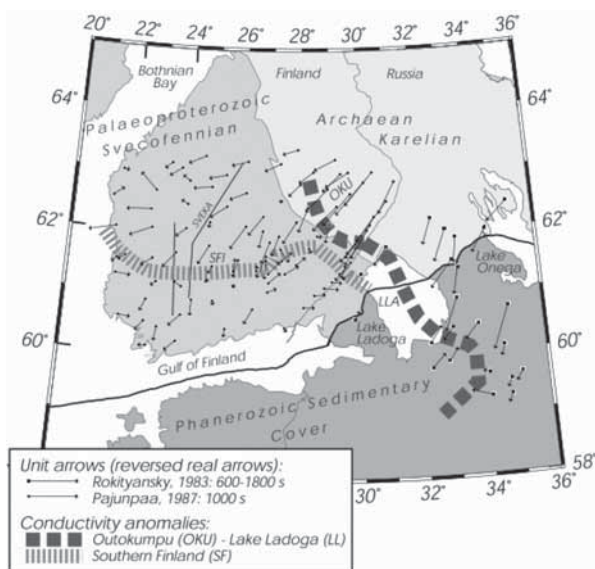


Рис. 1. Положение глубинного проводника ЛА (темная штриховая линия) по данным массивов финских и российских геомагнитных наблюдений 80–90-х годов (рисунок из [7]). Действительные вектора индукции даны в конвенции Паркинсона (направлены в сторону проводника)

Fig. 1. The position of the deep crustal conductor LA (dark dashed line) according to the data of Finnish and Russian arrays of geomagnetic observations in 80–90 yy. (figure from [7]). The real induction vectors are presented in Parkinson convention (directed to conductors)

Методы

На первом этапе построения прогнозной трехмерной геоэлектрической модели региона ЛА была проведена работа по актуализации коллекции полученных ранее в Приладожье и на сопредельных территориях данных электромагнитных зондирований и дополнению их материалами нового проекта ЛАДОГА. На рис. 2 показано распределение индукционных векторов для периода $T = 1024$ с из объединенной коллекции [7, 11, 12, 2]. Начала индукционных стрелок локализованы в точках зондирования, результаты которых учитывались при построении глубинной части геоэлектрической модели.



Рис. 2. Схема расположения пунктов МТ/МВ зондирований в Приладожье и сопредельных территориях. Стрелки – действительные индукционные вектора (в Визе конвенции – от проводников) для периода $T=1024$ с объединенной коллекции, составленной по материалам [7, 11, 13, 2].

Fig. 2. The scheme of arrangement of MT/MV sounding points in the lake Ladoga area and adjacent territories. Arrows – real induction vectors (Wiese convention) for period $T=1024$ s from joint data ensemble of [7, 11, 13, 2].

При создании модели мы опирались также на данные сейсмических зондирований МОГТ проектов FIRE и 1-EB и на современные представления о тектонике исследуемого региона [10].

Область моделирования была ограничена 28° и 35° восточной долготы и 59° и $62,7^\circ$ северной широты, составив, примерно, 400×400 кв. км. Численное 3D моделирование электромагнитного поля было выполнено по программе R.Mackie, основанной на методе конечных разностей [9]. Расчеты проводились на сетке размерностью 100×100 ячеек по горизонтали (x, y) и 33 ячейки по вертикали (z) в интервале периодов от 0,128 с до 81926 с. Фоновое горизонтально-слоистое распределение электропроводности определено по результатам двумерного моделирования магнитотеллурических данных в районе исследований [4]. Для визуализации результатов, расчета различных функций отклика и их трансформант использовался пакет программ Д. А. Алексеева.

Если рассматривать модель послойно, то шесть верхних неоднородных слоев, имитируют увеличение мощности осадочного чехла практически от 0 км на северо-западе до 1–1,5 км на юго-востоке (удельное сопротивление осадков в модели $\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Эти слои подстилаются выбранным региональным горизонтально-слоистым основанием. Большое внимание при построении глубинных проводников, задания их мощности, электрического сопротивления и глубины залегания, уделялось анализу магнитных параметров, в частности, амплитуде и направлению индукционных векторов на разных периодах. В процессе моделирования было проведено несколько итераций с целью более точного определения всех этих величин по критерию соответствия площадному совокупному ансамблю наблюдаемых данных.

Результаты

В итоге, изменения проводимости земной коры в предлагаемой нами модели представлены следующим образом. В интервале глубин от 4 км до 12 км в слое сопротивлением $3000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ расположена протяженная проводящая зона шириной около 40 км ($\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), которая протягивается с СЗ на ЮВ по всей площади моделирования. Она приурочена к области стыковки Свекофенского и Карельского блоков и имеет наклон в юго-западном направлении.

В интервале глубин 10–24 км помещен еще один коровый проводник, более мощный по сравнению с расположенным выше. Его ширина от 80 до 100 км, а сопротивление – $1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. На СВ он приурочен к Приозерскому разлому, да-

лее протягивается в ЮВ направлении вдоль западного берега Ладожского озера, а затем в районе 60° с.ш. разворачивается на Ю-ЮЗ. Параметры модели сопротивлений вдоль линии профиля Выборг–Суоярви представлены на рис. 3, а примеры горизонтальных послойных срезов – на рис. 4. Цифры на блоках модели – значения удельного сопротивления в Ом·м.

Рис. 3. Параметры модели в сечении вдоль линии профиля Выборг–Суоярви

Fig. 3. The parameters of the model in the section along the profile line Vyborg–Suoyarvi

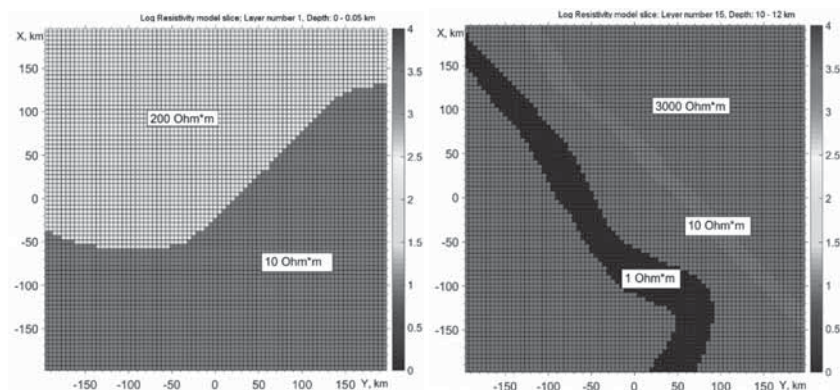
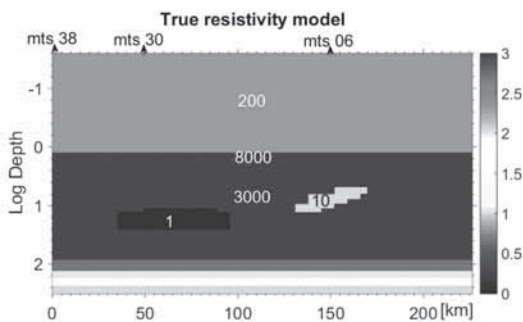


Рис. 4. Горизонтальные слои в модели: слева – слой 1 ($h = 0–0,05$ км), справа – слой 15 ($h = 10–12$ км)

Fig. 4. Horizontal layers in the model: left – the layer ($h = 0–0,05$ km), the layer ($h = 10–12$ km)

На рис. 5 приведены результаты 3-D моделирования электромагнитных полей, выбранные вдоль профиля Выборг–Суоярви. Показаны псевдоразрезы кажущегося сопротивления и фазы импеданса для двух поляризаций

(X – на север). Сопоставление модельных псевдоразрезов кажущегося сопротивления и построенных по наблюдаемым данным [7] показывает их хорошую корреляцию и говорит о близости обобщенного распределения электропроводности в объемной модели к реальному. Наиболее четко локализация проводящих зон визуализируется частотно-профильными распределениями фаз импеданса.

Площадные карты параметров для разных периодов хорошо иллюстрируют частотную изменчивость структуры электромагнитного поля. На рис. 6 изображено пространственное распределение индукционных векторов (а) и их длин (б) для двух периодов ($T = 64$ с и $T = 1024$ с). Видно, что с увеличением периода влияние СВ проводника ослабевает, и уже на периоде 1024 с вся аномальная зона проявляется как один мощный ЮЗ проводник.

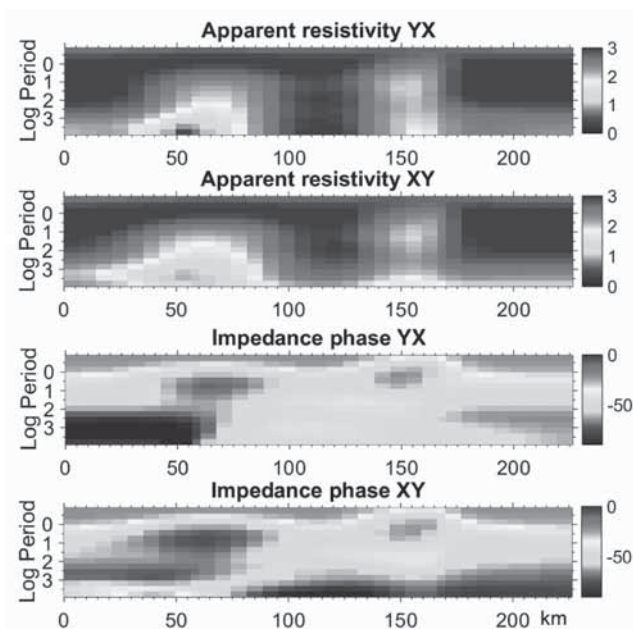


Рис. 5. Результаты 3-D моделирования Ладожской аномалии электропроводности вдоль линии профиля Выборг–Суоярви по программе Mackie [9]

Fig. 5. Results of 3-D modeling of the Ladoga conductivity anomaly along a profile line Vyborg–Suoyarvi on the Mackie program [9]

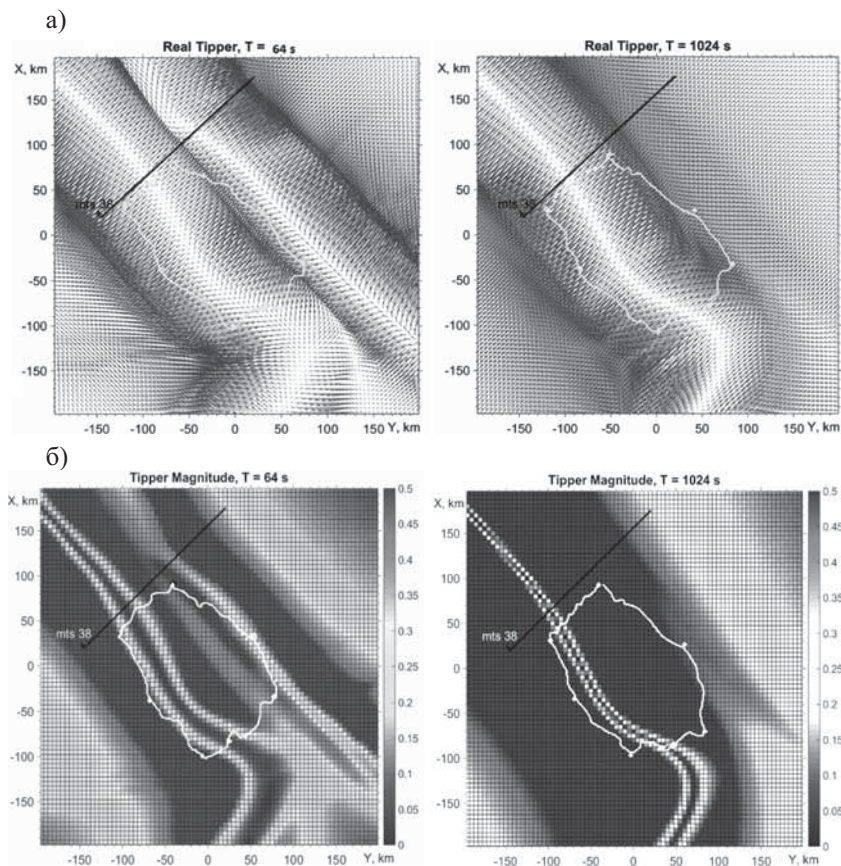


Рис. 6. Результаты расчета МВ передаточных функций в модели, имитирующей объемное глубинное распределение электропроводности области Ладожской аномалии электропроводности (рис. 3, 4) (пояснения в тексте)

Fig. 6. The MV responses of the model (fig. 3, 4) simulating the deep volume conductivity distribution of Ladoga conductivity anomaly area

Выводы

В описанной выше прогнозной геоэлектрической модели обобщены наши представления о генеральных особенностях глубинного строения и пространственного положения проводящих коровых структур области

Ладожской аномалии электропроводности, проверенные сопоставлением с наблюдаемыми данными. Построенная модель может свидетельствовать о том, что ЛА, главным образом, создается двумя крупными областями концентрации токов в коре. Первая из них (СВ) уходит в юго-восточном направлении под осадочный чехол ВЕП (графит-сульфид-содержащие метасадки, маркирующие Раахе-Ладожскую зону, пассивную окраину Карельского кратона), а другая (ЮЗ) – на юг (коррелирует в пространстве с расположением Старая Русса-Южно-Финляндским гранулитогнейсовым поясом, включающим формации кристаллического графита). ЮЗ глубокий проводник в его простирании далее на юг, возможно, ранее (до авлакогенной стадии развития ВЕП) непосредственно соединялся с северной оконечностью Бяргинской аномалии электропроводности, приуроченной к Брянскому гранулитогнейсовому поясу на северо-западном крыле Воронежской антеклизы [1, 3, 5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, инициативные гранты 13-05-00786, 15-05-01214, 16-05-00543, экспедиционного гранта 14-05-10042, а также ООО «Северо-Запад».

Список литературы

1. Алексанова Е. Д., Варенцов И. М., Куликов В. А., Логвинов И. М., Лозовский И. Н., Пушкирев П. Ю., Соколова Е. Ю., Тарасов В. Н., Шустов Н. Л., Яковлев А. Г. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы. Геофизика, 2013, № 2. С. 31–37.
2. Берзин Р. Г., Куликов В. А., Каплан С. А. Построение геоэлектрического разреза земной коры по данным МТЗ на участке Тихвин–Молоково профиля 1-ЕВ. Пятые геофизические чтения им. В. В. Федынского. 2002. Москва. ГЕОН. 1 с.
3. Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира. // Геофиз. журнал, Киев: Наукова Думка. Т. 34, № 4. 2012. С. 22–39.
4. Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданыц И. Л. Строение коры и мантии по профилю Суоярви–Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестник СПбГУ. 1998. Сер. 4. Вып. 4. С. 25–34.
5. Минц М. В. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М: Роснедра. РАН. Центр ГЕОКАРТ. 2010.
6. Рокитянский И. И., Кулик С. Н., Рокитянская Д. А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофиз. журнал. Украинская академия наук. 1981. 3. С. 97–99.
7. Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкирев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты син-

хронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности. Геофизика, 2016, № 1. С. 48–61.

8. Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. & the BEAR Working Group. **Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield** // Earth Planets Space. 2002. V. 54. P. 535–558. 20.

9. Mackie R. L., Smith J. T., Madden T. R. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example. Radio Science, 1994. V. 29, P. 923–935.

10. Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N. et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. Geol. Soc. Of Amer., Special Paper. 2015. V. 510. 433 p.

11. Pajunpää, K., 1987. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland. Geophys. J. R. astr. Soc., 91. P. 657–666.

12. Wybranec, S., Jankovski, J., Ernst, T., Pecova, J., Phfec, O. A new method for presentation of induction vector distribution in Europe // Geophys. Polonica, 1999. XLVII (3). P. 323–334.

УДК [004.94:550.8](045)

О СОЗДАНИИ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ КЕРНА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ ЗАДАЧ

Губайдуллин М. Г., Белозеров И. П., Березовский В. В.

*Северный (Арктический) федеральный университет им. М. В. Ломоносова,
г. Архангельск, Россия*

ON THE CREATION OF A DIGITAL MODEL OF CORE OF TERRIGENOUS RESERVOIRS FOR SOLVING EXPLORATION PROBLEMS

Gubaidullin M. G., Belozеров I. P., Berezovsky V. V.

*Northern (Arctic) Federal University named after M. V. Lomonosov,
Arkhangelsk, Russia*

Abstract

One of the most promising technologies for petroleum industry that allows to improve the accuracy of reservoir properties describing the fluid-rock system is a set of approaches, commonly referred as «digital core» or «virtual core laboratory». The essence of this approach lies in the mathematical modeling of the processes occurring at the “microlevel” occurring in the reservoir, which determine both the outcome of macroscopic laboratory experiments and the dynamics of filtration processes on the scale of the reservoir. Development and creation of the mathematical software “virtual core” in the long term will allow to reduce the number of laboratory experiments and research terms, and also it will allow to recreate the hydrodynamic picture and real reservoir conditions of a particular reservoir in a computational experiments with high accuracy.

The project is devoted to the development of the concept and architecture of the system for creating of a virtual core model and conducting computational experiments on it to predict the main parameters of terrigenous reservoirs of oil and gas.

Введение

Одной из перспективных технологий для нефтегазовой отрасли, позволяющих повысить точность описания свойств системы «флюид» – «порода», является совокупность подходов, обычно называемых «цифровой керн» или «виртуальная лаборатория керна». Разработка и создание математического программного обеспечения «виртуальный керн» в перспективе позволит сократить количество лабораторных экспериментов и сроков исследований, решит ряд поисково-разведочных задач, даст возможность воссоздания в вычислительном эксперименте гидродинамической картины и реальных пластовых условий конкретного месторождения с минималь-

ной погрешностью. Цифровое моделирование керна позволяет не только спрогнозировать количество углеводородов, которое может быть извлечено из месторождения, но и спланировать методы его разработки [3].

В настоящее время с участием авторов реализуется научный проект № 16-29-15116 офи_м по Гранту РФФИ, посвященный разработке концепции и архитектуры системы для создания виртуальной модели керна и проведения вычислительных экспериментов на ней для прогнозирования основных параметров терригенных коллекторов нефти и газа.

Содержательная сторона проекта нацелена на выработку технологических решений, с использованием высокопроизводительных вычислений и применения технологий облачных вычислений для дистанционного доступа к вычислительным ресурсам: моделирование микроструктуры керна, 3D реконструкция и анализ порового пространства керна, анализ изображений с микроскопа (виртуальная микроскопия). Моделирование порового пространства керна будет осуществляться в несколько этапов (рис. 1).



Рис. 1. Модель керна

Fig. 1. Coremodel

Методы и результаты исследований

Сначала моделируются примитивы форм зерен, гранулометрического состава, текстуры горной породы. Затем каждому слою назначаются изображения, полученные с соответствующего шлифа для калибровки по пористости. Задаются коэффициенты заполнения порового пространства

глинистым цементом. На последнем этапе указываются параметры физической модели, алгоритма калибровки и представления результатов. В итоге, формируется модель пористой среды. Полученная модель используется для моделирования фильтрационных процессов в пористой среде пласта.

Модель микроструктуры керна, полученная с помощью алгоритма стохастической упаковки микрочастиц с уплотнением, используется в качестве основы для последующего анализа порового пространства. Произведя переход от представления упаковки частиц к представлению поровой сетевой модели, проводимость одиночных каналов можно рассчитывать с помощью молекулярной динамики. Для оценки абсолютной проницаемости смоделированной микроструктуры в дальнейшем используется электрогидродинамическая аналогия. Для каждой неизолированной поры выполняется закон сохранения массы.

Таким образом, для сетевой модели порового коллектора составляет система линейных уравнений относительно давления в каждой поре. Оценка падения давления на образце дает возможность рассчитать абсолютную проницаемость по закону Дарси. Для численного моделирования потоков газа и флюидов на макроскопическом масштабе будет использован метод конечных объемов с помощью такого инструмента как Open FOAM. Имеющийся солвер реализующий адаптированный для многофазных систем Semi-Implicit Method for Pressure Linked Equations (SIMPLE) алгоритм позволяет достигать точности поля давлений порядка 10–12.

Разработка подходящей модели проводимости одиночных каналов требует изучения адсорбции диффузии флюидов и газовых смесей в коллекторах с учетом их микроструктуры. Новое понимание массопереноса различных веществ в различных кристаллических структурах со сложной структурой микроканалов, достигается благодаря использованию модели Максвелла-Стефана [2].

Моделирование геометрии микроструктура керна может производиться следующим образом:

- плотной упаковкой шаров;
- плотной упаковкой сферополлиэдров;
- плотной упаковкой выращенных кристаллов.

В данной работе рассматривается упрощенная модель геометрического строения кернового пространства, когда оно представляет собой цилиндр, плотно заполненный шарами различного диаметра. Упаковка шаров производится в результате проведения симуляции молекулярной динамики.

Цифровая модель создается на основе обработки данных, полученных в ходе различных экспериментов, проведенных на реальном керне в учебно-научной лаборатории комплексного изучения керна Инновационно-технологического центра арктических нефтегазовых лабораторных исследований САФУ имени М. В. Ломоносова.

На первоначальном этапе были проведены экспериментальные исследования терригенного коллектора, представленного тремя образцом керна стандартного размера диаметром. На образцах были определены коэффициенты открытой пористости методом насыщения жидкостью, коэффициенты абсолютной проницаемости. Результаты определения коэффициентов абсолютной проницаемости и коэффициентов открытой пористости образцов представлены в табл. 1.

Таблица 1

**Результаты определения коэффициентов абсолютной проницаемости
и коэффициентов открытой пористости образцов**

№ образца	Длина, см	Диаметр, см	Открытая пористость, %	Газопроницаемость, 10^{-3} мкм ²
№	L	D	$(M3-M1)/(M3-M4)*100$	КПРГ
229	2,974	2,975	19,63	121,13
и-6	2,682	2,997	20,42	125,64
г-1	3,068	3,003	20,11	101,01

После этого образцы были насыщены керосином и были определены проницаемости керна по флюиду в пластовых условиях на установке УИК-5 (7). В качестве флюида использовался неполярный керосин. Исследования проводились при постоянном эффективном давлении ($P_{гор} = 13$ МПа; $P_{пл} = 5$ МПа) при изменении пластовой температуры. На рисунке 2 представлен график зависимости проницаемости образцов керна по керосину от пластовой температуры.

После проведения фильтрационных экспериментов входной торец одного образца фотографировался, а в дальнейшем срезался на 1 мм по длине образца путем шлифования, и снова фотографировался. Операция проводилась до полного «истирания» образца. В ходе данных экспериментов был получен массив цифровых данных, который будет использован для математического моделирования и создания цифровой модели керна. На рисунке 3 представлена фотография входного торца керна.

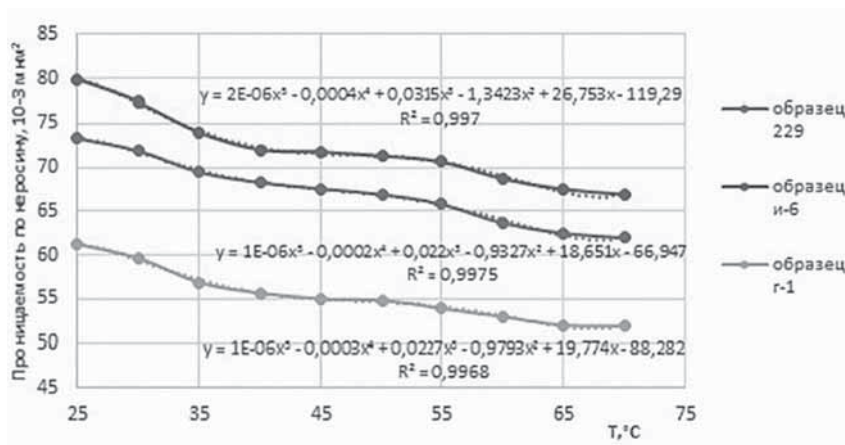


Рис. 2. График зависимости проницаемости образцов керн по керосину от пластовой температуры

Fig. 2. Dependency graph of permeability of kerosene on reservoir temperature for core samples

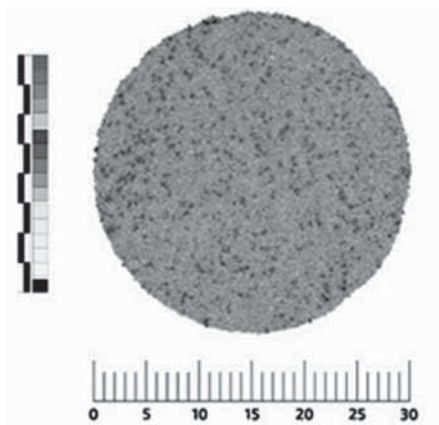


Рис. 3. Фотография входного торца керн

Fig. 3. Photo of the input end of the core

В ходе исследований также были проведены эксперименты по определению гранулометрического состава образца. Для выяснения свойств песчано-алевритовых пород как коллекторов нефти и газа важно определить их гранулометрический состав.

Было определено, что средневзвешенный диаметр частиц по виду распределения их количества составил 5,82 микрон, средневзвешенный диаметр частиц по виду распределения их объемов составил 54,52 микрон. Натурными исследованиями керна получаем распределение диаметров шаров для моделирования.

На рисунке 4 в виде столбиковой диаграммы представлен относительный график распределения частиц по размерам и график кумулятивного объема.

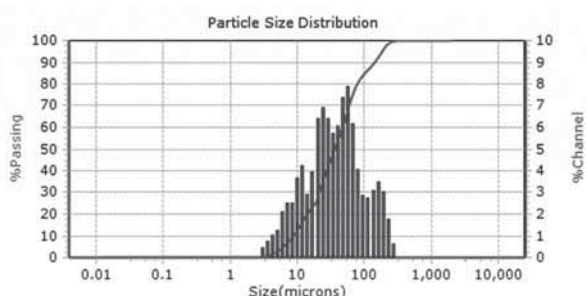


Рис. 4. Относительный график распределения частиц по размерам и график кумулятивного объема

Fig. 4. Relative plot of particle size distribution and a graph of the cumulative volume

В результате сравнения натурального и вычислительного эксперимента получены параметры Ван дер. Ваальсового взаимодействия и дифференциальный коэффициент сопротивления аналогичный измеренной проницаемости. В цилиндре образованном углеродной нанотрубкой хиральности $(Z, 0)$, где Z – число, подходящее для необходимого диаметра цилиндра, с учетом используемого Ван дер. Ваальсового радиуса взаимодействия углерода, ограниченного снизу графеновой плоскостью, проводилась симуляция молекулярной динамики с атомами, имеющими радиус Ван дер. Ваальсового взаимодействия подчиняющемуся, определенному в результате натурных исследований, распределению [1]. Потенциал межатомного взаимодействия определялся:

$$U(r) = 4 \times \left[\left(\frac{\sigma}{r} \right)^{12} - \left(\frac{\sigma}{r} \right)^6 \right],$$

где σ – радиус Ван дер. Ваальса.

Дополнительно к свободным атомам (кроме атомов углеродной нанотрубки и графена) применяется внешняя сила, аналогичная гравитационной. Постепенно отнимая энергию взаимодействия с графеновым дном, система приходит в стационарное состояние, являющееся аналогом плотной упаковки шаров. Для определения порового пространства, достаточно пройти координатное пространство цилиндра пробным атомом с определенным Ван дер Ваальсовым радиусом. В результате получается система микроканалов, в которой можно применить электродинамическую аналогию, представив течения в виде сети связанных электрических сопротивлений. Решив задачу нахождения полного сопротивления можно вывести проницаемость [1].

При дальнейших исследованиях планируется проведение анализа шлифов терригенных коллекторов для выявления характерных структур пористой среды, выполнение исследований на ряде образцов с различными фильтрационно-емкостными свойствами для получения статистических данных, а также корректировка полученной виртуальной модели ядра и ее приведение к реальным образцам на основе экспериментальных данных и данных математического моделирования. Полученные результаты будут использованы для разработки концепции и архитектуры создания виртуальной модели ядра и проведения вычислительных экспериментов с целью прогнозирования основных параметров терригенных коллекторов нефти и газа.

Следует отметить ориентацию проекта на использование открытого ПО, что позволяет возможности дальнейшего использования его результатов.

Задача 3D-реконструкции микроструктуры ядра породы является актуальным приложением имитационного моделирования микроструктур. Понимание отношения между геометрией микроструктуры и макроскопических свойств пористых сред является сложной задачей. В последнее время появились значительные подвижки в получении отображений внутрипорового пространства, и применение технологий высокопроизводительных вычислений ускорило разработку и использование инструментов «цифровой ядро» в дополнение к физическим лабораторным измерениям, обеспечивая быстрый и эффективный доступ к свойствам породы, извлекая их из трехмерных изображений.

В масштабе поры, фазовый поток в пористой среде определяется уравнением Стокса. Задачи моделирования течений в поровом пространстве образцов горных пород характеризуются большой размерно-

стью (10^7 – 10^9 ячеек), сложной геометрией расчетной области, сложными физическими процессами (многофазность, многокомпонентность, не-изотермичность, химические реакции и др.). В настоящее время для анализа таких процессов используется целый ряд математических моделей и методов расчета. Методы конечных объемов (КО) и решеточных уравнений Больцмана являются двумя наиболее часто используемыми методами для оценки потока в масштабе пор. Они применяются для решения ряда частных задач моделирования течения флюида в поровом пространстве. Однако в них имеются некоторые недостатки, как в части корректности математической модели и степени ее полноты, так и в части устойчивости вычислительных алгоритмов и возможности эффективной программной реализации.

Дополнительно к свободным атомам (кроме атомов углеродной нанотрубки и графена) применяется внешняя сила, аналогичная гравитационной. Постепенно отнимая энергию взаимодействия с графеновым дном, система приходит в стационарное состояние, являющееся аналогом плотной упаковки шаров. Для определения порового пространства, достаточно пройти координатное пространство цилиндра пробным атомом с определенным Ван дер Ваальсовым радиусом. В результате получается система микроканалов, в которой можно применить электродинамическую аналогию, представив течения в виде сети связанных электрических сопротивлений. Решив задачу нахождения полного сопротивления можно вывести проницаемость.

При моделировании исходными данными и калибровочными параметрами служит информация по физико-химическим свойствам пластового флюида: коэффициент открытой пористости, абсолютная проницаемость по газу, фазовая проницаемость в системе нефть–вода, относительная фазовая проницаемость, смачиваемость, динамическая вязкость воды, нефти и другие параметры. Данный набор параметров способен позволить посредством решения обратных задач провести идентификации кинетических моделей химических реакций в пласте. При этом авторы предполагают, что при моделировании микроструктуры керна, проводимость одиночных каналов будет рассчитана с помощью молекулярной динамики. Для оценки абсолютной проницаемости с моделированной микроструктурой в дальнейшем будет использована электрогидродинамическая аналогия. Таким образом, для сетевой модели порового коллектора составляется система линейных уравнений относительно давления в каждой поре.

Список литературы

1. Березовский В. В., Белозеров И. П., Губайдуллин М. Г. Подходы к созданию виртуальной модели керна терригенных коллекторов нефти и газа. «Перспективы и проблемы освоения нефтегазовых месторождений приарктической зоны России» / Отв. ред. проф. М. Г. Губайдуллин. Архангельск: САФУ, 2016. С. 27–35.

2. Гермидер О. В., Попов В. Н. Применение трехмерных графических структур системы компьютерной алгебры Maple для моделирования процесса транспортировки газа в трубе произвольного сечения / Материалы научно-практической конференции «Перспективы и проблемы освоения нефтегазовых месторождений приарктической зоны России» / Отв. ред. проф. М. Г. Губайдуллин. Архангельск: САФУ. 2016. С. 47–54.

3. Проект «Цифровой керна»: разглядеть большое, наблюдая за малым. Режим доступа: <https://sk.ru/news/b/articles/archive/2015/12/04/proekt-cifrovoy-kern-kak-uidet-bolshoe-nablyudaya-za-malym.aspx>.

ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЕ МЕТОДОМ ВНЕШНЕГО СКОЛЬЗЯЩЕГО ДИПОЛЯ (МВСД) ПО ДОРОГЕ ХИЙТОЛА-СУЙСТАМО

Жамалетдинов А. А.^{1,2}, Колесников В. Е.²

¹Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН, СПб, Россия

²Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

ELECTRICAL PROFILING BY THE METHOD OF EXTERNAL SLIDING DIPOLE (MESD) ON THE ROAD OF HIITOLA-SUISTAMO

Zhamaletdinov A. A.^{1,2}, Kolesnikov V. E.²

¹St. Petersburg branch of IZMIRAN, St. Petersburg, Russia, abd.zham@mail.ru

²Geological Institute of the Kola Science Center of RAS, Apatity, Russia

Abstract

In the Northern Ladoga area, along the Hiitola-Suistamo road, there was performed a DC electrical profiling with a multi-electrode MESD installation (method of external sliding dipole) by the step of 500 m. A profile length was 115 km. The maximum investigation depth of the installation was 150–200 m. The purpose of the research was to study the nature of the Ladoga anomaly of electrical conductivity in the near-surface section. Earlier, the Ladoga anomaly was discovered and studied by the methods of magnetovariational profiling (MVP) and magnetotelluric sounding (MTS). According to these data, it was believed that the anomaly is located at depths of 5–10 km or more. The results of the electrical profiling of MESD (the method of external sliding dipole) made it possible to discover two centers of high electrical conductivity. One of them, the western one, is derived around the Elisenvaara village and has a transverse width on the surface output of about 4–5 km. The second object of high electrical conductivity is located at the eastern part of the profile. It has a width of about 200 m and is confined to the Janisjärvi fault zone. Within the limits of both conductive zones, the apparent resistance decreases from tens of thousands to one and tenths of an ohm-meter. The obtained results allow to assume that the nature of the Ladoga anomaly is related to geological objects that output on the daytime surface, namely, to electronically conductive sulphide and carbon bearing rocks.

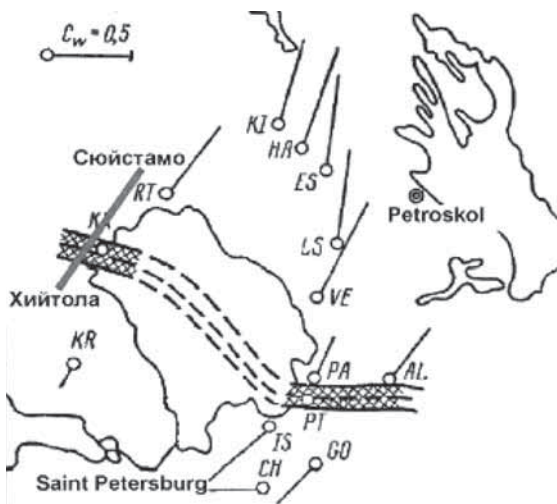
Введение

Глубинная аномалия электропроводности в Северном Приладожье впервые была обнаружена И. И. Рокитянским по результатам магнитовариационного профилирования (МВП) [5]. Аномалия была проинтерпретирована в виде квазидвухмерного проводящего тела северо-восточного падения на глубине 10 км. Параметр заполнения аномалии оценивался

величиной $G = \sigma \cdot S = 10^9 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}$, где σ – удельная электропроводность в $1/\text{Ом} \cdot \text{м}$ и S – поперечное сечение аномального тела в м^2 . Пространственно Ладожская аномалия приурочена к системе долгоживущих разломов в области сочленения двух крупных геотектонических блоков – Карельского и Сфекофеннского. Несмотря на большой объем выполненных с тех пор МТ-АМТ зондирований [1; 3; 4], электропроводность горных пород, выходящих близко к дневной поверхности оставалась неизученной в Северном Приладожье. Основными причинами явились сложные условия рельефа и крайняя извилистость береговой линии дорог. С целью восполнить образовавшийся пробел объединенным отрядом Геологического института Кольского научного центра РАН и Института геологии Карельского научного центра РАН в 2015 году выполнено электрическое профилирование с многоэлектродными установками МВСД и МВСК на постоянном токе в комплексе с АМТ-МТ зондированиями по профилю Хийтола–Суйстамо. Протяженность профиля составила 116 км по прямой линии и 152 км с учетом извилистости дорог. Положение профиля показано на рис. 1.

Рис. 1. Положение профиля Хийтола–Суйстамо в Северном Приладожье. Кружками показано положение первых пунктов МВП. Заштрихованной полосой показано положение аномально проводящего тела на предполагаемой глубине 10 км.

Fig. 1. Position of the profile Hiitola–Suistamo in the Northern Ladoga area. The circles indicate the position of the first MVP points. The shaded strip shows the position of the abnormally conducting body at an assumed depth of 10 km.



Методика наблюдений

Наблюдения на постоянном токе на профиле Хийтола–Суйстамо выполнены с многоэлектродными установками двух типов – по методике внеш-

него скользящего диполя (МВСД), разработанной специально для этого эксперимента и примененной в 2015 году впервые, и по методике внутреннего скользящего контакта (МВСК), разработанной ранее [6]. В данной работе приведены результаты профилирования по методике МВСД, поскольку они выполнены на всем протяжении профиля Хийтола–Суйстамо с равномерным шагом 500 м. Профилирование МВСК применялось на отдельных участках профиля с шагом 50 м для детализации аномалий МВСД. Результаты электропрофилирования МВСК представлены в докладе В. Е. Колесникова в данном сборнике.

Схема многоэлектродной установки МВСД приведена ниже на рис. 2.

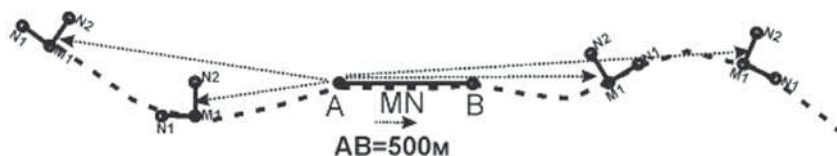


Рис. 2. Схема установки МВСД.

AB – питающая линия длиной 500 м; M1–N1 (продольная) и M1–N2 (поперечная) измерительные диполи; MN – измерительная линия для зондирования внутри AB.

Fig. 2. Scheme of MESD installation.

AB – transmitting line of 500 m length. M1–N1 (longitudinal) and M1–N2 (transversal) measuring dipoles. MN – a measuring line for sounding inside the line AB.

Принцип работы многоэлектродной установки МВСД основан на дипольно-осевом зондировании-профилировании с измерением модуля полного вектора напряженности горизонтального электрического поля (скалярные наблюдения). С этой целью в центральной части установки размещается питающая линия AB длиной 500 м. Относительно нее проводятся измерения в двух противоположных направлениях с шагом 500 м с удалениями до 2-х км от ближайшего питающего заземления (рис. 2). В центре каждой питающей линии AB проводятся малоглубинные зондирования на постоянном токе с разносами от 3 до 250 м. За пределами питающей линии AB в каждой приемной точке раскладываются по две взаимно ортогональные приемные линии MN длиной от 50 до 200 м (рис. 2). Положение всех питающих и приемных заземлений фиксируется с помощью GPS приемников.

Ток в линию AB подавался от стабилизированного генератора мощностью 1 кВт, питаемого от бензоагрегата мощностью 2 кВт. Ток подавался

в форме меандра с частотой 4.88 Гц. Сила тока, в зависимости от качества заземлений, изменялась в пределах от 100 до 300 мА. Измерения сигналов в линиях $MIN1$ и $MIN2$ выполнялись с помощью стрелочного измерителя АНЧ-3. Дополнительно, для последующей оценки направления полного вектора напряженности электрического поля, в каждой точке выполнялись измерения поля с диагональной приемной линией $NIN2$.

Теория обработки и интерпретации данных

Все наблюдения МВСД в цифровом виде заносились в память персонального компьютера. Затем выполнялась автоматическая обработка данных по описанному ниже алгоритму. Главная особенность обработки МВСД заключалась в том, что расчет значений кажущегося сопротивления осуществлялся по величине модуля полного горизонтального вектора напряженности электрического поля ρ_k^{tot} [2]. Расчет значений ρ_k^{tot} выполнялся по формуле

$$\rho_k^{tot} = K_{tot} \cdot \frac{E_{tot}^{exp}}{I}, \text{ где } E_{tot}^{exp} = \sqrt{E_{M1N1}^2 + E_{M1N2}^2},$$

где I – сила тока в линии АВ, геометрический коэффициент

$$K_{tot} = \frac{1}{E_{tot}^{theor}}, E_{M1N1} = \Delta U_{M1N1} / l_{M1N1} \text{ и } E_{M1N2} = \Delta U_{M1N2} / l_{M1N2}.$$

$$E_{tot}^{theor} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left[r_A^{-4} + r_B^{-4} - \frac{r_A^2 + r_B^2 - l_{AB}^2}{(r_A \cdot r_B)^3} \right]^{1/2}, \quad (1)$$

где r_A и r_B – расстояния от заземлений A и B до центрального электрода $M1$ приемных линий $M1N1$ и $M1N2$. Обратная величина выражения (1) при $\rho=1$ и $I=1$ используется в качестве геометрического коэффициента K_{tot} для вычисления кажущегося сопротивления ρ_k^{tot} результатам экспериментальных наблюдений МВСД.

Эффективное (действующее) расстояние $\tilde{r}$, аналогичное величине $AB/2$ в методе ВЭЗ, определяется по эмпирической формуле:

$$\tilde{r} = r_A + 0.5 \cdot (r_B - r_A) \cdot \left(\frac{r_A}{r_B} \right), \quad (2)$$

где $r_A \leq r_B$. В случае, если $r_A > r_B$, значения r_A и r_B меняются местами в выражении (2). Средняя глубинность профилирования МВСД составила примерно 150–200 м. По результатам обработки МВСД производится также построение двусторонних дипольно-осевых зондирований с разносами ОО' до 2 км.

Результаты

Результаты электрического профилирования МВСД на профиле Хийтола–Суйстамо приведены ниже на рис. 3.

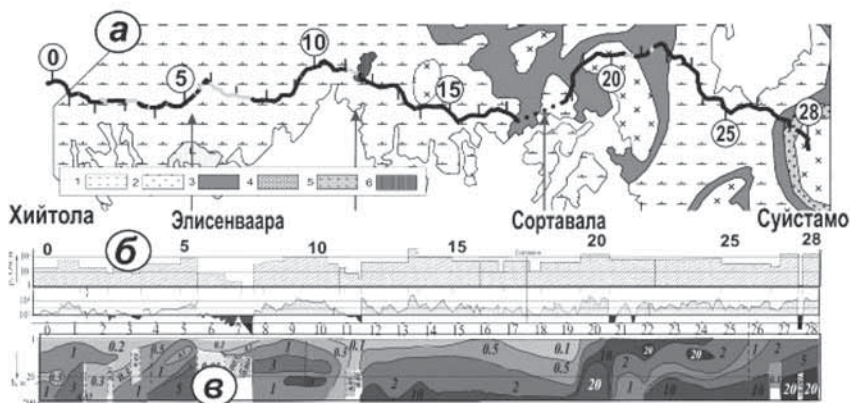


Рис. 3. Результаты электрического профилирования МВСД на профиле Хийтола–Суйстамо. Пояснения к рис. 3а,б,в даны в тексте. Изоаномалии ρ на рис. 3в даны в килоОм·метрах.

Геология по Л. П. Свириденко. Легенда: 1 – гнейсофицированные и гранитизированные песчаники, алевролиты, частично кварцито-песчаники; 2 – гнейсы, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы; 3 – лавы и туфы амфиболитованных базальтов, горизонты туфогенно-карбонатных, карбонатных и кремнисто-карбонатных пород; 4 – нерасчлененные осадочно-вулканогенные толщи; 5 – граниты рапакиви Салминского массива; 6 – габбро-нориты, габбро-перидотиты.

Fig. 3. Results of the MESD electrical profiling on the Hiitola-Suistamo profile. Explanations to Fig. 3a,b,v are given in the text. Isoanomalies of ρ on the Fig. 3v are given in kiloOhm·meters.

Geology by L. Sviridenko. Legend: 1 – gneissociated and granitized sandstones, siltstones, partly quartzite-sandstones; 2 – gneisses, diorito-gneisses, granite-gneisses; 3 – lavas and tuffs of amphibolized basalts, horizons of tuffaceous-carbonate, carbonate and siliceous-carbonate rocks; 4 – undivided sedimentary-volcanogenic strata; 5 – granites of rapakivi of the Salminsky massif; 6 – gabbro-norites, gabbro-peridotites.

В верхней части рисунка 3 приведена геологическая схема с расположением профиля наблюдений (рис. 3 а). Арабскими цифрами в кружках обозначены номера пунктов наблюдений МВСД. Светлыми полосами обозначены аномалии электропроводности (менее 100 Ом·м). В средней части (рис. 3 б) приведены графики кажущегося сопротивления МВСД в логарифмическом масштабе. Графики представлены в двух видах – по блокам (ступенчатые графики) и в виде непосредственно наблюдаемых значений кажущегося сопротивления (нижний график). Стелками показаны три центра максимальной электропроводности, выделенные ранее по результатам двухмерного моделирования АМТ-МТЗ [4]. Можно видеть, что результаты профилирования МВСД позволили существенно уточнить положение центров повышенной электропроводности.

На рис. 3 в приведен квазидвухмерный разрез по результатам полуколичественной интерпретации результатов МВСД. Интерпретация осуществлялась путем решения одномерной обратной задачи со смещением центров проводящих слоев на глубину к юго-западу и к северо-востоку от питающей линии *AB* по мере передвижения приемных диполей *MN* в соответствующих направлениях. Из рассмотрения рис. 3 в можно отметить главную особенность геоэлектрического разреза – плавное падение пород в юго-западном направлении на фоне общей тенденции к увеличению сопротивления от первых сотен ом-метров у дневной поверхности до десятков тысяч ом-метров на глубинах 150–200 м. На общем фоне плохо проводящих пород отчетливо выделяются аномально-проводящие зоны, описанные выше. Элементы их залегания могут быть определены по результатам интерпретации МВСК.

Заключение

Таким образом, результаты электропрофилеирования МВСД позволили уточнить положение эпицентров аномальной электропроводности, установленных ранее по данным АМТ-МТЗ. Результаты электропрофилеирования МВСД указывают на связь природы Ладожской аномалии с геологическими объектами, выходящими на дневную поверхность. По результатам квазидвухмерной интерпретации МВСД установлено пологое падение слоистости плохопроводящих пород в юго-западном направлении. Более детальное изучение глубинного строения Ладожской аномалии требует дополнительных исследований с привлечением геолого-геофизических данных.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-12044-офи-м.

Список литературы

1. *Васин Н. Д.* Геоэлектрическая характеристика разреза юго-западной Карелии // Записки Горного института. 1988. Т. 113. С. 57–63.
2. *Жамалетдинов А. А.* Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований с мощными контролируруемыми источниками (опыт критического анализа). СПб.: Изд. СПбГУ, 2012. 163 с.
3. *Ковтун А. А.* Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: Изд. Ленинградского университета, 1989. 284 с.
4. *Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданыц И. Л., Легенькова Н. П., Смирнов М. Ю., Успенский Н. И.* Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований // Глубинное строение и сейсмичность Карело-Кольского региона и его обрамления / под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН, 2004. С. 102–130.
5. *Рокитянский И. И., Васин Н. Д., Голод М. И., Новицкий Г. П., Рокитянская Д. А., Соколов С. Я.* Аномалии электропроводности на юге Карелии // Геофиз. сборник. Киев: Наукова думка, 1979. Вып. 89. С. 36–39.
6. *Zhamaletdinov A. A., Ronning J. S. & Vinogradov Yu. A.* Electrical profiling by the MISC and Slingram methods in the Pechenga-Pasvik area. // Geology of the eastern Finnmark- western Kola Peninsula region, (Editors: Roberts D. and Nordgulen O.), Geological Survey of Norway, Special publication NO.7, Trondheim, 1995. P. 333–338.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ УКРАИНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ

Жамалетдинов А. А.^{1,2}, Рокитянский И. И.³, Терешин А. В.³

¹Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН, СПб, Россия, abd.zham@mail.ru

²Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия.

³Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина, rokityansky@gmail.com

SOME FEATURES OF ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF UKRAINIAN AND BALTIC SHIELDS

Zhamaletdinov A. A.^{1,2}, Rokityansky I. I.³, Tereshin A. V.³

¹St. Petersburg branch of IZMIRAN, St. Petersburg, Russia, abd.zham@mail.ru

²Geological Institute of the Kola Science Center of RAS, Apatity, Russia

³Institute of Geophysics of NASU, Kyiv, Ukraine, rokityansky@gmail.com

Abstract

По результатам магнитотеллурических зондирований (МТЗ) Украинский и Балтийский кристаллические щиты отличаются резкой электрической неоднородностью. Уровень кривых МТЗ изменяется на территории Украины примерно от 1 до 10⁴ Ом·м. Главной причиной разброса данных МТЗ на Украинском щите является наличие экранирующего слоя осадочных четвертичных отложений. Его суммарная проводимость изменяется от единиц до десятков сименсов. Наряду с этим выделяются хорошо проводящие объекты (коровые аномалии), продольная проводимость которых достигает 2000 См. На Балтийском щите осадочные отложения отсутствуют. Наблюдаются лишь ледниковые отложения с продольной проводимостью в десятые и сотые доли сименсов. Как и на Украинском щите, здесь широко распространены коровые аномалии, часть из которых выходит на дневную поверхность и доступны для геологического наблюдения. Природа коровых аномалий обусловлена влиянием электронно-проводящих сульфидно-углеродистых пород и/или высокоминерализованных растворов. Благодаря отсутствию осадочного чехла, а также применению зондирований с активными источниками на Балтийском щите исследованы глубинные электрические свойства литосферы. В частности получены оценки параметров «нормального» электрического разреза до глубин 50–70 км и обнаружен в верхней части земной коры (в пределах первого десятка киломе-

тров) квази-горизонтальный промежуточный проводящий слой предполагаемой дилатантно-диффузионной природы («слой ДД») с проводимостью порядка десятых долей и единиц сименсов. На Украинском щите надежных данных о глубинной электропроводности литосферы в отсутствие коровых проводников не получено из-за экранирующего влияния осадочного чехла и из-за сильных транспортно-индустриальных помех.

Украинский щит

Практически вся территория Украинского кристаллического щита перекрыта слоем осадочных отложений мощностью в единицы–десятки, иногда первые сотни метров. Кристаллические породы докембрия обнажаются, главным образом, по долинам рек. Осадки представлены увлажненными четвертичными отложениями. Удельное сопротивление их составляет в среднем 10 Ом·м. Суммарная продольная проводимость изменяется от единиц до десятков сименсов на его периферии. Граница щита условно проведена по изолинии 25 См (рис. 1 а).

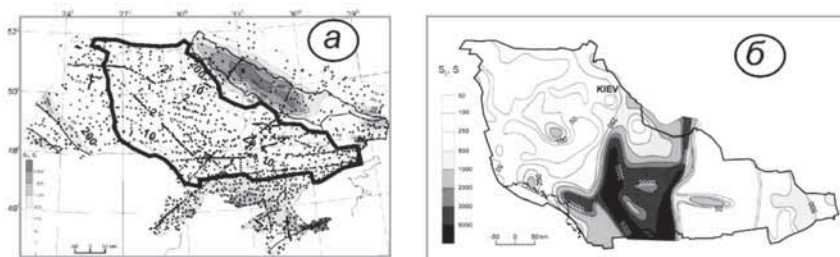


Рис. 1. Украинский кристаллический щит

а – Пункты ГМТЗ территории Украины и изолинии суммарной продольной проводимости осадочного чехла в Сименсах. Жирным контуром обведена площадь Украинского щита; б – сглаженная схема изолиний суммарной продольной проводимости земной коры Украинского щита

Fig. 1. Ukrainian crystal shield

а – GMTS points of Ukraine territory and total longitudinal conductivity isolines of the sedimentary cover in Siemens. The area of the Ukrainian shield is surrounded by a fat contour; б – a smoothed outline of the total longitudinal conductivity isolines of the Ukrainian shield earth's crust.

К началу 90-х годов прошлого века Украина была наиболее изученной страной в мире по количеству выполненных МТЗ. Всего на ее территории насчитывается около 8-ми тысяч структурных МТЗ в интервале пе-

риодов 0,1÷100 с и около 3-х тысяч глубинных МТЗ в интервале периодов 0,1÷3000 с. Положение пунктов ГМТЗ показано на рис. 1 а.

По данным МТЗ обнаружены десятки аномально проводящих объектов в земной коре. Однако, не все результаты их интерпретации достоверны из-за сильного влияния горизонтальной неоднородности верхней части геоэлектрического разреза. Наиболее уверенно выделяется область повышенной электропроводности кристаллической земной коры в центральной части щита (рис. 1 б). Продольная проводимость коровой аномалии достигает 2000 См. По восточному краю аномальной области выделяется субмеридиональная линейная проводящая зона, являющаяся частью Кировоградской аномалии, прослеженной далеко на север и на юг, почти на 1000 км [22; 1]. Общее представление о структуре магнитотеллурического поля на территории Украины дает рис. 2. На рис. 2 представлены минимальные, максимальные и эффективные кривые кажущегося сопротивления для отдельных блоков земной коры на территории Украины и показаны контуры Украинского кристаллического щита. Можно видеть из рассмотрения рис. 2, что форма кривых МТЗ резко изменяется – от двухслойных восходящих () и нисходящих () до трехслойных типа *K* и типа *H* и еще более сложных. Амплитудные значения кривых изменяются в широких пределах от 1 Ом·м до 20–30 тыс. Ом·м (в пределах 3–4 порядков). Наиболее резкие изменения характера кривых МТЗ обусловлены влиянием неоднородного осадочного чехла и, в частности, боковым влиянием Днепровско-Донецкой впадины, продольная проводимость которой в центральной части достигает 2000 См. Существенное влияние на кривые МТЗ оказывают также проводящие объекты в земной коре. Суммарная продольная проводимость кристаллической земной коры изменяется в пределах от 50 См до 5 тысяч См (рис. 1-б).

Наиболее надежные сведения о глубинной электропроводности Украины получены с применением метода МВП или комплексом МВП-МТЗ [20]. С применением этого комплекса выявлены наиболее крупные и достоверно обнаруживаемые проводящие объекты – Кировоградская аномалия (к ней приурочены пункты МТЗ 3, 4, 8, 7 на рис. 2) и Карпатская аномалия (к ней приурочен пункт МТЗ 11 на рис. 2). Сводка всех полученных результатов МТЗ-МВП на территории Украины приведена в публикации [27]. В ней представлены схемы расположения точек МВП и МТЗ, типичные кривые МТЗ в разных геоэлектрических зонах, результаты плечного моделирования, карты эффективного кажущегося сопротивления

на периодах 150 и 500 с, карта фазы эффективного импеданса на периоде 150 с и карта суммарной продольной проводимости корового проводника на Украинском щите. Часть этих материалов приведена на рис. 1 и 2. Сопоставление с геологической картой докембрийских пород Украинского щита показывает следующую тенденцию (закономерность): чем моложе докембрийские породы земной коры на Украинском щите, тем выше ее суммарная продольная проводимость.

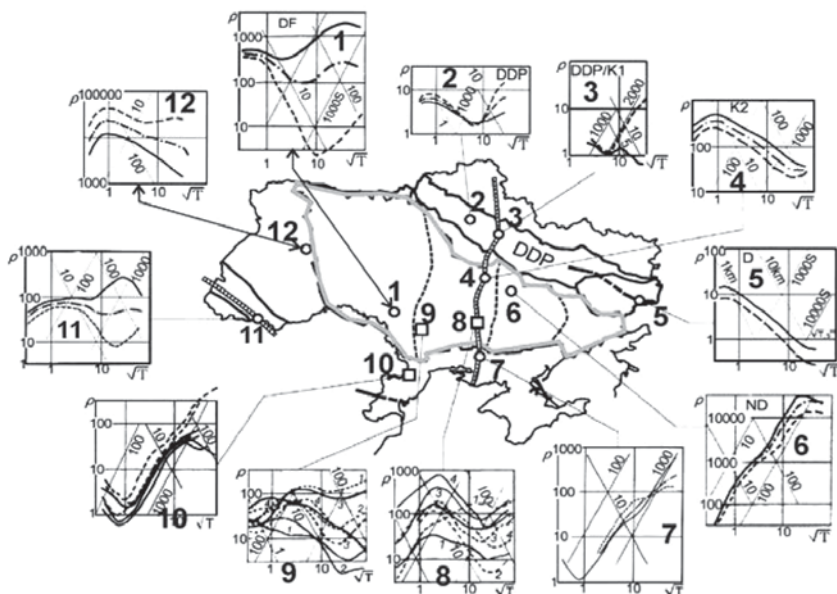


Рис. 2. Типовые кривые МТЗ для различных блоков Украины и Украинского щита. Сплошные линии – поперечные кривые МТЗ, штриховые – продольные, штрих-пунктирные – эффективные

Fig. 2. Typical curves MTS for various blocks of Ukraine and the Ukrainian shield

Solid lines – transverse curves MTS, dashed – longitudinal, dot-dotted – effective

Частотные зондирования (частоты 0.5–100 Гц) над Кировоградской аномалией, выполненные совместно с Геологическим институтом КНЦ РАН в районе Кременчуга [22], показали, что под тонким слоем осадочных отложений ($S_1=3\text{--}10\text{ см}$) в кристаллических породах с сопротивле-

нием более 500 Ом·м на глубине порядка 5 км залегает проводник с суммарной продольной проводимостью более 50 См. Эпицентральная часть Кировоградской аномалии имеет $S > 1000$ См и залегает на глубине порядка 15 км [20]. Аудиомагнитотеллурические зондирования (АМТЗ) выполнялись на отдельных локальных профилях, в основном, на рудных месторождениях и содержат мало региональной информации.

Балтийский щит

Балтийский кристаллический щит практически лишен осадочных отложений. На всей его территории, достигающей 1 млн кв. км, докембрийские породы перекрыты лишь тонким слоем плохо проводящих моренных (ледниковых) отложений мощностью 10–20 м. Продольная проводимость морены находится в пределах $0,01 \div 0,05$ См.

Первые глубинные электрические зондирования на Балтийском щите были выполнены на постоянном токе в акватории Финского залива и на Карельском перешейке [15]. Первые МТЗ были выполнены в Северном Приладожье [16], в Печенгском районе Кольского полуострова [17], на геофизической станции Ловозеро [4; 7; 21] и на южном фланге Балтийского щита [24]. Позднее, в 70-е – 80-е годы магнитотеллурические исследования получили широкое применение на территории Финляндии. В эти годы практически вся территория Финляндии была покрыта площадными магнитовариационными съемками с магнитометрами Гофа [31; 26]. Работы выполнял Университет Оулу. По результатам этих работ была обнаружена система проводящих зон вдоль Ладожско-Ботнической зоны (т.н. Цветной пояс Финляндии) и вдоль восточного побережья Ботнического залива.

На российской территории Балтийского щита основной объем МТЗ выполнен Ленинградским Горным институтом [2], Ленинградским университетом [13] и Институтом геологии Карельского научного центра РАН. [6]. Детальный обзор упомянутых работ МТЗ выполнен А. А. Ковтун с коллегами в монографии, изданной под редакцией Н. В. Шарова [14]. Наиболее детальные исследования были выполнены в районе Печенгской и Ладожской аномально проводящих зон. В изучение электропроводности Балтийского щита значительный вклад внесли эксперименты по глубинному зондированию с мощными контролируемыми источниками («Хибины» [3, 8] и «FENICS» [32]) и МТЗ эксперимент «BEAR» [28]. В плане сопоставления с Украинским щитом, наиболее интересно остановиться на результатах экспериментов «BEAR» и FENICS (рис. 3).

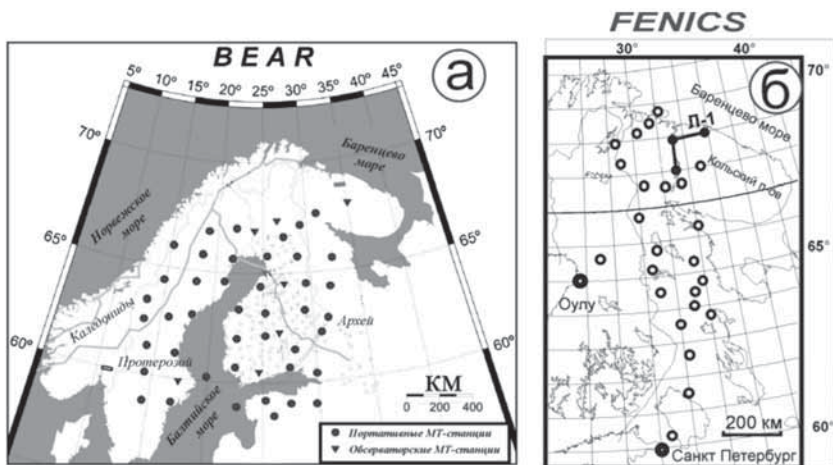


Рис. 3. Схема экспериментов «BEAR» и «FENICS»

а – пункты синхронных МТЗ в эксперименте «BEAR». б – пункты частотного зондирования в эксперименте FENICS в поле ЛЭП L1 и L2

Fig. 3. The experiment scheme «BEAR» and «FENICS»

а – synchronous MTW points in the experiment «BEAR»; б – frequency sounding points in the FENICS experiment in the field of L1 and L2 power lines

Эксперимент «BEAR» (Baltic Electromagnetic Array Research) выполнен путем синхронной регистрации вариаций естественного электромагнитного поля Земли (ЕЭМПЗ) в течение 1.5 месяцев на 50 пунктах МТЗ, размещенных на сети $\sim 150 \times 150$ км (рис. 3 а). Первичные результаты эксперимента «BEAR» показаны на рис. 4 в виде сводных диаграмм амплитуды и фазы импеданса для минимальных и максимальных направлений. Можно видеть, что наблюдается широкий разброс кривых кажущегося сопротивления – от 0,1 Ом·м до 100 тыс. Ом·м (6 порядков). В левых частях диаграмм показаны осредненные графики амплитуды и фазы «нормальных» кривых по результатам глубинных зондирований в полях контролируемых источников (обозначены «CS normal»).

Основной вклад в наблюдаемый на рис. 4 разброс кривых кажущегося сопротивления в эксперименте BEAR вносят электронно-проводящие объекты (сульфидно–углеродистые породы), распространенные в верхней, примерно 10-километровой толще земной коры [9].

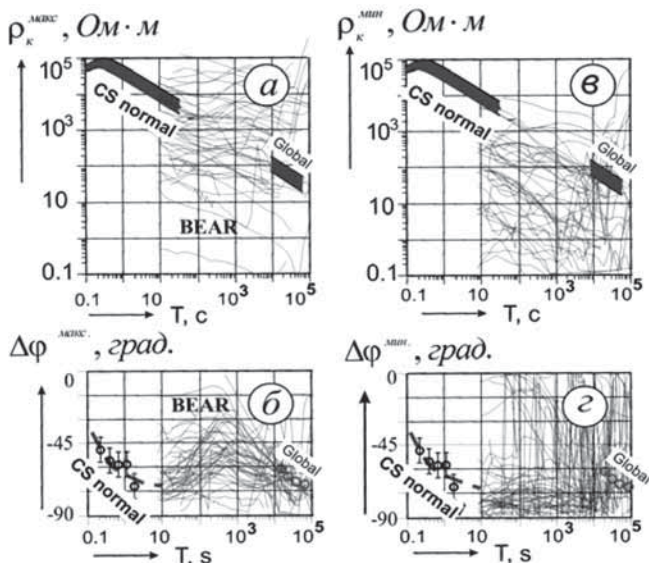


Рис. 4. Сводная диаграмма кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса по результатам эксперимента «BEAR»

а – максимальные кривые кажущегося сопротивления; б – максимальные кривые фазы импеданса; в – минимальные кривые кажущегося сопротивления; г – минимальные кривые фазы импеданса

Fig. 4. Summary diagram of the apparent resistance and impedance phase curves from the results of the «BEAR» experiment

а – maximum curves of apparent resistance; б – maximum impedance phase curves; в – minimum curves of apparent resistance; г – minimum impedance phase curves

Эксперимент «FENICS» (Fennoscandian Electrical conductivity from Natural and Induction Control Soundings) представляет собой глубинное электромагнитное зондирование литосферы Фенноскандинавского щита с применением двух **взаимно ортогональных промышленных линий электропередачи** Л1-1 и Л1-2 протяженностью 109 и 120 км (рис. 3 б). Зондирования в эксперименте «FENICS» **выполнены в диапазоне 0,1–200 Гц на удалении** до 856 км от источника [32]. Главной отличительной особенностью полученных результатов (в отличие от МТЗ) явилась высокая стабильность формы и амплитуды полученных кривых кажущегося сопротивления на

разных удалениях от источника (рис. 5 а). Вторая важная особенность – это совпадение до 10 % (в пределах волновой зоны) кривых кажущегося сопротивления, измеренных при двух взаимно ортогональных поляризациях первичного поля (точки 2а, 4а и 5а на рис. 5 а). Последнее обстоятельство свидетельствует о высокой горизонтальной однородности (одномерности) глубинного геоэлектрического разреза на глубинах свыше 10–15 км.

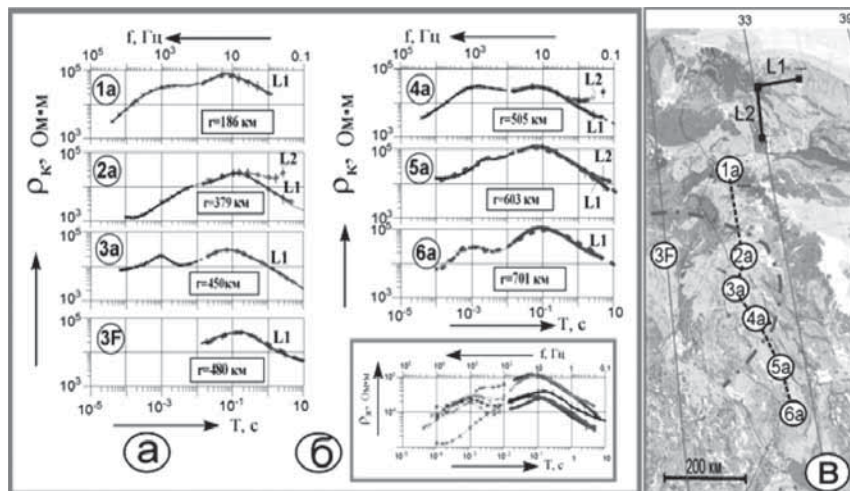


Рис. 5. Первичные результаты эксперимента FENICS-2007

а – кривые вдоль профиля 1а – 6а и в точке 3F, в Финляндии; б – сводка кривых ; в – положение пунктов наблюдений

Fig. 5. Primary results of the FENICS-2007 experiment

а – curves along the profile 1а – 6а and at the point 3F, in Finland; б – a summary of the curves ; в – the position of the observation points

В центральной части профиля на рис. 5 а наблюдается некоторое понижение уровня кривых кажущегося сопротивления (примерно на 0.5 порядка) в пунктах 2а, 3а, 4а, 3F. Эта область, окаймленная штрих-пунктирной кривой на рис. 5 в, обрамляет область погружения границы Мохо до 60 км, установленную ранее в центральной Финляндии по данным сейсморазведки [18; 25]. На большинстве кривых зондирования на частотах 100 Гц и выше (рис. 5 а) обнаруживается промежуточный проводящий слой предполагаемой дилатантно-диффузионной

природы. Впервые этот слой был установлен на территории Центрально-Финляндского гранитоидного массива.

Ниже, на рис. 6-1 *а* приведена «нормальная» кривая кажущегося сопротивления для восточной части Балтийского щита по результатам эксперимента «FENICS». Справа от нее, на рис. 6-1 *б* приведен «нормальный» геоэлектрический разрез, полученный по результатам решения обратной задачи. Аналогичные данные для аномальной области, показанной на рис. 5, приведены ниже на рисунках 6-2 *а* и 6-2 *б*.

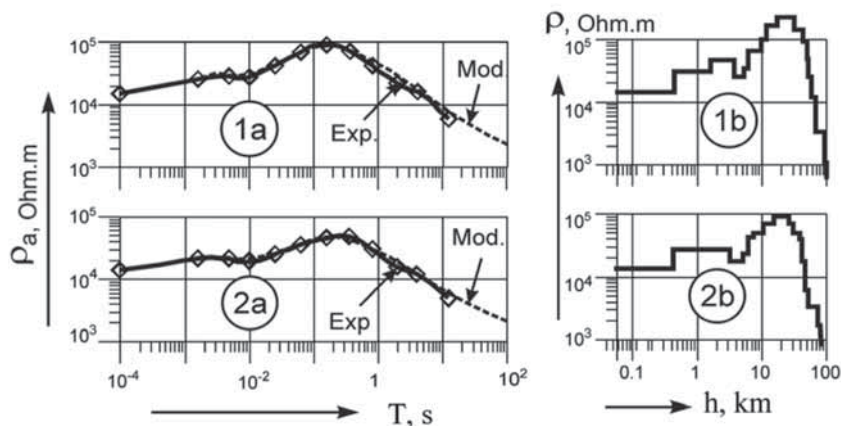


Рис. 6. Электрический разрез литосферы восточной части Балтийского щита по данным эксперимента FENICS

1а – «нормальная» кривая кажущегося сопротивления; 1б – «нормальный» геоэлектрический разрез; 2а – «аномальная» кривая кажущегося сопротивления; 2б – «аномальный» геоэлектрический разрез

Fig. 6. Electrical section of the eastern part of the Baltic Shield lithosphere according to the FENICS experiment data

1а – «normal» curve of apparent resistance; 1б – «normal» geoelectric section; 2а – «anomalous» curve of apparent resistance; 2б – «anomalous» geoelectric section

Можно видеть, что в пределах аномальной области удельное электрическое сопротивление литосферы на глубинах порядка 20–30 км понижено до 100 тыс. Ом·м по сравнению с 300 тыс. Ом·м для «нормального» разреза. Такой перепад сопротивления может быть объяснен как изменением состава силикатных пород на более магнезиальный, так и повышением температуры в аномальной области примерно на 30 градусов.

Список литературы

1. Баглаенко Н. В., Варенцов И. М. и др. Геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии по геомагнитным данным // Физика Земли. 1996, № 4. С. 87–98.
2. Васин Н. Д., Новицкий Г. П. Особенности глубинного геоэлектрического строения северо-западной части Кольского полуострова по данным магнитотеллурических зондирований // Записки ЛГИ. Т. 101, Л., 1984. С. 29–34.
3. Велихов Е. П. (отв. редактор). Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите // М.: Наука, 1989. 272 с.
4. Владимиров Н. П. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в западной части СССР // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971, № 11. С. 116–119.
5. Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КАЭМ, 2003. 252 с.
6. Голод М. И., Клабуков Б. Н., Гришин А. С. Результаты проведения глубинных магнитотеллурических зондирований в Карелии // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск. КФ АН СССР, 1983. С. 4–21.
7. Егоров Ю. М. Разработка установки для регистрации вариаций магнитного поля Земли в широком диапазоне частот. Автореферат дисс. М., 1965. 22 с.
8. Жамалетдинов А. А. МГД-эксперимент «Хибины» – 30 лет // Известия РАН. Физика Земли. 2005, № 8. С. 1–8.
9. Жамалетдинов А. А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 159 с.
10. Жамалетдинов А. А. Новое о строении континентальной земной коры по результатам электромагнитных зондирований с мощными контролируемыми источниками поля. // ДАН, 2011. Т. 438, № 4. С. 538–542.
11. Жамалетдинов А. А., Хьелт С. Э. О моделях электропроводности Балтийского щита // Глубинная электропроводность Балтийского щита. Петрозаводск, 1986. С. 56–69.
12. Клабуков Б. Н. Фоновая и аномальная электропроводность земной коры Карелии. // Известия РАН. Физика Земли, 1996, № 4. С. 72–78.
13. Ковтун А. А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. // Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1989. 284 с.
14. Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданянц И. Л., Легенькова Н. П., Смирнов М. Ю., Успенский Н. И. Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований // Глубинное строение и сейсмичность Карело-Кольского региона и его обрамления (ред. Н. В. Шаров). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 102–130.

15. Краев А. П., Семенов А. С., Тархов А. Г. Сверхглубокое электроразведывание. // Разведка недр. 1947, № 3. С. 40–41.
16. Лазарева Н. В. Некоторые особенности поведения естественного электромагнитного поля на южном склоне Балтийского щита // Вопр. разв. геофиз., вып. 6, Л.: Недра, 1967.
17. Лазарева Н. В. Применение магнитотеллурических методов в Печенгском районе // Вопросы разведочной геофизики. М.: Недра. 1964. С. 105–107.
18. Николаевский В. Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Известия РАН. Физика Земли. 1996, № 4. С. 41–50.
19. Павленкова Н. И. Структура литосферы Балтийского щита по данным ГСЗ. Структура и динамика литосферы Восточной Европы // М.: Геокарт, ГЕОС. 2006. С. 33–58.
20. Рокитянский И. И. Глубинные магнитотеллурические зондирования при наличии искажений от горизонтальных неоднородностей // Геофизический сборник. Киев: Наукова думка, вып. 43. 1971. С. 71–78.
21. Рокитянский И. И. Индукционные зондирования Земли // Киев: Наукова думка, 1981. 296 с.
22. Рокитянский И. И., Зыбин К. Ю., Рокитянская Д. А., Щепетнев Р. В. Магнитотеллурическое исследование массива на геофизических станциях Борок, Ловозеро и Петропавловск-Камчатский // Электромагнитные зондирования и магнитотеллурические методы разведки. Л.: ЛГУ, 1963. С. 124–130.
23. Рокитянский И. И., Шуман В. Н., Логвинов И. М., Лысенко Е. С., Павловский В. И., Жамалетдинов А. А., Токарев А. Д., Захарова В. И. Частотные зондирования над Кировоградской аномалией проводимости // Геофиз. журнал. Киев: Наукова думка, 1983. Т. 5, № 2. С. 88–90.
24. Тихонов А., Эненштейн Б., Скугаревская О., Никитина В. Изучение внутреннего строения кристаллического фундамента электромагнитными методами // ДАН СССР, 1967. Т. 173, № 5. С. 1062–1064.
25. Шаров Н. В., Митрофанов Ф. П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // ДАН. 2014. Т. 454, № 2. С. 221–224.
26. Hjelt S. E., Korja T. **Lithospheric and upper mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe** // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 79 (1993) 137–177. Els. Science Publishers B. V. Amsterdam.
27. Ingerov I. I., Rokityansky I. I., Tregubenko V. I. Forty years of MTS studies in the Ukraine // Earth, Planets, Space. 51. 1999. P. 1127–1133.
28. Korja T. and the BEAR Working Group. Lithosphere. Program and Extended Abstracts (Inst. of Seismology, Univ. of Helsinki, Helsinki, 2000, Report S-41).
29. Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. and the BEAR WG. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductivity in Fennoscandian shield // Earth, Planets, Space. 2002, N 54. P. 535–558.

30. Olsen N. “The Electrical Conductivity of the Mantle beneath Europe Derived from C-Responses from 3 to 720 km” *Geophys. J. Int.*, No. 133, 298–308 (1998).

31. Pajunpää K. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1987. V. 91. P. 657–666.

32. Zhamaletdinov A. A., A. N. Shevtsov, E. P. Velikhov et al. Study of Interaction of ELF–ULF Range (0.1–200 Hz) Electromagnetic Waves with the Earth’s Crust and the Ionosphere in the Field of Industrial Power Transmission Lines (FENICS Experiment) // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2015. V. 51, N 8. P. 826–857.

СТРУКТУРА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ УКРАИНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ

Жамалетдинов А. А.^{1,2}, Рокитянский И. И.³, Терешин А. В.³

¹Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН, СПб, Россия, abd.zham@mail.ru

²Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия.

³Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина, rokityansky@gmail.com

ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF UKRAINIAN AND BALTIC SHIELDS

Zhamaletdinov A. A.^{1,2}, Rokityansky I. I.³, Tereshyn A. V.³

¹St. Petersburg branch of IZMIRAN, St. Petersburg, Russia, abd.zham@mail.ru

²Geological Institute of the Kola Science Center of RAS, Apatity, Russia.

³Institute of Geophysics of NASU, Kyiv, Ukraine, rokityansky@gmail.com

Abstract

Ukrainian (US) and Baltic (BS) shields differ in power and total longitudinal conductivity of S_l overlapping sedimentary deposits: 0,01–,5 S on BS and 0,5–25 S on US. These are the values of S_l after averaging over a 25×25 km grid. The values of S_l in the local sections of the US are characterized by high contrast, which creates intense “geological” interference when conducting deep electromagnetic studies. Other difficulties on the US: a higher level of industrial noise and the proximity of sedimentary basins with S_l over 2000 S, distorting deep MTS data on the shields. Due to less difficulties and pioneering the introduction of soundings with controlled sources, a conductive layer of the order of 1 S is assumed to be located in several points of high-resistivity massifs at depths of 3–8 km at the supposed dilatant-diffusion nature. Below this layer, the electrical resistance reaches the maximum values of more than 100,000 Ohm·m at a depth of 15–30 km and decreases at great depths. In the US such results were not obtained due to screening by overlapping sediments. On both shields, widely-spread coronal anomalies are widespread. The largest are Kirovograd and Raspolpolskaya on the US, Pechenga and Ladoga on the BS. The nature of crustal anomalies is electronically conductive sulfide-carbonaceous formations or ion-conducting solutions. The dependence of the number of crustal anomalies on the age of the rocks is observed: they are less common in Archean massifs, but abundant in Proterozoic.

Украинский щит

Большая часть территории Украинского кристаллического щита (УЩ) перекрыта слоем неоген-четвертичных осадочных отложений мощностью в единицы-десятки, иногда первые сотни метров. Кристаллические породы докембрия обнажаются, главным образом, по долинам рек и отдельными выступами. Удельное сопротивление осадков составляет в среднем 10 Ом·м и их суммарная продольная проводимость изменяется от долей – единиц до десятков Сименсов. Граница щита близка к изолинии $S_l = 25$ См (рис. 16).

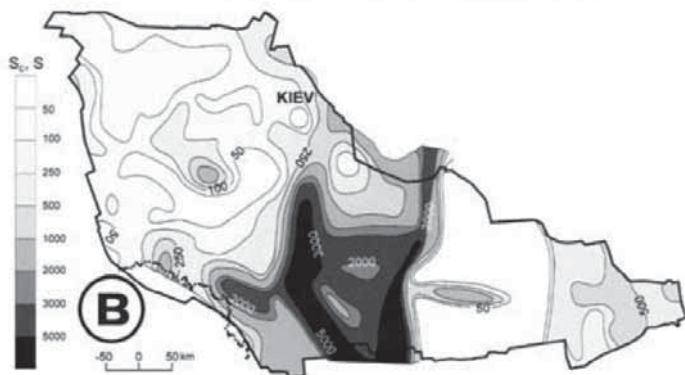
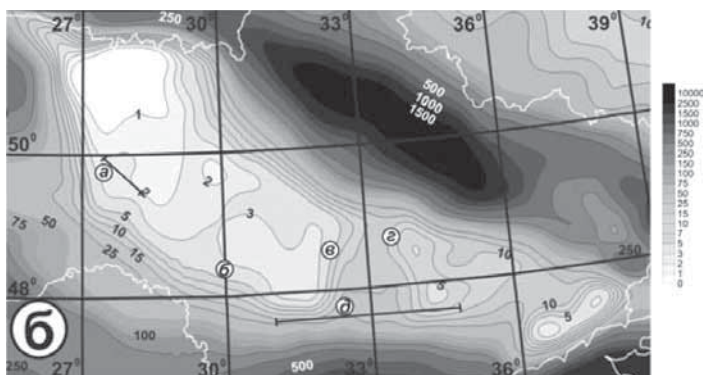
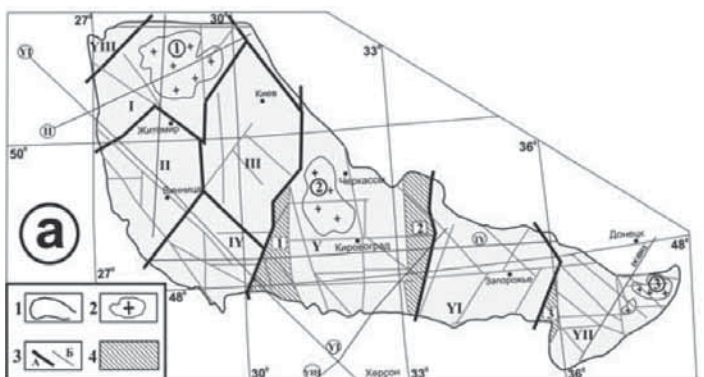


Рис. 1. Украинский щит (УЩ):

а) Разломно-блоковая структура УЩ [4; 5]:

1 – контур обнаженной части щита; 2 – интрузивные массивы гранитоидов (арабские цифры в кружках): 1 – Коростеньский, 2 – Корсунь-Новомиргородский, 3 – Приазовский; 3 – зоны разломов: а, б – меж- и внутри-мегаблоковые соответственно; 4 – шовные зоны (цифры в квадратах): 1 – Голованевская, 2 – Ингулецко-Криворожская, 3 – Орехово-Павлоградская; Мегаблоки: I – Волынский; II – Подольский; III – Росинский; IV – Бугский; V – Ингульский; VI – Среднеприднепровский; VII – Приазовский; VIII – Вольно-Полесский вулканоплутонический пояс. Римскими цифрами в кружках обозначены некоторые геотравессы

б) Карта суммарной продольной проводимости осадочных пород S_1 УЩ и прилегающих территорий [19],

в) Схема изолиний S_2 внутрикоровых проводящих образований УЩ [24].

Fig. 1. Ukrainian shield (US):

а) The fault-block structure of the US [4, 5]: 1 – the contour of the exposed part of the shield; 2 – intrusive massifs of granites (Arabic numerals in circles):

1 – Korosten, 2 – Korsun-Novomirgorodsky, 3 – Priazovsky; 3 – fault zones: a, b – inter- and intra-megablocks, respectively; 4 – suture zones (numbers in squares): 1 – Golovanevskaya, 2 – Inguletsko-Krivoy Rog, 3 – Orekhovo-Pavlogradskaya; Megablocks: I – Volynsky; II – Podolsky; III – Rosinsky; IV – Bug; V – Ingul; VI – Srednepridneprovsky; VII – Priazovsky; VIII – Volyno-oleski volcano-plutonic belt. Roman numerals in circles indicate some geotranssects

б) Map of the total longitudinal conductivity of sedimentary rocks S_1 in US and adjacent territories [19].

с) Scheme of isolines S_2 of intracrustal conductive structures of the US [24].

Осадки контактируют с многочисленными хорошо проводящими разломами, уходящими на глубину. На обнажениях докембрия S_1 может уменьшаться до сотых долей. См. на рис. 1-б представлены изолинии S_1 , сглаженные и усредненные по квадратам 25км×25км. На самом деле изменение S_1 на УЩ весьма контрастное, что обуславливает значительные искажения кривых МТЗ.

К началу 1990-х годов Украина лидировала по плотности выполненных МТЗ. На ее территории насчитывается около 8-ми тысяч структурных МТЗ в интервале периодов 0,1 ÷ 100 с, около 3-х тысяч глубинных МТЗ в интервале периодов 0,1 ÷ 3000 с и несколько тысяч АМТЗ в диапазоне частот 0,02 – 4000 Гц. Примерно 40 % пунктов находится на УЩ.

По данным МТЗ обнаружено порядка сотни крупных (с размером более 10 км) аномально проводящих объектов в земной коре и еще большее количество более мелких. Это, с одной стороны, крупные глубинные разломы, шовные зоны и, возможно, зоны тектонической активизации, для кото-

рых можно предполагать флюидную природу повышенной электропроводности; с другой стороны, это электронные проводники – углеродистые сланцы, сульфиды, различные рудосодержащие породы. Часть из них выходит на поверхность или вскрыта выработками. Наблюдается зависимость количества хорошо проводящих образований от возраста докембрийских пород: они реже встречаются в архейских геоблоках УЩ (2,6–2,8 млрд лет), но изобилуют в ранне-протерозойских (1,9–2,1 млрд лет). Наиболее высокопроводящие образования находятся в центральной части щита преимущественно в пределах Ингулецкого мегаблока (рис. 1). Продольная проводимость коровых аномалий достигает 5000 См. По восточному краю аномальной области выделяется субмеридиональная линейная проводящая зона, являющаяся частью Кировоградской аномалии, прослеженной далеко на север и на юг. Двумерное моделирование магнитовариационных данных показало, что проводящая зона состоит из двух квази-параллельных проводников: первый основной находится между Кировоградским и Западно-Ингулецким разломами, второй находится в Криворожско-Кременчугской шовной зоне [16]. Это подтверждает и псевдо-разрез вдоль профиля МТЗ Новоукраинка-Запорожье, на котором видно два проводящих объекта при пересечении зоны Кировоградской аномалии (рис. 2-д).

Частотные зондирования (частоты 0,5–100 Гц) над Кировоградской аномалией выполнены в районе Кременчуга [20]. Они показали, что под тонким слоем осадочных отложений ($S_1=3\text{--}10$ См) и 5-километровой толщей высокоомных кристаллических пород залегает проводник с удельным сопротивлением не более 50 Ом·м. По данным МТЗ в центральной части Кировоградской аномалии глубина залегания ее верхней кромки лежит в интервале 10–20 км, а суммарная продольная проводимость превышает 2000 См (рис. 2-в). Максимальная проводимость более 5000 См наблюдается в юго-западной части Ингульского мегаблока на Ряснопольской структуре (кривые МТЗ на рис. 2-б)

В западной части УЩ в пределах Волынского и Подольского мегаблоков по совокупности умеренно искаженных квази-комформных кривых после их осреднения и смещения к глобальным данным МВЗ (рис. 2-а) выделяется проводящий слой на глубине 100–200 км с суммарной продольной проводимостью порядка 600 См [7]. Этот результат согласуется с другими оценками на Восточно-Европейской платформе (Плещеницы, Борок), однако наличие здесь непрерывной электрической астеносферы нельзя считать окончательно доказанным.

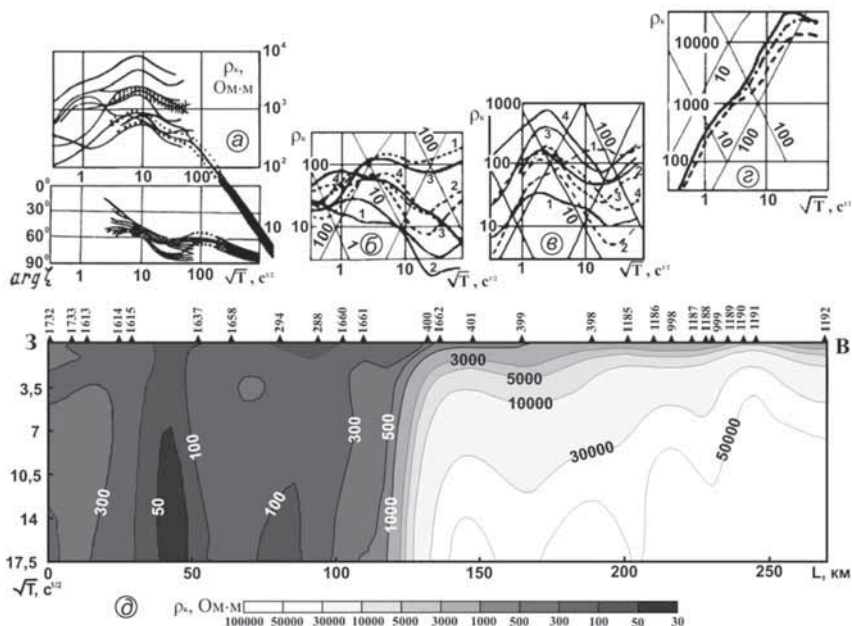


Рис. 2. Кривые МТЗ четырех участков УЩ, показанных на Рис. 2-б одноименными буквами в кругах и псевдоразрез д по профилю Южноукраинск-Запорожье.

а – Любарский участок, б – Ряснопольская аномалия, в – Кировоградская аномалия, г – Среднеприднепровский мегаблок.

Fig. 2. The curves of the MTZ for the four areas of the US shown in Fig. 2-b with the same letters in the circles and a pseudo-section д along the profile Yuzhnoukrainsk-Zaporozhye.

а – Lyubarsky area, б – Ryaspolskaya anomaly, в – Kirovograd anomaly, г – Srednepridneprovsky megablock.

Амплитудные значения кривых ρ_k изменяются в широких пределах от 1 Ом·м до 100 тыс. Ом·м (в пределах 3–5 порядков). Наиболее резкие изменения формы кривых МТЗ происходят на коротких периодах, они обусловлены влиянием неоднородного осадочного чехла и коровых аномалий. В отдельных местах кривые ρ_k принимают очень высокие значения. Если это наблюдается на периодах не более 10 с, то такие значения могут быть и у истинного сопротивления в толще литосферы. Такие места обнаружены на Среднеприднепровском и Приазовском мегаблоках и на некоторых гранитоидных массивах. На рис. 2-д на восточной части псевдоразреза ρ_k дости-

гает и превышает 10000 Ом·м на коротких периодах и можно считать, что истинное сопротивление литосферы не меньше этих значений. Когда же на периодах больше 100 с кривая ρ_k продолжает расти, то это признак наличия искажений. Для условий УЩ значительные искажения можно ожидать от регионального S-эффекта, от перетекания токов из Днепровско-Донецкой впадины на севере в Причерноморскую впадину и Инголо-Кубанский прогиб на юге. Пленочное моделирование подтверждает существенный вклад этого эффекта [19].

Балтийский щит

Балтийский кристаллический щит практически лишен осадочных отложений. На всей его территории, достигающей 1 млн кв. км, докембрийские породы перекрыты лишь тонким слоем плохо проводящих моренных (ледниковых) отложений мощностью 10–20 м. Продольная проводимость S_1 находится в пределах $0,01 \div 0,05$ См.

Первые глубинные электрические зондирования на Балтийском щите были выполнены на постоянном токе в акватории Финского залива и на Карельском перешейке [13]. Первые МТЗ были выполнены в Северном Приладожье [14], в Печенгском районе Кольского полуострова [15], на геофизической станции Ловозеро [3; 8; 18] и на южном фланге Балтийского щита [21]. Позднее, в 70-е – 80-е годы магнитотеллурические исследования получили широкое применение на территории Финляндии. В эти годы практически вся территория Финляндии была покрыта площадными магнитовариационными съемками с магнитометрами Гофа [26; 23]. Работы выполнял Университет Оулу. По результатам этих работ была обнаружена система проводящих зон вдоль Ладожско-Ботнической зоны (т.н. Цветной пояс Финляндии) и вдоль восточного побережья Ботнического залива.

На российской территории Балтийского щита основной объем МТЗ выполнен Ленинградским Горным институтом [1], Ленинградским университетом [11] и Институтом геологии Карельского научного центра РАН. [6]. Детальный обзор упомянутых работ МТЗ выполнен А. А. Ковтун с коллегами в монографии, изданной под редакцией Н. В. Шарова [12]. Наиболее детальные исследования были выполнены в районе Печенгской и Ладожской аномально проводящих зон. В изучение электропроводности Балтийского щита значительный вклад внесли эксперименты по глубинному зондированию с мощными контролируемыми источниками («Хибины» [2, 9] и «FENICS» [27]) и МТЗ эксперимент «BEAR» [25]. В плане сопо-

ставления с Украинским щитом, наиболее интересно остановиться на результатах экспериментов «BEAR» и FENICS (рис. 3).

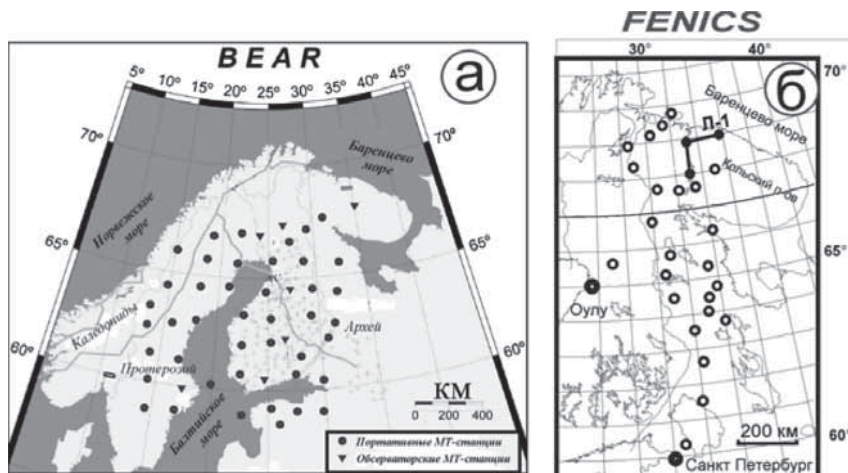


Рис. 3. Схема экспериментов «BEAR» и «FENICS»

а – пункты синхронных МТЗ в эксперименте «BEAR»; б – пункты частотного зондирования в эксперименте FENICS в поле ЛЭП L1 и L2.

Fig. 3. Scheme of the experiments «BEAR» and «FENICS»

а – sites of synchronous MTS in the experiment «BEAR»; б – frequency sounding points in the FENICS experiment in the field of L1 and L2 power lines.

Эксперимент «BEAR» (Baltic Electromagnetic Array Research) выполнен путем синхронной регистрации вариаций естественного электромагнитного поля Земли (ЕЭМПЗ) в течение 1.5 месяцев на 50 пунктах МТЗ, размещенных на сети ~150x150 км (рис. 3а). Первичные результаты эксперимента «BEAR» показаны на рис. 4 в виде сводных диаграмм амплитуды и фазы импеданса для минимальных и максимальных направлений. Можно видеть, что наблюдается широкий разброс кривых кажущегося сопротивления – от 0,1 Ом·м до 100 тыс. Ом·м (6 порядков). В левых частях диаграмм показаны осредненные графики амплитуды и фазы «нормальных» кривых по результатам глубинных зондирований в полях контролируемых источников (обозначены «CS normal»).

Основной вклад в наблюдаемый на рис. 4 разброс кривых кажущегося сопротивления в эксперименте BEAR вносят электронно-проводящие

объекты (сульфидно-углеродистые породы), распространенные в верхней, примерно 10-километровой толще земной коры [10].

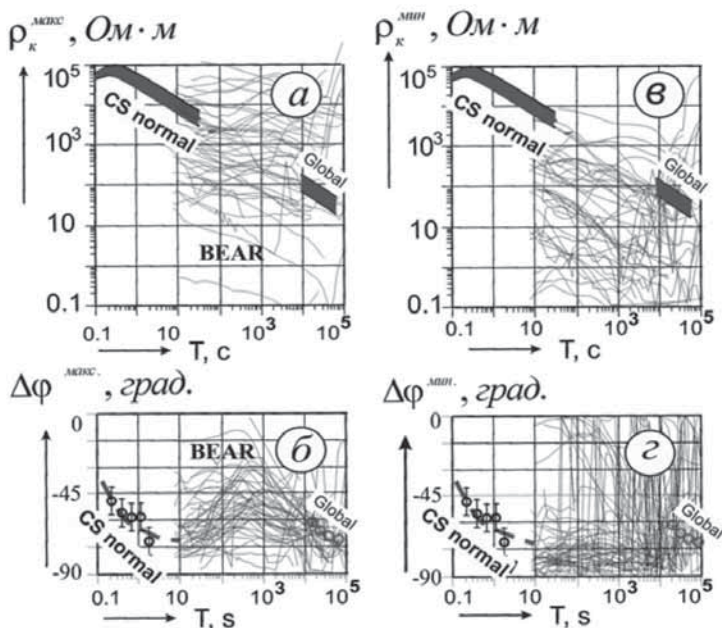


Рис. 4. Сводная диаграмма кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса по результатам эксперимента «BEAR».

а – максимальные кривые кажущегося сопротивления; б – максимальные кривые фазы импеданса; в – минимальные кривые кажущегося сопротивления; г – минимальные кривые фазы импеданса

Fig. 4. Summary diagram of the apparent resistivity and impedance phase curves from the results of the «BEAR» experiment

а – maximum apparent resistivity curves, б – maximum impedance phase curves, в – minimum apparent resistivity curves, г – minimum impedance phase curves

Эксперимент «FENICS» (Fennoscandian Electrical conductivity from Natural and Induction Control Soundings) представляет собой глубинное электромагнитное зондирование литосферы Фенноскандинавского щита с применением двух взаимно ортогональных промышленных линий электропередачи Л-1 и Л-2 протяженностью 109 и 120 км (рис. 3б). Зондирования

в эксперименте «FENICS» выполнены в диапазоне 0.1–200 Гц на удалениях до 856 км от источника [27]. Главной отличительной особенностью полученных результатов (в отличие от МТЗ) явилась высокая стабильность формы и амплитуды полученных кривых кажущегося сопротивления на разных удалениях от источника (рис. 5а). Вторая важная особенность – это совпадение до 10 % (в пределах волновой зоны) кривых кажущегося сопротивления, измеренных при двух взаимно ортогональных поляризациях первичного поля (точки 2а, 4а и 5а на рис. 5а). Последнее обстоятельство свидетельствует о высокой горизонтальной однородности (одномерности) глубинного геоэлектрического разреза на глубинах свыше 10–15 км.

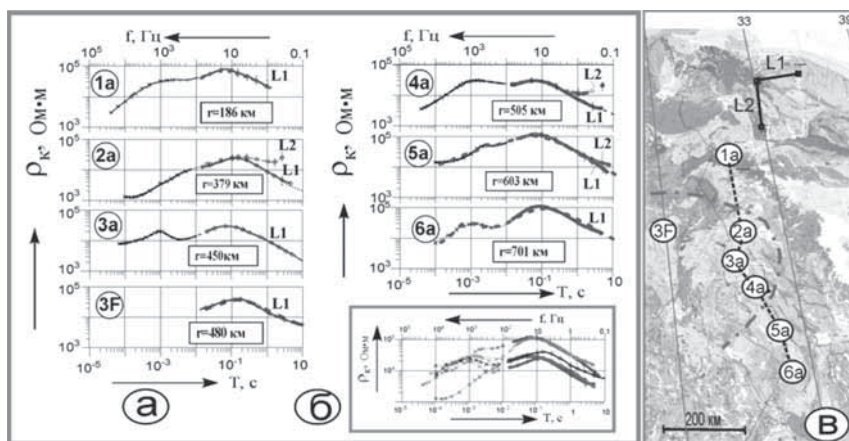


Рис. 5. Первичные результаты эксперимента FENICS-2007.

а – кривые вдоль профиля 1а – 6а и в пункте 3F, в Финляндии, б – сводка кривых, в – положение пунктов наблюдений.

Fig. 5. Results of the FENICS-2007 experiment.

а – curves along the profile 1а – 6а and at site 3F in Finland, б – curves summary, в – position of the observation sites.

В центральной части профиля на рис. 5а наблюдается некоторое понижение уровня кривых кажущегося сопротивления (примерно на 0,5 порядка) в пунктах 2а, 3а, 4а, 3F. Эта область, окаймленная штрих-пунктирной кривой на рис. 5в, обрамляет область погружения границы Мохо до 60 км, установленную ранее в центральной Финляндии по данным сейсморазведки [17; 22]. На большинстве кривых зондирования на частотах 100

Гц и выше (рис 5а) обнаруживается промежуточный проводящий слой предполагаемой дилатантно-диффузионной природы. Впервые этот слой был установлен на территории Центрально-Финляндского гранитоидного массива.

Ниже, на рис. 6-1а приведена «нормальная» кривая кажущегося сопротивления для восточной части Балтийского щита по результатам эксперимента «FENICS». Справа от нее, на рис. 6-1б приведен «нормальный» геоэлектрический разрез, полученный по результатам решения обратной задачи. Аналогичные данные для аномальной области, показанной на рис. 5, приведены ниже на рисунках 6-2а и 6-2б.

Можно видеть, что в пределах аномальной области удельное электрическое сопротивление литосферы на глубинах порядка 20–30 км понижено до 100 тыс. Ом·м по сравнению с 300 тыс. Ом·м для «нормального» разреза. Такой перепад сопротивления может быть объяснен как изменением состава силикатных пород на более магнезиальный, так и повышением температуры в аномальной области примерно на 30 градусов.

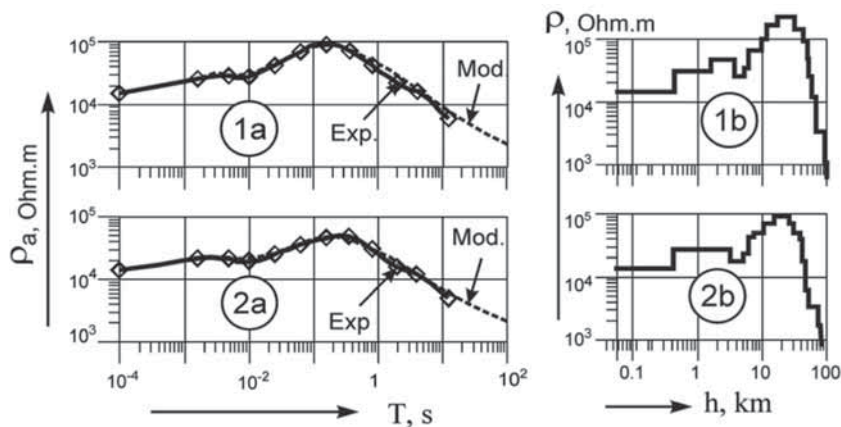


Рис. 6. Результаты эксперимента FENICS в восточной части Балтийского щита.

1а – «нормальная» кривая кажущегося сопротивления; 1б – «нормальный» геоэлектрический разрез; 2а – «аномальная» кривая кажущегося сопротивления; 2б – «аномальный» геоэлектрический разрез

Fig. 6. Results of the FENICS experiment in the eastern part of the Baltic Shield.

1а – the «normal» apparent resistivity curve; 1б – the «normal» geoelectric section; 2а – the «anomalous» apparent resistivity curve; 2б – the «anomalous» geoelectric section

Список литературы

1. Васин Н. Д., Новицкий Г. П. Особенности глубинного геоэлектрического строения северо-западной части Кольского полуострова по данным магнитотеллурических зондирований. // Записки ЛГИ, Т. 101, Л., 1984. С. 29–34.
2. Велихов Е. П. (отв. редактор). Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите // М., Наука, 1989. 272 с.
3. Владимиров Н. П. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в западной части СССР. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 11. С. 116–119.
4. Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита – новые данные и следствия // Геофиз. журн. 2014. Т. 36, № 1. С. 3–18.
5. Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 2. С. 3–27.
6. Голод М. И., Клабуков Б. Н., Гришин А. С. Результаты проведения глубинных магнитотеллурических зондирований в Карелии // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск. Карельск. фил. АН СССР, 1983. С. 4–21.
7. Дьяконова А. Г., Ингеров А. И., Рокитянский И. И. Электромагнитные зондирования на Восточно-Европейской платформе и Урале // Киев: Наукова думка, 1986, 139 с.
8. Егоров Ю. М. Разработка установки для регистрации вариаций магнитного поля Земли в широком диапазоне частот. Автореф. дисс. М., 1965. 22 с.
9. Жамалетдинов А. А. МГД-эксперимент «Хибины» – 30 лет // Известия РАН. Физика Земли. 2005, № 8. С. 1–8.
10. Жамалетдинов А. А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука., 1990. 159 с.
11. Ковтун А. А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований // Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1989. 284 с.
12. Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданянц И. Л., Легенькова Н. П., Смирнов М. Ю., Успенский Н. И. Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований. // Глубинное строение и сейсмичность Карело-Кольского региона и его обрамления (ред. Н. В. Шаров). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 102–130.
13. Краев А. П., Семенов А. С., Тархов А. Г. Сверхглубокое электрозондирование // Разведка недр. 1947, № 3. С. 40–41.
14. Лазарева Н. В. Некоторые особенности поведения естественного электромагнитного поля на южном склоне Балтийского щита // Вопр. разв. геофиз., вып. 6, Л.: Недра, 1967.

15. Лазарева Н. В. Применение магнитотеллурических методов в Печенгском районе // Вопросы разведочной геофизики. М.: Недра, 1964. С. 105–107.
16. Логвинов И. М., Тарасов В. Н. Геоэлектрическая 2D-модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журн., 2005, Т. 27, № 5. С. 754–769.
17. Павленкова Н. И. Структура литосферы Балтийского щита по данным ГСЗ. Структура и динамика литосферы Восточной Европы // М.: Геокарт, ГЕОС. 2006. С. 33–58.
18. Рокитянский И. И., Зыбин К. Ю., Рокитянская Д. А., Щепетнев Р. В. Магнитотеллурическое исследование массива на геофизических станциях Борок, Ловозеро и Петропавловск-Камчатский. // Электромагнитные зондирования и магнитотеллурические методы разведки. Л.: ЛГУ, 1963. С. 124–130.
19. Рокитянский И. И., Терёшин А. В., Трегубенко В. И., Голубцова Н. С., Ингеров А. И., Савченко Т. С. Обзор наблюдений МВП-МТЗ в южной части Кировоградской аномалии электропроводности и первый опыт пленочного моделирования структуры Украинского щита // Геофиз. журн., 2012, Т. 34, № 3. С. 92–101.
20. Рокитянский И. И., Шуман В. Н., Логвинов И. М., Лысенко Е. С., Павловский В. И., Жамалетдинов А. А., Токарев А. Д., Захарова В. И. Частотные зондирования над Кировоградской аномалией проводимости // Геофиз. журнал. Киев: Наукова думка, 1983, Т. 5, № 2. С. 88–90.
21. Тихонов А. Н., Эненштейн Б. С., Скугаревская О. А., Никитина В. Н. Изучение внутреннего строения кристаллического фундамента электромагнитными методами // ДАН СССР, 1967. Т. 173, № 5. С. 1062–1064.
22. Шаров Н. В., Митрофанов Ф. П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 221–224.
23. Hjelt S. E., Korja T. **Lithospheric and upper mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe** // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1993. N 79. P. 137–177. Els. Science Publishers B. V. Amsterdam.
24. Ingerov I. I., Rokityansky I. I., Tregubenko V. I. Forty years of MTS studies in the Ukraine // Earth, Planets, Space. 1999. N 51. P. 1127–1133.
25. Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. and the BEAR WG. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductivity in Fennoscandian shield // Earth, Planets, Space. 2002. N 54. P. 535–558.
26. Pajunpää K. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland // Geophys. J. R. astr. Soc. 1987. V. 91. P. 657–666.
27. Zhamaletdinov A. A., Shevtsov A. N., Velikhov E. P., et al. Study of Interaction of ELF–ULF Range (0.1–200 Hz) Electromagnetic Waves with the Earth's Crust and the Ionosphere in the Field of Industrial Power Transmission Lines (FENICS Experiment) // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2015. V. 51, N. 8. P. 826–857.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ

Закутский С. Н.¹, Колесников И. М.²

¹Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

*²Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»,
Обнинск, Россия*

ELECTROMAGNETIC STUDIES ON THE TERRITORY OF THE VCM

Zakutskii S. N.¹, Kolesnikov. I. M.²

¹Voronezh state University, Voronezh, Russia

*²Federal research cent «Uniform geophysical service of Russian Academy of
Sciences», Obninsk, Russia*

Abstract

Presents the results of electromagnetic investigations in Eastern part (Hopersky megablock) of the Voronezh crystalline massif. Shows the distribution of level of basic impedances depending on the period.

Введение

Район работ расположен в северо-восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Воронежский кристаллический массив представляет собой погребенный выступ (горст) пород архейского и протерозойского возраста, образующих кристаллический фундамент одноименной антеклизы.

С поверхности массив покрыт платформенным чехлом, в основном, терригенного состава, мощность которого минимальна (70 м) в сводной части антеклизы и возрастает до 800 м и более на ее крыльях. Большая часть территории характеризуется равнинным рельефом с перепадом высот от 150 до 250 м и только в долинах рек абсолютные отметки рельефа дневной поверхности понижаются до 60–70 м.

Кристаллический фундамент представлен породами архея и нижнего протерозоя. В соответствии с современными геолого-геофизическими данными ВКМ включает гетерогенные и в разной мере эродированные крупные структуры: Могилёвский, Брянский, Курский, Хопёрский и Волгоградский мегаблоки и, разделяющую Курский и Хопёрский мегаблоки, Лосевскую шовную зону [1, 2, 3].

Методы, цели, методика и техника работ.

Основной целью исследований было получение параметров электромагнитного поля.

На пункте наблюдения, который находился в Новохоперске, выполнялись измерения вариаций 3^{-x} составляющих магнитного поля, 2^{-x} составляющих электрического поля. Для измерения использовалась магнитотеллурическая станция Lemi-418.

Наблюдения выполнялись непрерывно в течение нескольких суток.

Положительными направлениями при измерении трех компонент магнитного поля считаются: северное, восточное и вертикально вниз. Горизонтальные датчики укладывались в траншеи размером примерно $1,2 \times 0,5 \times 0,4$ м, вертикальный датчик устанавливался в предварительно пробуренную скважину глубиной 1,2 м.

Измерение напряженности электрического поля проводилось по двум взаимно перпендикулярным направлениям, ориентированным на магнитный север-юг и восток-запад. Размер приемных диполей составлял 100 м. В качестве заземлителей использовались неполяризующиеся электроды LEMI-701. Положительным полюсом диполей считается северное и восточное направление. Разметка и ориентировка диполей на местности осуществлялась с помощью ручного GPS-приемника. Монтаж установки осуществлялся многожильным медным кабелем.

Как показали наблюдения электромагнитное поле формируется суперпозицией сигналов, источниками которых является переменное электромагнитное поле Земли (теллурики и атмосферерики), сигналы, проявляющиеся вследствие действия разного рода оборудования промышленных предприятий, включения бытовых приборов, перемещения в окрестности пункта регистрации магнитоактивных объектов (автотранспорта, железнодорожных составов и др.). Сигналы, формирующие фон могут быть разделены на две разные по морфологии и интенсивности группы: аperiodические и импульсные. Аperiodические сигналы при визуальном анализе материала проявляются на записях в виде сплошной полосы (рис. 1).

Кроме аperiodических колебаний на записях электромагнитного поля присутствуют также импульсные составляющие, частота следования которых колеблется от десятков до сотен секунд при интенсивности от десятков до сотен $nTл$ по магнитным составляющим и $мкВ/м$ по электрическим (рис. 1). Наиболее вероятная природа возникновения импульсных составляющих фона связывается с грозовыми явлениями, при этом частота сле-

дования отдельных импульсов и их интенсивность зависят от удаления источника грозы от пункта наблюдения.

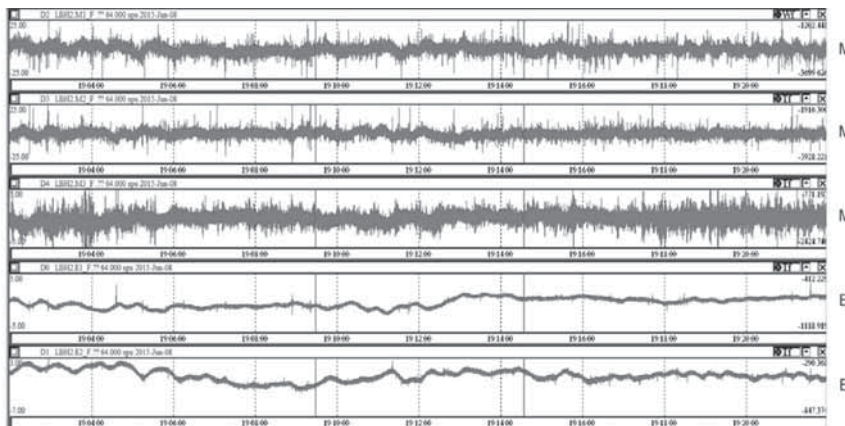


Рис. 1. Пример записи электромагнитного поля

Fig. 1. An example entry of the electromagnetic field

Полученные вариации электромагнитного поля были использованы для дальнейшей обработки в расчете модулей основных импедансов с использованием программы GeoAnalysys собственной разработки.

Рабочий вариант программы GeoAnalysys опробован на полевых материалах. При обработке использовались две суточные записи электромагнитного поля. В пределах каждой суточной записи выбиралось по два набора из пяти–шести получасовых реализаций. Далее из каждого получасового интервала, для последующего расчета модулей импедансов, использовалось по десять выборок длительностью около 120 с каждая. В пределах каждой выборки выполнялась дискретная узкополосная фильтрация в интервале частот от 0.05 до 20 Гц, результаты которой использованы для вычисления модулей основного импеданса по направлениям измерительных линий (Z_{xy} для направления север-юг, Z_{yx} для направления восток-запад). Полученные таким образом средние кривые зависимости модулей основного импеданса от корня из периода приведены на рисунке 2.

Судя по приводимым рисункам, уровень основных импедансов, рассчитанных по разрабатываемой программе, и общая тенденция изменения модулей импеданса от корня квадратного из периода не противоречит дан-

ным МТЗ, полученным ранее в пределах соседних площадей ВКМ научной группой под руководством И. С. Фельдмана [4]. Отклонение хода графиков от плавного уменьшения с ростом периода, свойственного физической природе импеданса, может быть связано с заметным влиянием помех, для которых линейная связь между электрической и магнитной составляющей не выполняется.

Вместе с тем, основная тенденция, наблюдаемая во всех полученных графиках, позволяет предполагать соответствие их геоэлектрическому разрезу территории. Более высокий градиент изменения импедансов на левых, высоких частотах соответствует верхнему слою разреза, образованного осадочным чехлом и самой верхней частью кристаллического фундамента.

Следующие за этим интервалом в области периодов порядка 1 с отличаются более плавным ходом графиков, что соответствует интервалу разреза, относимого к кристаллическому фундаменту, породы которого имеют низкую проводимость. Наблюдаемый на периодах, больших 1 с, участок графиков характеризуется более высоким градиентом уменьшения импеданса и может быть связан с нарастанием проводимости горных пород по мере увеличения глубины проникновения электромагнитного поля.

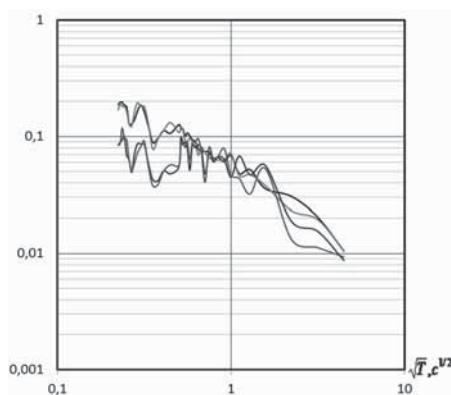


Рис. 2. Кривые зависимости модулей основного импеданса от корня квадратного из периода

Fig. 2. Curves modules primary impedance square root of the period

Список литературы

1. Горбунов Г. И. Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива / Г. И. Горбунов, Ю. С. Зайцев, Г. И. Раскатов и др. // Тектоника фундамента платформ. М., 1973. С. 44–48.

2. Чернышов Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев и др. // Геотектоника. 1997, № 3. С. 21–30.

3. Окончательный отчет по теме 34-94-51/1 «Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-металлогенических карт м-ба 1:500000 за 1991-1999 гг.». Отв. исп. Лосицкий В. И., Молотков С. П. Воронеж.

4. Фельдман И. С. Отчет о результатах работ на объекте «Изучение глубинного строения сейсмоопасных зон юго-востока ВКМ электроразведочными методами» п. Поваровка. 2000.

**ИЗУЧЕНИЕ РАЗНОМАСШТАБНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ
ГРАНИТОВ РАПАКИВИ САЛМИНСКОГО МАССИВА
(ЮГО-ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)**

Иванов А. А., Мясникова О. В.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

**INVESTIGATION OF THE MULTI-DIMENSIONAL FRACTURING OF
THE SALMINSKY RAPA-KIVI GRANITES MASSIF, SOUTH-WEST KARELIYA**

Ivanov A. A., Myasnikova O. V.

Institute of Geology Karelian Research Center RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

Results of a deciphering of local megafractures in the Mustavara deposit area allowed to produce their density map and to decipher regional-level tectonic dislocations. Based on the results of studying mega-, macro – and microfracturings of the deposit area a local stress field was reconstructed. The analysis of orientation of microfractures allowed determining their correlation depending on remoteness from a strike-slip fault zone that confirms difficult nature of heterogeneity of the stress field in vicinities of a fault. The analysis of acoustic polarigrams allowed revealing anisotropy of elastic properties of the rapakivi granites and spatial orientation of elements of elastic symmetry of the rock. The complex of the carried-out works allows estimating more objectively prospects of a area on the block existence.

Введение

Салминский многофазный массив гранитов рапакиви является уникальным объектом, как с точки зрения изучения процессов докембрийского магматизма, так и поиска месторождений перспективных на блочный камень.

Это один из наиболее крупных плутонов, расположенных вдоль южной краевой части Фенноскандинавского щита. В этом поясе он занимает наиболее восточное положение и является по времени образования самым молодым (рис. 1).

Салминский массив расположен в тектоническом узле пересечения краевой части Свекокарельской складчатой области и шовной зоны Карельского кратона. Поскольку обе тектонические структуры характеризуются длительным периодом тектонической активности, то Салминский плутон, начиная со времени своего формирования вплоть до современности несет информацию о характере и направленности тектонических движений. Главные направления разломов – это северо-восточные, ориенти-

рованные параллельно краевой флекуре Полканова и северо-западные, параллельные простиранию Салминского плутона, и, параллельно простиранию Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы.

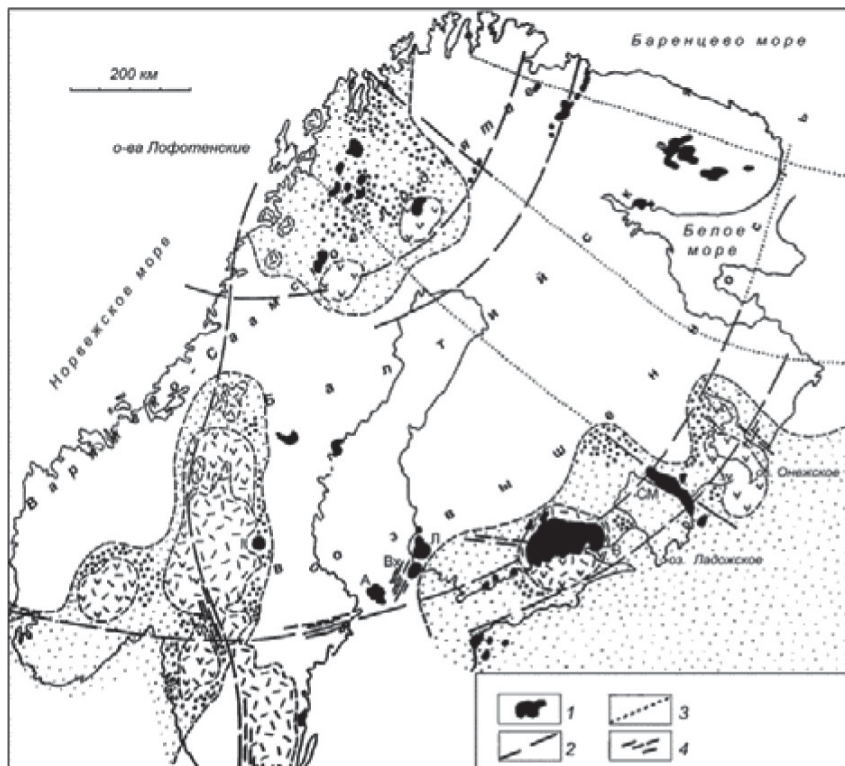


Рис. 1. Схема размещения пояса плутонов рапакиви в южной краевой части Фенноскандинавского щита, (по [8], с упрощениями), 1 – массивы гранитов рапакиви (А – Аланд, Вх-Вехмаа, Л-Лаитила, В-Выборгский, СМ-Салминский); 2 – шовные зоны сочленения геоблоков с активным развитием; 3 – шовные зоны сочленения геоблоков с пассивным развитием; 4 – поля и пояса даек долеритов и габбродолеритов

Fig. 1. Scheme of the rapakivi plutons' belt distribution in the southern marginal part of Fennoscandian shield, (simplified from [8]), 1 – rapakivi granite massifs (A – Aland, Bx- Vehmaa, L-Laitila, B-Vyborg, CM-Salmi); 2 – suture zones of active geoblocks' jointing; 3 – suture zones of passive geoblocks' jointing; 4 – swarms and fields of dolerite and gabbrodolerite dikes

Салминский массив расположен в тектоническом узле пересечения краевой части Свекокарельской складчатой области и шовной зоны Карельского кратона. Поскольку обе тектонические структуры характеризуются длительным периодом тектонической активности, то Салминский плутон, начиная со времени своего формирования вплоть до современности несет информацию о характере и направленности тектонических движений. Главные направления разломов – это северо-восточные, ориентированные параллельно краевой флекуре Полканова и северо-западные, параллельные простиранию Салминского плутона, и, параллельно простиранию Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы.

Салминский плутон тектонически разделен на три блока. Юго-восточный блок [2, 13], наиболее приподнятый, сложен переслаивающимися биотит-роговообманковыми гранитами рапакиви (выборгитами) и породами габбро-анортозитового комплекса. Центральный блок сложен биотит-роговообманковыми гранитами рапакиви (выборгитами), слагающими плитообразное тело, полого падающее на юго-запад [4]. На выборгиты пространственно налегают неравномернозернистые, местами порфировидные, биотитовые безовоидные граниты четвертой фазы внедрения и они прорываются биотит-амфиболовыми гранитами рапакиви третьей фазы внедрения (питерлитами) и, крупноовоидными порфировидными гранитами с мелкозернистой основной массой пятой фазы внедрения [9]. Северо-западный блок, тектонически опущенный, сложен равномернозернистыми биотитовыми безовоидными гранитами второй фазы внедрения. На них так же налегают неравномерно-зернистые, местами порфировидные, биотитовые безовоидные граниты.

Граниты рапакиви, к которым относятся выборгиты, питерлиты и крупноовоидные порфировидные граниты с мелкозернистой основной массой первой, третьей и пятой фаз внедрения и, безовоидные биотитовые лейкограниты, к которым относятся равномерно-зернистые граниты второй и неравномерно-зернистые, участками порфировидные граниты четвертой фаз внедрения, генетически связаны с центрами эндогенной магматической активности южной краевой части Фенноскандинавского щита [10].

Материалы и методы исследования

Детальные исследования были выполнены в районе месторождения Муставаара, область развития гранитов рапакиви III интрузивной фазы – питерлитов [9]. Месторождение было разведано на облицовочный камень

в 80-годы прошлого столетия. Однако, все попытки осуществления добычи не привели к положительному результату и работы вскоре были остановлены.

Породы месторождения представлены крупноовоидными гранитами рапакиви с мелко- и среднезернистой основной массой – питерлитами. Порфиновые выделения ортоклаза имеют размеры от 2×4 см. Основные породообразующие минералы: калиевый полевой шпат (ортоклаз) – 47–63 %, плагиоклаз – 3–16 %, кварц – 25–36 %. Вторичные минералы: биотит и роговая обманка от 3 до 19 %. Основное отличие питерлитов от выборгитов – меньшее количество олигоклазовых оболочек на овоидах ортоклаза.

Изучение мега- и макротрещиноватости района месторождения Муставаара проводилось по аэрофотоснимкам и топографическим картам района исследования. При дешифрировании мегатрещин (линейных элементов рельефа имеющих разломную природу и размеры от первых сотен метров до первых километров) применялась методика Л.А. Сим [11]. Изучение макротрещиноватости проводилось по стандартной методике путем замеров элементов залегания трещин в полевых условиях. Микротрещиноватость исследовалась оптическим [14] и акустополаризационным [1] методами на ориентированных образцах. Отбор ориентированных образцов на месторождении Муставаара осуществлялся портативным пробоотборником по профилям, расположенным вкрест простираения основных сдвиговых нарушений.

Результаты исследования и обсуждение

Для предварительной оценки площади массива с целью выявления менее нарушенных участков проводится анализ плотности мегатрещин и линейных элементов по топографическим картам района работ. Проведенное дешифрирование мегатрещин локального и тектонических нарушений регионального уровня района месторождения позволило уточнить направления простираения главных разломов в районе и построить карту плотности мегатрещин для выполнения последующего анализа (рис. 2).

Ранее проведенными работами [12] было установлено, что новейшие разломы СЗ простираения – левосдвиговая компонента унаследована с нижнего протерозоя.

Активность СВ разлома подтверждена изменением ориентировок локальных полей напряжения на контакте I и V фаз гранитов рапакиви [5]. Разлом СЗ простираения между нижним и средним забоями (аз. пр. 330) вы-

ражен: в общей трещиноватости (323 замера) установлено, что он круто падает на СВ – 60° под углом 80° , на плоскости разлома, восстановленно-го по поясу трещин, тип перемещения сдвиговый (рис. 3).



Рис. 2. Карта плотности мегатрещин района месторождения Мустава (черные короткие линии – мегатрещины, светлые линии – тектонические нарушения регионального уровня, отдешифрованные по спутниковым снимкам)

Fig. 2. Megafractures density map of the Mustavara deposit (black short lines – megafractures, light long lines – tectonic dislocations of regional level)

Анализ трещиноватости и тектонических напряжений по методу Гущенко [2] в районе месторождения Мустава показал, что низкое качество строительного камня в разных крыльях разломов обусловлено как прототектоникой, так и новейшей тектоникой. Положение его в зоне сжатия регионального поля напряжения позволяет сделать вывод о значительной нарушенности гранитов рапакиви данного месторождения, что подтверждается и данными визуального осмотра месторождения (рис. 4).

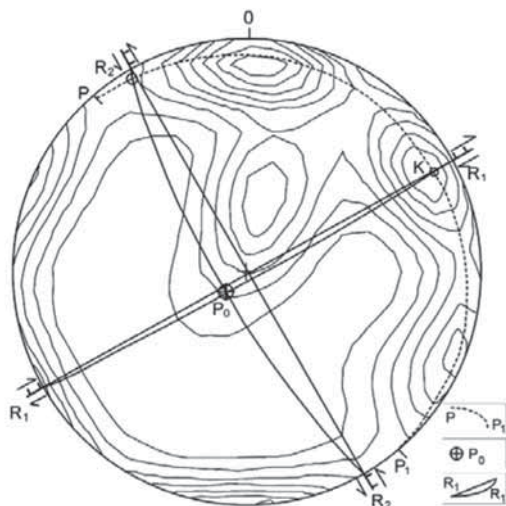


Рис. 3. Диаграмма трещиноватости месторождения Мустава с восстановленным поясом трещин $P-P_1$ [3] и плоскостями разломов R_1 и R_2 (323 замера элементов ориентировки трещин, верхняя полусфера, равноплощадная проекция; 1 – пояс трещиноватости $P-P_1$, 2 – полюс пояса трещиноватости, 3 – R_1-R_1 разлом СВ – 60° , R_2-R_2 разлом СЗ – 330°)

Fig. 3. Circle diagram of the Mustavara deposit fracturing with reconstructed fracturing belt $P-P_1$ [3] and tectonic dislocation plains R_1 and R_2 (323 measurements of the fracture orientation, upper hemisphere, equal area projection, 1 – fracturing belt $P-P_1$, 2 – fracturing belt pole, 3 – R_1-R_1 tectonic dislocation with NE – 60° trend, R_2-R_2 tectonic dislocation with NW – 330° trend)

Изучение физико-механических свойств горных пород в связи с их микронарушенностью было выполнено в ходе научно-исследовательских работ предыдущих лет [6, 7].

Изучение микротрещиноватости проводилось оптическим методом по ориентированным образцам с построением круговых диаграмм ориентировки микротрещин (рис. 5). При сопоставлении диаграмм ориентировки микротрещин с планом ориентировки макротрещин и ориентировкой региональных тектонических нарушений прослеживается корреляция в ориентировке трещин различного порядка: микро, макро и регионально-го уровней. Чем ближе к зоне динамического влияния разлома, тем более

четко проявляется картина ориентировки микротрещин относительно региональных тектонических нарушений. Чем дальше от зоны влияния разлома, тем больше проявляется влияние оперяющих трещин и картина ориентировки микротрещин становится более размытой, что и подтверждается данными, представленными на рис. 5.



Рис. 4. Положение месторождения Мустава в зоне сжатия

Fig. 4. Position of the Mustavara deposit within compression zone

Оптический метод диагностирования микроструктурных дефектов довольно трудоемкий и нами были изучены возможности акустополаризационного метода для оценки ориентировки микродефектов (микротрещин) на ориентированных образцах месторождения.

Акустополаризационный метод позволяет изучать особенности распространения упругих колебаний в непрозрачных анизотропных телах, например, горных породах. По результатам измерений строят акустополариграммы [1].

Анализ акустополариграмм гранита рапакиви месторождения Мустава выявил анизотропию упругих свойств; эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП); пространственную ориентацию элементов упругой симметрии среды, определяемую по акустополариграммам в положении вектора скрещены (ВС), на рис. 6 область ограниченная линией светлого цвета. Наличие эффекта ЛААП связано с ориентированными микротрещинами в образце и визуализируется в ассиметричной (вытянутой) форме акустополариграмм в положении вектора параллельны (ВП), на рисунке 6 область, ограниченная линией темного цвета.

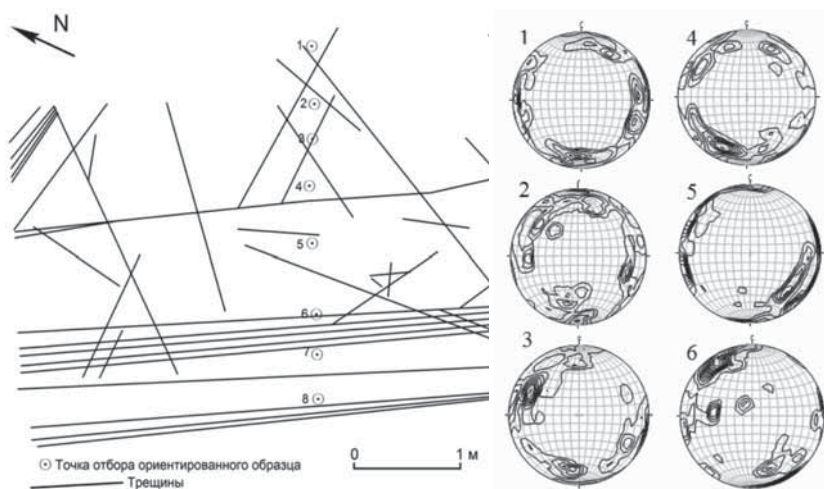


Рис. 5. План отбора ориентированных образцов на месторождении Муставаара и круговые диаграммы микротрещиноватости

Fig. 5. Oriented samples selection plan on the Mustavara deposit and circle diagrams of microfracturing

При сравнении оптического и акустополаризационного методов оценки микронарушенности горной породы выявляются их характерные особенности.

В отличие от оптического метода, который дает картину ориентировки всех присутствующих в образце направлений ориентировки микротрещин, метод акустополарископии позволяет установить одно из главных, наиболее сильно проявленных, направлений ориентировки микротрещин в данном образце.

Это выражается в определенной ориентировке области, ограниченной на акустополариграмме темным цветом (рис. 6). По направлению и характеру вытянутости акустополариграммы можно судить о направлении ориентировки микротрещин. Ширина области акустополариграммы свидетельствует о вариациях в углах падения микротрещин.

Анализ мега-, макро- и микротрещиноватости, (полученной двумя методами: оптическим и акустополаризационным), позволяет более достоверно оценивать нарушенность участка массива и, соответственно, монолитность горной породы.

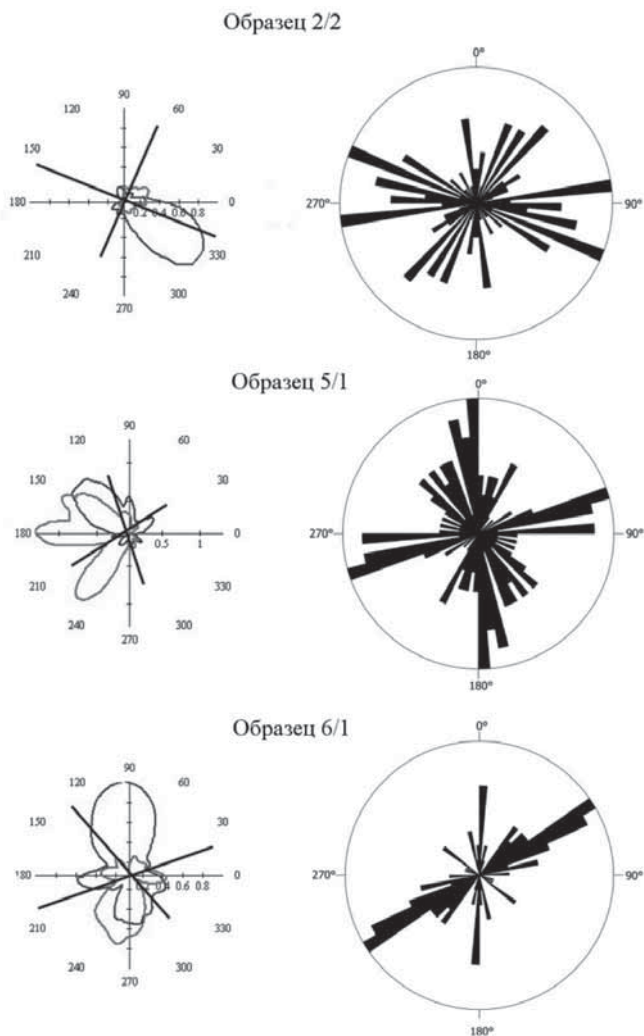


Рис. 6. Диаграммы ориентировки микротрещин полученные акустополаризационным (слева) и оптическим (справа) методами

Fig. 6. Microfractures orientation diagrams obtained by acoustopolariscopy (left) and optical (right) methods

Выводы

На основе комплексного изучения разномасштабной трещиноватости Салминского массива гранитов рапакиви, разработаны методологические подходы, позволяющие проводить корреляционный анализ трещиноватости обнаженных участков массива и выделять, на основе анализа характера ориентировки мегатрещин и тектонических нарушений регионального уровня, более массивные участки горных пород, перекрытые четвертичными отложениями.

Список литературы

1. Горбацевич Ф. Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты, 2002. 153 с.
2. Гущенко О. И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Доклады АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.
3. Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 47 с.
4. Динник А. Н. Избранные труды. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 307 с.
5. Иванов А. А., Шеков В. А. Тектонофизические особенности формирования месторождений облицовочного (блочного) камня Карелии // Современная тектонофизика. Методы и результаты: Материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН. 2009. С. 57–60.
6. Мясникова О. В., Горбацевич Ф. Ф., Шеков В. А., Тришина О. М., Ковалевский М. В. Физические и механические свойства гранитоидов различных генетических типов // Вестник ОНЗ РАН, 2, NZ 6024, doi 10.2205/2010 NZ 000042, 2010 (С. 179–183).
7. Мясникова О. В., Шеков В. А. Влияние микротрещиноватости массива на физико-механические характеристики каменных изделий // Горный журнал. 2011, № 5. С. 20–22.
8. Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., 1991. 199 с.
9. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.
10. Свириденко Л. П. Граниты рапакиви и редкометальные граниты Фенноскандинавского щита // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы совещания Всероссийской конференции посвященной 150-летию академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. Санкт-Петербург. 2012. Т. 2. С. 214–216.
11. Сим Л. А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Геология и разведка. 1991, № 10. С. 3–22.

12. Сим Л. А., Свириденко Л. П. Тектоническая модель разломной тектоники восточной части Балтийского щита и прилегающей части Русской плиты // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов: Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции. Апатиты. 2009. С. 156–159.

13. Шинкарев А. Ф., Анищенко О. Н. Новые данные о составе и строении Салминского комплекса // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1973, № 2. С. 140–144.

14. Ivanov A. A., Shekov V. A., Myasnikova O. V. Correlation of multiscale-cracks in igneous rocks // 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016 Conference Proceedings. STEF92 Technology Ltd., 51 «Alexander Malinov» Blvd., 1712 Sofia, Bulgaria 2016, Book 1, V. II. P. 205–212.

ГЛАВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ПРИЛАДОЖЬЯ

Иващенко В. И.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

MAJOR METALLOGENIC SYSTEMS IN THE LAKE LADOGA AREA

Ivashchenko V. I.

Institute of Geology Karelian Research Center RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

A metallogenic system is understood as a group of ore-forming factors and ore deposits/occurrences formed at one or another stage in the geological evolution of a region and typical of a certain geodynamic setting. Metallogenic systems, evolved in reduced form, subjected to considerable destructive transformations and poorly preserved physically, have a low potential. Eight major metallogenic systems are identified in the Lake Ladoga area from this standpoint: five systems for the Svecofennian tectono-magmatic cycle and three for the Gothian cycle. A continental-rift-related system at the Karelian Craton margin (black shales with V, Mo, Pd and Au) is the earliest Svecofennian metallogenic system. A metallogenic system of back-arc and inter-arc basins produces graphite mineralization such as the Ihala deposit. Early orogenic magmatism, accompanied by Cu-Ni-Fe-Ti-V-Pt-Pd-Au-Sc mineralization, took place in an active continental margin setting. A collisional metallogenic system consists of skarnoids with W, Pb, Zn at the margins of gneissose granite domes and low-temperature ore-bearing (Au, Ag, As, Sb, Te, Bi, Pd and Pt) metasomatic rocks in shear-zones. The ore productivity of a post-collisional metallogenic system was controlled by the emplacement of shoshonite intrusions (P, La, Ce) and leucogranites (W, Pb, Zn, Be, Bi, Li, Ta and Nb). The main metallogenic system of the Gothian tectono-magmatic cycle in the Lake Ladoga area is continental-rift-related in connection with an anorthosite-rapakivi granite complex and displays a wider ore (Sn, Zn, In, Be, Cu, Fe, Ag, Au, Pt, Ta, Nb, Li, REE, Ti, P, fluorite and graphite) spectrum. It has a high industrial rare (primarily indium) and noble-metal, zinc, tin, titanium and fluorite potential. A metallogenic structural-formational unconformity system is represented by the Karku uranium deposit. A metallogenic near-fault metasomatic rock system comprises the Mramornaya Gorka uranium deposit and several occurrences with U-Pb-Zn mineralization in the Ruskeala-Salmi tectonic zone.

Термин «металлогеническая система» не имеет к настоящему времени однозначного определения и общепризнанной смысловой нагрузки. Наиболее широкое употребление он находит в специализированных публикациях китайских геологов [18, 20, 21 и др.], где он близок к понятию «рудобразующая система» в русскоязычной геологической литера-

туре конца XX-го века. С этого же периода времени [11 и др.] развиваются представления о тесной взаимосвязи механизмов проявления геодинамических и рудообразующих процессов, то есть о связи различных типов месторождений с определенными геодинамическими обстановками и соответствующими литогеодинамическими комплексами [12–15, 17, 19 и др.], а совокупность рудообразующих факторов и рудных объектов, формирующихся в ту или иную геодинамическую стадию, понимается как металлогеническая система. В этом аспекте литогеодинамические комплексы с их геохимическими ресурсами представляются как рудоформирующий базис металлогенических систем, естественная завершенная эволюция, преобразования и сохранность которых к настоящему времени имеют исключительную важность при оценке металлогенического потенциала отдельных регионов.

В соответствии с чрезвычайным разнообразием геодинамических обстановок в земной коре отмечается и адекватная множественность типов металлогенических систем. При металлогеническом анализе отдельных регионов малоперспективными и неперспективными представляются металлогенические системы, имевшие редуцированное развитие, испытавшие деструктивные с негативными металлогеническими последствиями эндогенные преобразования, а также физически в полной мере несохранившиеся к настоящему времени системы, максимальная рудная продуктивность которых обычно не превышает масштабов рудопроявления.

С этих позиций рудоносность Приладожья определяется двумя группами металлогенических систем (табл.), развивавшихся в определенных геодинамических обстановках (рис.) в конце палеопротерозоя – свекофеннский и начале мезопротерозоя – готский тектоно-магматические циклы. В силу разных причин не все палеогеодинамические обстановки, реконструируемые в данном регионе, сопровождаются оруденением. Рифтогенно-океаническая обстановка и соответствующий литогеодинамический комплекс (амфиболиты – офиолиты?), выделяемые некоторыми исследователями [2] в районе поселка Харлу и на уч-ке Таунан, не несут никаких признаков оруденения и нуждаются в дополнительном обосновании. Турбидиты ладожской серии, формировавшиеся на пассивной континентальной окраине, безрудны. Островодужный комплекс развит в Западном Приладожье в области гранулитовой фации метаморфизма и вследствие этого также безруден.

Таблица

Главные металлогенические системы Приладожья
Major metallogenic systems in the Lake Ladoga area

ТМЦ	Металлогеническая система (возраст)	Литогеодинамический комплекс	Рудные компоненты	Рудные объекты
Готский	Тектоногенная – приразломных метасоматитов (<1,25 млрд лет)	Пропилитовый в сдвиговых зонах по амфиболитам и доломитам	U, Pb, Zn	Мраморная Горка, Варалаhti, Путролампи
	Структурно-формационного несогласия (1,4–0,4 млрд лет)	Терригенно-базальтовый	U, Mo, Pd	Карку
	Континентально-рифтогенная (1,54–1,48 млрд лет)	Анортозит-рапакивигранитный скарново-грейзеновый	Sn, Zn, In, Be, Cu, Fe, Ag, Au, Pt, Ta, Nb, Li, REE, Ti, флюорит, графит	Питкярантская группа месторождений, Улягеско-Салминский массив и его обрамление
Свекофенский	Постколлизийная (1,8–1,78 млрд лет)	Скарново-лейкогранитовый	W, Pb, Zn, Be, Bi, Li, Ta, Nb, P, Ce, La	Латвасюръя, Якима, Маткаселька, Иокиранта, Элисенваарский комплекс
	Коллизийная (1,87–1,83 млрд лет)	Гранит-гнейсогранит-скарноидный Березит-пропилитовый в сдвиговых зонах по тоналитам, турбидитам и метапироксенитам	Pb, Zn, Cu, W Au, Ag, As, Sb, Te, Bi, Pb Pd, Pt, Au	пр. обрамлений гнейсогранитных куполов Алатту-Пякюля-Янис, Райконкоски, Вуохенлампи, Кааламский комплекс
	Активной континентальной окраины (1,89–1,88 млрд лет)	Ультрамафит-мафитовый вулканно-плутонический	Pd, Pt, Au, Sc, Cu, Ni, Ag, Fe, Ti, V	Кааламский комплекс, Исоярви, Вялимяки
	Задуговых и междуговых прогибов (1,91–1,90 млрд лет)	Углеродистых гнейсосланцев и слюдястых сланцев	графит	Ихала, Туоксъярви
	Континентально-рифтогенная (2,1–1,92 млрд лет)	Черносланцево-базальтовый	V, Mo, Pd, Pt, Au, Cu, Pb, Zn, графит,	Леппясюрское, Ковадъярвинское, Хиетаярви, М. Янисъярвинское

Свекофеннский тектоно-магматический цикл. Самой ранней продуктивной свекофеннской металлогенической системой Приладожья является континентально-рифтогенная, представленная черносланцево-базальтовым комплексом (соанлахтинская свита), развитым в краевой части архейского Карельского кратона (рис.) и содержащим комплексное (V, Mo, Pd, Au и др.) стратиформное оруденение (Леппясюрское и Ковадъярвинское проявления) с ресурсами ванадия ~350 тыс. т [10].

Металлогеническая система задуговых и междуговых бассейнов с комплексом углеродистых гнейсосланцев и слюдистых сланцев продуцирует графитовое оруденение – месторождение Ихала (~0,5 млн т) [10] и разрабатывавшиеся в прошлом веке Туоксяярвинские проявления.

В условиях активной континентальной окраины проявлен свекофеннский раннеорогенный магматизм (Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый и Вялимякский клинопироксенит-габбро-монцодиоритовый комплексы), сопровождающийся комплексным оруденением: Cu-Ni-Pt-Pd-Au-Sc – Кааламский массив и Fe-Ti-V-Pd-Au-Sc – Вялимякский массив (разрабатывался в XX веке на железо). Ресурсы не оценены. Среднее содержание наиболее ценных рудных компонентов $\Sigma \text{Pt, Pd, Au} \sim 0,1\text{--}0,6$ г/т, Sc – 70–80 г/т.

Коллизионная металлогеническая система проявлена формированием высокотемпературных метасоматитов в обрамлениях гнейсогранитных куполов (скарны и скарноиды с вольфрамовым и полиметаллическим оруденением) и сдвиговых зон с низкотемпературными рудоносными (Au, Ag, As, Sb, Te, Bi, Pd, Pt) метасоматитами в тоналитах и метапироксенитах Кааламского комплекса [7], metabазальтах сортавальской [9] и турбидитах ладожской [8] серий. Золоторудное поле Алатту-Пякюля-Янис с прогнозными ресурсами золота ~50 т, проявление Сурисуо – среднее содержание $\Sigma \text{Pt, Pd, Au} \sim 0,3$ г/т.

Рудопродуктивность постколлизионной металлогенической системы определялась внедрением малых интрузий шошонитовой серии (Элинсенваарско-Вуоксинский комплекс, P, La, Ce) и метасоматозом в связи с лейкогранитами Лятвасюрско-Маткасельского комплекса (W, Pb, Zn, Be, Bi, Li, Ta, Nb).

Готский тектоно-магматический цикл. Континентально-рифтогенная металлогеническая система в связи с анортозит-рапакивигранитным комплексом (Улялегско-Салминский массив) характеризуется наиболее широким рудным (Sn, Zn, In, Be, Cu, Fe, Ag, Au, Pt, Ta, Nb, Li, REE, Ti, P, **флюорит**, графит) спектром и самым высоким металлогеническим потенциалом по сравнению с другими металлогеническими системами Приладожья.



Рис. Схема геодинамического и металлогенического районирования Приладожья

1 – граница Карельского кратона (AR) и Ладожской структурной области (PR); 2 – контуры металлогенических зон и ареалов Готской эпохи; 3 – контуры металлогенических ареалов и зон различных геодинамических обстановок Свекофеннской эпохи (I – континентально-рифтогенная, II – **пассивной континентальной окраины**, III – **задуговых и междуговых прогибов**, IV – островных дуг); 4 – Мейерская зона надвигов; 5 – посторогенный магматизм: а – шошониты, б – лейкограниты; 6 – раннеорогенный магматизм: а – Кааламский комплекс (оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты, габбро, габбронориты, диориты, тоналиты), б – Вялимякский комплекс (клинопироксениты, габбро, диориты, монцодиориты, сиениты); 7 – анортозит-рапакивигранитный комплекс (Салминский массив).

Fig. Geodynamic and metallogenetic zonation scheme of the Lake Ladoga area

1 – boundary of the Karelian Craton (AR) and the Ladoga structural domain (PR); 2 – contours of metallogenetic zones and areals in the Gothian epoch; 3 – contours of metallogenetic areals and zones of various geodynamic settings in the Svecofennian epoch (I – continental-rift-related, II – **passive continental margin**, III – **back-arc and inter-arc sags**, IV – island-arc); 4 – Meieri thrust zone; 5 – postcollisional magmatism: а – shoshonites, б – **leucogranites**; 6 – **early orogenic magmatism**: а – Kaalamo complex (olivine pyroxenites, plagiopyroxenites, gabbro, gabbronorites, diorites, tonalities), б – Vjalmijaki complex (clinopyroxenites, gabbro, diorites, monzodiorites, syenites); 7 – anorthosite rapakivi-granite complex (Salmi batholith).

Наряду с традиционными для этой системы ранее уже добывавшимися полезными ископаемыми (Fe,Cu,Sn,Ag) она имеет высокие промышленные перспективы на редкие и благородные металлы, цинк, титан и флюорит. Содержание (~100 г/т) и металлогенический потенциал индия (~2400 т) в месторождениях Питкярантского рудного района (Новое рудное поле) с учетом высокой востребованности данного металла современной мировой промышленностью выводят его в разряд наиболее перспективных на индий рудных районов России [4–6].

Металлогеническая система структурно-формационного несогласия представлена месторождением урана Карку – единственным урановым месторождением этого типа на территории Российской Федерации. Оно находится в периферийной части рифейского Ладожского прогиба, входящего в ранне-среднерифейскую Финско-Ботническо-Балтийскую рифтовую систему. В составе продуктивного на уран осадочного комплекса преобладают аллювиально-дельтовые и мелководные красноцветные и пестроцветные отложения [3], местами в цементе которых отмечаются высокие содержания Pd – до 9,5 г/т и Pt – до 0,5 г/т [1]. Генезис месторождений такого типа дискусионен с доминированием «диагенетически-гидротермальной» модели [16], предусматривающей активное участие нагретых формационных вод в образовании руд и околорудных метасоматитов.

К металлогенической системе приразломных метасоматитов относятся мелкое урановое месторождение (Мраморная горка) и несколько проявлений урана с ассоциирующим полиметаллическим оруденением в Рускеальско-Салминской тектонической зоне северо-западного простираения.

Из перечисленных и кратко охарактеризованных главных металлогенических систем Приладожья наиболее перспективными представляются – для Свекофеннского тектоно-магматического цикла – системы, испытавшие наименьшие метаморфические преобразования или рудные компоненты которых устойчивы к метаморфизму (ванадий, графит). Роль коллизионных процессов, синхронных кульминациям метаморфизма, имеет двойственный характер последствий, приводя как к разубоживанию и даже к «уничтожению» рудных концентраций островодужных комплексов, так и формируя новые преимущественно благороднометалльные рудные объекты в низкотемпературных метасоматитах сдвиговых зон. Для Готского тектоно-магматического цикла наибольшей перспективностью характеризуется континентально-рифтогенная анортозит-рапакивигранитная система, являющаяся отражением текто-

нических процессов, происходивших на конвергентной границе литосферных плит (готской океанической и свекофеннской континентальной) и получившая завершённое эволюционное развитие без последующих более поздних существенных преобразований.

Список литературы

1. Альхов А. С., Панова Е. Г. Геохимическая характеристика цемента песчаников приозерской свиты, вмещающей урановое месторождение Карку (С. Приладожье) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2010. вып. 3. С. 11–17.
2. Богачев В. А., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Отчет по теме «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладжской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200». СПб.: 1999. Фонды СЗРГЦ.
3. Величкин В. И., Кушнеренко В. К., Тарасов Н. Н. и др. Геология и условия формирования месторождения типа «несогласия» Карку в Северном Приладожье // Геология рудн. месторожд., 2005. Т. 47, № 2, С. 99–126.
4. Иващенко В. И. Главные рудноформационные типы редкометального оруденения Карелии // Геология рудн. месторожд. 2016. Т. 58, № 2, С. 189–194.
5. Иващенко В. И. Минералого-геохимические признаки рудной специализации скарнов Питкярантского рудного района (Южная Карелия, Россия) на редкие и благородные металлы // Зап. Росс. минерал. общ. 2016, № 2. С. 74–95.
6. Иващенко В. И., Валкама М., Сундблад К., Голубев А. И., Алексеев В. Ю. Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 229–233.
7. Иващенко В. И., Ручьев А. М., Голубев А. И. Два типа благороднометалльной минерализации в Кааламском массиве (Карелия) // Докл. РАН. 2016. Т. 468, № 2, С. 183–188.
8. Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И. Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометалльного оруденения в докембрии Карелии // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237.
9. Иващенко В. И. Сундблад К., Торицин А. Н. и др. Золоторудное проявление Райконкоски – новый высокоперспективный тип комплексного благороднометалльного оруденения в протерозое Карелии // Докл. РАН. 20086. Т. 422, № 5. С. 645–651.
10. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн.1. / Ред. В. П. Михайлов и В. Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
11. Митчелл А., Гарсон М. Глобальные тектонические позиции минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
12. Нечехин В. М. Металлогенические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии по материалам плитотектонических реконструкций // Тр. ИГТ УрО РАН, вып. 158, 2011. С. 169–172.

13. Российский металлогенический словарь / Неженский И. А., Павлова И. Г., Марков К. А. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.

14. Пучков В. Н. О соотношении «ветвей» металлогении // Металлогения древних и современных океанов. 2006. С. 9–14.

15. Чернышов Н. М., Ненахов В. М. Главнейшие типы геодинамических и минерагенических рядов в общей модели формирования докембрийской литосферы (на примере ВКМ) // Вестник ВГУ, серия: Геология. 2010, № 2. С. 47–58.

16. Alexandre P. Athabaska unconformity-type uranium deposits: one deposit type with many variations // *Economic Geology*, 2005. V. 100, № 8, P. 1547–1563.

17. Huston D. L., Mernagh T. P., Steffen G., Hagemann S.G. et al. Tectono-metallogenic systems – The place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples // *Ore Geology Reviews*. July 2016. V. 76. P. 168–210.

18. Luo Z., Lu X. X., Guo S. F., Zongfeng Y. Metallogenic systems on the transmagmatic fluid theory // *Acta Petrologica Sinica*. 2008. 24(12). P. 2669–2678.

19. Nicoll G., Baines G., Etienne J. Using a Global Geodynamic Model to aid Mineral Exploration // 12th SGA Biennial Meeting. 2013. V. 2. P. 484–485.

20. Renmin H., Peirong C., Wenlan Z. et al. Metallogenic systems related to Mesozoic and Cenozoic granitoids in South China // *Science in China (Ser. D)*. 2003. V. 46. N. 8. P. 816–829.

21. Yusheng Z., Jun D., Jianping W., Runmin P., Zhenjiang L. Theory of metallogenic systems: principles and applications to mineral exploration / 12th SGA Biennial Meeting. 2013. V. 1. P. 40–43.

**КОМПЛЕКСНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
ЮЖНОГО СКЛОНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА
ОТ 1–2 МЕТРОВ ДО 40–50 КИЛОМЕТРОВ**

Исанина Э. В.¹, Шаров Н. В.², Южанинова С. И.¹

¹ОП «РГЭЦ» АО «Урангео», г. Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

**INTEGRATED SEISMOLOGICAL AND SEISMIC STUDIES OF THE DEEP
STRUCTURE OF THE SOUTH SLOPE OF THE BALTIC SHIELD
TO A DEPTH OF 1–2 METRES TO 40–50 KILOMETRES**

Isanina E. V.¹, Sharov N. V.², Yuzhaninova S. I.¹

¹OP RGETS AO Urangeo, St. Petersburg, Russia

²Institute of Geology, KarNC, RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

The structure, evolution and causes of geological phenomena are one of the most important problems in modern “solid” earth sciences given special attention. Geologists and geophysicists are unanimous in that tectonic movements and deformations, magma eruptions and rock metamorphism are triggered by deep processes in the crust and the upper mantle.

Of great interest for locating promising deposits are geological structures which show signs of the multiple geodynamic transformations of the earth crust in various Earth's evolution epochs. Such structures are mainly indicated by trans-crustal tectonic dislocation zones, along which mantle matter intruded into the lower, middle and upper crust at later stages in the evolution of the structures.

To more reliably study areas promising for large deposits, integrated geophysical methods are needed. Seismology and seismic prospecting are conducted to study the deep structure of the earth crust to a depth of 1–2 m (LWM, CDP) to the top of the mantle, 40–60 km (DSS, MPC-ECWM).

Correlation of geological and geophysical data has led us to conclude that **big deposits** were formed in contrasting gradient earth crust (EC) areas clearly indicated by tectonic and magmatic zonation as well as geochemical and geophysical fields, i.e. in a differentiated deep-structured setting.

The results of the deep-structural study of EC, obtained for the Onega-Ladoga geoblock from the seismological and seismic ECWM-PSM, МПБ-CDP data obtained by the Northwestern Branch of Nevskgeologia in 1980–2005, have increased our knowledge of a relationship between the deep structure and geodynamic state of crustal blocks and their mineralogenic specialization.

Результаты исследований

В юго-восточной части Карелии на территориях Заонежского полуострова и Онежско-Ладожского перешейка ГТП «Невскгеология» в 1981–1987 гг. выполнены профильно-площадные исследования МОВЗ (рис. 1) с построением глубинных сейсмогеологических разрезов в объеме 1850 км. Установлено, что мощность земной коры региона изменяется от 30 до 50 км, на всех профилях выделена зона перехода M_I – M_{II} . В докладе приводятся результаты обобщения данных МОВЗ, выполненные на территории Онежско-Ладожского перешейка с 1998 по 2005 гг.

На рис. 2 приведен глубинный сейсмологический разрез по профилю XI. В центральной его части на протяжении 50 км (ПК 1037–1050) в поле обменных волн повышенной интенсивности выделяется блок, в котором наблюдается влияние Питкярантской системы тектонических нарушений. По высокой обменоспособности отчетливо устанавливается мантийное заложение этой рифтообразующей структуры, со склонением зоны на глубине более 40 км к югу. Анализ характера обменоспособности среды в плоскости системы разломов показывает ее сложную глубинную внутреннюю структуру. Обладая высокой степенью обменоспособности в общем, в плоскости системы разломов выделяются области пониженной обменоспособности, а иногда и полное отсутствие обменных волн. В плоскости зоны горизонтальные границы редки и не протяженные (исключение – граница на глубине 9–11 км). Это свидетельствует о разной степени напряженности и различной интенсивности движений вдоль всей плоскости Питкярантской рифтообразующей зоны разломов. Поверхность M расположена на глубине 41 км.

Построенные глубинные разрезы МОВЗ–МРС позволили выделить некоторые перспективные участки для постановки детальных сейсморазведочных работ МПВ–ОГТ. На разрезах МПВ–ОГТ, выполненных на Салминской и Свирско-Оятской площадях (рис. 3) были определены структурно-тектонические особенности верхней (2–4 м) части геологического разреза. Определена глубина протерозойского фундамента, установлены области трещиноватости и зон нарушений.

Пересекающиеся профили позволили создать объемную модель глубинного строения (рис. 4), которая подтверждает гипотезу о тектонической значимости Питкярантского разлома, а блок, заключенный между Янисъярвинским и Кашканским разломами, характеризуется низкой обменоспособностью земной коры. Обменные волны слабой интенсивности наблюдаются как на самих границах раздела, так и на контактах зон нарушений.



Рис. 1. Схема сейсмической изученности МОВЗ юго-восточного склона Фенноскандинавского щита

1. Пункт наблюдений МОВЗ. 2. Линии профилей МОВЗ. 3. Линия профиля 1-ЕВ. 4. Линия профиля МОВЗ Выборг-Спасская Губа, 1967 г. 5. Онежско-Ладожская площадь.

Fig. 1. Scheme showing the extent of seismic study of the southeastern slope of the Fennoscandian Shield using ECWM.

1. ECWM observation station. 2. Lines of ECWM profiles. 3. Line of profile 1-EB. 4. Line of the ECWM profile Vynorg-Spasskaya Guba, 1967. 5. Onega-Ladoga area

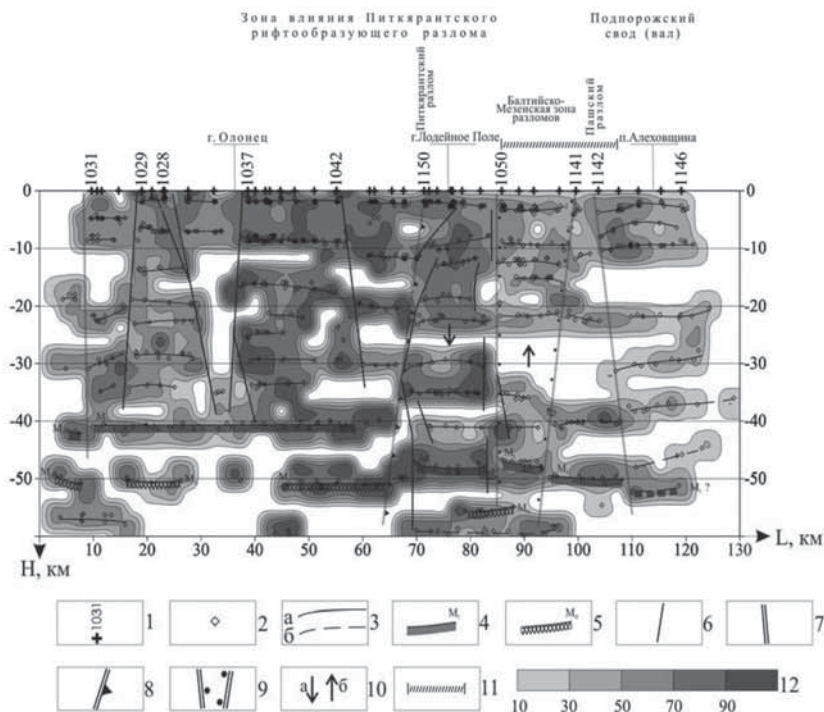


Рис. 2. Глубинный разрез и обменоспособность среды по МОВЗ. Профиль XI

1. Пункты наблюдений и их номера. 2. Точка проявления обменных волн. 3. Границы обменов: а) уверенные, б) менее уверенные. 4. Кровля зоны перехода кора-мантия. 5. Подошва зоны перехода кора-мантия. 6. Внутрикоровые разломы. 7. Мантийные разломы, разрывающие M_1 и M_2 . 8. Питкярантский рифтообразующий разлом (северный краевой разлом Пашского грабена Пашского-Ладожского авлакогена. 9. Ладожско-Онежский фрагмент Балтийско-Мезенской зоны венд-палеозойской активизации. 10. Блоки опускающиеся (а), поднимающиеся (б). 11. Зоны потенциально перспективные на поиски урана. 12. Обменоспособность среды, %.

Fig. 2. Deep section and exchangeability of environment as shown by ECWM. Profile XI

1. Observation station and observation numbers. 2. Point of manifestation of converted waves. 3. Exchange boundaries: a) doubtless, b) less doubtless. 4. Top of the crust-mantle transition zone. 5. Base of the crust-mantle transition zone. 6. Intracrustal faults. 7. Mantle faults rupturing M_1 and M_2 . 8. Pitkaranta rift-forming fault (northern marginal fault of the Pashsky graben of the Pashsky-Ladoga aulacogen. 9. Ladoga-Onega fragment of the Baltic-Mezen zone of Vendian-Paleozoic activation. 10. Blocks: subsiding (a), uplifting (b). 11. Potential uranium prospecting zones. 12. Exchangeability of environment, %.

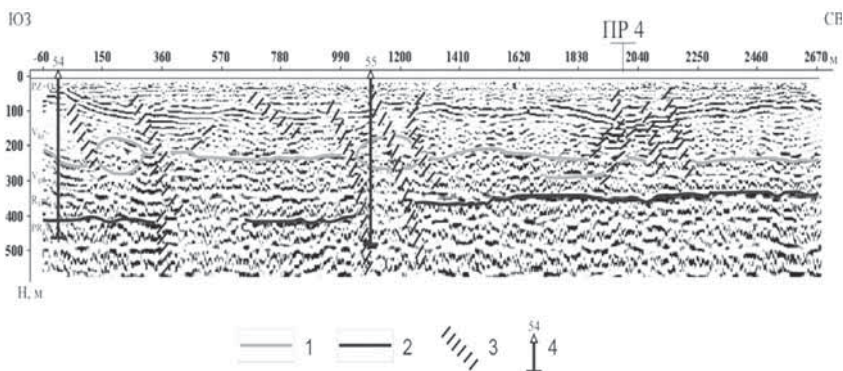


Рис. 3. Глубинный сейсмический разрез ОГТ по профилю S5

Сейсмические границы: 1. кровля гдовского горизонта. 2. кровля кристаллического фундамента. 3. Зоны нарушений, выявляемые по сейсмическим данным. 4. Скважины и их номера.

Fig. 3. Deep seismic section of CDP along S5-profile

Seismic boundaries: 1. Top of the Gdov horizon. 2. Top of the crystalline basement. 3. Dislocation zones indicated by seismic data. 4. Boreholes and their numbers.

Создается впечатление жесткого, довольно устойчивого, слабо напряженного массива, в котором давно релаксированы все напряжения. А южная ветвь Кашканского разлома выделяется интенсивными обменными волнами. Это динамически напряженная зона, контролирующая западный борт Онежской рифтогенной структуры.

Блоковый характер строения земной коры (рис. 4) определяется по наличию зон тектонических нарушений различного ранга, слабой и сильной обменоспособности, расслоенности. Отмечена высокая степень деформированности земной коры в области пересечения северо-западных зон (Питкярантская, Янисъярвинская) и северо-восточных (Балтийско-Мезенская и Вознесенская). Установлено, что главные структуры района – Янисъярвинская и Балтийско-Мезенская – представляют собой системы мантийных разломов, ширина которых достигает 10–50 км. Внутреннее строение этих структур осложняется продольными, кососекущими и поперчными разломами преимущественно корового заложения, создающих в совокупности систем высокой тектонической напряженности и проницаемости, благоприятствующих подъему мантийных и коровых рудообразующих флюидов в периоды активизации.

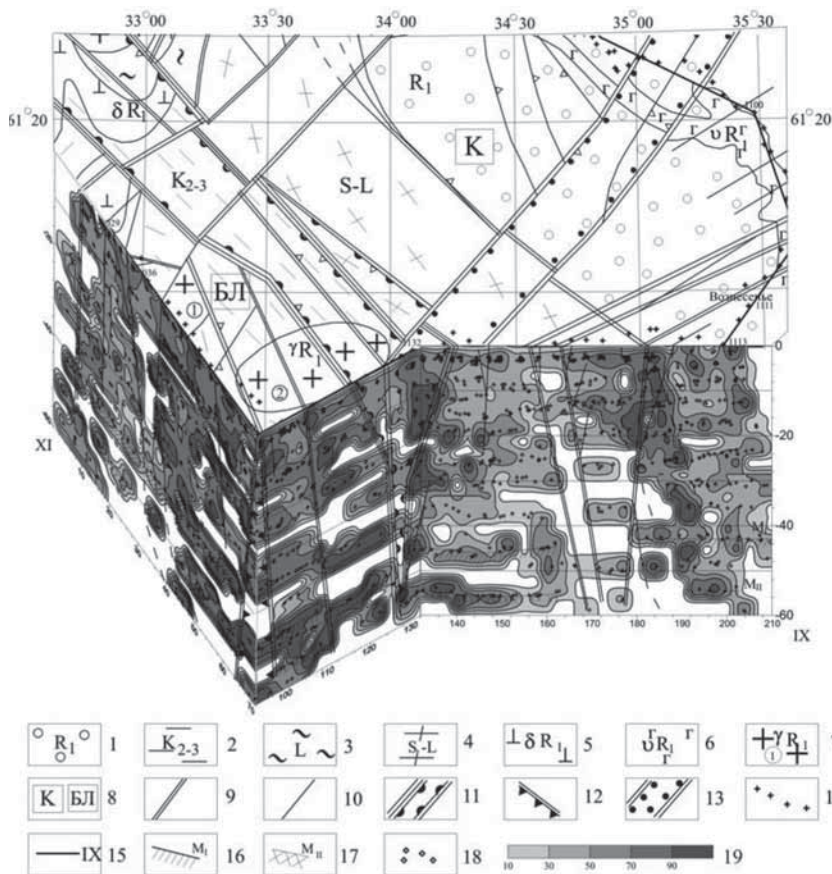


Рис. 4. Объемная модель глубинного строения Онежско-Ладожской площади

1. Петрозаводско-шокшинская толща раннего рифея. Песчаники, алевролиты, кварцито-песчаники, фтаниты; 2. Ладожская серия калевия сортавальская серия людиковия. Эпидот-биотитовые, амфибол-биотитовые графитсодержащие сланцы и гнейсы. 3. Гимольская серия лопия. Вулканогенно-осадочные образования гранит-зеленокаменного, Гирвасско-Маньгинского пояса. 4. Саамий-лопий нерасчлененный, кристаллосланцево-гнейсовая толща; 5. Нориты, габбро-нориты, габбро-анортозиты раннего рифея. 6. Габбро-диабазы, габбро-долериты раннего рифея Ропручейского силла Прионежского прогиба; 7. Раннерифейские крупнопорфиробластовые микроклиновые граниты Олонечкого (1), Подпорожского (2) массивов. 8. Мегаблоки: K – Карельский, BL – Балтийско-Ладожский. 9. Мантийные разломы. 10. Внутрикоровые разломы. 11. Янисъярвинская межмегаблоковая система разломов.

12. Питкярантский рифтообразующий разлом (северный краевой разлом Пашского грабена Пашско-Ладожского авлакогена). 13. Ладожско-Онежский фрагмент Балтийско-Мезенской зоны (БМЗ) венд-палеозойской активизации; 14. Пункты сейсмологических наблюдений. 15. Профили МОВЗ и их номера. 16. Кровля зоны перехода кора-мантия. 17. Подошва зоны перехода кора-мантия. 18. Точки проявления обменных волн. 19. Обменоспособность, %.

Fig. 4. Volumetric model showing the deep structure of the Onega-Ladoga area

1. Early Riphean Petrozavodsk-Shoksha sequence. Sandstones, siltstones, quartzitic sandstones, phthanites. 2. Ladoga series of the Kalevian. Sortavala series of the Ludicovian. Epidote-biotite, amphibole-biotite Graphite-bearing schists and gneisses. 3. Gimoly series of the Lopian. Volcano-sedimentary-Rocks in the Girvas-Manga granite-greenstone belt. 4. Undivided Saamian-Lopian sequence, schist-gneiss unit; 5. Early Riphean norites, gabbro-norites and gabbro-anorthosites. 6. Early Riphean gabbro-diorites and gabbro-dolerites in the Ropruhei sill of the Prionezhsky downwarp area; 7. Early Riphean coarse porphyroblastic microcline granites in the Olonets (1) and Podporozhsky (2) massives. 8. Megablocks: K – Karelian, BL – Baltic-Ladoga. 9. Mantle faults. 10. Intracrustal faults. 11. Janisjarvi internegablock system of faults. 12. Pitkaranta rift-forming fault (northern marginal fault in the Pashsky graben of the Pashsky - Ladoga aulacogen). 13. Ladoga-Onega fragment of the Baltic-Mezen Zone (BMZ) of Vendian-Paleozoic activation; 14. Seismological observation points. 15. ECWM profiles and their numbers. 16. Top of the crust-mantle transition zone. 17. Base of the crust-mantle transition zone. 18. Points of manifestation of converted waves. 19. Exchangeability, %.

Заключение

А. Сейсмология

В результате выполненных сейсмических работ методом разведочной сейсмологии МРС-МОВЗ на территории Онежско-Ладожского блока:

Построены глубинные разрезы земной коры от 1,0–1,2 км до верхов мантии (40–60 км). Выделены блоки, зоны их разграничивающие, даны их геодинамические характеристики (обменоспособность земной коры).

При сопоставлении глубинных разрезов различных минерагенических провинций установлено, что при существующей разнице в истории развития и современных геодинамических обстановках обнаруживаются общие черты глубинного строения:

Наличие сквозькоровых (мантийных) тектонических зон, контролирующих ступень на границе Мохововича. Как правило, эти зоны, подновляемые в различных эпохах активизации.

Обменные волны на границе Мохо вблизи контакта с мантийной зоной имеют повышенную интенсивность (области дезинтеграции и повышенных геодинамических напряжений).

Наличие клиновидной области отсутствия обменных волн в верхней части земной коры («зоны молчания»).

Обязательное примыкание этой контрастной зоны к сквозькоровой мантийной тектонической зоне на глубине средней коры (10–20 км).

Отмеченные общие черты глубинного строения ЗК рудных районов различных минерагенических провинций позволяют использовать при прогнозных исследованиях подход в виде метода аналогий.

Б. *Сейсморазведка*

Построены сейсморазведочные разрезы МПВ-ОГТ, полученные на Салминской и Свирско-Оятской площадях. Глубина исследований от 1–2 м до 300 м.

Полученные данные также свидетельствуют о необходимости доизучения глубинного строения земной коры территории южной Карелии сейсмическими методами с целью построения объемной модели глубинного строения с элементами металлогенического прогноза территории.

**ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОЭЛЕКТРОДНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ
МЕТОДОМ СОПРОТИВЛЕНИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЛОКАЛЬНОГО
ЭЛЕМЕНТА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ КРАЮ
ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ**

Колесников В. Е.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

**APPLICATION OF DC RESISTIVITY MULTI-ELECTRODE ELECTRICAL
EXPLORATION FOR THE STUDY OF A LOCAL ELEMENT
ON THE NORTHEASTERN EDGE
OF THE LADOGA ELECTRICAL CONDUCTIVITY ANOMALY**

Kolesnikov V. E.

Geological Institute of the Kola Science Center of RAS, Apatity, Russia.

Abstract

In Ladoga Karelia, near the settlement of Suistamo, a site of increased electrical conductivity of the upper part of the earth's crust (more than 1 S.m) was identified. In this area, DC resistivity multi-electrode electrical exploration was carried out, in order to localize on the earth-air surface a structural element that caused an anomaly of conductivity, trace it to depth, determine the dip direction and connect it with geological structures. In the course of field work, the technique (method) of internal sliding contact (MVSK) was applied. In the data array of apparent resistivity, the element under investigation was appeared in the form of two anomalies bordering one another (the apparent resistivity value dropped by 1000 times). Based on the results of solving a one-dimensional inverse problem, a quasi-two-dimensional cross-section of resistances was constructed on which the conductive element consists of two blocks, which implies its complex structure. The resistivity of the blocks changes from one to the first tens of ohmmeters. The depth of occurrence of the element varies from 5 to 10 m. The projection of the position of the element on the surface is near the contact of the shales of the Proterozoic age and the Archean granites.

Введение

В 2015 году в ходе эксперимента «Ладога-2015», выполненного в рамках сотрудничества Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) и Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), выполнены малоглубинные (глубина исследования 150–200 м) электроразведочные работы методом сопротивлений на траверсе, пересекающем Ладожскую аномалию электропроводности. Протяженность профиля составила 152 км. По итогам этих работ выявлены несколько участков профиля, на которых значе-

ния кажущегося удельного сопротивления опускались ниже 100 Ом.м, а в отдельных местах и до единиц омметров. На одном из этих участков выполнено локальное исследование с применением многоэлектродной установки с целью установить положение и направление падения относительно профиля структурного элемента, вызвавшего интенсивную аномалию электропроводности.

Общие сведения и описание изучаемого объекта

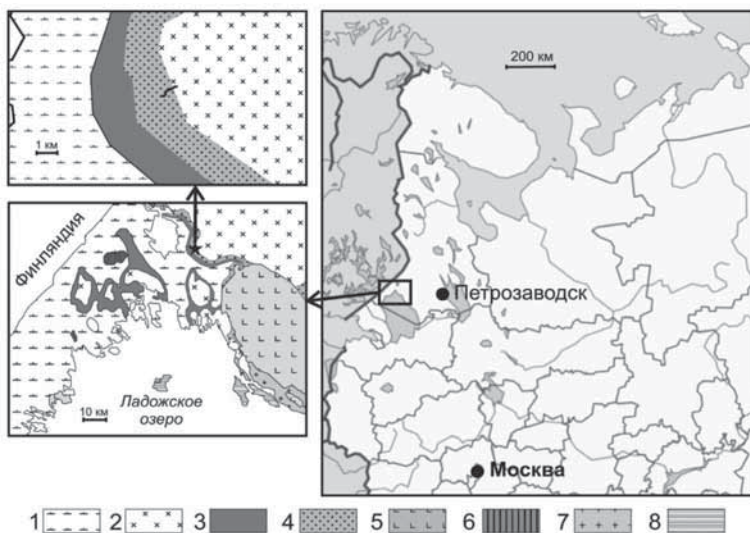


Рис. 1. Положение исследуемого участка на карте. Геология – по Л. П. Свириденко

Легенда: 1 – гнейсофицированные и гранитизированные песчаники, алевролиты, частично кварцито-песчаники; 2 – гнейсы, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы; 3 – лавы и туфы амфиболитизированных базальтов, горизонты туфогенно-карбонатных, карбонатных и кремнисто-карбонатных пород; 4 – нерасчлененные осадочно-вулканогенные толщи; 5 – граниты рапакиви Салминского массива; 6 – габбро-нориты, габбро-перидотиты; 7 – красноцветные песчаники и амфиболитизированные платобазальты; 8 – габбро-долериты Валаамского силла.

Fig. 1. Location of the worksite on the map. Geological data by L. P. Sviridenko

Legend: 1 – gneissocified and granitized sandstones, siltstones, partly quartzite-sandstones; 2 – gneisses, diorite-gneisses, granite-gneisses; 3 – lavas and tuffs of amphibolized basalts, horizons of tuffaceous-carbonate, carbonate and siliceous-carbonate rocks; 4 – undivided sedimentary-volcanogenic strata; 5 – granites of rapakivi of the Salminsky massif; 6 – gabbro-norites, gabbro-peridotites; 7 – red sandstones and amphibolized plateau-basalts; 8 – gabbro-dolerites of the Valaam sill.

Участок, на котором выполнены исследования, расположен в Суоярвском районе Республики Карелия, в 3 км по проселочной дороге к северо-востоку от населенного пункта Суйстамо, в 54 км к северо-востоку по дороге от города Сортавала и в 221 км к западу от Петрозаводска. Данный участок расположен на стыке массивов слюдяных сланцев протерозойского возраста (с юго-запада) и архейских гранитов (с северо-востока).

Методика экспериментальных работ

Для детального исследования приповерхностной части разреза обозначенного участка применен метод сопротивлений с использованием многоэлектродной установки. В качестве схемы проведения полевых работ использована методика, разработанная А. А. Жамалетдиновым в 1970-х годах, получившая название «методика внутреннего скользящего контакта» (МВСК) [2; 5]. Данная схема предусматривает использование многоэлектродной приемной «косы», включающей в себя электрод N , постоянно подключенный к измерителю, и массива из i -го количества электродов M , поочередно подключаемых к измерителю с помощью коммутатора.

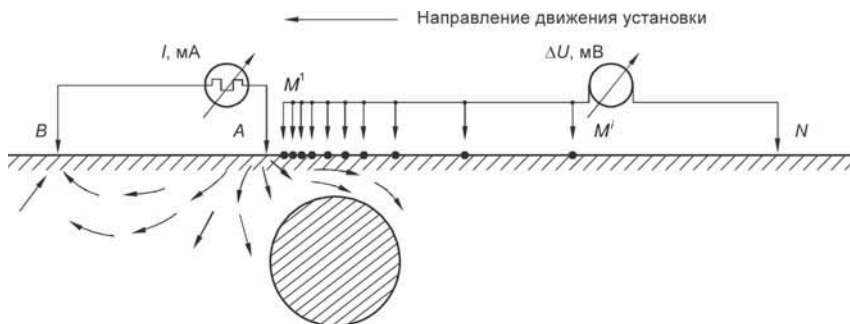


Рис. 2. Схема многоэлектродной установки, применяемой в методике внутреннего скользящего контакта (МВСК) [4]

Fig. 2. Scheme of multi-electrode array used in MISC [4]

При переключении электродов M реализуется «внутренний скользящий контакт» в приемной линии: разности AM увеличиваются, конфигурация установки изменяется от двухэлектродной (потенциальной) через трехэлектродную к четырехэлектродной (квази-дипольно-осевой). Измеренные значения сигнала дают информацию об изменении свойств

изучаемой среды с глубиной. Перемещение всей установки вдоль профиля и сопутствующая регистрация сигнала позволяет получить данные об изменении свойств среды вдоль дневной поверхности [1]. МВСК позволяет комбинировать обе схемы исследования (зондирование и профилирование), выполнять двумерное сканирование верхней части геоэлектрического разреза.

К недостаткам МВСК относится несимметричность используемой установки, которая приводит к искажению получаемой картины распределения кажущегося сопротивления относительно профиля. Поэтому исследования с применением этой методики, как правило, выполняют в прямом и обратном направлении вдоль профиля, используя в качестве пункта связи двух направлений положение электрода *A*.

Протяженность профиля на исследованном участке составила 1250 м (с учетом крайних положений приемной линии), измерения выполнены на 21 пикете, шаг между пикетами 50 м. Выбранная конфигурация обеспечивала исследования в диапазоне глубин 3–35 м.

Результаты полевых работ

По итогам экспериментальных работ получен массив значений кажущегося сопротивления, представленный на рис. 3 в виде псевдоразреза. При его построении использовано программное обеспечение ZondRes2D [3].

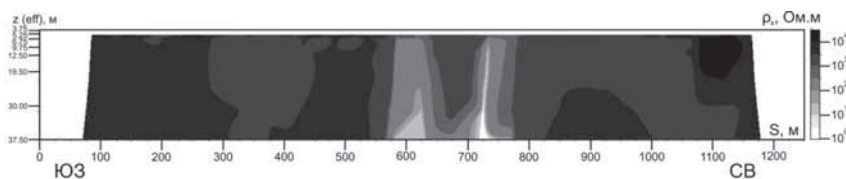


Рис. 3. Псевдоразрез кажущегося сопротивления, построенный по результатам полевых работ

Fig. 3. Apparent resistivity pseudosection built on field research results

На изучаемом профиле выявлена аномалия электропроводности (падение значений удельного сопротивления до единиц и первых десятков ом-метров), проявившаяся в виде двух частей, центры которых расположены на отметках 600 м и 725 м от начала профиля соответственно. По форме аномалии на псевдоразрезе видно, что две части имеют противоположное направление падения относительно профиля.

Решение обратной задачи

Решение одномерной обратной задачи выполнялось с применением программы, разработанной В. Э. Асмингом специально для МВСК. Особенностью данной программы является вариация алгоритма расчета потенциала электрического поля над горизонтально-слоистой средой в зависимости от расположения электродов в установке (изменение конфигурации от двухэлектродной (потенциальной) через трехэлектродную к четырехэлектродной). Массив значений кажущегося сопротивления был разбит на части, каждая из которых образовывала кривую электрического зондирования для каждого положения установки на профиле. Далее выполнялся подбор горизонтально-слоистой модели способом минимизации среднеквадратичного отклонения между вычисленными для подобранной модели значениями кажущегося сопротивления и экспериментальными данными. Количество слоев было ограничено количеством разностей ΔM установки (в данном случае восемь).

Полученная в ходе решения одномерной обратной задачи совокупность подобранных одномерных разрезов с помощью интерполяции (применено программное обеспечение Golden Software Surfer) трансформирована в квазидвумерный разрез сопротивлений.

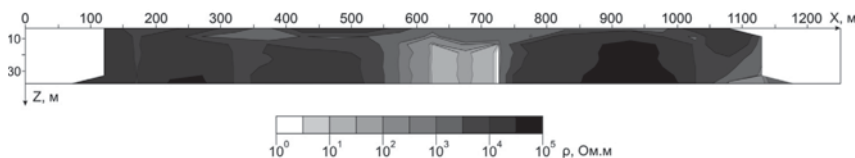


Рис. 4. Квазидвумерный разрез сопротивлений по результатам решения одномерной обратной задачи (программа В. Э. Асминга, 1999)

Fig. 4. Quasi-2D section of resistivity constructed on solution of 1D inverse problem results (using software designed by V. E. Asming, 1999)

На рисунке видно, что область пониженных значений удельного сопротивления проявилась, как и на псевдоразрезе, в виде двух блоков трапециевидальной формы, находящихся вблизи друг друга (расстояние 25–30 м). Глубина положения верхней кромки 5–10 м. Форма блоков обладает осевой симметрией, верхние стороны трапеций сходятся к нижней части разреза. Такая форма может говорить о том, что вызывающий аномалию структурный элемент также состоит из двух частей, имеет осево-симметричную от-

носителем линии раздела на части или близкую к ней форму, направления наклона (падения) частей относительно разреза противоположны так, что части приближаются друг к другу с увеличением глубины.

Результаты исследования

Выполнение детализационных работ показало, что выявленная аномалия электропроводности имеет приповерхностную природу, глубина залегания исследуемого элемента находится в диапазоне от 5 до 10 м. Объект имеет сложное строение, что проявилось как сложение области повышенной электропроводности из двух блоков, имеющих противоположные направления падения относительно профиля. Имеющаяся геологическая информация дает возможность привязать данный элемент к контакту массивов протерозойских сланцев и архейских гранитов в пределах 400 м.

Заключение

Многоэлектродная электроразведка методом сопротивлений показала свою эффективность в определении горизонтального положения изучаемого элемента относительно профиля, что позволило сопоставить его с геологическими данными.

Тем не менее, полученной информации недостаточно для построения пространственной картины морфологии изучаемого элемента. Для этого необходимо выполнить работы на сети профилей (определение направления простираания) с меньшим шагом по профилю (увеличение детальности исследования относительно дневной поверхности). Также требует дополнения и уточнения информация о геологическом строении участка, что позволит прояснить природу изучаемого элемента.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-12044-офи-м.

Список литературы

1. Глазнев В. Н., Дьяков С. Н., Раевский А. Б., Токарев А. Д. Геофизические методы (учебное пособие по полевой геофизической практике). Мурманск: Изд-во МГТУ, 2004. 66 с.
2. Жамалетдинов А. А., Ивлиев А. И., Павловский В. И., Токарев А. Д. Строение проводящих зон гранулитового пояса на примере участка Абер-Ярш / / Геофизические исследования северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1976. С.51–59.
3. Каминский А. Е. ZondRes2D. Программа двухмерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации. СПб.: Zond Geophysical Software, 2010. 139 с.

4. Колесников В. Е. Многоэлектродная электроразведка с применением методики внутреннего скользящего контакта – опыт численного 2D моделирования // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 3. С. 27–34.

5. Zhamaletdinov A. A., Ronning J. S., Vinogradov Yu. A. Electrical profiling by the MISC and Slingram methods in the Pechenga-Pasvik area // Norges Geologiske Undersokelse, Special publication. 1995. N 7. P. 333–338.

**РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ
ГРАНИТОГНЕЙСОВЫХ КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР
СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ**

Котова И. К., Шелухина Ю. С., Алексеев И. А.

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Институт наук о Земле, кафедра геологии месторождений полезных
ископаемых, Санкт-Петербург, Россия*

**ORE SPECIFICITY OF THE GRANITE-GNEISS DOME STRUCTURE
RIMS OF NORTH LADOGA REGION**

Kotova I. K., Shelukhina Y. S., Alekseev I. A.

*Sankt-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences,
Department of mineral deposits, Sankt-Petersburg, Russia*

Abstract

Metamorphosed volcanic-sedimentary rocks of Sortavala group (PR₁) surround granite-gneiss domes (AR–PR₁) in North Ladoga region. Pitkyaranta suite is part of Sortavala group. Upper carbonate horizon makes the upper part of Pitkyaranta suite. It contains marbles, skarnoids, biotite and amphibole-biotite shales, quartzite rocks with graphite. These rocks are characterized by Fe-Cu-Co-Mn-Ni-Cr-S-(W) metallogenic association. S-Ni-Cu-W association is connected to syngenetic carbon-sulfide mineralization. High contents of Cr, Mn, Fe, Co originate from volcanic activity during sedimentation. U-Pb-Mo-Zn-Y-Ni-(S) and Ca-U-Pb-Mo-Sr-(Cu)-(S) geochemical associations are controlled by fault zones in the Upper carbonate horizon.

Краевые участки окаймленных гранитогнейсовых куполов Северного Приладожья характеризуются сложным структурным стилем, обусловленным сочетанием контрастно-слоистых толщ и зон складчато-разрывных дислокаций (СРД). Эти толщи, окаймляющие гранитогнейсовое ядро куполов (AR–PR₁), представлены метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами (PR₁) и выделяются в ранге сортавальской серии [1–6].

В Питкярантском районе, геологическое строение которого определяют многочисленные купольные структуры [1, 2, 4], сортавальская серия представлена питкярантской свитой. Здесь краевые зоны купольных структур сложены верхней толщей (традиционное название – «верхний карбонатный горизонт») питкярантской свиты. «Верхний карбонатный горизонт» представлен чередованием мраморов, скарноидов, биотитовых и амфибол-

биотитовых сланцев, кварцитовидных пород; все перечисленные разновидности нередко обогащены графитом, вплоть до графитовых сланцев. Для графитосодержащих пород характерно присутствие рассеянной вкрапленной и прожилково-вкрапленной халькопирит-пирит-пирротиновой минерализации, при этом скарноидные интервалы разреза выделяются крупными (до 2 см) сегрегациями сульфидов. Образование рассеянной углерод-сульфидной минерализации в первичноосадочных алюмосиликатных и карбонатных породах верхней толщи питкьярантской свиты связано с этапом седиментогенеза. Графитовая минерализация и сульфидные сегрегации сопряжены с формированием скарноидов в результате преобразования первичных пород под действием высокоградиентного регионального метаморфизма.

Зоны СРД, ориентированные вдоль границ смежных купольных структур, осложняют строение краевых частей этих структур и выражены многочисленными зеркалами скольжения, линейно вытянутыми минерализованными участками трещиноватости, бластокатаклазитов и тонкой гофрированной складчатости, разрывными структурами со смещением пластов. Такие зоны контролируют развитие карбонатных, слюдистых, хлорит-актинолитовых метасоматитов, прожилковой кварц-сульфидной (пирит, галенит, молибденит) минерализации и линзовидные тела графитовых сульфидизированных пород. К ним приурочена ураново-рудная, пирит-золоторудная, сульфидная полиметаллическая и редкометальная (Mo, W) минерализация. Формирование этих рудно-минеральных комплексов связано с коллизионным и постколлизионным гранитоидным магматизмом.

Рудные участки выделяются устойчиво проявляющимися рудно-геохимическими ассоциациями. Так, породы верхней толщи характеризуются повышенными, по сравнению с нижней и средней толщами питкьярантской свиты, содержаниями целого ряда элементов, образующих единую рудно-геохимическую ассоциацию Fe-Cu-Co-Mn-Ni-Cr-S-(W). Такая специализация обусловлена химическим и минеральным составом первичноосадочного протолита. Ассоциация **S-Ni-Cu-W** сопряжена с присутствием сингенетической углерод-сульфидной вкрапленности. Повышенные содержания **Cr, Mn, Fe, Co** связаны с обогащением этими элементами древнего бассейна осадконакопления в результате вулканической деятельности. Базальтоидный вулканизм предшествовал формированию осадочных пород верхней толщи; в разрезе питкьярантской свиты метаморфизованные вулканогенные породы представлены амфиболитами средней толщи с повышенными содержаниями Cr, Mn, Fe, Co.

Кроме того, в участках минерализации устойчиво проявляются рудно-геохимические ассоциации U-Pb-Mo-Zn-Y-Ni-(S) и Ca-U-Pb-Mo-Sr-(Cu)-(S). Такие участки контролируются узлами сопряжения тектонически ослабленных зон с «верхним карбонатным горизонтом» и приурочены к сегрегированным и прожилковым формам минерализации.

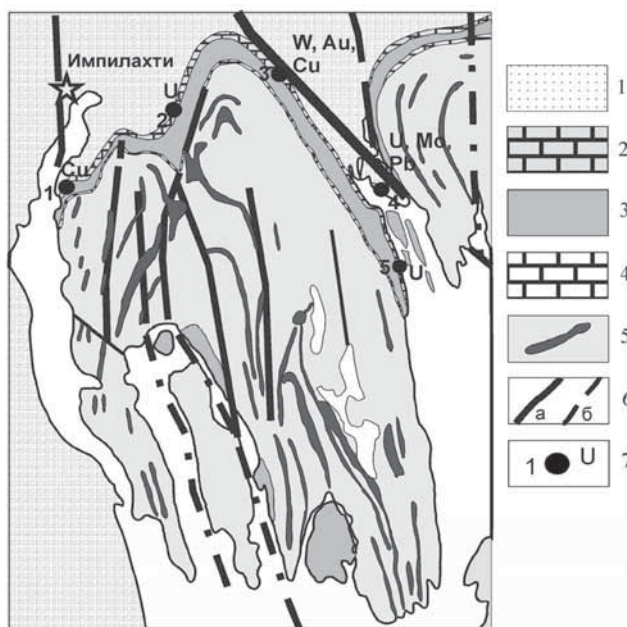


Рис. 1. Схема геологического строения Импилахтинского гранито-гнейсового купола и его обрамления

Условные обозначения: 1. Метаосадочные породы ладожской свиты, 2. верхний карбонатный горизонт питкьярантской свиты, 3. амфиболиты питкьярантской свиты, 4. нижний карбонатный горизонт питкьярантской свиты, 5. гранито-гнейсовое ядро с внутрикупольными амфиболитами, 6. разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые, 7. рудопоявления (1. Западно-Импилахтинское, 2. Центральное-Импилахтинское, 3. Сумерианйоки, 4. Пункт минерализации, 5. Восточно-Импилахтинское).

Fig. 1. Geological map of Impilahti granite-gneiss dome and its rim

Legend: 1. metasediments of ladoga suit, 2. Upper carbonate horizon of pitkyaranta suite, 3. Amphibolites of pitkyaranta suite, 4. Lower carbonate horizon of pitkyaranta suite, 5. Granite-gneiss core with amphibolites, 6. Faults: a – proved, b – predicted, 7. Ore occurrence (1. West-Impilahti, 2. Central-Impilahti, 3. Sumerianyoki, 4. Ore point, 5. East-Impilahti).

Обозначенные закономерности ярко выражены в краевых частях Импилахтинской купольной структуры. Здесь к «верхнему карбонатному горизонту» питкьярантской свиты приурочены рудопроявления: Западно-Импилахтинское пирит-халькопиритовое в западном обрамлении купола; Центрально-Импилахтинское урановорудное в северном замыкании купольной структуры; Сумерианйоки сульфидных вольфрам- и золотосодержащих руд и графитовых скоплений в северо-восточной части купола; Восточно-Импилахтинское урановое, а также отдельные пункты галенит-халькопиритовой и молибденитовой минерализация в восточном обрамлении купола (рис. 1).

Список литературы

1. Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий К. А., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Седова И. С., Шульдинер В. И. Геология и петрология свекофенид Приладожья. СПб., 2000.
2. Духовский А. А. Артамонова Н. А. Объемная модель и рудоносность гранито-гнейсовых структур Балтийского щита // Геология рудных месторождений, том 36. 1994.
3. Казаков А. Н. Ладожская серия Балтийского щита // Структурная эволюция метаморфических комплексов. М.; Л., 1977.
4. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005.
5. Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулканно-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр АН СССР, 1990.
6. Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вестник С.-Петербургского университета. 1997. Сер. 7, Вып. 3. С. 63–70.

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ
И УМЕРЕННОЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (КАРЕЛИЯ)**

Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В.

ИГ КарНЦ РАН, kuleshev@krc.karelia.ru, Петрозаводск, Россия

**RARE-EARTH MINERALIZATION OF ALKALINE
AND MODERATELY ALKALINE INTRUSIVE COMPLEXES
IN THE NORTHERN LAKE LADOGA AREA, KARELIA**

Kuleshevich L. V., Dmitrieva A. V.

IG, KarRC, RAS, kuleshev@krc.karelia.ru, Petrozavodsk, Russia

Abstract

A great contribution to the metallogenic study of the northern Lake Ladoga area was made by R. A. Khazov, who, together with the authors, studied the REE-mineralization of the Elisenvaara differentiated alkaline complex and altered rocks in the Riphean Salmi massif aureole. The geochemical specialization of the rocks is discussed, and REE-mineral associations in alkaline and moderately alkaline massifs in the northern Lake Ladoga area are described in detail.

Большие заслуги в изучении металлогении Северного Приладожья принадлежат Р. А. Хазову [6]. Особое внимание им уделялось исследованиям оруденения дифференцированных массивов щелочных и субщелочных пород СЗ и СВ Приладожья. По материалам Р. А. Хазова и совместно с ним авторами проведено изучение рудной REE-минерализации щелочного дифференцированного Элисенваарского комплекса и измененных пород в ореоле Салминского массива [2–4, 7]. Элисенваарский комплекс объединяет интрузивные тела Кайвомяки, Райвимяки и более мелкие интрузии (~12) сложного строения на площади около 100 км². Породы комплекса изучались Р. А. Хазовым с коллегами [7] (Хазов, 1983; Хазов и др., 1989, 1991, 1993) и другими геологами (Ивашенко и др., 1985; Иваников и др., 1987; Конопелько, 1997). Интрузии сопровождаются положительными гравитационными и магнитными аномалиями, имеют овальную форму и дифференцированное кольцевое строение. Их возраст составляет 1775 ± 65 млн лет. Интрузии Ю. Карелии и Ленинградской области объединяют также в единый элисенваарско-вуоксинский комплекс, по [5].

Комплекс включает гипабиссальные, диатремовые и дайковые тела, сформировавшиеся в результате двух фаз магматизма – ультрамафит-мафитовой и сиенитовой [6]. Породы недосыщены кремнеземом, имеют высокое содержание K_2O ($Na_2O/K_2O=0,34-0,84$), P_2O_5 (0,43–10,5 %), SrO (0,45–2,2 %), BaO (0,23–2 %), F (0,12–1,5 %). В диатремовых лейкократовых фациях присутствуют многочисленные обломки глубинных меланократовых пород ранних фаз, ксенолиты, нодулы и мегакристаллы.

Типоморфными минералами этих щелочных пород являются калиевые полевые шпаты с микропертитами (20–80 %), содержащие Sr , Ba , Na , клинопироксен, амфибол, титанит, апатит, TR-минералы. В связи с этим и сами породы рассматриваются как источник полевошпатового сырья с Ba , Sr , P , Ti с REE. Прогнозные ресурсы комплексного сырья (Sr - Ba -полевошпатового, апатитового и редкоземельно-титанитового, по [7]), можно свести в табл. 1. Наиболее высокие содержания REE связаны с ладоголитами, тенсбергитами и Ba - Sr - P - Ti рудами Элисенваарского массива (в работе используются местные названия пород, по Р. А. Хазову).

Таблица 1

Прогнозные ресурсы и содержание полезных компонентов в породах и обогащенных концентратах Элисенваарского комплекса, по [7]

Сырье	Ресурсы РЗ (млрд т)	P_2O_5 % (РЗ млн т)	REE% (млн т)	SrO % (млн т)	BaO % (млн т)	Fsp% (млн т)	TiO_2 % (млн т)
Комплексное сырье (ладогиты)	6–7,5	3,5 (200–250)	0,25 (15)	1,0 (60)	1 (60)	30–35 (2000)	1,5 (90)
Апатитовый концентрат	0,5–0,6	38–40 (200)	1 (5)	1,5 (7,5)			
Кпш-концентрат	2,0			1–3 (50)	2–6 (50)	99 (2000)	
Концентрат REE-титанита	0,15–0,2 (до 0,3)		1,5 (2,2–3)				36 (50–70)

Благодаря проведенным ICP-MS-исследованиям установлено, что породы и руды (REE-apatит-титанитовые) разных фаз имеют подобные спектры распределения REE и содержат преимущественно элементы La-Сe-группы (рис. 1). Более меланократовые породы (невоиты, мелано- и мезократовые ладогиты, местные названия пород даются по Р. А. Хазову) глу-

бинных фаций и их ксенолиты более обогащены REE (рис. 1 а), в отличие от лейкократовых сиенитов (рис. 1 б).

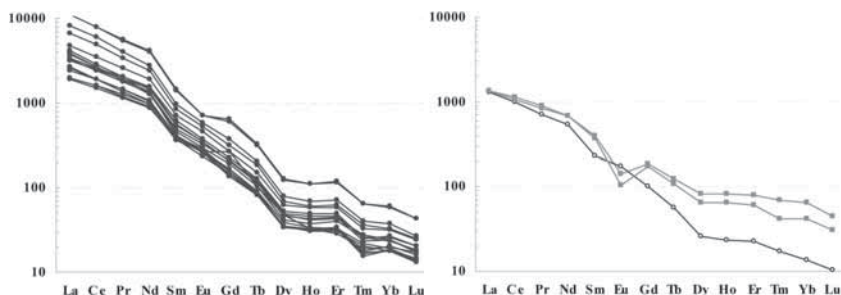


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в породах Элисенваарского комплекса (нормированы по хондриту C1, масштаб логарифмический):

а – невоиты, меланоладогиты, в том числе, с апатитом и титанитом, б – сиениты и лейкократовые микроклин-биотит-амфиболовые ладогиты.

Fig. 1. Distribution of rare earth elements in rocks Elisenvaara complex

Авторами установлены концентрации элементов (REE-RE) в количестве: Y 30–170 ppm, Σ REE 2000–10300, Nb 10–28 (до 128), Ta 0,4–9, Ga 190–346, Th 10–77, Zr 140–940, Hf 2–14,7 ppm; Sr 0,5–1,2 %, Ba 0,055–1,3 %. В апатитовых концентратах из мегакристов Σ REE достигает 0,7–1,3 %, в титанитовых – 0,8–1,07 %.

Минералы-концентраторы редкоземельных и редких элементов. В ультраосновных и основных разностях пород обычны сростания титаниита, магнетита и апатита. В ладогитах были установлены как собственные REE, так и REE-содержащие минералы (apatit, titanit, epidot). Монацит образует отдельные крупные зерна, их скопления и микровключения в апатите (размер от 200–60 мкм до 5–3 мкм). Алланит (ортит) образует цепочки зерен (размером от 80 до 1 мкм) и каймы вокруг кристаллов апатита и титаниита, выделяется в них в микротрещинках, цементирует апатит. Встречаются зональные TR-эпидоты. Апатит всех генераций относится к F-apatitu (в породах –5–15 %). Он всегда бывает «насыщен» и окаймлен TR-минералами: в крупных нодулярных стяжениях и гнездах содержит тонкие включения монацита, стронциобарита-целестина и сам является концентратором REE. Содержание Sr в крупном апатите – 1,2–1,63 %. Зональные кристаллы апатита имеют высокоцериевое центральное ядро

(до 1,7 % Ce). Титанит преобладает в основных разновидностях пород (в ладогитах – 5 %). Он выделяется в сростании с апатитом в рудах и гнездах, самостоятельно, с ильменитом, реже магнетитом, обрастает аллани-том. Установлены Ce-, а также Th- и Zr-содержащие титаниты. Крупные кристаллы титанита зональны: в центральных частях их зерен содержание REE увеличивается. Бадделиит и циркон встречаются в аксессуарных количествах во всех типах пород, но чаще в сиенитах с пертитовыми Ba-Sr-полевыми шпатами. Циркон содержит примеси Ca, Hf и REE. На стадии низкотемпературного преобразования пород образуются поздние минералы – лантанит, бастнезит и **Ca-Sr-Ce-карбонаты, ассоциирующие с хлоритом**, Sr-баритом, целестином, сульфидами.

TR-минералы тяготеют преимущественно к рудным скоплениям апатита и титанита, поэтому апатитовые и титанитовые концентраты рассматриваются как основное сырье на редкоземельные элементы. В породах ΣREE составляет 0,22–0,4 %, в титанитовых рудах – ΣREE 1–1,7 %, в апатитовых – 0,45–1,36 %. Прогнозные ресурсы REE оцениваются в 15 млн т (при среднем содержании ΣREE в 0,25 % [7]). В рудах и обогащенных концентратах апатита и титанита установлены наиболее высокие содержания REE: в апатитовом – 5 млн т (при среднем содержании ΣREE – 1 %), в титанитовом – 2,2–3 млн т (REE – 1,5 %).

Таким образом, наиболее высокие содержания REE в СЗ Приладожье (в Карелии) установлены в связи с ладоголитами, тенсбергитами и Ba-Sr-P-Ti рудами массивов Кайвомяки, Райвимиаки. **TR-минералы тяготеют к апатитовым и титанитовым рудным ассоциациям, которые являются основными концентратами REE в Элисенваарском массиве, чем повышают его инвестиционную привлекательность при комплексном освоении Ba-Sr-Ti-P сырья [7, 4].**

Салминский и Улягский массивы раннерифейских умереннощелочных гранитов-рапакиви (~1,5 млрд л.) в СВ Приладожье и грейзенизированные скарновые месторождения Питкярантского рудного поля в их ореоле выделяются повышенным содержанием REE (0,12–0,63 %), (по данным Ларина, (2011); Минерально-сырьевой базы Р. Карелия (2005), по [1, 2]). Они сопровождаются рядом небольших проявлений REE. В гранитах 1–2-ой фаз установлены ΣREE 180–1050 ppm, Nb 16–90, Ta 1,3–38, Zr 28–250, Hf 3–7, Sr 21–100, Ba 60–1400, Rb 240–314, Y 30–325 ppm (Y – до 0,1 %). Для грейзенизированных гранитов и скарнов характерны повышенные содержания Be, Sn, Mo, W, Bi, Th, U, REE и Y. Измененные породы и рудная

минерализация грейзенизированных скарнов содержат монацит, ксенотим, бастнезит, паризит, циркон, уранинит, торит – Y-Zr-торит, Y-Th-Zr-силикато-фосфаты, флюорит. Уранинит бывает окружен каймой Y-торита. В коре выветривания Салминского массива и на U-месторождении Карку в рифейских перекрывающих толщах установлены REE-карбонаты и коф-финит с REE [1].

Список литературы

1. Величкин В. И. О новом типе урановых месторождений в северо-западном Приладожье // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004. С. 110–134.
2. Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В., Хазов Р. А. Минералы и источники редкоземельных элементов в Карелии // Материалы конф. «Минералогия во всем пространстве сего слова: проблемы укрепления минер.-сырьевой базы и рационального использования минерал. сырья». СПб. Годич. собрание РМО. 2012. С. 33–35.
3. Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В., Хазов Р. А. Ba-Sr-P-Ti-TR-полевошпатовое сырье Элисенваарского щелочного комплекса (Карелия): геохимия и минералогия редкоземельных элементов // Ученые записки ПЕТРГУ. 2014, № 4. С. 67–70.
4. Хазов Р. А., Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В. Комплексное Ba-Sr-P-Ti-TR-полевошпатовое сырье Элисенваарского щелочного массива (Карелия) // Конф. 24–25 апреля 2014 г. ИМГРЭ: «Повышение инвестиционной привлекательности комплексных редкометал. месторождений с целью подготовки их к лицензированию». М.
5. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. чл.-кор. РАН В. А. Глебовицкого. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
6. Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука. 1982. 190 с.
7. Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 1993. 218 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ БАРЯТИНСКОЙ КОРОВОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

***Куликов В. А.^{1,2}, Алексанова Е. Д.², Зайцев С. А.¹, Пушкарев П. Ю.¹,
Шустов Н. Л.¹, Яковлев А. Г.^{1,2}, Ярославцева А. П.¹***

¹Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,

²ООО «Северо-Запад»

THE RESULTS OF EM STUDY OF BARYATINSKAYA CRUSTAL HIGH-CONDUCTIVE ANOMALY

***Kulikov V. A.^{1,2}, Aleksanova E. D.², Zaytsev S. A.¹, Pushkarev P. Yu.¹,
Shustov N. L.¹, Yakovlev A. G.^{1,2}, Yaroslavtseva A. P.¹***

¹Geological Faculty, Moscow State University, Moscow, Russia;

²Nord-West Ltd., Moscow, Russia;

Abstract

This study presents the results of interpretation of MT data acquired on north-west slope of Voronezh craton. It is a part of the international KIROVOGRAD project. Scientists from Lomonosov Moscow State University, Center of geoelectromagnetic researches of The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine and Nord-West Ltd. took part in this project.

Resistivity image of lithosphere for area more than 100 000 km² obtained from ModEM 3D inversion shows the boundaries of the Baryatinskaya and Kurskaya crustal high-conductive anomalies, their deep resistivity structure and their connection with well-known high-conductive areas of Ukrainian craton.

Ключевые слова: Магнитотеллурические зондирования, коровые аномалии электропроводности, 3D обратные задачи.

Keywords: MT-surveys, crustal high-conductive anomalies, resistivity image, 3D inversion.

Введение

Геофизические исследования Барятинской коровой аномалии электропроводности методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) начались в конце 90-х годов прошлого столетия по инициативе сотрудников кафедры геофизики Геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова [4].

С 2007 года работы по изучению Барятинской аномалии проводились совместно МГУ им. М. В. Ломоносова и Центром геоэлектромагнитных исследований (ЦГЭМИ ИФЗ РАН). Техническую и аппаратную поддерж-

ку осуществляла компания ООО «Северо-Запад». Пятикомпонентные измерения МТ-поля осуществлялись в синхронном режиме со станциями МТУ («Phoenix Geophysics»). Базовая станция располагалась на учебном полигоне Геологического факультета МГУ в д. Александровка Калужской области.

В период с 2007 г. по 2014 г. измерения методом глубинного МТЗ (ГМТЗ) были выполнены в 142 точках по 12 субширотным профилям, пересекающим коровую аномалию электропроводности и расположенным в нескольких областях центральной России (рис. 1).

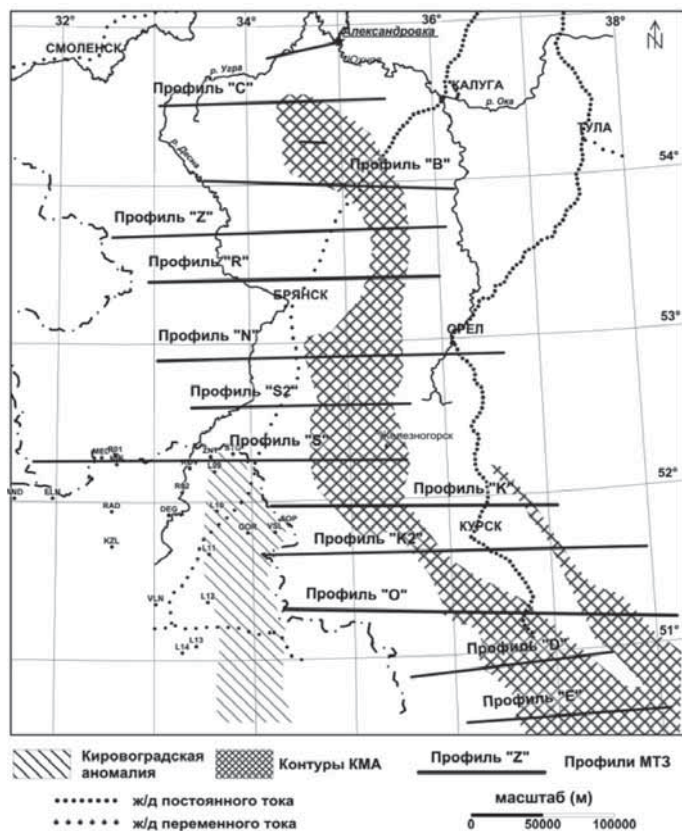


Рис. 1. Положение профилей ГМТЗ

Fig. 1. MT survey area

Среднее расстояние между точками зондирования по профилю составило 15–20 км. Измерения преимущественно проводились в рамках студенческих учебно-производственных практик преподавателями и студентами кафедры геофизики Геологического факультета МГУ.

С точки зрения тектонического районирования, площадь работ расположена в пределах северо-западного склона Воронежского кристаллического массива (ВКМ). В пределах площади мощность осадочных отложений изменяется от 100 м на юге до 1 000 м на севере, а значения суммарной продольной проводимости осадков (S_{oc}) от 10 до 100 См.

Предварительные результаты выполненных работ неоднократно публиковались и докладывались на различных конференциях и семинарах сотрудниками ЦГЭМИ ИФЗ РАН и Геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова [4, 3, 6, 7].

Интерпретация магнитотеллурических данных

Анализ МТ данных показал, что широтная компонента отвечает поперечному (ТМ), а меридиональная – продольному (ТЕ) направлению. Перед инверсией выполнена статистическая нормализация для подавления влияния локальных приповерхностных неоднородностей.

Трехмерная инверсия магнитотеллурических данных была выполнена в программе ModEM [15] по реальной и мнимой частям полного тензора импеданса (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) и компонентам матрицы Визе (W_{zx} , W_{zy}). Диапазон периодов – от $4.6 \cdot 10^{-3}$ до 10^3 секунд (3 точки на декаду).

Стартовая модель 3D инверсии – однородное полупространство с УЭС 1 000 Ом·м. Инверсия выполнялась на суперкомпьютере «Ломоносов» (НИВЦ МГУ им. М.В. Ломоносова) на 64 вычислительных узлах. Итоговая невязка для совместной инверсии компонент тензора импеданса и матрицы Визе по результатам 40 итераций составила 4.2.

Геоэлектрическая модель северной части ВКМ по результатам 3D инверсии

Результаты 3D-инверсии представлены в виде карт-срезов геоэлектрической модели для глубин 10 и 25 км (рис. 2), а также в виде глубинных геоэлектрических моделей для нескольких профилей ГМТЗ (рис. 3).

Южнее 52° с.ш. проводник представлен двумя линейными зонами. Одна ветвь проводника имеет субмеридиональное простирание и совпадает с контурами Кировоградской аномалии (рис. 4), выделенной еще в 50-х годах прошлого столетия и хорошо изученной украинскими геофизиками [9, 1, 5].

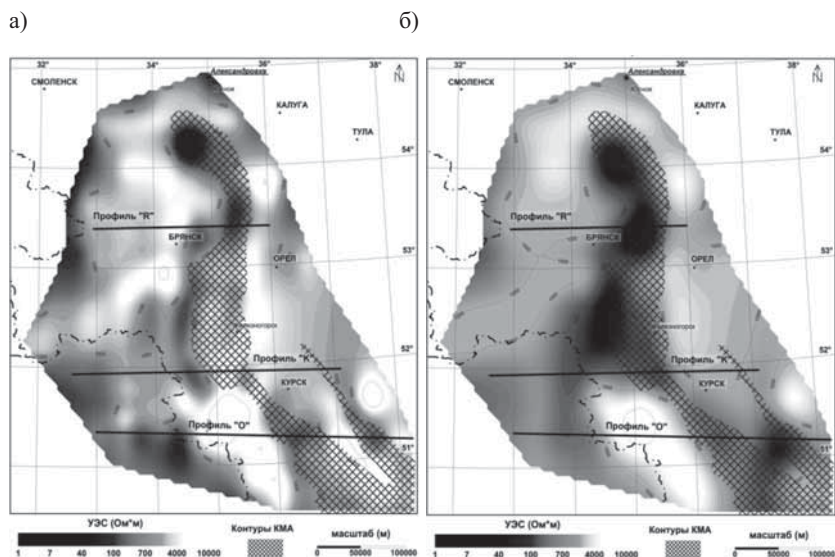


Рис. 2. Карты-срезы УЭС по результатам 3D-инверсии для глубин 10 км (а) и 25 км (б)

Fig. 2. Horizontal slices of resistivity image obtained from 3D inversion at depths of 10 km (a) and 25 km (b))

Вторая ветвь проводника с простираением СЗ-ЮВ в верхней части коры распадается на две узкие зоны, которые в плане точно совпадают с двумя линиями Курской магнитной аномалии (рис. 2 а). На глубине, эти они образуют одну проводящую область шириной около 80 км (рис. 2 б).

Севернее 52°с.ш. две ветви проводника сливаются в единую проводящую зону шириной около 70 км. В плане контуры корового проводника повторяют контуры северного окончания Курской магнитной аномалии, однако, ось проводника располагается несколько западнее максимума магнитных аномалий. УЭС пород в пределах аномальной области снижаются до первых десятков Ом·м.

На рисунке 3 а, б, в приведены модели по профилям «Брянск», «Курск» и «Обоянь» («R», «K» и «O» на рис. 2). Над глубинными геоэлектрическими разрезами приведены графики аномального магнитного поля и локального поля силы тяжести.

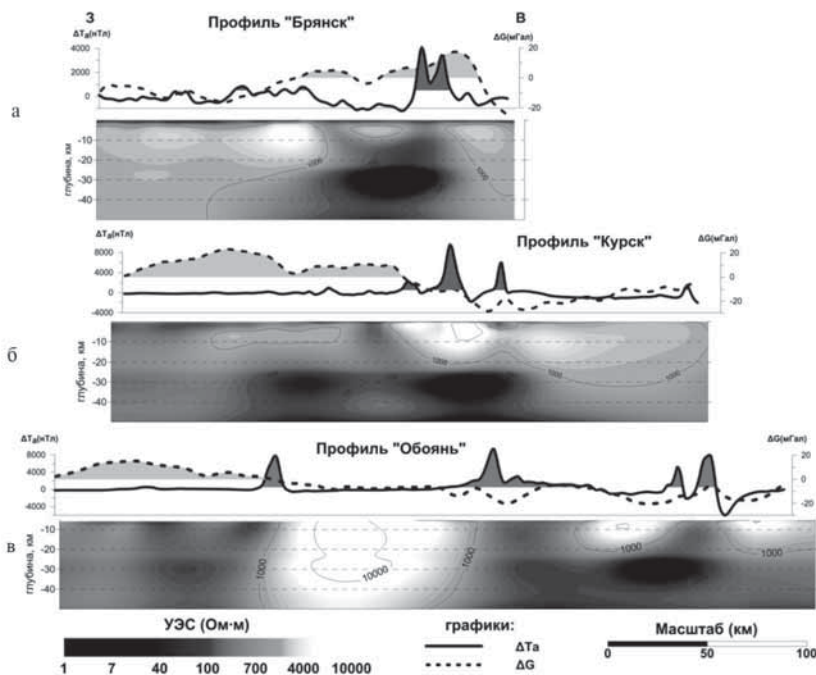


Рис. 3. Геоэлектрические модели, полученные в результате 3D инверсии и графики аномального магнитного поля и поля силы тяжести. Профили «Брянск» (а), «Курск» (б), «Обоянь» (в)

Fig. 3. Resistivity images obtained from 3D inversion and plots of anomalous magnetic and gravity fields along MT lines «Bryansk» (a), «Kursk» (b), «Oboyan» (c)

На разрезах по южным профилям («Обоянь» и «Курск») хорошо проявились две ветви корового проводника, разделенные высокоомным блоком (рис. 3 б и в). На профиле «Брянск» они полностью сливаются, образуя единую проводящую область в коре (рис. 3 а). Верхняя кромка проводника находится на глубине 22–25 км, ядро проводника, характеризующееся минимальными значениями УЭС – на глубине 30–40 км. Положение нижней границы проводника по результатам ГМТЗ определяется неуверенно.

В верхней части земной коры над глубинными проводящими зонами существуют узкие субвертикальные зоны пониженных сопротивлений, которые прослеживаются практически до земной поверхности. На профиле

«Обоянь» и «Брянск» их положение совпадает в плане с максимумами ΔT_a Курской магнитной аномалии.

Юго-западная ветвь проводника, характеризуется более высокими значениями УЭС, чем восточная, а центр проводящей структуры совпадает с локальным низкочастотным максимумом поля силы тяжести. На северных профилях ось корового проводника совпадает с максимумами как магнитного, так и гравитационного полей.

Барятинская аномалия и шовные зоны Украинского щита

Территория наших исследований относится к северному склону Воронежского кристаллического массива (ВКМ), который вместе с Украинским щитом образует один из трех коровых сегментов (рис. 4) докембрийского фундамента Восточно-Европейского кратона – Сарматия [14].

Строение докембрийского фундамента в границах Сарматии лучше изучено на Украинском щите, где докембрийские породы выходят на поверхность. По современной классификации в восточной части Украинского щита выделяются Ингульский, Среднеприднепровский и Приазовский блоки (рис. 4), которые разделены Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградской шовными зонами [11, 12]. По мнению многих исследователей докембрия ВЕП [13], блоки, выделенные на Украинском щите, продолжают севернее Днепровско-Донецкого прогиба (ДДП) на ВКМ: Крупецко-Знаменский пояс [10] является продолжением Криворожско-Кременчугский шовной зоны, а Белгородско-Михайловский зеленокаменный пояс (ЗКП) трассирует северное протяжение Орехово-Павлоградской шовной зоны (рис. 4).

По результатам глубинных электроразведочных работ методами МТЗ и ГМТЗ на Украинском щите, все шовные зоны, в той или иной степени, сопровождаются аномалиями высокой электропроводности в земной коре на разных глубинах [5].

Большая часть Криворожско-Кременчугской шовной зоны и совпадает с Криворожским железорудным бассейном. Минимальные значения УЭС – единицы Ом·м в отмечаются на глубинах 25–30 км. В Приазовском мегаблоке проводящие зоны в коре по данным МТЗ прослеживаются до глубины 25 км в его центральной части и до 50 км в восточной [5].

Существуют два основных варианта истолкования природы коровых аномалий электропроводности. Первый вариант – флюидная модель элек-

тропроводности литосферы [2], согласно которой в глубинных слоях земной коры предполагается существование связанных систем поровых пространств, заполненных соляными растворами. Данная модель применима к тектонически активным областям и практически исключена для континентальной коры древних платформ.

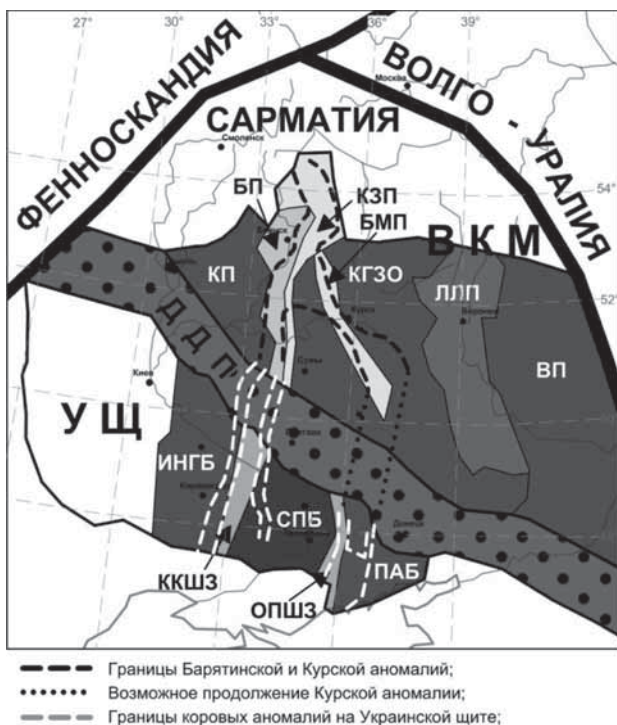


Рис. 4. Тектоническая схема южной части ВЕП с границами коровых проводников **ВКМ** – Воронежский кристаллический массив (по [10]); Пояса: КП – Кулажинский, БП – Брянский, КЗП – Крупецко-Знаменский, БМП – Белгород-Михайловский, ЛЛП – Липецко-Лосевский, ВП – Воронцовский; КГЗО – Курская гранит-зеленокаменная область; **УЩ** – Украинский щит (по [5]); Блоки: ИНГБ – Ингульский, СПБ – Среднеприднепровский, ПАБ – Приазовский; Шовные зоны: ККШЗ – Криворожско-Кременчужская; ОПШЗ – Орехово-Павлоградская; **ДДП** – Днепровско-Донецкий прогиб

Fig. 4. Schematic tectonic map of the southern part of East-European craton with boundaries of the high-conductive zones

Для стабильных кратонов больше подходит второй вариант объяснения повышенной электропроводности – электронно-проводящая природа коровых аномалий, впервые обоснованная профессором Санкт-Петербургского университета А. С. Семеновым.

Эта концепция основана на экспериментально установленной пространственности в земной коре аномалий проводимости, обусловленных наличием графита и сульфидно-углеродистых образований биогенно-осадочного происхождения [8].

На Украинском щите графитизированные породы имеют очень широкое распространение. На отдельных участках месторождений и рудопроявлений графита его концентрация достигает 30 %. Распространение зон графитизации на глубину неясно. Однако, данные о величине эрозионного среза УЩ показывают, что графитизация продолжается (вероятно, с перерывами по вертикали) и на значительных глубинах [9].

Альтернативой рассмотренным вариантам может быть представление о связи глубинных проводящих объектов со скоплениями рудных минералов.

Тектоника позднеархейского этапа развития зеленокаменных областей характеризуется заложением рифтогенных структур на раннеархейском гранито-гнейсовом основании, в которых формировалась мафит-ультрамафитовая вулканоплутоническая ассоциация [13]. Такие обстановки обычно способствуют быстрой доставке мантийных магм в земную кору. В результате, рифтовые магмы имеют тенденцию быть менее чувствительными к дифференциации, ассимиляции и потере сульфидов во время прохождения через мантийную литосферу и нижние уровни коры и, как следствие, быть более богатыми металлами при внедрении в верхнюю кору. С мафит-ультрамафитовыми породными ассоциациями, сформированными в обстановках рифтогенеза, связаны залежи магматических медно-никелевых сульфидных руд, которые, обычно находятся в основании лавовых потоков коматиитов или коматиитовых базальтов [12].

Мы предполагаем, что высокая электропроводность Кировоградско-Брятинской и Курской коровых аномалий связана с сульфидными залежами и областями сульфидной минерализации в вулканогенных и осадочно-вулканогенных формациях, типичных для зеленокаменных поясов ВЕП (Конская и Михайловская серии). Корреляция Кировоградско-Брятинской зоны с локальным максимумом поля силы тяжести (рис. 4) говорит в поддержку этой гипотезы.

Низкие УЭС в приповерхностной части коры могут быть связаны также с наличием графитизированных пород, а в местах развития железистых кварцитов, с зонами их окисления.

В Киворожско-Кременчугской провинции сосредоточены все крупнейшие железорудные месторождения Украинского щита, присутствуют метасоматические месторождения урана, золоторудные месторождения и крупные месторождения графита. Северное продолжение этой структуры, трасируемое Бяратинской аномалией коровой электропроводности, может характеризоваться высоким минерагеническим потенциалом, а ее дальнейшее изучение иметь важное промышленное значение.

Список литературы

1. Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Шеремет Е. М. и др. Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наукова думка, 2006. 196 с.
2. Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Шеремет Е. М. и др. Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наукова думка, 2005. 190 с.
3. Алексанова Е. Д., Варенцов И. М., Верещагина М. И. и др. ЭМ зондирование осадочного чехла и консолидированной земной коры в зоне перехода от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе: проблемы и перспективы // Физика Земли. 2010, № 8. С. 62–71.
4. Алексанова Е. Д., Варенцов И. М., Куликов В. А. и др. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы // Геофизика. 2013, № 2. С. 32–38.
5. Бурахович Т. К., Николаев И. Ю., Шеремет Е. М., Ширков Б. И. Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых // Геофизический журнал. 2015. Т. 37, № 6. С. 42–63.
6. Варенцов И. М., Лозовский И. Н. и др. Массив МТ/МВ зондирований kigovograd: совместная 2d+ инверсия на профиле ЖИЗДРА // Материалы VI Всероссийской школы-семинара по ЭМ зондированиям им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна. ИНГГ СО РАН Новосибирск, 2013. С. 1–4.
7. Глубинная геоэлектрическая структура западного склона Воронежского массива: на пути от 2d к 3d моделям / И. М. Варенцов, П. В. Иванов, С. Ковачикова и др. // Материалы VI Всероссийской школы-семинара по ЭМ зондированиям им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 1–4.
8. Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира // Геофиз. журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 22–39.

9. Логвинов И. М., Гордиенко И. В., Тарасов В. Н. Новые результаты геоэлектрических исследований Кировоградской аномалии электропроводности на севере Украины // Доклады НАН Украины, 2009, № 6. С. 135–142.

10. Морозов А. Ф. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.

11. Пигулевский П. И. Строение верхней сантии юго-восточной части украинского щита по геолого-геофизическим данным // Вестник ВГУ, серия: геология. 2011, № 1. С. 193–200.

12. Турченко С. И. Раннедокембрийская геология и металлогения Украинского щита – корреляция с Балтийским щитом // Региональная геология и металлогения. 2014, № 59. С. 21–45.

13. Чернышов Н. М., Ненахов В. М., Лебедев И. П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997, № 3. С. 21–30.

14. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.

15. Egbert G. and Kelbert A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophysical Journal International. 2012. V. 189. P. 251–267.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КААЛАМСКОГО КОМПЛЕКСА И МАССИВА ВЯЛИМЯКИ

Лавров О. Б.¹, Кулешевич Л. В.¹, Алексеев И. А.²

¹*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

²*Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия*

NOBLE-METAL MINERALIZATION OF THE KAALAMO COMPLEX AND THE VÄLIMÄKI MASSIF

Lavrov O. B.¹, Kuleshevich L. V.¹, Alekseyev I. A.²

¹*Institute of Geology, KarNC, RAS, Petrozavodsk, Russia*

²*Institute of Earth Sciences, SPbGU, St.Petersburg, Russia*

Abstract

Noble-metal mineralization was revealed in pocket, streaky-disseminated and disseminated sulphide copper (chalcopyrite) and pentlandite-chalcopyrite-pyrrhotite ores occurring in Kaalamo-type differentiated intrusions (Kaalamo, Kekkoselkä, Suuri-Suo and other massifs) and in the Välimäki massif, Northern Lake Ladoga area, Karelia. Ore mineralization is commonly confined to pyroxenites, pyroxenite xenoliths in gabbro-norites and pyroxenite-diorite contacts and occasionally occurs in gabbro. Noble metals and minerals (platinoids and gold) are commonly confined to chalcopyrite mineralization. Platinum-group minerals are represented by bismutotellurides, stibio-arsenides, sulphides and stannides. Σ PGE and Au is up to 6.4 g/t (Kaalamo) and 1.3 g/t (Välimäki)). The location pattern of massifs and mineralization in the Northern Lake Ladoga area is compared with that of the Kotalahti Province, Raahe-Ladoga zone.

С дифференцированными интрузиями Кааламского типа в Северном Приладожье (ЮЗ Карелия) еще с 60–70-х годов прошлого века связывались прогнозы на медь и никель. Однако все ранее проведенные поисковые работы не выявили высоких концентраций этих металлов. Первая находка платиноидов была сделана О. Б. Лавровым в массиве Сури-суо, она послужила основной причиной продолжения исследований рудной минерализации в регионе авторами [1–4]. По геологической позиции, времени формирования (1.89 млрд лет), морфологии, размерам и составу дифференцированные массивы Кааламского комплекса подобны многим небольшим силлам, дайкам и штокообразным никеленосным интрузиям провинции Коталаhti, которые узкой полосой шириной в 10–20 км прослежива-

ются от Ботнического залива до Северного Приладожья на расстояние до 430 км и сопровождаются месторождениями [6]. Территория Северного Приладожья является составной частью Раахе-Ладожской зоны, развитие которой происходило в протерозое над зоной свекофеннской субдукции вблизи Карельского кратона. Основные геологические структуры и металлогенические зоны (в частности, провинция Коталахти) прослеживаются с территории Финляндии на Российскую территорию в юго-западной Карелии (карта масштаба 1:1000000 Раахе-Ладожской зоны [11]).

В задачи настоящей работы входило установление закономерностей локализации интрузивных тел на продолжении провинции Коталахти, выделяемых как Калаамский комплекс и близкого им по возрасту массива Вялимяки, петрохимических и геохимических особенностей пород, руд, состава сульфидной и благороднометалльной минерализации.

Кааламский комплекс объединяет одноименный крупный массив, расположенный вблизи поселка Кааламо, и небольшие массивы Кеккоселька, Рантамяки, Сури-суо, Винаоя, Ихаланваара, Корхоланмяки, Сиезманъярви, Араминлампи, а также множество еще более мелких тел этого района. Большинство из этих массивов имеют линзовидную форму (1,5–2 x 0,2–1 км). Встречаются и более мелкие тела в форме линз, чешуй, их протяженность бывает от нескольких десятков – до сотен метров при мощности до 20 м. Интрузивные тела мафитов в геофизических полях выделяются локальными положительными магнитными аномалиями, которые на глубине не связываются в единое тело. Большинство из них обычно имеют интрузивные или субсогласные контакты. Расчетные глубины залегания подошвы этих интрузий, по данным предшествующих геолого-геофизических работ, не превышают первых сотен метров – 1 км, редко до 2 км для более крупных тел. Кааламский массив имеет овальную форму, он вытянут в северо-восточном направлении на 12,5 км, при ширине от 4 до 6,5 км. Массив дифференцирован от пироксенитов и габброноритов до диоритов. Интрузия погружается в ЮЗ направлении, ее подошва располагается на глубинах до 5 км в западной части и 2,5–3 км – в восточной части массива. Западный и восточный контакты Кааламского массива интрузивные: секущие, иногда субсогласные, встречаются эруптивные брекчии, многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Во вмещающих толщах встречаются субпараллельные тонкие пластовые тела-апофизы, чешуи отслоения, согласные со сланцеватостью пород. Массивы Кааламского комплекса прорывают биотитовые сланцы калевийского надгоризонта (турбиди-

ты ладожской серии). Эти терригенные породы перекрывают породы сотавальской серии, которые в Северном Приладожье обычно слагают межкупольные пространства: они отлагались на раздробленной континентальной окраине (гранито-гнейсах AR_2 -возраста). В нижней части терригенные отложения содержат черносланцевые толщи, обогащенные сульфидами. Эти толщи могли быть источником серы и контаминировать ею магматические расплавы.

В провинции Коталахти (Финляндия) внедрение мафит-ультрамафитовых интрузий происходило на орогеническом этапе над зоной свекофеннской субдукции, формирование которой сопровождалось рифтингом окраинных зон, смешением магматического материала, завершилось последующей коллизией породных комплексов и появлением ультрамафитов в пределах глубинных разноуровневых шир-зон [9–11]. Интрузии провинции Коталахти дифференцированы от ультрамафитов до габбро, доминируют ультраосновные породы. К ультрамафитам приурочены медно-никелевые сульфидные руды и небольшие, большей частью выработанные на настоящий момент месторождения и рудопоявления [7]. Пентландит-халькопирит-пирротиновые руды на месторождениях Коталахти, Макала, Хитура, Лаукункангас и других имеют вкрапленные и брекчиевидные текстуры. Среди них встречаются и более богатые халькопиритовые руды. На руднике Коталахти добывались медные руды со средним содержанием Ni 0,7 %, Cu 0,28 %. **Медносульфидные руды** сопровождаются платиноидами. На месторождении Хитура, расположенном СЗ от Коталахти, в богатых брекчиевидных халькопиритовых рудах содержание ЭПГ (Pt , Pd , Rh) достигало 2,5 г/т; в рудах установлены сульфоарсениды Rh , Ir [8].

Кааламский дифференцированный массив и некоторые более крупные массивы комплекса в Северном Приладожье представлены пироксенитами, габбро-норитами и диоритами. Обсуждаются петрографо-петрохимические особенности пород, геохимия и минеральный состав руд и перспективы поисков благородных металлов в массивах комплекса. Для безрудных пироксенитов и габбро-норитов характерны сравнительно низкая магнезиальность и невысокие концентрации Cr (до 0,1 %), Ni (93–170 ppm), Co (44–61 ppm), что гораздо ниже, чем в ультрамафитах. Пироксениты Калаамо уступают по содержанию никеля (Ni 0,01–0,03 %) ультрамафитам пояса Коталахти. В халькопиритовых и пентландит-халькопирит-пирротиновых рудах содержание Ni составляет 0,16–0,2 %,

что гораздо ниже средних значений в рудах никеленосных массивов Финляндии (Ni 0,65–1,06 %). Наблюдается прямая корреляция Ni с Co, Cu с Ni, а также этих элементов и их отношений Ni/Co, Ni/Cu с железистостью пород (K_{ϕ}), что связано с накоплением сульфидных фаз. Содержание Co в рудных пироксенитах составляет 0,016–0,022 %, Cu 0,2–6 %. В рудных пироксенитах установлено сопряженное увеличение концентраций Cu, Ni, Co, Zn, Ag, Te, Bi относительно безрудных. Содержание As, Se, Sn низкое, однако в гнездовых медных сульфидных рудах происходит накопление и этих элементов относительно безрудных пород, что связано с появлением соответствующих благороднометалльных минеральных фаз. Появление в рудах наложенного молибденита (и повышение концентрации Mo) связывается с влиянием более поздних гранитных тел.

Рудная минерализация была обнаружена в массивах Кааламо, Кеккоселька Сури-Суо, Араминлампи и др. Она обычно бывает приурочена к пироксенитам, контактам пироксенитов с диоритами, ксенолитам пироксенитов в габброноритах, встречается в габбро. Наиболее богатая минерализация с платиноидами и золотом чаще тяготеет к пироксенитам с сульфидами меди. Сульфидную минерализацию вкрапленных и гнездовых руд в разных массивах комплекса можно разделить на два минеральных типа: 1 – существенно халькопиритовый и 2 – пентландит-халькопирит-пирротинный (или пирротинный). В *медных сульфидных рудах* содержание халькопирита составляет 10–60 % (Cu 1–6 %), в них установлены максимальные концентрации Au до 2,11 г/т, Pt до 0,16–0,22; Pd до 5,76–5,91, Ru до 0,26, Rh до 0,21–1,03 г/т, Σ ЭПГ составляет 5,1–6,6 г/т. Минералы Pd входят преимущественно в висмута-теллуриды, Pt – в сульфоарсениды, станниды. Rh, Ir, Os, Ru образуют сульфоарсениды (холлингвортит, ирарсит) и выделяются в сростании со сперрилитом и котульскимитом. В *медно-никелевых рудах* (пентландит-халькопирит-пирротинных) платиноиды встречаются также в ассоциациях с халькопиритом. В этих рудах в сростании с пентландитом и халькопиритом установлены висмутотеллуриды и станниды Pd (паоловит, атокит), сульфиды Pt и Pd (брэггит, высокоцит, куперит, Pd-пентландит), Ag-золото, его сростания с платиноидами (котульскимитом, мончеитом, паоловитом). Золото образует зональные прорастания с паларстанидом, атокитом, сростания с Pt-Pd висмутотеллуридами. Приводится детальная характеристика благороднометалльной минерализации массива Кааламо; впервые выявлены сульфоарсениды Ir, Rh, станниды и сульфиды Pt, Pd.

Таким образом, очевидно, что становление Кааламского комплекса Северного Приладожья, объединяющего около десятка дифференцированных массивов и мелкие линзы (овальные тела), обусловлено геодинамическим (тектоническим) развитием Раахе-Ладожской зоны. Несколько обособлено в ЮВ части Северного Приладожья расположен массив Вялимаки. Массив имеет овальную форму размер 3,5х2 км и представлен перидотитами, пироксенитами, габбро, диоритами повышенной щелочности. Он имеет близкий возраст (1.89 млрд лет), но в отличие от Каалама к пироксенитовой фазе массива приурочены ильменит-титаномагнетитовые руды, образующие несколько линзовидно-пластовых залежей, хорошо выделяемых в геофизических полях. Рудные залежи были отработаны еще в XIX – начале XX века. Титаномагнетитовые руды содержат TiO_2 2,4–6,4 %, V_2O_5 0,54–0,8 %, MnO 0,16–0,3 %. **Титаномагнетит с ламеллями распада ильменита** содержит 0,6–1 % V. Ильменит выделяется в форме изогнутых обособлений, обогащен Mn. Сульфидная минерализация в Fe-Ti-O-рудах убогая, встречается редко. Однако в локально проявленных зонах изменения (амфиболизации пород) установлена вкрапленно-прожилковая Cu-S-минерализация, благородные металлы (Au, Pt, Pd в сумме 0,3–1,3 г/т) и такие сульфиды, как халькопирит, пирит, сфалерит (Fe 6–9 %), пирротин, аргентопентландит, галенит, **Se-галенит, молибденит, кобальгин** и более редкие **Ag-Bi-Te фазы. Минералы Pd, Pt и Au представлены майченеритом, фрудитом, меренскиитом, Rh-сперрилитом и электрумом** [1].

Габброиды и диориты Кааламского массива и других массивов меньшего размера в настоящее время разрабатываются исключительно для производства высокопрочного щебня и облицовочного камня. К верлитам, развитым ограниченно (массив Араминлампи), и пироксенитам более крупных дифференцированных массивов приурочены два типа оруденения – пентландит-халькопирит-пирротиновое и существенно халькопиритовое. Среди них проявления Кеккоселька и Сурио-Суо были ранее КГЭ внесены в кадастр Р. Карелия как медные с содержаниями Cu 0,57–1 % [5]. Обнаруженные в гнездово-вкрапленных Cu-S-рудах пироксенитов Кааламского комплекса (1.89 МЛ) высокие концентрации $\Sigma\text{ЭПГ}$, Au и широкий спектр **Au-Pt-Pd минеральных фаз (Bi-Te, Sn, As-Sb, S), позволили отнести их в ряд комплексных (благороднометалльных) и по-новому оценить металлогенические перспективы С. Приладожья.** Благороднометалльная минерализация массива Вялимаки также связана с сульфидной медной вкрапленностью. Поэтому халькопирит для рассматриваемых массивов

является минералом-индикатором. Большинство из обнаруженных минералов платиновой группы в массивах Кааламского комплекса и Вялимяки выявлены впервые для данных интрузий [1–4].

Список литературы

1. Алексеев И. А., Кулешевич Л. В. Благороднометалльная минерализация массива Вялимяки, северное Приладожье (Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2017, № 2. С. 60–72. Электр. версия <http://journals.krc.karelia.ru/index.php/precambrian/article/view/115/199>.
2. Лавров О. Б. Благороднометалльная минерализация Cu-S руд Кааламского массива // Золото Фенноскандинавского щита. Материалы межд. конф. Петрозаводск. 2013. С. 112–116.
3. Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Платиноиды в Кааламском дифференцированном массиве, Северное Приладожье (Карелия, Россия) // Записки РМО. 2016, № 2. С. 58–74.
4. Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Перспективы поисков Платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. 2016, № 3. С. 46–56.
5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия. Кн. 1. 2005. 278 с.
6. Минеральные месторождения Европы (Северо-западная Европа). М.: Мир. 1982. 583 с.
7. Gaal G. Geological setting and intrusion tectonics of the Kotalahti nickel-copper deposit, Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 1980. V. 52. P. 101–128.
8. Hakli T. A., Hanninen E., Vuorelainen Y., Pappunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland // Economic Geology. 1976. V. 71. P. 1206–1213.
9. Lamberg P. From genetic concepts to practice – lithogeochemical identification of Ni-Cu mineralized intrusions and localisation of the ore // Bulletin Geological Survey of Finland. V. 402. 2005. 264 p.
10. Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // Precambrian Res. 1997. P. 21–44.
11. Raahe-Ladoga zone (structure, litology, metamorphism and metaloogeny) // A Finnish-Russian cooperation project 1996–1999. <http://gtk.fi/>

**ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА
И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАРЕЛЬСКОГО
КРАТОНА: СОВМЕСТНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ
СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ МОВ-ОГТ, МТ ЗОНДИРОВАНИЯ
И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Минц М. В.¹, Соколова Е. Ю.^{2,3}, Глазнев В. Н.⁴, и рабочая группа ЛАДОГА

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, michael-mints@yandex.ru

²Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, sokol_l@mail.ru

³Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

*⁴Воронежский Государственный Университет, Воронеж, Россия,
glaznev@geol.vsu.ru*

**3D MODEL OF DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN
ACCRETIONARY OROGEN AND ADJACENT MARGIN
OF THE KARELIA CRATON: MUTUAL USING OF REFLECTION SEISMIC,
MT SOUNDING AND DENSITY MODELING**

Mints M. V.¹, Sokolova E. Yu.^{2,3}, Glaznev V. N.⁴ and LADOGA_WG

¹Geological Institute of RAS, Moscow, Russia, michael-mints@yandex.ru

²Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia, sokol_l@mail.ru

³Tyumen State University, Tyumen, Russia

⁴Voronezh State University, Voronezh, Russia, glaznev@geol.vsu.ru

Abstract

A 3D model of the deep structure of the Late Paleoproterozoic Svecofennian accretionary orogen is based on coordinated data of geological mapping, reflection seismic survey along profiles FIRE-1-2a-2 and FIRE-3-3a [3], uses cross-sections of the 3D density crustal model, the results of magnetotelluric studies along Vyborg-Suojärvi profile in Northern Ladoga area and previous investigations in Southern Finland [5] (fig. 1–4). The electrically conductive horizons on the SVEKA profile [2] and the series of electro-prospecting profiles [6] were designed for the profile line FIRE-2-2a-1 and interpreted as layers of graphite-bearing metasediments in the accretionary complex, at the base of the Yormua succession and in the South Finland granulite-gneiss belt. Rocks of similar composition were identified in the blind bodies of accretionary complex owing to electrical conductivity anomalies in the cross-section along the FIRE-2-2a-1 profile. The 3D model was used as a starting point for the development of the evolutionary model of the Svecofennian Accretionary Orogen and reconstruction of its role in the history of the Paleoproterozoic Lauro-Russian intracontinental orogeny

that swept the predominant part of Lauroscandia, a paleocontinent that united the North American and East European cratons [4]. The main feature of the Paleoproterozoic evolution of the Svecofennian accretionary orogen and Lauroscandia as a whole was a causal relationship with the superplume development, one of the elements of which was the initiation of plate-tectonic events. In the axial zone of the intracontinental orogen, the Svecofennian–Pre-Labradorian Ocean appeared, after closure of which accretionary orogens were formed along its continental margins.

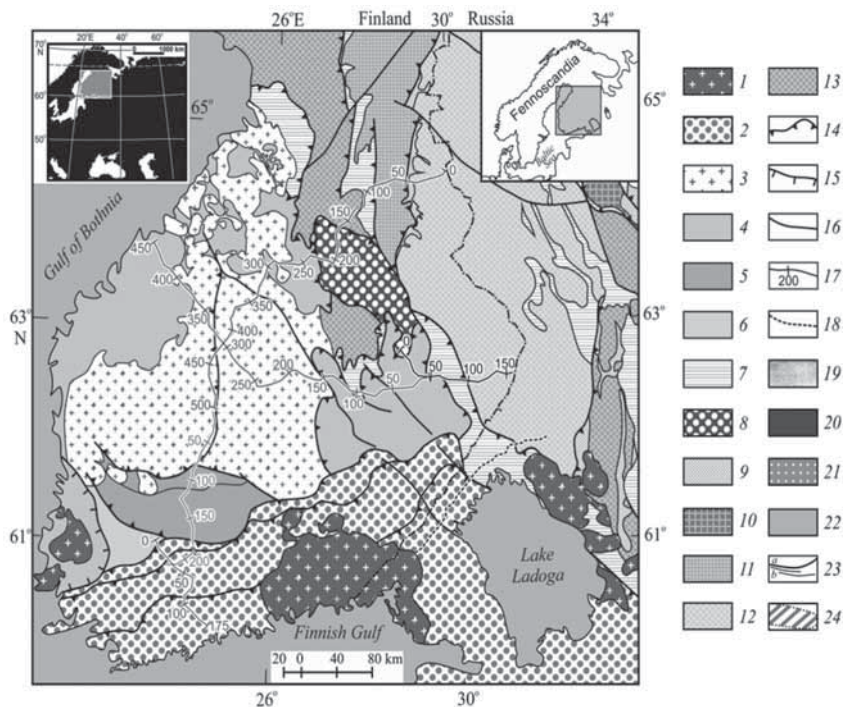


Рис. 1. Геологическая карта юго-востока Фенноскандинавского щита (осадочный чехол удален)

1–7 – палеопротерозой: 1 – граниты-рапакиви, 2 – Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс, 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс, 4–7 – вулканогенно-осадочные пояса: 4 – Похьянмаа, Саво, Саимаа, 5 – Пирканмаа-Тампере, 6 – Хамеенлинна, 7 – Ладога-Ботнический (пассивная окраина Карельского кратона); 9–14 – архей: 9 – зеленокаменные пояса (Суомуссалми-Кухмо-Типасъярви и др.), 10–14 – микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области): 10 – Рануа, Иисалми и Водлозерский, 11 – Киаанта, 12 – Кухмо-Сегозерский, 13 – Ковдозерский. 14–16 – тектонические границы: 14 – надвижки и взбросо-надвижки,

15 – сбросы, 16 – сбросо-сдвиги. 17 – сейсмопрофили проекта FIRE (выделены цветными линиями): FIRE-1 – фиолетовый, FIRE-2a – оранжевый, FIRE-2 – красный, FIRE-3a – зеленый, FIRE-3 – черный; 18 – профиль МТЗ «Выборг-Суоярви». 19–24 – дополнительные обозначения на геологических разрезах: 19 – сейсмический образ, предположительно, кора аккреционного комплекса; 20 – зона рефлексивиты в нижней коре, предположительно образованной при участии андер- и интерплейтинга мантийных мафитовых магм; 21 – акустически однородная область, предположительно, область интенсивной метаморфической переработки; 22 – мантия, 23 – тектонические границы (а) и границы структурных доменов (б), 24 – области повышенной электропроводности.

Fig. 1. Geological map of the southeastern Fennoscandian shield (sedimentary cover removed)

1–7 – Paleoproterozoic: 1 – rapakivi-granite, 2 – South Finland granulite-gneiss belt, 3 – Central-Finland Granitoid Complex, 4–7 – volcanic-sedimentary belts: 4 – Pohjanmaa, Savo, Saimaa, 5 – Pirkanmaa-Tampere, 6 – Hämeenlinna, 7 – Ladoga-Bothnian (passive margin of the Karelia craton); 9–14 – Archaean: 9 – greenstone belts (Suomussalmi-Kuhmo-Tipasajärvi, etc.), 10–14 – microcontinents (granite-greenstone terranes): 10 – Ranua, Iisalmi and Vodlozero, 11 – Kianta, 12 – Kuhmo-Segozero, 13 – Kovdozero. 14–16 – tectonic boundaries: 14 – thrusts, 15 – normal faults, 16 – strike-slip faults. 17 – seismic profiles of the FIRE project (highlighted in color): FIRE-1 – purple, FIRE-2a – orange, FIRE-2 – red, FIRE-3a – green, FIRE-3 – black; 18 – MTZ profile “Vyborg-Suoyärvi”. 19–24 – additional symbols on geological cross-sections: 19 – seismic image, suggested crust of accretion complex; 20 – low-crustal reflectivity zone, suggested to be formed with the participation of the under- and interplating of mantle mafic magmas; 21 – an acoustically homogeneous region, presumably a region of intense metamorphic reworking; 22 – mantle, 23 – tectonic boundaries (a) and boundaries of structural domains (b), 24 – areas of increased electrical conductivity.

Объемная модель глубинного строения поздне-палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена базируется на скоординированных данных геологического картирования, сейсморазведки в отраженных волнах по профилям FIRE-1-2a-2 и FIRE-3-3a [3], включает и использует сечения 3-мерной плотностной модели коры, результаты магнитотеллурических исследований по профилю Выборг–Суоярви в Северном Приладожье и ранее проведенных магнитотеллурических исследований в Южной Финляндии (рис. 1–4). Дополнительная информация о составе пород Свекофеннского аккреционного орогена и пассивной окраины Карельского кратона, в том числе, в глубинных сечениях, была заимствована из ранее опубликованных магнитотеллурических материалов (геоэлектрических разрезов) [5]. Повышенная электропроводность связана с графитсодержащими породами, часто с примесью сульфидов. Скрытокристаллический и/или неполнокристаллический графит присутствует в осадочных породах низкой и умеренной степени метаморфизма, крупно-среднечешуйчатый графит характерен для гранулитов.

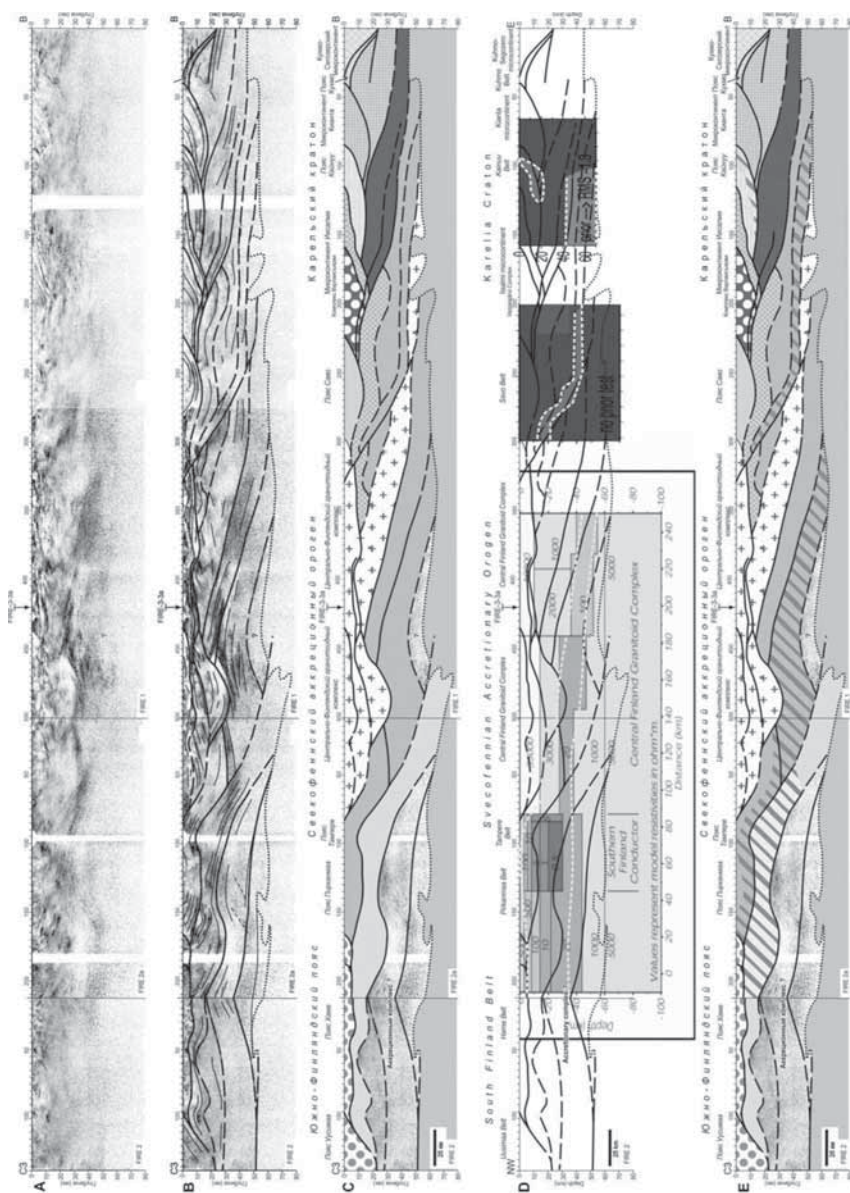


Рис. 2. Земная кора и коро-мантийная граница по профилю FIRE-2-2a-1

А – мигрированный сейсмический разрез по [3]; В – мигрированный сейсмический разрез с выделенными геологическими границами (см. условные обозначения к рис. 1); С – сейсмогеологическая модель; D – структурный «скелет» сейсмогеологической модели с вынесенными данными о распределении кажущегося сопротивления: слева – результаты МТ зондирований в южной части профиля SVEKA, практически совпадающего по положению с сейсмопрофилем (значения сопротивлений блоков модели даны в Ом·м) (по [2]), в центре и в восточной части профиля – модели электросопротивления, спроецированные с близ расположенных профилей (красным цветом показаны коровые проводники) (по [6]); Е – интерпретационный геологический разрез с нанесенными зонами повышенной электропроводности.

Fig. 2. Earth crust and crust-mantle boundary along FIRE-2-2a-1 profile

A – migrated seismic section after [3]; B – migrated seismic section with geological boundaries (see Fig. 1 for legend); C – seismic-geological model; D – the structural skeleton of the seismic-geological model with data on the distribution of apparent electrical resistance: on the left – the results of MT soundings in the southern part of the SVEKA profile, practically coinciding in position with the seismic profile (the impedance values of the model blocks are given in Ωm) (after [2]), in the central and in eastern parts of the profile – electric resistivity models projected from close-lying profiles (red color shows the crustal conductors) (after [6]); E – interpretational geological section with zones of increased electrical conductivity.

Проводящие горизонты на профиле SVEKA [2] и на серии электроразведочных профилей [6] с учетом геологического строения были спроектированы на линию профиля FIRE-2-2a-1 и проинтерпретированы как слои графит-содержащих метаосадков в разрезе аккреционного комплекса (в частности, в поясе Тампере) и в основании разреза пояса Кайнуу. В дальнейшем, по аномалиям электропроводности были выделены породы аналогичного состава в «слепых» телах аккреционного комплекса в сечении профилем FIRE-2-2a-1.

Подробная характеристика магнитотеллурических исследований по профилю Выборг–Суоярви представлена в докладе Е. Ю. Соколовой с соавторами.

Для аккреционного комплекса характерна наклонная тектоническая расчлененность: тектонические пластины мощностью порядка 15 км, образованные вулканогенно-осадочными ассоциациями, включающими электропроводящие графитоносные осадки, и гранитодами, монотонно-последовательно погружаются в восточном направлении. При достижении уровня нижней коры тектонические пластины аккреционного комплекса утрачивают четкие очертания и на картине сейсмических отражений замещаются однообразной акустически полупрозрачной средой, в которой лишь фрагментарно прослеживаются границы отдельных пластин. Коро-мантийная граница имеет

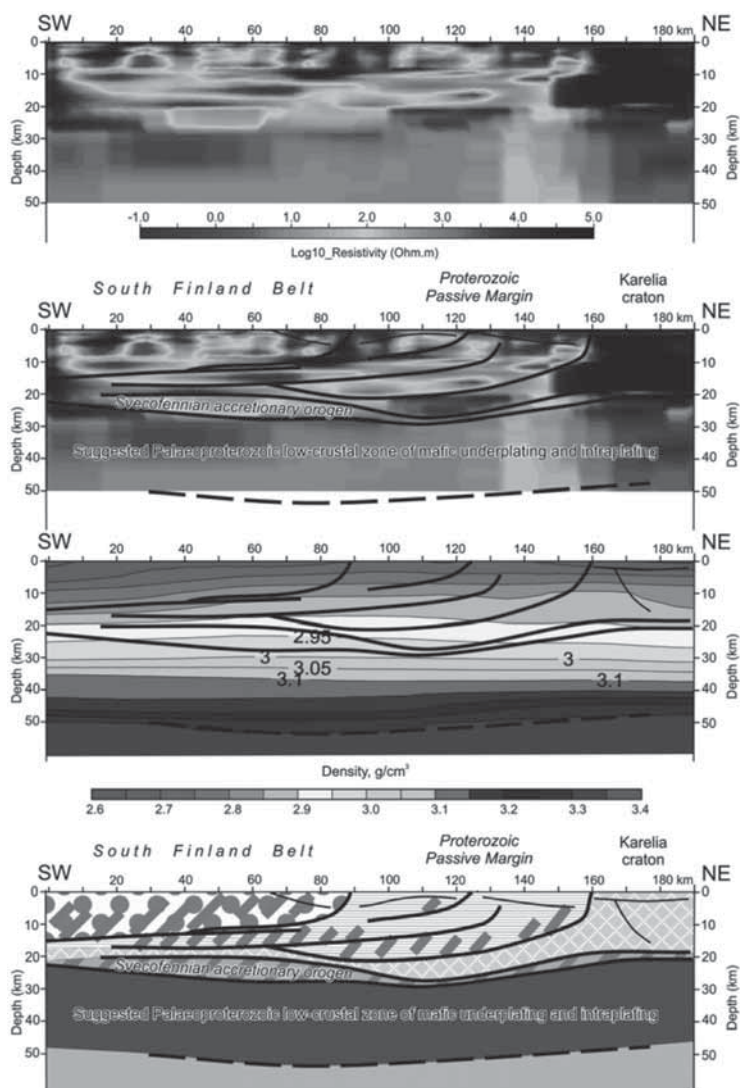


Рис. 3. Геоэлектрический разрез по линии Выборг–Суоярви

Fig. 3. Geoelectric section along the line of Vyborg–Suojärvi

А – глубинный разрез кажущегося электрического сопротивления, В – тот же разрез с нанесенными тектоническими границами, выделенными с учетом плотностной модели и данных о геологическом строении, С – сечение объемной плотностной модели [1], D – интерпретационный геологический разрез, условные обозначения см. на рис. 1.

A – depth section of the apparent electrical resistance, B – the same section with the tectonic boundaries taking into account the density model and data on the geological structure, C – cross-section of the 3D density model [1], D – interpretational geological section, see fig. 1 for legend.

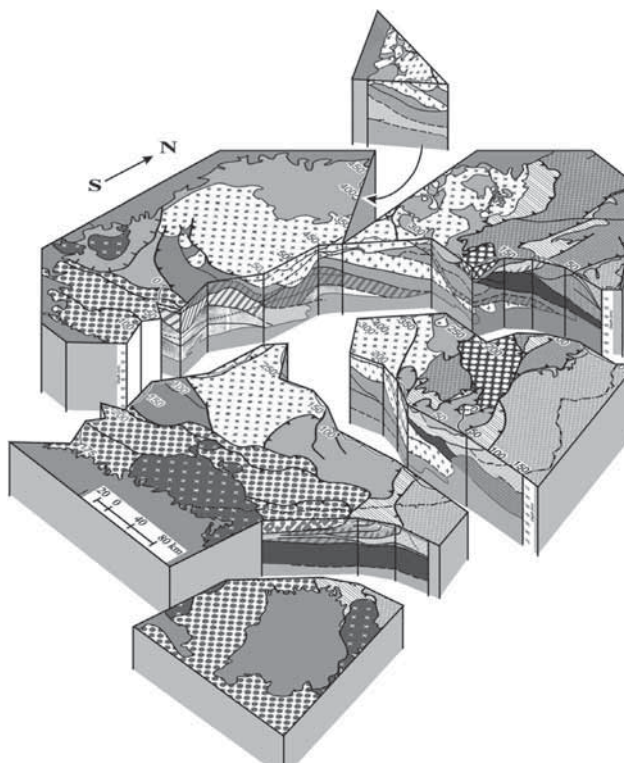


Рис. 4. Трехмерная модель (блок-диаграмма) глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского крата и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса

Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 4. A 3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen and adjacent tectonic structures, the Karelian craton and the South Finland granulite-gneiss belt
See Fig. 1 for legend

диффузный характер: переход от коры к мантии фиксируется постепенным исчезновением смутно прорисованных границ тектонических пластин и постепенным переходом акустически гомогенизированной и полупрозрачной нижней коры в прозрачную мантию. Под воздействием эндогенного теплового потока аккреционный комплекс подвергался высокотемпературному метаморфизму и парциальному плавлению. «Размывание» контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости, связано с плавлением и смешением парциальных расплавов. Объемная модель использована в качестве отправной точки для развития эволюционной модели Свекофеннского аккреционного орогена и определения его места в истории палеопротерозойского Лавро-Русского внутриконтинентального орогенеза, охватившего преобладающую часть территории Лавроскандии – палеоконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны [4]. Модель включает три этапа развития Лавро-Русского орогена (~2.5, 2.2–2.1 и 1.95–1.87 млрд лет). Главная особенность палеопротерозойской эволюции Свекофеннского аккреционного орогена и Лавроскандии в целом состояла в причинной связи с развитием суперплюма, одним из элементов которого явилась инициализация событий тектоно-плитного типа. В осевой зоне внутриконтинентального орогена возник Свекофеннский–Пре-Лабрадорский океан, при закрытии которого вдоль обрамляющих континентальных окраин были сформированы аккреционные орогены.

Благодарности

Авторы благодарны Российскому фонду фундаментальных исследований за поддержку проектов №№ 15-05-01214, 16-05-00543, 16-05-00975. Работа поддержана ФАНО России (проект 0135-2016-0014)

Acknowledgments

The authors are grateful to the Russian Foundation for Basic Research for supporting projects No. 15-05-01214, 16-05-00543, 16-05-00975. The work was supported by FASO of Russia (project 0135-2016-0014)

Список литературы

1. Glaznev V. N. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and crust–mantle boundary / V. N. Glaznev, M. V. Mints, O. M. Muravina, A. B. Raevsky, L. G. Osipenko // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6, N. 2. P. 133–170. doi:10.5800/GT-2015-6-2-0176

2. Korja T. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield / T. Korja, M. Engels, A. A. Zhamaletdinov, A. A. Kovtun, N. A. Palshin, M. Yu. Smirnov, A. D. Tokarev, V. E. Asming, L. L. Vanyan, I. L. Vardaniants, the BEAR Working Group // *Earth Planets Space*. 2002. V. 54. P. 535–558.
3. Kukkonen I. T. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 / I. T. Kukkonen, R. Lahtinen (Eds.) // *Geological Survey of Finland Special Paper*. Helsinki. 2006. V. 43. 247 p.
4. Mints M. V. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure / M. V. Mints, K. A. Dokukina, A. N. Konilov, I. B. Philippova, V. L. Zlobin, P. S. Babayants, E. A. Belousova, Yu. I. Blokh, M. M. Bogina, W. A. Bush, P. A. Dokukin, T. V. Kaulina, L. M. Natapov, V. B. Piip, V. M. Stupak, A. K. Suleimanov, A. A. Trusov, K. V. Van, N. G. Zamozhniaya // *The Geological Society of America Special Paper*. 2015. V. 510. 433 p.
5. Sokolova E. Yu. Results of synchronous magnetotelluric and magnetovariational sounding of Ladoga conductivity anomaly / E. Yu. Sokolova, N. S. Golubtsova, A. A. Kovtun, V. A. Kulikov, I. N. Lozovsky, P. Yu. Pushkarev, I. I. Rokityansky, Ya. V. Taran, A. G. Yakovlev // *Geophysics*. 2016. N 1. P. 48–61 (in Russian).
6. Vaittinen, K. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean–Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland / K. Vaittinen, T. Korja, P. Kaikkonen, I. Lahti, M. Yu. Smirnov // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 188. P. 908–924.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО МАССИВА ЛАБОРАТОРНЫМИ МЕТОДАМИ

Мясникова О. В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

STUDYING OF PETROPHYSICAL PROPERTIES OF SALMINSKI MASSIFF GRANITES BY LABORATORY METHODS

Myasnikova O. V.

Institute of Geology Karelian Research Center RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

Petrophysical properties of three different phases of rapakivi granites of Salminski massif have been studied: porphyry-like irregular-grain biotite granites with fine-grain matrix (IV intrusive phase) – Repomjaki location, large-ovoidal granites with large-grain main mass – Vyborgites (I intrusive phase) – Kjasneselski location and large-ovoidal granites with fine and medium-grain main base – piterlite (III intrusive phase) – Mustavara location. Density, acoustic and mechanical properties of granites have been determined. It has been established that besides the mineral composition, size and form of the grains of the main rock-forming minerals another important factor influencing the petrophysical parameters is the presence of defects of various hierarchal levels. Basing on the value of general porosity that characterizes the micro-defectiveness of structure we may assume that the high values of resilient anisotropy and low levels of strength with single-axis compression of Vyborgites are due to great number of micro-defects. Relatively high density, the smallest general porosity compared to the other studies types of granites, high Young's modulus testify of low micro-defectiveness of piterlite samples and characterize them as high-strength rock.

Введение

При проведении поисковых и разведочных работ на добычу нерудных полезных ископаемых, а также при комплексном изучении месторождений наряду с геологическими и геофизическими методами большое значение приобретают лабораторные исследования свойств горных пород. Петрофизические свойства – это совокупность физических и механических параметров горной породы, определяемых на образцах лабораторными методами или рассчитанных. Каждый физический и механический параметр горной породы отражает количественную меру этого свойства, которая обусловлена вариациями состава и структурно-текстурными особенностями породы. Состав и структурно-текстурные особенности пород со-

держат информацию об условиях образования горных пород и последующих вторичных преобразованиях под влиянием разнообразных физических полей [7, 11]. Основными петрофизическими свойствами, необходимыми для оценки качества строительного камня являются плотностные, акустические, механические, электрические, магнитные, радиационные.

Результаты лабораторного изучения петрофизических свойств горных пород на стадии разведки месторождения позволяют качественно оценить полезное ископаемое и определить возможные пути его применения, повышают достоверность интерпретации материалов электро-, магнито- и сейсморазведки, позволяют более обоснованно проектировать заложение карьера и фронт его продвижения.

Материалы и методы исследования

Объектом исследования являлись участки Репомяки, Кяснесельгский и Муставаара расположенные в пределах Свекофенского подвижного пояса, локализованные в границах Салминского массива (юго-западная Карелия) ранней верхнепротерозойской интрузии вытянутой в северо-западном направлении [6, 8]. Возраст гранитов различных фаз оценивается в пределах 1541–1530 млн лет [5].

Участок Репомяки сложен порфировидными неравномернoзернистыми биотитовыми гранитами с мелкозернистым основным матриксом (IV интрузивная фаза [8]). Основные породообразующие минералы: калиевый полевой шпат (ортоклаз) – 50–55 %, кварц – 20–25 %, плагиоклаз – 15–20 %. Вторичные минералы: биотит до 5 %, серицит, гематит. Порфировые выделения представлены таблитчатыми зернами ортоклаза размерами до 1 см, распределены в породе равномерно, нередко замещаются биотитом и альбитом. Плагиоклаз присутствует в виде 2–3 мм прямоугольных зерен. Кварц темно-серый, округлой формы. Для гранитов характерны выдержанность окраски, отсутствие гнейсовидности и сланцеватости [10]. Участок Кяснесельгский представлен крупноовоидными гранитами с крупнозернистой основной массой – выборгитами (I интрузивная фаза [8]). Основные породообразующие минералы: калиевый полевой шпат (ортоклаз) – 58 %, кварц – 25 %, плагиоклаз – 10 %. Вторичные минералы: биотит – 3–6 %, серицит. Для выборгитов характерно наличие олигоклазовой оболочки вокруг зерен ортоклаза (сплошная или реже прерывистая) от 1 мм до 5 мм [8]. Порфировидные выделения ортоклаза имеют четырехугольную, длиннотаблитчатую и овальную форму с неровными зазубренными гранями.

Кварц образует скопления идиоморфных зерен темно-серого и черного цвета. Скопления располагаются между зернами ортоклаза. Биотит присутствует в виде ксеноморфных зерен, частично замещаая ортоклаз.

Участок Муставаара представлен крупноовоидными гранитами рапакиви с мелко- и среднезернистой основной массой – питерлитами (III интрузивная фаза [8]). Порфиновые выделения ортоклаза имеют размеры от 2×4 см. Основные породообразующие минералы: калиевый полевой шпат (ортоклаз) – 47–63 %, плагиоклаз – 3–16 %, кварц – 25–36 %. Вторичные минералы: биотит и роговая обманка от 3 до 19 % [8]. Питерлит сопоставим с выборгитом по структуре, но отличается меньшим количеством олигоклазовых оболочек на овоидах ортоклаза [9]. Плагиоклаз обособляется в виде зерен неправильной формы среди овоидов калиевого полевого шпата. Кварц наблюдается в виде идиоморфных зерен, окружающих овоиды ортоклаза.

Для изучения петрофизических свойств в лабораторных условиях были подготовлены образцы кубической формы с ребром грани 30–40 мм. Экспериментальное определение плотности, водопоглощения и эффективной пористости было выполнено с использованием метода гидростатического взвешивания. Минеральная плотность определялась пикнометрическим методом. Прочность образцов оценивались по сопротивлению одноосному сжатию в сухом и в водонасыщенном состояниях с применением машины для испытаний на сжатие. Изучение пространственного положения элементов упругой симметрии и определения скорости упругих волн (V_p и V_s) выполнено в ГИ КНЦ РАН в ходе совместных исследований с группой д.г.-м.н. Ф.Ф. Горбачевича с применением метода акустополярископии [2, 3, 4] на ориентированных образцах.

Результаты исследования и обсуждение

На первом этапе исследования петрофизических свойств различных интрузивных фаз гранита рапакиви были изучены плотностные свойства пород, являющиеся их структурной характеристикой (табл. 1). Для ряда образцов исследуемых проб были получены акустополяриграммы и по выявленным пространственным направлениям элементов упругой симметрии, которые переносятся на образец, измерены скорости распространения двух квазипоперечных (сдвиговых) и одной продольной волн на каждой грани образца. Результаты определений записываются в виде квазиматрицы скоростей [3] и рассчитываются характеристики упругой анизотропии гранитов (табл. 2).

Таблица 1

**Плотностные и прочностные свойства гранитов рапакиви
Салминского массива**

Наименование	Плотность, кг/м ³	Плотность минеральной фазы, кг/м ³	Общая по- ристость, %	Предел прочности при одноосном сжатии, МПа	
				в сухом со- стоянии	в водонасы- щенном состоянии
Репомяки	<u>2520–2660</u> 2580	<u>2580–2700</u> 2650	2,64	<u>103–184</u> 163	<u>63–154</u> 122
Кяснесельгское	<u>2590–2630</u> 2610	2680	2,61	<u>82–100</u> 89	<u>40–70</u> 51
Муставара	<u>2600–2620</u> 2610	<u>2620–2720</u> [1] 2660	1,88	<u>147–263</u> 160	<u>110–200</u> 142

Таблица 2

**Упруго-анизотропные свойства образцов гранита рапакиви
Салминского массива**

Наименование	Средняя ско- рость в об- разце, м/с		Обобщенный показатель анизотро- пии по про- дольным УЗК Ar, %	Обобщенный показатель анизотропии по поперечным УЗК Bs, %	Модуль Юнга E, x10 ¹⁰ Па	Коэффи- циент Пуассона, ν
	Vp	Vs				
Репомяки	3799	2478	3,36 Слабоанизот ропная среда	1,5 Слабоанизот ропная среда	3,58	0,13
Кяснесельгское	5376	2180	17,8 Сильноанизот ропная среда	28,8 Сильноанизот ропная среда	3,48	0,40
Муставара	4773	2917	12,11 Среднеанизот ропная среда	17,44 Сильноанизот ропная среда	5,34	0,20

Анализ данных табл. 1 и 2 позволяет сделать вывод, что крупноовоидные граниты рапакиви с мелко- и среднезернистой основной массой – питерлиты участка Муставара обладают относительно высокой плотностью, наименьшей из рассмотренных типов гранитов общей пористостью и высоким пределом прочности при одноосном сжатии. Питерлиты характеризуются по обобщенному показателю анизотропии по продольным УЗК (A_p) как среднеанизотропные породы. Величина модуля упругости (модуль Юнга) для питерлитов имеет наибольшее значение, что подтверждается их показателями при одноосном сжатии.

Неравномернозернистые биотитовые граниты участка Репомяки имеют наибольшее значение общей пористости, невысокие значения средних скоростей продольных и поперечных волн и слабую упругую анизотропию, но достаточно высокие значения предела прочности при одноосном сжатии. По-видимому, это связано с различным размером зерен минералов слагающих породу и наличием разнонаправленных структурных неоднородностей и микротрещин. Крупноовоидные граниты с крупнозернистой основной массой участка Кяснесельгский – выборгиты характеризуются как сильноанизотропные породы, имеющие высокий коэффициент Пуассона (ν). Чем больше значение ν , тем больше порода может деформироваться. Очевидно, предпосылкой для этого служит не только крупнозернистость и форма зерен основных породообразующих минералов, а также состав и содержание полевого шпата. Калиевый полевой шпат (ортоклаз) обладает совершенной спайностью и способностью образовывать двойники, в которых двойниковый шов представляет ослабленную зону, обладающую дефектами различной степени опасности, по которым может реализоваться разрушение. Высокие значения общей пористости подтверждают наличия большого количества неоднородностей и микродефектов в породе, что привело к низким значениям предела прочности при одноосном сжатии.

Проведенные исследования позволяют оценить качественные характеристики различных интрузивных фаз гранита рапакиви Салминского массива как нерудного полезного ископаемого для строительной индустрии. При этом необходимо учитывать, что свойства определенные на образцах в лаборатории как правило, отличаются от свойств породы в массиве и характеризуют отдельные точки объекта. Реальные геологические массивы всегда трехмерны, неоднородны и многопараметровые. Для их описания целесообразно применять стохастические (вероятностные) модели с учетом лабораторных исследований.

Список литературы

1. Богданов Н. А. Геологическая записка по месторождению облицовочных гранитов рапакиви Муставара. 1993 // ТФГИ по СЗ РФ Инв. РК № 141.
2. Горбачевич Ф. Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 1995. 204 с.
3. Горбачевич Ф. Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 140 с.
4. Ковалевский М. В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополарископии // Информ. материалы 12-й науч. конф.: структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 123–125.
5. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Санкт-Петербург: Наука, 2011. 402 с.
6. Петров П. А. Типизация гранитов Салминского массива (Северное Приладожье) на основе количественных параметров структуры // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2008, № 2. С. 37–42.
7. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра. 1978. 390 с.
8. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск: Карельское книжное издательство 1968. 116 с.
9. Свириденко Л. П. Граниты рапакиви Фенноскандинавского щита (на примере Карелии) // Труды Карельского научного центра РАН. 2014, № 1. С. 17–24.
10. Степанов К. И. Геологическая записка о строении месторождения гранитов Репоямки в Северном Приладожье (сырье для производства брусчатки и архитектурно-строительных изделий). 1993 // ТФГИ по СЗ РФ Инв. РК № 149.
11. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. / Под ред. Н. Б. Дортман. М.: Недра. 1984. 455 с.

УДК: 550.343+550.348.61+551.244

ЛАДОЖСКИЙ ГРАБЕН: УНАСЛЕДОВАННОЕ РАЗВИТИЕ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ, МОЛОДАЯ ТЕКТЕНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Никонов А. А.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

THE LADOGA GRABEN: INHERITED DEVELOPMENT IN THE QUARTER, YOUNG TECTONIC AND SEISMICITY

Nikonov A. A.

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia

The main purpose of the work is to bring to light gained recently and analyzed newly data on structural development of the Ladoga graben, as being outstanding geological element of the eastern part of Fennoscandian cristalline shield, during the neotectonic stage of geological history. Data on chronostratigraphy, morphostructure, active tectonics, seismological including paleoseismological ones, as well as instrumental measurements have been collected together embracing not land area only, but aquatorium, too, in order to reveal regional uplift of the area and differential block motions comparably. The consideration is given in such sequence: pre-Quaternary, Quaternary since the Middle Pleistocene, the Late Glacial period, and the Late Holocene and contemporary. In course of such phases of tectonic activity northern and middle parts of the Ladoga graben had been subject of local sinking seemingly with amplitude of several tens of meters. Such a kind blocks are delineated along SW and NE graben borders mostly and some more latitudinal normal faults has been established across graben borders, too. In some cases lateral components of motion are proved as well. Specialized paleoseismological research allow us to pointed out some seismolineaments, which are bordering the graben in its northern part, where destructive seismic events have occurred during the Holocene repeatedly. All available data are in agree with established by other methods pattern of general NW–SE lateral compression upon all SE periphery of the Fennoscandian shield.

Впадина Ладожского озера на юго-восточной периферии Фенноскандинавского (Балтийского) щита (ФСКЩ) издавна рассматривалась, в основном по морфологическим признакам, как новейшая грабенообразная структура, наложенная на рифейскую грабен-синклиналь. Она хорошо выражена морфологически и гипсометрически, особенно выделяются контрастным рельефом в акватории узкие, по несколько километров шириной, вытянутые с северо-запада на юго-восток впадины глубиной до 140 и 230 м (ниже уровня моря) и глубокая субширотная впадина в северной части

депрессии. К настоящему времени морфоструктурные, геологические и геофизические сведения о грабене и его окружении существенно пополнены. Значительная часть материалов, собранных как предшественниками (с соответствующими ссылками), так и автором с коллегами по выдающейся на Восточно-Европейской платформе грабеновой структуре опубликована в 2001–2017 гг. [1–6, 8, 10 и мн. др.], и здесь не воспроизводится. При реконструкции характера и параметров новейших и молодых движений в регионе автор стремился использовать, по возможности взаимосвязано и совокупно, геолого-стратиграфические и структурно-геологические материалы, палеогеографические данные, геоморфологические и палеогеоморфологические сведения, результаты геофизических и сейсмических наблюдений, как по суше, так и по акватории. Ниже основные результаты, с дополнениями, вкратце систематизированы и выстроены в хронологической последовательности с целью отразить тектоническую историю новейшего развития этой части ФСКШ.

Ряд авторов (Ю. И. Сыстра, А. П. Светов и др.) представляют поверхность кристаллического фундамента во впадине как систему параллельных продольных горстов и грабенов, что подтверждено результатами бурения на юго-восточном краю впадины. По разломам смещены и породы венда. Окаймляющие впадину с юго-запада и северо-востока разломы протерозойского возраста показаны на многих геологических картах. Вместе с тем, на карте неотектоники последнего поколения под ред. А. Ф. Грачева в районе Ладоги показаны только два разлома северо-западного простирания в акватории, фактическое обоснование которых в сопроводительных документах не приводится. В реальности фактические данные значительно обширнее и представительнее.

О тектонике района в фанерозое. На дне Северо-Ладожской котловины вендские отложения залегают на 100–250 м ниже, чем на прилежащем западном берегу Ладожского озера у г. Приозерска. Поэтому их опускание по Западно-Ладожскому разлому в сторону днища Ладожского озера (грабена) резонно относить к фанерозою, скорее, ко времени после размыва кембрийских (и более поздних?) отложений, сохранившихся лишь пятнами в северной части Карельского перешейка и в прилежащей части Южной Финляндии. Обнаружение на западе котловины Ладожского озера вблизи острова Коневец реликтовых отложений поверх рифейских песчаников, если они кембрийского возраста (эокембрий?), то залегание их на 70–100 м ниже кембрийских отложений на суше севернее Средне-Карельской воз-

вышенности может служить признаком соответствующего опускания позднее Северо-Ладужской субширотной депрессии. Косвенным признаком такового может считать нахождение на острове Лембач в Валаамском архипелаге галек ордовикских пород, которые могли быть принесены ледником с СЗ, со дна Северо-Ладужской субширотной депрессии.

Судя по отсутствию в толщах мгинских морских отложений (микулинское межледниковье) по западному и восточному флангам Ладужской впадины каких-либо переотложенных микрофоссилий из отложений палеогенового моря (в отличие, например, от северо-востока ФСКШ), юго-восточная периферия щита подвергалась в неогене мощной денудации при сильном поднятии региона в плиоцене. Если следы палеогенового морского бассейна не будут обнаружены в глубоководных впадинах Северной Ладуги, это будет указывать на возникновение последних в позднем плиоцене и/или позднее.

Тектоника четвертичного периода. Как известно по разрезам редких глубоких скважин по обрамлению Ладужской впадины и на Карельском перешейке, нижним компонентом четвертичных отложений является морена московского оледенения, со времени которого только и возможно документировано реконструировать четвертичные движения, как позднюю часть неотектонической истории котловины. Указанный факт может означать, что в среднечетвертичное время, несколько сотен тысяч лет назад, Ладужская впадина активизировалась тектонически и (до)оформилась как грабен.

На современных батиметрических картах четко отражен узкий, протяженный по аз. $90\text{--}100^\circ$ вдоль основного направления северного побережья Ладуги на 30 км, «ров» с глубинами $\geq 50\text{--}100$ м, при том, что глубины шхерной шельфовой зоны ближе к берегу не превышают 20 м, а дальше от него выделяется повышение-барьер, отгораживающее его от основной глубокой впадины Северной Ладуги. Эта явная геоморфологическая аномалия не находит иного объяснения, как только в признании ее отражением линейной тектонической зоны новейшего времени, ибо она сечет (наложена на) более развитые и ранние линейные структуры северо-запад-юго-восточного протяжения. Плановый рисунок линейных элементов подводного рельефа позволяет интерпретировать его как сдвиговую зону с правосторонним смещением близширотной направленности и раздвиганием в тылу (косой раздвиг). По исключительной резкости рельефа, выработанного в кристаллических породах докембрия, перепаду высот в полосе шириной 1,5–3 км,

резонно заключить, что зона возникла (активизировалась) в неотектоническую эпоху (и в четвертичное время). Планово-кинематические особенности «аномалии» соответствуют условиям направленного с северо-запада к юго-востоку сжатия, характерного, как теперь выяснено по ряду независимых признаков для всего юго-восточного фланга ФСКШ.

Дальнейшая история реконструируется по разрезам межледниковых морских отложений мощностью в десятки метров, вскрытых скважинами на Карельском перешейке и в юго-восточной части впадины [12, 10]. Показательно, что нижняя и местами верхняя границы этих отложений резко, в интервале нескольких километров между соседними скважинами, в отличие от скважин к западу и востоку, погружаются в сторону озерной котловины так, что трудно обойтись без признания их нарушенности сбросовыми разрывами на 10–15 м до 30–50 м. Эти нарушения возникли позднее, чем 150 тыс. лет назад.

Поздне- и послеледниковые дифференцированные движения.

В поздний этап активизации, при исчезновении последнего ледникового покрова, во впадине вертикальные опускания днища сосредоточились по ее субмеридиональным бортам вдоль магистральных разрывов, а в северной части – по более сложной системе внутривпадинных расколов.

Признаки крупного молодого опускания полосы северо-западного простираения на дне озера можно видеть в несоответствии террасовых уровней на о-ве Коневец и напротив, на западном берегу озера. На острове наивысшие уровни 28–30 и 26 м сложены толщей типичных позднеледниковых неслоистых глин, тогда как на прилежащей Приладожской равнине уровни позднеледникового Балтийского озера располагаются на высотах 50–70 и до 100–110 м на Карельском перешейке. Это указывает на относительное опускание дна озера вблизи о-ва Коневец на десятки метров в период около 14–10 тыс. лет назад [4, 5].

На западном берегу озера в его южной части от ст. Ириновка к СВ до мыса Осиновец и еще на 3 км вглубь озера, на протяжении около 18 км пробурено было 18 скважин глубиной до 30–35 м [12]. В разрезе выделяется два моренных тела мощностью по 15–20 м, разделенных толщей межледниковых мгинских отложений (микулинское межледниковье), а поверх верхней морены лежат ленточные глины. Верхняя морена в виде двух разобщенных и залегающих на разной высоте тел с разницей по подошве 43 м. И на верхнем, и на нижнем уровне (с разницей по подошве 43 м) зафиксированы межморенные глины. два тела верхней морены не только распола-

гаются на разной высоте, но и разобщены пространственно, в том числе по латерали, почти на 2 км выходом к поверхности дна горизонта межледниковых глин с линзами песка. Верхние ленточные глины обнаружены только под водами Ладоги на абс. выс. $-3 \div -22$ м, тогда как на других участках ладожских берегов они обычно располагаются над мореной на суше, и здесь, на ровной поверхности, должны были бы находиться на высоте 5–12 м и выше. Единственным объяснением несоответствий в разрезе является опускание прибрежной полосы после отложения морены и толщи ленточных глин относительно первичной моренной поверхности (на абс. выс. 45–53 м) у ст. Ириновка на 40–45 м. Смещение в позднеледниковые прибрежной полосы (блока) шириной около 15 км в сторону акватории вряд ли могло произойти в результате оползня, более вероятно тектоническое опускание блока на этом участке западного борта Ладожского грабена.

На СВ берегу Ладожского озера в 1,5 км к В от устья р. Ууксу Б.И. Кошечкиным и И. М. Экманом подробно, с несколькими датировками, изучен участок с двумя террасами и крутым уступом в интервале абс. высот 33–22 м. На верхней площадке вскрыты исключительно ленточные глины, горизонтально залегающие на морене последнего оледенения, которая, в свою очередь, ложится на пологую поверхность гранитов раппакиви, в которых заложен и уступ. Терраса сложена отложениями с возрастом около 9 тыс. л.н. ^{14}C и моложе, и лишь в ее цоколе на абс. выс. 19–15 м и ниже залегают те же, что и на верхней террасе (в ее покрове!), позднеледниковые ленточные глины. В отличие от горизонтального залегания на верхней террасе, на нижней они имеют наклон к ЮЗ, в сторону прилежащего Ладожского озера, где и уходят под его уровень (т.е. ниже абс. выс. 5 м). Такое строение разреза, в точном согласовании, в том числе количественном, с подстилающим рельефом, определенно фиксирует обусловленность его разрывом именно под выраженном в рельефе уступом и резкое опускание (отсечение) на ЮЗ кристаллических пород, морены и позднеледниковых ленточных глин на 18 м по высоте. Определение возраста лежащих в основании нижнего (только его!) уровня песков не позже 8,7–8,8 тыс. л.н. ^{14}C , как и резкость контактов, дают основание считать, что смещение произошло геологически очень быстро (мгновенно) в интервале времени 10,5–8,8 тыс. л.н. ^{14}C , скорее, в его начале, до спуска Балтийского ледникового озера.

В центральной части грабена на его западном борту, на широте долины р. Бурная и у мыса Рогатый, а также по северному краю Валаамской гряды,

по геологическим признакам и по геоморфологическим маркерам выявлены широтные сбросы позднеледникового возраста на величину в пределах 10–20 м, возможно, с (право)сдвиговой составляющей.

О позднеголоценовых дифференцированных смещениях и сейсмичности. На продольном, вдоль условной оси грабена ССЗ–ЮЮВ протяжения, профиле верхней границы ладожской трансгрессии 3 тыс. л.н., на который спроецированы высотные отметки с берегов озера, выявились три особенности. Одна из них, хорошо известная и ранее по прежним исследованиям финских коллег, отражает однонаправленный пологий подъем границы с ЮЮВ на ССЗ. Две другие дают новую информацию. На крайнем севере наклон границы значительно возрастает к северу, что можно объяснить только увеличением в этой полосе скорости тектонического поднятия в позднее голоцено. Эта особенность отражена и на картах современных вертикальных движений по данным повторного нивелирования. Другая, ранее не обнаруживавшаяся, особенность состоит в том, что в нескольких пунктах западного берега к югу и северу от широты о-ва Коневец высоты верхней границы оказались на 1,5–2 м ниже средних значений в том же секторе. Объяснение и здесь находится в дифференцированных тектонических смещениях, в данном случае в локальном блоковом проседании прибрежной полосы. Оно могло произойти в момент резкого общего спада уровня Ладоги, который, как и прорыв ладожских вод по Неве, возник в результате мощного землетрясения (с эпицентром на этом участке западного побережья озера).

На основании нескольких карт современных вертикальных движений участка между Финским заливом и Онежско-Ладожским водоразделом, составленных по данным повторного нивелирования с учетом уровнемерных данных определено отчетливое согласование с предполагаемой флексуно-разрывной зоной вдоль северного побережья, устанавливаемыми молодыми разрывными зонами вдоль восточного и западного берегов (в их северных частях) и с границами Пашского грабена на крайнем юго-востоке. На фоне регионального перекоса всего региона к ЮВ дифференцированные движения котловины озера по границам новейшего Ладожского грабена продолжают и в настоящее время с относительной скоростью больше 0,5–1 (1,5) мм/год [7, 9, 11].

В результате 20-летних целенаправленных, по усовершенствованной методике выполнявшихся палеосейсмологических исследований район Ладожской впадины достигнут принципиально новый уровень знания о

сильных, $M \geq 6$ событиях в голоцене [8], что позволило впервые выделить три важнейших сейсмолинеamenta по обрамлению северной части грабена и несколько отдельных очагов в его акватории

Некоторые обобщения. Суммируя полученные сведения, выделяем следующие позиции по новейшей истории структуры. 1. Подтверждается давно выявленная закономерность – северная часть бассейна (обрамления грабена) испытывает относительное и абсолютное поднятие, тогда как южная стабильна или слабо прогибается, что обеспечивает общий перекоп впадины по направлению СЗ–ЮВ. 2. На этом фоне выявляется резкая неравномерность и разнонаправленность вертикальных блоковых смещений в северной половине грабена. Северный и западный борта структуры особенно активны тектонически и сейсмически. Признаки дифференцированных движений в южной части ослаблены или отсутствуют, во всяком случае, в голоцене. 3. В срединной (по меридиану) части бассейна, по бортам грабена господствовали сбросовые смещения вдоль берегов на десятки м. Подобные смещения, вероятно, развивались также к северу и югу от Валаамской поперечной гряды. 4. Северная часть бассейна в виде отдельной глубокой субширотной впадины отличается не только особой контрастностью вертикальных движений, но и присутствием латеральной составляющей по нескольким субширотным зонам. 5. В целом, кинематика смещений вполне отвечает известным по другим признакам условиям господствующего сжатия по направлению ССЗ–ЮЮВ на юго-восточной периферии ФСКШ.

Выявленная на материалах по Ладожской структуре активизация грабенообразования в средне-четвертичное время, по всей вероятности, имевшая место и в грабенах Онежском и Кандалакшском, оказывается, синхронна давно выделенной глобальной пасаденской тектонической фазе 400–200 тыс. л.н., что вряд ли случайно.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 16-05-00727а.

Список литературы

1. Лукашов А. Д. Основные черты неотектоники Карелии // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск. 1974. С. 5–15.
2. Никонов А. А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Матер. XXXIV Тектонич. совещ. М. 2001. Т. 2. С. 80–83.

3. Никонов А. А. Новейшая и молодая тектоническая активизация юго-восточной периферии Фенноскандинавского кратона – новая ступень познания // Области активного тектогенеза современной и древней истории Земли. Межвед. тект. совещ. Т. II. М. 2006. С. 74–77.
4. Никонов А. А. Ладожский грабен как унаследованная структура на юго-восточной окраине Фенноскандинавского щита // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Матер. Всеросс. научного семинара памяти Н. А. Логачева. Иркутск, 7–10 июня 2010 г. Т. I. Иркутск. 2010. С. 253–256.
5. Никонов А. А. Основные черты новейшей тектоники и геодинамики переходной полосы от Фенноскандинавского щита к Русской плите // Тектоника и геодинамика поясов и платформ фанерозоя. Матер. Тектонич. совещ. Т. 2. М., 2010. С. 97–100.
6. Никонов А. А. Современная геодинамика Восточно-Европейской платформы в свете новых данных по актуотектонике // Матер. Междунар. конфер. памяти В.Е. Хаина. Москва, 1–4 февраля 2011. М. 2011. CD-ROM. С. 1336–1341.
7. Никонов А. А., Энман С. В., Флейфель Л. Д. Голоценовые и современные движения земной коры в переходной зоне от Фенноскандинавского щита к Восточно-Европейской платформе в районе Ладожского грабена // Матер. 14 Междунар. конфер. Петрозаводск. 27–31 октября 2008 г. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Ч. 2. 2008. С. 79–81.
8. Никонов А. А., Шварев С. В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Матер. Междунар. конфер. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности» 23–25 сентября 2015 г. Нерюнгри. 2015. С. 243–251.
9. Никонов А. А., Энман С. В., Шварев С. В. К изучению современной геодинамики в области перехода от Фенноскандинавского щита к Русской плите (юго-восточной сектор) // Геологические опасности. Матер. XV Всеросс. конфер. с международным участием. Архангельск. 2009. С. 510–513.
10. Шитов М. В., Бискэ Г. С., Плешивцева Э. С., Сумарева И. В. Новейшие и современные дифференцированные движения земной коры Приладожья: взгляд со стороны Онежского озера // Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-Запада Европейской части России и сопредельных стран. Матер. научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения Г.С. Бискэ. Петрозаводск. 9–10 марта 2017 г. С. 52–56.
11. Энман С. В., Никонов А. А. О современных вертикальных движениях по бортам Ладожского грабена (Восточно-Европейская платформа) // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Матер. Всеросс. научного симпозиума. Т. 2. Иркутск, 2010. С. 240–243.
12. Яковлев С. А. Наносы и рельеф Ленинграда и его окрестностей. Л. 1926.

**СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ СТАНЦИЯМИ
«LEMI» И «GI-MTS-1»**

*Нилов М. Ю., Климовский А. В., Рязанцев П. А.
Институт геологии КарНЦ РАН Петрозаводск, Россия*

**THE MAGNETOTELLURICAL OBSERVATIONS BY LEMI AND GI-MTS-1
STATIONS RESULTS COMPARISON
IN THE NORTHERN LADOGA REGION**

*Nilov M. Yu., Klimovskiy A. V., Ryazantsev P. A.
Institute of Geology, KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia*

Abstract

The comparison of MT sounding results received by LEMI and GI-MTS-1 stations along the Syksyarvi-Kuitezh profile crossing the Salminskiy granite massif of rapakivi was carried out. The experiment was aimed at clarifying the methodological issues of comparing materials obtained by various hardware complexes during the study of the Northern Ladoga region deep structure and, first of all Ladoga conductivity anomaly.

В настоящее время к изучению глубинного строения Приладожья приковано внимание широкого круга специалистов [1; 2]. Существенную роль в рассмотрении данного вопроса играют электромагнитные зондирования с применением различных современных аппаратных комплексов как отечественного так и зарубежного производства [3]. С точки зрения комплексного анализа всего массива накопленных и получаемых в настоящее время данных целесообразно проведение методических исследований по сопоставлению результатов МТЗ с применением всех используемых типов станций на эталонных полигонах или участках. В рамках представленной работы изложен пример сравнения результатов наблюдений выполненных станциями LEMI и GI-MTS-1.

Эксперимент проводился в рамках выполнения полевых работ вдоль профиля Сяксыярви-Куйтежа участниками рабочей группы «Ладога» из Москвы и Петрозаводска (рис. 1). Наблюдения выполнены в 5 пунктах зондирования и на участке расположения базовой станции вблизи пос. Лоймола.

На данном этапе эксперимента использовалась методика синхронных наблюдений со сближенным расположением станций, обеспечивая отсут-

ствие взаимного влияния активных компонентов станций друг на друга и идентичность условий заземления электрических диполей, а также длительности записи, которая составляла порядка 40 часов.



Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений

Fig. 1. Location of observation points

Таблица 1

Основные технические характеристики станций

Наименование характеристики	LEMI	GI-MTS-1
Диапазон измерений вариаций магнитного поля вдоль каждой из компонент	± 68000 нТл	± 2300 (вариометр)
Разрешение магнитного канала	10 нТл	0,005 нТл
Диапазон измерений электрического напряжения	± 240 мВ	± 3 В
Входное сопротивление	>10 Гом	91 КОм
Разрешение электрического канала	0,03 мкВ	4 мкВ

Альтернативным вариантом сравнения результатов, получаемых различными аппаратными комплексами, может быть анализ кривых зондирования и итоговых геоэлектрических моделей полученных в пределах опор-

ных полигонов либо участков с известным геологическим строением. В настоящее время для Северного Приладожья отсутствуют данные глубинного бурения как источника прямых геологических наблюдений. В связи с чем, опорным полигоном с относительно простым и одновременно хорошо изученным геологическим строением может выступать Салминский массив гранитов рапакиви [4], пересекаемый профилем Сяксыярви-Куйтежа.

Выводы

Сопоставление результатов магнитотеллурических зондирований выполненных станциями LEMI и GI-MTS-1 вдоль профиля Сяксыярви-Куйтежа позволит уточнить ряд методических вопросов по сопоставлению данных получаемых различными аппаратными комплексами в рамках масштабных экспериментов направленных на изучение глубинного строения Северного Приладожья.

Список литературы

1. Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданыц И. Л. Строение коры и мантии по профилю Суоярви–Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестник СПбГУ. 1998. Сер. 4. Вып. 4. С. 25–34.
2. Рокитянский И. И., Кулик С. Н., Рокитянская Д. А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофиз. журнал. Украинская академия наук. 1981. 3. С. 97–99.
3. Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности. Геофизика, 2016, № 1. С. 48–61.
4. Свириденко Л. П. Граниты рапакиви и редкометальные граниты Фенноскандинавского щита // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы совещания Всероссийской конференции посвященной 150-летию академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и 100-летию профессора Г. М. Саранчиной. Санкт-Петербург. 2012. Т. 2. С. 214–216.

3D МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИЛАДОЖЬЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Пиманова Н. Н.¹, Спиридонов В. А.¹, Шаров Н. В.²

¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», Москва, Россия

²Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE CRUST OF THE LAKE LADOGA AREA ON THE COMPLEX OF GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL DATA

Pimanova N. N.¹, Spiridonov V. A.¹, Sharov N. V.²

¹FGBU «All-Russian research geological oil Institute», Moscow, Russia

²Institute of Geology Karelian Research Center RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

The results of 2D and 3D modeling of density distribution in the earth's crust are presented. Areas of inverse correlation between the surfaces of the Moho and of the anomalies of the regional gravity field are localized. The results of 3D-modeling allows to assume the sources with anomalous density not only in the earth's crust, but also in the mantle.

Район исследований расположен на Фенноскандинавском щите и охватывает юго-восточную часть Ладожско-Ботнического блока, которую занимает Приладожье. Структурно-геологическая позиция района работ определяется приуроченностью на востоке к Карельскому геоблоку, на западе – к Свекофенской складчатой области. На территории исследований с юго-востока на северо-запад протягивается Ладожско-Ботническая (Раахе-Ладожская) зона разломов, расположенная на границе вышеперечисленных геоблоков.

Целью исследований являлся анализ глубинного строения территории по данным обработки и интерпретации гравитационного и магнитного полей. Работа проводилась с применением технологических возможностей для 2D и 3D моделирования ГИС ИНТЕГРО. При проведении работ решались задачи уточнения структурно-тектонического строения района с использованием материалов площадных съемок потенциальных полей, а так-

же изучение распределения плотностных и магнитных источников в земной коре и мантии на основе 2D и 3D моделирования среды.

Для уточнения структурно-тектонического строения проведен анализ характера гравитационного и магнитного полей в двух масштабах 1:5000 000 и 1:1000 0000, который показал наличие нескольких разнонаправленных систем линейных элементов (ортогональной и диагональной), позволил установить их иерархию, районировать территорию по направлению простираения градиентов локальных аномалий (установлено, что крупные тектонические блоки имеют особенности в их ориентировке).

Результаты обработки и интерпретации площадных грави-магнитных данных были сопоставлены с сейсмическими материалами. Глубинное строение юго-восточной части Фенноскандинавского щита изучено сейсмическими (ГСЗ, ОГТ) и сейсмологическими методами (МОВЗ). С использованием этих данных были ранее построены карты глубины залегания поверхности Мохо [4, 1, 5]. По этим материалам была проведена актуализация карты рельефа поверхности Мохо для изучаемой территории и выполнен контроль и заверка по профилям ГСЗ.

Сопоставление карты глубины залегания Мохо и регионального гравитационного поля показало их тесную связь (рис. 1). Для района работ в целом наблюдается пространственное совпадение положения аномалий регионального гравитационного поля и отдельных особенностей рельефа Мохо. В пределах Карельского блока их корреляция прямая, то есть впадинам рельефа поверхности Мохо соответствует понижение гравитационного поля, а его поднятия - повышение. Для Свекофенской области и Ладожско-Ботнической зоны наблюдается инверсия аномалий регионального гравитационного поля относительно глубины залегания Мохо: выступам поверхности Мохо соответствуют минимумы гравитационного поля, а впадинам – максимумы. Причем, положение границ аномалий регионального гравитационного поля (гравитационных ступеней) и участки перепада рельефа Мохо часто совпадают.

Далее 2D и 3D моделирование плотности земной коры позволило провести оценку глубины залегания, мощности и плотности аномалообразующих источников гравитационного поля.

В частности, был рассчитан гравитационный эффект от поверхности Мохо (для 3D модели среды). Его анализ показал: чтобы скомпенсировать наблюдаемое гравитационное поле эффекта от рельефа Мохо недостаточно и необходимо предполагать наличие крупных плотностных неоднородностей в земной коре и мантии.

Для 2D моделирования распределения плотности в земной коре был выбран сейсмический профиль Балтик, который пересекает площадь работ с юго-запада на северо-восток. Он проходит через Выборгский массив гранитов на юге, который в рельефе Мохо отмечается выступом до 36–40 км, а также через Ладожско-Ботническую зону (в северной части), где наблюдается углубление поверхности Мохо до 60–64 км. По всему профилю отмечается обратная корреляционная связь между рельефом Мохо и наблюдаемым гравитационным полем (рис. 1).

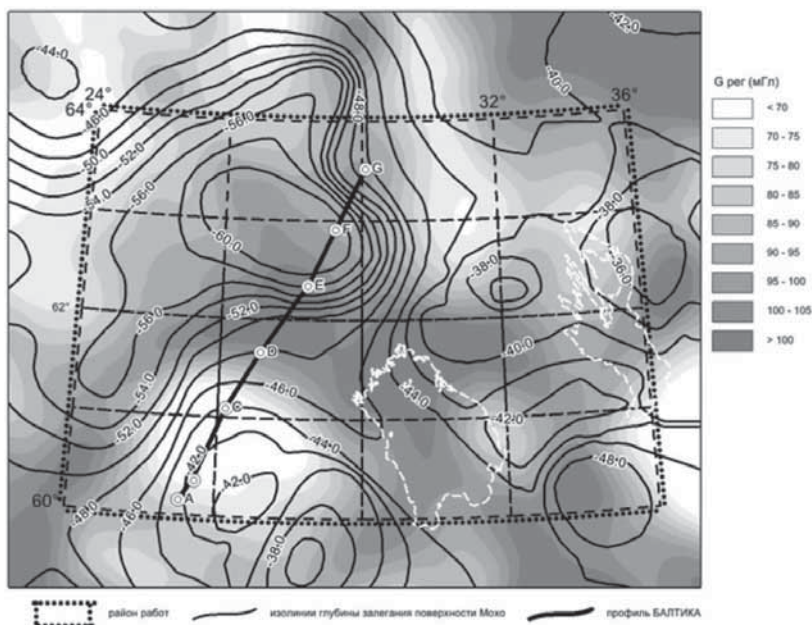


Рис. 1. Сопоставление регионального гравитационного поля и рельефа поверхности Мохо на территорию Приладожья

Fig. 1. Comparison of regional gravity field and the topography of the Moho surface on the territory of Ladoga

На первом этапе моделирование земной коры в южной части разреза должно было ответить на вопрос: может ли сочетание отрицательной аномалии гравитационного поля от гранитоидного массива и положительной

аномалии от поднятия поверхности Мохо обеспечить наблюдаемое на этом участке профиля понижение гравитационного поля. Кроме того была оценена плотность земной коры, расположенная ниже гранитов.

Результат моделирования по профилю Балтик показал, что гравитационный эффект от расположенного здесь Выборгского массива гранитоидов не может скомпенсировать положительную аномалию гравитационного поля от выступа границы Мохо. Для получения гравитационного эффекта сопоставимого по амплитуде с наблюдаемым полем необходимо предполагать сильное разуплотнение земной коры под этим массивом и задавать повышенную плотность всех разделов земной коры в соседнем, северном, блоке, отвечающем Ладожско-Ботнической зоне. При этом на скоростном разрезе рис. 2 а такого не наблюдается.

Нами был рассмотрена возможность расположения аномальных масс в мантии. Тем более, что на неоднородность мантии указывает анализ распределения скоростей на больших глубинах (50–400 км) [3]. В этом случае для земной коры плотностной разрез по профилю Балтик не нужно предполагать очень контрастным и он будет согласоваться с скоростным разрезом. А обеспечивают при моделировании соответствие плотностного разреза наблюдаемому гравитационному полю задаваемые ниже поверхности Мохо два крупных блока с дефицитом плотности (в южной части) и ее повышением (в северной части).

Такое распределение плотностных неоднородностей подтверждается результатами анализа 3D модели распределения эффективной плотности, построенной при решении обратной задачи с использованием спектральных преобразований. Сечение этой модели по профилю Балтик показывает разуплотнение земной коры под Выборгским гранитным массивом на глубинах до 5–10 км, некоторое увеличение плотности на глубинах 10–40 км, и затем крупное разуплотнение ниже поверхности Мохо до глубин 150 км (рис. 2 б).

При дальнейшем анализе 3D модели распределения эффективной плотности по серии вертикальных сечений субпараллельных профилю Балтик на территории работ были выделены участки с источниками гравитационных аномалий, расположенных в мантии, закартированы блоки земной коры с разным характером плотностного разреза, протрассированы субвертикальные зоны пониженной плотности (определена глубина их проникновения в земную кору), закартированы отдельные глубинные границы.

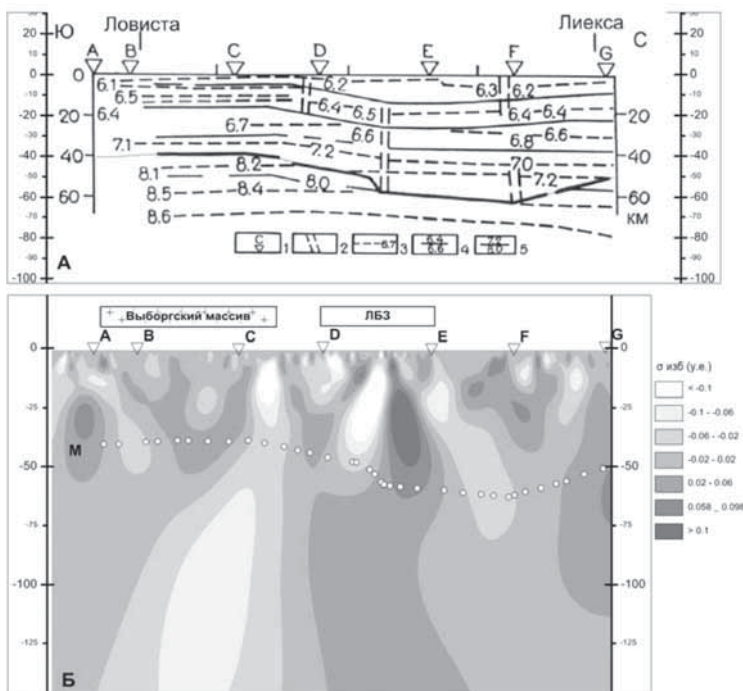


Рис. 2. Сейсмический разрез (а) и сечение 3D распределения эффективной плотности (б) по сейсмическому профилю Балтик (на основе данных: Luosto, Tiira et al.; Шаров; Митрофанов и др.).

1 – пункты взрыва; 2 – глубинные разломы; 3 – преломляющие границы с граничными скоростями (км/с); 4 – отражающие границы с характеристической скорости (км/с); 5 – граница М, построенная по отраженным и преломленным волнам характеристической скорости (км/с).

Fig. 2. Seismic section (a) and the cross section of the 3D distribution of effective density (b) seismic profile of the Baltic (Luosto, Tiira et al.; Sharov; Mitrofanov et al.).

1 – points; 2 – faults; 3 – refractive boundary with the boundary velocity (km/s); 4 – reflecting boundary with a characteristic velocity (km/s); 5 – boundary of M, is constructed by reflected and refracted, volname characteristics speed (km/s).

Список литературы

1. Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Геофиз. журнал. 2015. Т. 37, № 5. С. 104–120.

2. Шаров Н. В. Результаты глубинных сейсмических исследований ладожской протерозойской структуры (Фенноскандинавский щит). Уральский геофизический вестник.
3. Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Структура низкоскоростных областей в мантии Северной Европы. Труды Карельского научного центра РАН. 2015, № 7. С. 106–126.
4. Luosto U. Structure of Earth's Crust in Fennoscandia as Revealed from Refraction and Wide-Angle Reflection Studies. *Geophysica*. 1997, 33(1). С. 3–16.
5. Marek Grad, Timo Tiira and ESC Working Group. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 2009. 176. С. 279–292.

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НИЗКОЧАСТОТНЫХ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ
НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД ПРИМЕНительно
К РЕШЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**

Пушкарёв П. Ю.

Геологический факультете МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

**INTERPRETATION OF LOW-FREQUENCY ELECTROMAGNETIC
SOUNDINGS OF INHOMOGENEOUS MEDIA
APPLICABLE TO THE SOLUTION OF GEOLOGICAL PROBLEMS**

Pushkarev P. Yu.

Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract

Generalized geoelectrical models of the following geological objects are constructed: subduction zone, crustal anomalies under the sedimentary basin, anisotropic crustal anomalies, platform sedimentary cover, hydrocarbon deposits on the shelf, ore bodies, geothermal deposits, weakened zones in rock formations. Based on the application of analysis and inversion methods to synthetic data calculated for these models, the possibilities of EM sounding methods are evaluated and optimal interpretation techniques are chosen.

A general methodology for analyzing and interpreting MT data is formulated and includes the following stages: suppression of near-surface distortions; evaluation of the dimension and the strike of structures; formation of a set of inverted components; compilation of a priori model; automatic data inversion; interactive model correction; evaluation of three-dimensional effects; assessment of the sensitivity to the elements of the model; physical-geological interpretation.

Most extended anomalies of electrical conductivity in the consolidated earth's crust mark the ancient or modern boundaries of crustal blocks, these zones are favorable for increased heat and mass transfer and participate in the formation of geodynamic activity. The ratio of the contribution of electron-conducting minerals and the contribution of fluids to the conductivity of anomalies for tectonically stable regions is higher than for active ones. In the latter, anomalies are also present, which are due to the melting of rocks and may not be associated with tectonic boundaries.

Due to the choice of optimal methods for interpreting MT data, several practical geological problems, characterized by different types of studied objects, scales and depths of the study were solved: identification of oil and gas prospective structures, delineation of ore mineralization areas, exploration of geothermal zones, survey for the construction of facilities, groundwater exploration.

Введение

Тема повышения эффективности интерпретации данных низкочастотных электромагнитных (ЭМ) зондирований не теряет своей актуальности. На данный момент тому есть две основные причины.

Первая связана с быстрым развитием вычислительной и измерительной техники, обусловившим возможности получения многокомпонентных высокоточных данных в широком частотном диапазоне по густой сети наблюдения и применения ресурсоемких методов обработки и интерпретации данных, в частности, многомерных методов инверсии: 2D (на персональных компьютерах) и 3D (на компьютерных кластерах). Появляются многочисленные новые подходы и программы для интерпретации данных, позволяющие проводить ее на высоком уровне.

Вторая причина заключается в недостаточной востребованности и понимании результатов ЭМ зондирований геологами и геофизиками. В области глубинных исследований этому способствует недостаточно изученная природа аномалий электропроводности, расположенных на недоступных для бурения глубинах.

Таким образом, актуальным является как внедрение новых математических методов интерпретации, так и повышение качества ее физико-геологической результативности. Последнее достигается использованием априорной информации, комплексированием разных методов, истолкованием результатов с оценкой надежности и детальности построений.

Представляется полезным подойти к проблеме повышения эффективности интерпретации ЭМ зондирований максимально широкого с точки зрения диапазонов частот, глубин, решаемых задач. Как известно, несмотря на существенные различия аппаратурных комплексов и методик наблюдений, и глубинные и малоглубинные низкочастотные ЭМ технологии основаны на единой квазистационарной модели ЭМ поля и могут использовать общие методы интерпретации данных. В то же время, при решении разных задач приоритет может даваться разным методам, например, при изучении осадочного бассейна может оказаться оправданным одномерный (1D) подход, зоны субдукции – двухмерный (2D), рудного месторождения – трехмерный (3D). **Оптимальный для каждой конкретной ситуации арсенал методов и приемов (стратегия интерпретации) может быть выбран как частный случай общей методики на основе имеющегося опыта и анализа полученных данных.**

Современное состояние методов электромагнитного зондирования земной коры

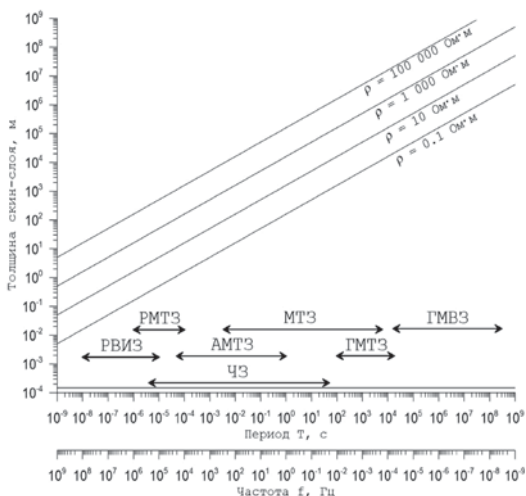
Рассмотрим частотные диапазоны и глубинность применяемых методов зондирования. Эту глубинность принято оценивать, как толщину скин-слоя, в пределах которого поле затухает в $e \approx 2.7$ раз. Толщина скин-слоя (м) связана с сопротивлением среды (Ом·м) и периодом колебаний поля (с) по формуле:

$$h_s = \frac{\sqrt{10^7 \cdot \rho \cdot T}}{2\pi}.$$

На рис. 1 показаны зависимости толщины скин-слоя от периода для четырех значений сопротивления среды. Горизонтальные линии отмечают примерные частотные диапазоны ЭМ методов. Большинство составляют методы магнитотеллурического зондирования: РМТЗ (радио), АМТЗ (аудио), МТЗ, ГМТЗ (глубинного). В области длинных периодов их дополняет ГМВЗ (глубинного магнитовариационного зондирования). Из методов с управляемыми источниками более высокочастотным является метод РВИЗ (радиоволнового интерференционного зондирования), далее следует ЧЗ (частотного зондирования). Последнему по глубинности примерно соответствует метод ЗС (зондирования становлением поля) во временной области.

Рис. 1. Диапазоны частот методов ЭМ зондирования и соответствующие глубины исследования (толщины скин-слоя) при различных сопротивлениях однородной среды

Fig. 1. Frequency bands of the EM sounding methods and corresponding depths of the investigation (thickness of the skin layer) for various resistivities of a homogeneous medium



ЭМ методы (если учитывать только низкочастотные, без РВИЗ) перекрывают диапазон периодов примерно от 10^{-6} до более чем 10^8 с, что при сопротивлении среды $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ отвечает диапазону глубин примерно от метра до тысячи километров.

Обобщение опыта применения низкочастотных ЭМ зондирований показывает, что в наиболее широком частотном диапазоне используется метод МТЗ, основанный на простой плосковолновой модели поля и не требующий искусственных источников. Его модификациями являются глубинное МТЗ (частоты 10^{-4} – 10^{-2} Гц), разведочное МТЗ (10^{-3} – 10^2 Гц), малоглубинные аудио–МТЗ и радио–МТЗ (10^1 – 10^4 Гц и 10^4 – 10^6 Гц). Методы ЧЗ и ЗС, использующие искусственный источник, обеспечивают повышенную точность при сильных промышленных помехах, что в ряде случаев обосновывает их применение вместо МТЗ.

Методика анализа и интерпретации магнитотеллурических данных

На рис. 2 представлен общий граф магнитотеллурических исследований. Рассматривается место методов анализа и интерпретации МТ данных в последовательности этапов МТ исследований (глубинных, разведочных, малоглубинных).

I. Проектирование исследований. Осуществляется сбор геолого-геофизической информации, составляются априорные модели, проводится математическое моделирование ожидаемых аномалий. Оценивается доступность точек наблюдения и уровень помех. В итоге выбирается оптимальная технология наблюдений.

II. Полевые наблюдения. Вначале проводятся регламентные работы по подготовке аппаратуры (калибровка, тест на идентичность и т.д.). Основную часть работ составляют измерения в рядовых точках. Результатом этапа является набор данных, представляющий собой наибольшую ценность, будь то научный эксперимент или производственные работы.

III. Обработка данных. На этом этапе происходит переход от временных рядов компонент поля в частотную область, к комплексным компонентам матриц $[Z]$, $[W]$, $[M]$, $[T]$, **не зависящим от источника**. Важной составляющей является подавление промышленных и других помех, с использованием синхронных записей и с помощью статистических методов.

IV. Анализ и интерпретация данных.

1). Оценка и подавление приповерхностных искажений. Применяются методы нормализации кривых, т. е. их смещения к определенному уровню,

или декомпозиции данных, т.е. вычисления передаточных функций, устойчивых к этим искажениям.

2). Оценка размерности и простираня структур. Анализируются частотные разрезы инвариантных параметров, карты полярных и векторных диаграмм. Локализуются основные структуры, оценивается их вытянутость, для 2D инверсии необходимо определить простирание. В результате выбирается методика дальнейшей интерпретации данных.

3). Формирование набора инвертируемых компонент. Для 1D инверсии обычно выбирается инвариантная компонента Z_{ef} . Для 2D инверсии данные поворачиваются к главным направлениям, обычно средним по профилю, в этом случае положение точек наблюдения проецируется на профиль соответствующего азимута.

4). Составление априорной модели. Задается сетка по глубине и, в зависимости от выбранной размерности, по горизонтали. На основе имеющейся информации задаются априорные значения сопротивления. Если верхняя часть разреза (ВЧР) характеризуется 1D строением, при 2D и 3D инверсии в априорную модель может быть включен результат 1D интерпретации по ВЧР.

5). Автоматическая инверсия данных. Строится геоэлектрическая модель, согласующаяся с наблюдаемыми данными и близкая к априорной модели. При этом часть параметров модели может быть жестко или полужестко закреплена. Чаще всего применяется сглаживающая инверсия, хотя используются и другие виды стабилизации решения.

6). Интерактивная коррекция модели. При 1D интерпретации применяется широко и часто без предварительной автоматической инверсии, обеспечивая простой учет априорной информации о глубинах залегания границ. При 2D и 3D трудоемка и применяется реже, но позволяет получить наглядную генерализованную модель для дальнейшего истолкования.

7). Оценка трехмерных эффектов. Может выполняться на основе 3D моделирования в случае площадных исследований при использовании 1D и 2D методов инверсии. При профильных исследованиях и использовании 1D инверсии может осуществляться оценка двухмерных эффектов с помощью 2D моделирования.

8). Оценка чувствительности к элементам модели. Составляются варианты модели, в которых поочередно исключаются ее элементы (их сопротивления заменяются на фоновые значения). По изменению невязок оценивается необходимость их включения в модель.

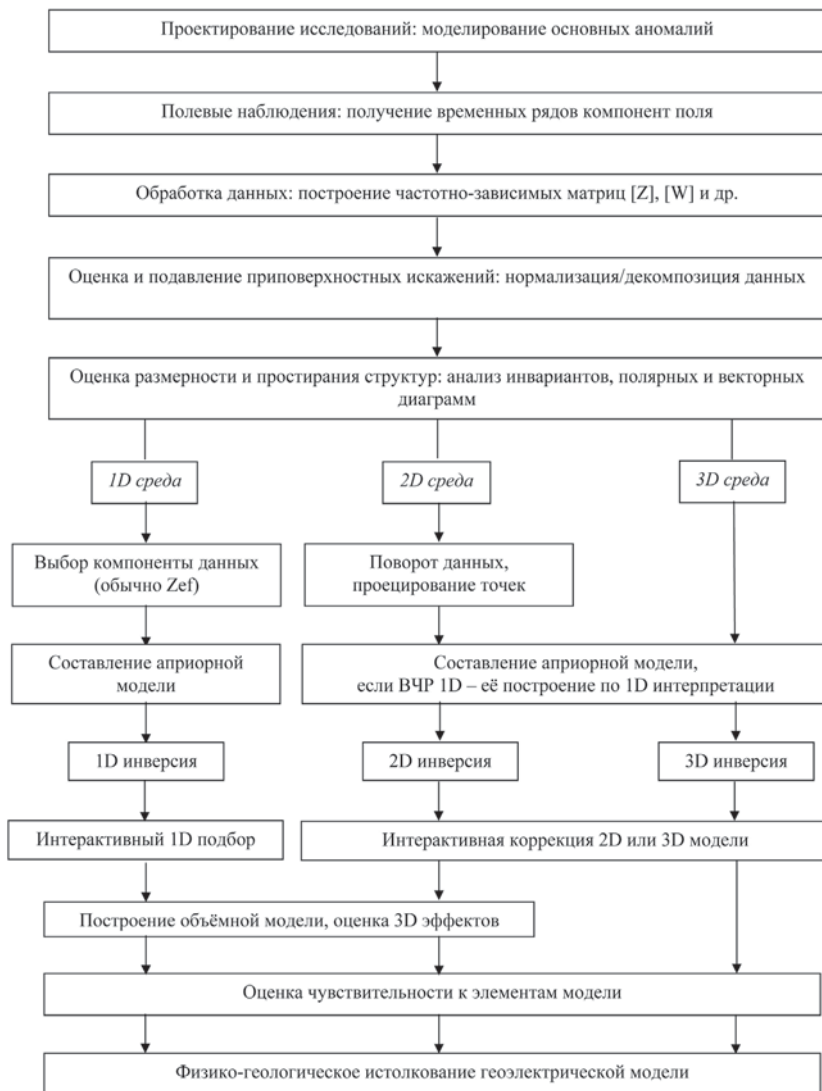


Рис. 2. Общий граф магнитотеллурических исследований

Fig. 2. General graph of magnetotelluric studies

9). Физико-геологическое истолкование. Геоэлектрическая модель анализируется в комплексе с другой геолого-геофизической информацией совместно со специалистами в области решения поставленной геологической задачи. Делается заключение по ее решению.

Таким образом, достоверность и детальность результатов магнитотеллурики существенно зависят от методики интерпретации данных. Она должна включать в себя методы анализа данных для выявления в них основных аномалий и приповерхностных искажений, для оценки размерности среды и простираения структур, а также набор методов инверсии данных для разных размерностей и вариантов параметризации модели среды. Выбор методов инверсии осуществляется с учетом опыта интерпретатора на основе анализа данных и на основе априорных сведений о геологическом строении изучаемого района.

Некоторые результаты глубинных геоэлектрических исследований

Построенные нами глубинные геоэлектрические модели разных регионов демонстрируют возможности магнитотеллурики решать следующие задачи:

- в пределах древних платформ, выявлять протяженные коровые аномалии, в основном обусловленные электропроводящими минералами в разделяющих блоки земной коры шовных зонах, и генетически связанные с месторождениями полезных ископаемых (Барятинская и Ладожская аномалии);
- в областях перехода от древних к молодым платформам, изучать их строение и определять разницу свойств земной коры и верхней мантии под древними и молодыми структурами (Транс-Европейская шовная зона);
- в зонах коллизии литосферных плит, оценивать флюидонасыщенность глубинных слоев и разломов, оказывающую влияние на сейсмичность (Киргизский Тянь-Шань и Гарвальские Гималаи);
- в зонах субдукции, выявлять пути распространения флюидов и расплава в земной коре и верхней мантии, в том числе так же для лучшего понимания сейсмической активности (Каскадная зона субдукции).

Кроме того, необходимо отметить задачи изучения континентальных и океанических рифтовых зон, в которых также выявлены яркие глубинные проводящие аномалии.

Примеры применения разведочной и малоглубинной геоэлектрики

Наш практический опыт позволяет сделать следующие выводы о задачах, решаемых прикладной геоэлектрикой.

ЭМ зондирования успешно применяются при нефтегазовых исследованиях. Они позволяют изучать региональную структуру осадочных бассейнов, выделять перспективные структуры. Зондирования с гальваническим возбуждением при благоприятных геологических условиях, которые в основном встречаются на шельфе, дают возможность поиска и картирования залежей. Дополнительную информацию об ореолах вторичных изменений над залежами дает оценка поляризационных параметров.

В рудной геофизике ЭМ методы играют ведущую роль, как на этапе прямого или косвенного поиска месторождений, так и на разведочном этапе для оконтуривания рудных тел и изучения геологического строения. Получаемые геоэлектрические разрезы отражают положение высокоомных интрузий, проводящих рудных тел, зон гидротермальных изменений, тектонических нарушений и т.д.

Большую роль играют ЭМ зондирования при изучении геотермальных ресурсов. Они позволяют выделять трещинноватые водонасыщенные зоны в скальных породах, области развития гидротермальной минерализации и частичного плавления горных пород. По мере расширения территорий эксплуатации геотермальных ресурсов в районы с более низкими глубинными температурами ЭМ зондирования по-прежнему дают полезную информацию о геоэлектрическом строении района.

В малоглубинной геофизике, решающей задачи в области инженерной геологии, гидрогеологии, геокриологии, низкочастотные ЭМ методы в основном используются при изысканиях под строительство глубокозалегающих тоннелей, изучении глубоких горизонтов подземных вод, картировании подошвы многолетнемерзлых пород.

Основные результаты

1. Построены обобщенные геоэлектрические модели следующих геологических объектов: зона субдукции, коровые аномалии под осадочной впадиной, анизотропные коровые аномалии, платформенный осадочный чехол, залежь углеводородов на шельфе, рудные тела, геотермальные месторождения, ослабленные зоны в скальных породах. На основе применения методов анализа и инверсии к синтетическим данным, рассчитанным для этих моделей, оценены возможности методов ЭМ зондирования и выбраны оптимальные методики интерпретации.

2. Сформулирована общая методика анализа и интерпретации МТ данных, включающая следующие этапы: оценка и подавление приповерхност-

ных искажений; оценка размерности и простираения структур; формирование набора инвертируемых компонент; составление априорной модели; автоматическая инверсия данных; интерактивная коррекция модели; оценка трехмерных эффектов; оценка чувствительности к элементам модели; физико-геологическое истолкование.

3. Большинство протяженных аномалий электропроводности в консолидированной земной коре маркирует древние или современные границы коровых блоков, эти зоны благоприятны для повышенного тепломассопереноса и участвуют в формировании геодинамической активности. Соотношение вклада электропроводящих минералов и вклада флюидов в электропроводность аномалий для тектонически стабильных регионов выше, чем для активных. В последних также присутствуют аномалии, которые обусловлены плавлением горных пород и могут быть не связаны с тектоническими границами.

4. За счет выбора оптимальных методик интерпретации МТ данных, решен ряд практических геологических задач, характеризующихся разными типами изучаемых объектов, масштабами и глубинами исследования: выделение нефтегазоперспективных структур, оконтуривание областей различных типов оруденения, разведка геотермальных зон, изыскания под строительство объектов, оценка ресурсов подземных вод.

ЛАДОЖСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА (ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ)

Свириденко Л. П.

Институт геологии КарНЦ РАН Петрозаводск, Россия

LADOGA VOLCANO-TECTONIC STRUCTURE (GEOLOGICAL STRUCTURE)

Sviridenko L. P.

Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

The geological structure and individual characteristics of the Ladoga structure are discussed, based on paleovolcanological and stratigraphic studies. The formation of the structure began from the northeast, where a Sortavala-series basal sequence was formed. The consecutive migration of volcano-plutonism, traced southwards, was terminated in the Riphean. From post-Riphean time to the present, individual structural characteristics were controlled by the formation of the Ladoga radiated-ring structure, where tectonic movements along Polkanov's flexure played an important role. The Ladoga volcano-tectonic structure has a Riphean age, based on the sequence and intensity of volcano-plutonism.

Индивидуальность Ладожской структуры установлена при многолетнем палеовулканологическом изучении Северного Приладожья, сопровождавшимся крупномасштабным картированием наиболее важных территорий. Геологической границей северной части региона является зона сочленения с Карельским кратоном, представляющая собой тектонический шов длительного формирования. Его ранней стадии соответствовало флексурообразование [4], а зрелой стадии – режим глубинных сдвиговых дислокаций.

Параллельно этой границе расположен пояс куполов, в центральной части которых обнажается комплекс раннеархейского фундамента, в значительной степени гранитизированный в протерозойское время (рис. 1).

В северной части структуры также широко развиты людиковийские вулканогенно-осадочные образования сортавальской серии. Калевийские осадочные и вулканогенно-осадочные породы ладожской серии широко развиты на всей площади региона вплоть до флексуры Полканова.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Северного Приладожья

Рифей: 1 – дайки сортавалита; 2 – базальты салминской свиты; 3 – габбро-долериты Валаамского силла; 4 – necks габбро-долеритов; 5 – песчаники салминской свиты; 6 – граниты Салминского плутона; 7 – дайки кварцевых порфиров. Свекоскарелий: 8 – плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; 9 – габбро-нориты; 10 – плагиограниты и плагиогранит-порфиры. Ладожская серия, Натсельская свита: 11 – верхняя подсвита; 12 – нижняя подсвита; 13 – пялкъярвинская свита; 14 – вулканический центр; 15 – пялкъярвинская и контиосарская свиты нерасчлененные. Сортавальская серия: 16 – карбонатные породы; 17 – платобазальты; 18 – вулканический центр; 19 – кора химического выветривания. Ятулий: 20 – карбонатные породы; 21 – гематитовые сланцы; 22 – базальты и силлы габбро-долеритов среднего ятулия; 23 – карбонатные породы нижнего ятулия; 24 – базальная толща нижнего ятулия; 25 – досвекоскарелийский фундамент; 26 – базитовые дайки; 27 – мигматизация, гранитизация; 28 – разломы.

Fig. 1. Geological sketch map of the Northern Lake Ladoga area

The Riphean: 1 – sortavaltite dykes; 2 – basalts, Salmi suite; 3 – gabbro-dolerite, Valaam sill; 4 – gabbro-dolerite necks; 5 – sandstone, Salmi suite; 6 – granite, Salmi pluton; 7 – quartz porphyry dykes. The Svecokarelian: 8 – plagiomicrocline and microcline granites; 9 – gabbro-norite; 10 – plagiogranite and plagiogranite-porphry. Ladoga series, Natselkä suite: 11 – upper subsuite; 12 – lower subsuite; 13 – Pälkjärvi suite; 14 – volcanic centre; 15 – undivided Pälkjärvi and Kontiosaari suites. Sortavala series: 16 – carbonate rocks; 17 – plateau basalt; 18 – volcanic centre; 19 – chemical weathering crust. The Jatulian: 20 – carbonate rocks; 21 – hematite schist; 22 – Middle Jatulian basalt and gabbro-dolerite sills; 23 – Lower Jatulian carbonate rocks; 24 – Lower Jatulian basal unit; 25 – pre-Svecokarelian basement; 26 – basic dykes; 27 – migmatization, granitization; 28 – faults.

Своеобразием геологического строения рассматриваемого региона является купольный характер всех геологических структур, выявленных путем прослеживания маркирующих горизонтов в породах сортавальской и ладожской серий. Купольные структуры, сформированные в условиях метасоматической гранитизации и слабого разуплотнения, отражают пологое залегание гранитизированного свекокарельского вулканогенно-осадочного чехла, что согласуется с установленными мощностями сортавальской и ладожской серий, общая мощность которых не превышает 5 км [2].

В строении сортавальской серии выделяются четыре последовательно залегающие толщи: базальная терригенная, нижняя и средняя вулканогенные и верхняя осадочно-вулканогенная (рис. 2). Их выделению способствовало составление опорного стратиграфического разреза [2], базирующегося на выделении лавово-вулканокластического поля Кирьявалахтинской вулканической постройки.

Базальная терригенная толща, залегающая на раннеархейской тоналито-гнейсовой протоколе, сложена преимущественно продуктами переотложения древних кор химического выветривания фундамента. Поэтому в ее составе преобладают аркозы, аркозовые песчаники, кварц-полевошпатовые гравелиты и кварцито-песчаники. Частные разрезы имеют переменные мощности от нескольких метров до 350 м.

Нижняя вулканогенная толща мощностью до 800 м состоит из многочисленных лавовых потоков однородных афировых платобазальтов, среди которых выделяются пакеты плагиофировых, микропорфировых и крупнопорфировых базальтов. Лавовые потоки переслаиваются с горизонтами пелитовых туфов, туфогенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных пород.

Средняя вулканогенная толща мощностью до 600 м отделена от нижней пачкой туфогенных и туфогенно-карбонатных пород с пластами скарнированных доломитов. Собственно вулканогенная часть разреза сложена массивными однородными, реже шаровыми базальтами, среди которых значительное место занимают плагиофировые разновидности.

Верхняя осадочно-вулканогенная толща содержит афировые платобазальты, их туфы и кремнистые хемогенные осадочно-вулканогенные породы. Здесь часто отмечаются углеродсодержащие алевролиты и сульфидоносные кремнистые осадки. Мощность толщи весьма изменчива и достигает 350 м.

Рис. 2. Унифицированный разрез стратотипа сортавальской серии Северного Приладожья (Кирьявалахтинская зона)

1 – алевролиты, песчаники, полевошпатовые песчаники; 2 – туфы, туфоалевролиты; 3 – афировые однородные, миндалекаменные базальты; 4 – карбонатно-кремнистые породы, скарны, частично туфогенно-карбонатные сланцы; 5 – яшмы, яшмовидные силициты, кремнисто-туфогенные сланцы; 6 – углеродсодержащие алевролиты и туфогенно-карбонатные породы; 7 – сульфидсодержащие туфогенно-кремнистые алевролиты, туфопелиты, кремнистые сланцы; 8 – лавовые потоки и пакеты лавовых потоков плагиофировых базальтов и андезитов-базальтов; 9 – агломератовые туфы, туфобрекчии плагиопорфировых базальтов и андезитов-базальтов; 10 – шаровые, шарово-подушечные базальты и гиалокластиты; 11 – туфы андезитов-дацитов и их лавы (?); 12 – песчаники, кварцито-песчаники; 13 – аркозовые песчаники и гравелиты; 14 – тоналито-гнейсы, гранито-гнейсы; 15 – известково-кремнистые конкреции; 16 – поверхности размыва и континентального выветривания; 17 – максимальное число зафиксированных лавовых потоков (в числителе) и общая мощность (в знаменателе); 18 – число лавовых потоков в пакетах порфировых базальтов и андезитов-базальтов; 19 – перерывы в разрезе, величина в метрах.

Fig. 2. Unified cross-section through the stratotype of the Sortavala series, Northern Lake Ladoga area, Kirjävälähti zone

1 – siltstone, sandstone, feldspathic sandstone; 2 – tuffs, tuffaceous siltstone; 3 – homogeneous aphyric amygdaloidal basalt; 4 – carbonate-cherty rocks, skarn, partly tuffaceous-carbonate schist; 5 – jasper, jasper-like silicite, cherty-tuffaceous schist; 6 – carbonaceous siltstone and tuffaceous-carbonate rocks; 7 – sulphide-bearing tuffaceous-cherty siltstone, tuff pelite, siliceous schist; 8 – lava flows and lava flow packets of plagiophyric basalt and andesite-basalt; 9 – agglomeratic tuffs, tufo-breccia of plagioporphry basalt and andesite-basalt; 10 – globular and globular-pillow basalt and hyaloclastite; 11 – andesite-dacite tuffs and lava (?); 12 – sandstone, quartzitic sandstone; 13 – arkose sandstone and gravelstone; 14 – tonalite-gneiss, granite gneiss; 15 – calcareous-siliceous concretions; 16 – scour and continental weathering surfaces; 17 – maximum number of lava flows revealed (in numerator) and total thickness (in denominator); 18 – number of lava flows in porphyry basalt and andesite-basalt packets; 19 – depositional hiatuses in the sequence, m.



В верхах разреза сортавальской серии (Вуорио) выделяется пакет высокомагнезиальных пикрито-базальтовых и высокожелезистых толеитовых лав, переслаивающихся с их туфами, яшмовидными силицитами и карбонатными породами и синхронный изверженным породам суйсарского вулканического комплекса Онежской структуры. Их мощность составляет 43 м. Вулканизм сортавальской серии бимодальный.

Вулканические породы сортавальской серии имеют своих интрузивных аналогов. Интрузивным аналогом платобазальтов людиковия является Кааламский массив габброидов. Общей характерной особенностью строения подобных массивов является наличие диорита и кварцевого диорита в краевой фации, представляющей собой продукт контаминации толеитовой магмы. Интрузивным аналогом ливвийского вулканизма является интрузия Велимяки, где сохраняются признаки первично магматической полосчатости, расслоенности, обусловленные чередованием лейкогаббро и меланократового габбро [3]. В целом, состав ее варьирует от пироксенита до диорита. С Велимякской интрузией также сопоставимы интрузии Райвимяки и Кайвомяки района Элисенвары.

Ладожская серия детально изучена при крупномасштабном геологическом картировании Л. Н. Потрубович и Г. В. Макаровой с подразделением на ряд свит (Пялкъярвинская, Натсельская и свита Илола). Породы свиты Илола нами рассматриваются как стратиграфические аналоги пород вулканов Онежской структуры и включаются в состав рифейского комплекса [3].

Ладожская серия калевия представлена преимущественно терригенными ритмично-слоистыми латерально-литологически выдержанными песчано-гравелитовыми, песчано-алевролитовыми породами, переслаивающимися с кварцито-песчаниками и песчаниками. В ее частных разрезах также отмечаются внутрiformационные конгломераты, гравелиты, карбонатно-глинистые и металлоносные сульфидсодержащие алевролиты. Терригенные породы ладожской серии согласно или с локальным размывом залегают на породах сортавальской серии.

В качестве базальных образований ладожской серии рассматриваются песчаники, кварцито-песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и конгломератами (свита Контиосари) общей мощностью 50–200 м. Вышезалегающая пялкъярвинская свита по данным Г. В. Макаровой в основании содержит филлитовидные кварц-биотитовые сланцы, алевролиты с широким развитием порфиробласт граната, кордиерита, ставроли-

та, андалузита и силлиманита. Алевролиты ритмично переслаиваются с кварцито-песчаниками и кварцитами. Общая мощность свиты 700–1300 м.

В составе пялъярвинской свиты ладожской серии нами обнаружены вулканические образования. Так же, как и ливвийские вулканы они содержат высокомагнезиальную и высокожелезистую серии [6]. Общей особенностью калевийской эпохи является угнетенный и затухающий характер вулканических проявлений. На территории региона выделены вулканические постройки.

Свекокарельский вулканогенно-осадочный литогенез завершается региональной гранитизацией, на рубеже 1800 млн лет и формированием купольных структур. Гранитизация происходит под воздействием мантийного флюидного потока, несущего в земную кору вместе с калием ряд редких элементов. Мантийный флюидный поток привносит в земную кору также эндогенное тепло, вызывающее разуплотнение пород. В результате происходит бластез и порфиробластез осадочных пород, близких по составу граниту. Интенсивного плавления при этом не происходит, но в южной части региона наблюдаются очагово-купольные структуры со своеобразным узором «слипания». Изометричные «сросшиеся» купольные структуры – признак усиленного тепломассопереноса в надочаговой зоне восходящего потока. Система таких ячеек – признак и критерий районирования территории ультраметаморфизма по величине тепломассопереноса.

Кислый магматизм, предшествовавший региональной гранитизации, был натриевый и представлен небольшими интрузивными телами плагиогранитов (массивы Пиенсуонсари и Теньярви) и дайками плагиогранит-порфиров. Он является частью вулканической ассоциации соответствующего бимодального вулканизма. С региональной гранитизацией тесно связаны позднекарельские гранитные массивы Тервусский и Путсарский, а также кусты даек пегматитов и пегматоидных гранитов. Граниты имеют инъекционно-метасоматическое происхождение [6, 7] и структурно сопряжены с периодом регионального куполообразования. Массивы гранитов не имеют четких контактов с вмещающими породами и окаймлены зонами инъекционных мигматитов. Состав гранита неоднороден за счет переменного содержания главных породообразующих минералов, но в центральной части он более лейкократовый. Широкое распространение бластических структур и структур замещения не позволяет считать их чисто магматическими. По-видимому, они образовались за счет гнейсов под воздействием высококалийевого мантийного флюида в условиях общего подня-

тия и сдвиговых дислокаций супракрустальных пород ладожской серии. Это привело к гранитизации, пластическому течению и магматическому замещению гнейсов. Приуроченность их к южной части Ладожской структуры, по-видимому, обусловлено тектонической активностью флексуры Полканова.

Иной состав и происхождение имеют маткасельские граниты северной части региона. Структура их обычно пегматоидная. Это редкометальные высоководные граниты, нередко биотит-мусковитовые, образовавшиеся за счет плавления земной коры.

В отличие от свекокарелия весь кислый магматизм рифея – высококальциевый. Главным его представителем является Салминский массив гранитов рапакиви и редкометальных гранитов. Салминский и Улягский плутоны замыкают на востоке субширотный пояс габбро-анортозит-рапакиви-гранитной вулcano-плутонической ассоциации, протягивающийся вдоль краевой флексуры Полканова. Формирование его проходило в интервале 1547 ± 1 до $1529 \pm 0,6$ млн. Доказано, что граниты рапакиви и редкометальные граниты Салминского плутона представляют собой различные геохимические типы [8] и имеют магматические источники различной глубинности.

На Салминском плутоне установлена кора выветривания, представляющая основание салминской свиты. Далее следуют песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов (мощность 22 м), перекрытые базальтами и андезитобазальтами. Sm-Nd возраст базальтов салминской свиты составляет 1499 ± 68 млн лет [1]. К среднему рифею относится Валаамский силл габбро-долеритов с подчиненным количеством монцонитов и сиенитов, изотопный возраст которого оценивается 1459 ± 3 до 1457 ± 2 млн лет. Общая мощность силла оценивается более 200 м [5]. Строение Валаамского силла подробно изучено. Силл образует пологую синклиналичную складку с падением на юго-восток под углом $5-10^\circ$. По всему разрезу установлена монцонитизация габбро-долеритов. Особенно интенсивно она проявлена в центральной части синклинали. Монцонитоидам свойственны купольные структуры, возникшие при метасоматическом воздействии субщелочного гранитного расплава.

Рифейские дайки стекловатых и вариолитовых базальтов (сортавалитов) образуют протяженный субмеридиональный пояс от о. Калто на юге до оз. Ристиярви на севере общей протяженностью до 40 км.

Рифейский магматизм тесно связан с краевой флексурой Полканова. С завершением магматизма позднерифейский этап деструкции обусло-

вил дальнейшее развитие краевой региональной флексуры Полканова, положивший начало общей фанерозойской тенденции к воздыманию Фенноскандинавского щита. В результате тектонических движений как параллельных, так и перпендикулярных флексуры Полканова, была создана Ладожская радиально-кольцевая структура, геометрический центр которой практически совпадает с географическим центром Ладожского озера [6].

Геологическое строение Ладожской структуры свидетельствует о специфичности геологического развития докембрия. Все эндогенные процессы проходили в условиях малой мощности континентальной земной коры под высоким энергетическим воздействием глубин Земли. Специфическим является также сочетание интенсивного платобазальтового вулканизма сортавальской серии с мелководным осадконакоплением. Перемежаемость осадочных и вулканических пород свидетельствует о преимущественно вертикальных колебательных движениях.

Список литературы

1. Богданов Ю. Б., Савватенков В. В., Иваников В. В., Франк-Каменецкий Д. А. Изотопный возраст салминской свиты рифея. Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза. СПб. 2003. С. 71–72.
2. Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии Сортавальская серия свежикарелид Приладожья. Петрозаводск. 1992. 151 с.
3. Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулканоплутонизм свежикарелид Балтийского щита. Петрозаводск. 1990. 320 с.
4. Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., 1991. 199 с.
5. Светов А. П., Свириденко Л. П. Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 1995. 211 с.
6. Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск. 2005. 357 с.
7. Свириденко Л. П. Граниты и гранитообразование в докембрии. Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск. 2011. С. 104–111.
8. Свириденко Л. П. Граниты рапакиви Фенноскандинавского щита (на примере Карелии) / Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2014, № 1, с. 17–27.

**МИНЕРАГЕНИЯ ЛАДОЖСКОЙ
ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ**

Свириденко Л. П.

Институт геологии КарНЦ РАН Петрозаводск, Россия

**MINERALOGENY OF THE LADOGA
VOLCANO-TECTONIC STRUCTURE**

Sviridenko L. P.

Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

The mineralogenic characteristics of the Ladoga volcano-tectonic structure, which was forming for a long time, are discussed. An attempt to show the role of basic volcanism as a major supplier of ore elements is made. When discussing a Svecokarelian stage in ore formation, volcano-sedimentary, metamorphogenetic and hydrothermal-metasomatic types of ore occurrence are described. The vertical zonation of ore formation is associated with igneous processes occurring at various depths. A lateral zonation in the distribution of ore systems is due to multiple processes (metamorphism, granitization) and is controlled by the fluid heterogeneity of the mantle.

Северное Приладожье является основным районом распространения вольфрама и олова в Карелии [6]. Выделяются два этапа рудообразования: свекокарельский (2050–1800 млн лет) и рифейский (1550–1450 млн лет).

Свекокарельский этап рудообразования

Свекокарельский этап проявлен наиболее широко. Здесь известны самые разнообразные рудопроявления: полиметаллические, редкометалльные, благороднометалльные и другие. При этом многие рудопроявления являются стратиформными по отношению к вмещающим вулканогенно-осадочным породам. Но роль процессов вулканизма в рудообразовании в должной мере не отражена.

При составлении опорного разреза по сортавальской серии [8] выделены и охарактеризованы металлоносные осадки, занимающие четкое положение в стратиграфическом разрезе. Мощность их варьирует от долей метра до 10 м. Положение в разрезе не случайно. Установлено, что время накопления туфогенных и хемогенных кремнисто-карбонатных и карбонатных отложений фиксирует спад вулканической активности. Сульфидные

горизонты встречаются также среди пород ладожской серии в нижней части разреза, находясь главным образом в песчаниках. Здесь отмечается отсутствие полиметаллов и широкое развитие железоокисных минералов.

Металлоносными осадками обычно являются породы хемогенные, нередко углеродсодержащие, выдержанные по простиранию. Большинство рудных элементов – железо, медь, свинец, цинк – встречаются в сульфидной форме, реже в окисной (железисто-кремнистые и ванадийсодержащие).

Динамику формирования металлоносных осадков в ареалах людиковыйского вулканизма обусловил пульсационный и стадийный непрерывно-прерывистый характер эруптивной деятельности. Это может служить поисковым критерием при минерагенических исследованиях. В настоящее время известно, что рудная минерализация в вулканогенно-осадочных породах сортавальской серии представлена тонкорассеянной прожилково-вкрапленной и прожилковой концентрацией пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, локализованной в туфоалевролитах, углеродсодержащих алевролитах и карбонатно-кремнистых породах.

Все известные рудопроявления, приуроченные к породам сортавальской серии, относятся к трем генетическим типам: вулканогенно-осадочному, метаморфогенному и гидротермально-метасоматическому. Оруденение вулканогенно-осадочного типа повсеместно, в соответствии с проявленным метаморфизмом, претерпело интенсивные преобразования и регенерацию. В результате сформировавшиеся стратиформные концентрации рудного вещества имеют признаки полигенности и их характеристика в рамках только одного из типов оруденения (вулканогенно-осадочного или метаморфогенного) не представляется возможной. Вследствие этого, все рудопроявления сортавальской серии, образованные в процессе вулканогенно-осадочного литогенеза и метаморфизма, рассматриваются в качестве полигенных стратиформных. К ним относятся: рудопроявления железистых кварцитов, колчеданно-полиметаллические, апатитовые, скарноидно-вольфрамовые, графит-ванадиевые и собственно графитовые.

Колчеданно-полиметаллическая минерализация распространена практически на всей территории развития сортавальской серии, локализуясь в хемогенно-кремнистых, туфогенных с обилием графита горизонтах. Типичными представителями являются рудопроявления Куренмяки, Виссу и другие. Колчеданно-полиметаллическое оруденение, вероятно, участвовало также в образовании скарновых месторождений Питкярантского рудного узла [2].

Железистые кварциты локализуются так же как и колчеданно-полиметаллическое оруденение в туфогенных горизонтах, отличающихся практически полным отсутствием графита, что, вероятно, и определяло необходимый для их образования кислородный режим. Находки железистых кварцитов известны в обрамлении Кирьявалахтинского купола.

Графит-ванадиевые рудопроявления. Все графитсодержащие сланцы сортавальской серии имеют повышенные содержания ванадия. В среднем кларк концентрации ванадия в них составляет 1,2–2,0. Известны также ванадиевые рудопроявления в графитистых сланцах, где кларк концентрации ванадия достигают 30,0. Типичными представителями рассматриваемого типа оруденения являются рудопроявления Хауккалаhti и Полвилампи.

Графитовая минерализация в рассеянном виде встречается в большинстве разрезов сортавальской серии, образуя более значительные скопления вплоть до масштабов месторождения в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (м. Ихала). Графитсодержащие породы слагают сильно варьирующие по мощности линзы, горизонты, слои и др. При метаморфизме происходило перераспределение и перекристаллизация графита, местами с существенным повышением его содержаний и образованием почти мономинеральных графитовых тел. Аналогичное концентрирование графита происходило и под действием гранитоидов.

Апатитовые проявления. Апатитовая минерализация широко распространена в скарноидах, кальцифирах и субщелочных метасоматитах, образующихся в процессе метаморфизма пород сортавальской серии. Наиболее обогащены фосфором кальцит-графит-тремолитовые прослои (до 30–70 %) верхнего карбонатного горизонта в районе п. Рускеала. Среднее содержание пятиоксида фосфора для Мраморной горы составляет 1,52 % в отдельных случаях до 13 % [7]. Здесь же отмечаются повышенные концентрации Sr до 0,3 % и Ba – 2,0 %. Тела с содержанием $P_2O_5 > 3$ % по мощности достигают 10 м и протяженности до 100 м.

Скарноидно-вольфрамовые проявления сортавальской серии размещаются в зоне амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Они представлены пластообразными и линзовидными телами невыдержанной мощности, часто с прослоями сланцев, скарнов и кварц-полевошпатовыми прожилками. Скарноиды образованы по маломощным горизонтам мергелистых пород, развитых преимущественно в интервалах фациального выклинивания нижнего и верхнего карбонатных горизонтов. В убогих количествах они содержат шелит, молибдошеелит, магнетит, пирротин и молибденит. Содержание воль-

фрама в скарноидах не превышает 0,1 %, обычно составляя сотые доли процента. Наиболее характерные проявления шеелитоносных скарноидов развиты в обрамлениях Кирьявалахтинской – р. Раутакангас [3] и Йокиратской структур. Источником рудного вещества для этих проявлений служили амфиболовые и графитистые сланцы, изначально обогащенные рядом рудных элементов (W, Mo, Zn, Cu и др.), **которые при метаморфизме и гранитизации перераспределялись в скарноиды и скарны.** Отмечается приуроченность скарноидно-вольфрамовых проявлений к периферийным участкам вулканических ареалов. Здесь в геологических разрезах начинает доминировать туфогенно-осадочный материал, который обогащен органическим веществом, а также гидроокислами железа и марганца, обладающими высокими сорбционными свойствами в отношении вольфрама и ряда других элементов.

Скарновые месторождения и рудопоявления сортавальской серии имеют широкое распространение на территории Приладожья. Наиболее крупные и лучше изученные скарновошеелитовые проявления размещаются в породах Латвасюрского купола. Здесь установлено несколько линзовидно-пластовых рудных тел невыдержанных размеров, с глубиной полностью гранитизированных. Их мощность – 0,4–3,8 м, протяженность 2–200 м. Содержание вольфрама местами достигает первых процентов. Кроме шеелита в скарнах отмечаются молибденит, вольфрамит, касситерит, висмутин, самородный висмут, пирит, пирротин, халькопирит и другие.

Среди низкотемпературных гидротермально-метасоматических проявлений сортавальской серии, образованных в связи с позднесвекокарельскими гранитоидами, наиболее значительными являются полиметаллические рудопоявления Йокирантской структуры (р. Вайтасаари и др.). Полиметаллическое оруденение локализовано в гидротермально измененных породах нижнего карбонатного горизонта питкьянтской свиты. Сфалерит и галенит совместно с кварцем, а иногда с баритом и флюоритом, образуют сеть взаимопересекающихся жил и прожилков мощностью от нескольких миллиметров до 20–30 см. В виде рассеянной вкрапленности совместно с пиритом они отмечаются также в апокарбонатных существенно кварцевых метасоматитах. В незначительном количестве в рудах присутствует шеелит.

Гидротермально-метасоматическое оруденение в породах сортавальской серии связано с гранитоидами и представлено скарновыми, скарново-грейзеновыми и более низкотемпературными гидротермально-метасоматическими проявлениями.

В ходе низкотемпературного постмагматического процесса, связанного с раннесвекокарельскими гранитоидами, образовано медно-полиметаллическое рудопоявление Варалаhti, локализованное в зоне брекчирования нижней части разреза питкьярантской свиты южного обрамления Кирьявалахтинского купола. Оруденение прожилково-вкрапленное, представлено галенитом, борнитом, халькопиритом, халькозином, самородным висмутом и варьирующей по составу кальцит-анкерит-кварцевой жильной массе. Мощность рудного тела достигает первых метров, а содержание Cu – 0,6 %, Ni – 0,6 %, Pb – 0,3 %, Zn – 0,3 %, Co – 0,3 %.

Рифейский этап рудообразования

Рифейский этап рудообразования Ладожской вулcano-тектонической структуры имеет важное металлогеническое значение, хотя и не распространен столь широко как свекокарельский. Главный рудный район расположен в западной приконтактной зоне Салминского массива, к которой приурочены проявления оловянно-редкометалльно-полиметаллического оруденения. Здесь выделяются скарновые олово-бериллиевые и олово-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с гранитами рапакиви [4].

Длительное изучение гранитов Салминского массива позволило установить, что к гранитам рапакиви следует относить лишь овоидные субщелочные граниты. Они отличаются от биотитовых лейкогранитов составом флюидов, для которого характерно высокое содержание CO_2 , CO и CH_4 . Для биотитовых лейкогранитов, характеризующихся повышенным содержанием фтора, тантала и ниобия, состав газовой фазы отличается более высоким содержанием воды и более низким содержанием газов группы углерода. На этом основании было установлено, что сопоставляемые граниты представляют различные геохимические типы

Эманиационная дифференциация обогащенного водой, фтором и редкими элементами расплава обеспечивает прикровельное образование редкометалльных рудоносных литий-фтористых гранитов, с которыми широко развиты процессы грейзенизации, чего нельзя сказать о гранитах рапакиви. Оловянное оруденение несомненно генетически связано с биотитовыми лейкогранитами, но не с гранитами рапакиви. Полиметаллы отсутствуют как в гранитах рапакиви, так и в редкометалльных гранитах. Поэтому ни скарновые, ни полиметаллические рудопоявления с гранитами Салминского массива генетически связанными быть не могут. По

всей вероятности скарновый тип рудопроявлений здесь относится к свежескарелию, а грейзеновая рифейская минерализация является наложенной. Однако доказать это чрезвычайно сложно, а может быть и невозможно, поскольку металлогения «вне» геологического времени, в том отношении, что она не строго фиксированная.

К рифейскому этапу относится известное уран-полиметаллическое месторождение Карху [5, 4 и др.], связанное с предрифейским структурно-стратиграфическим несогласием и расположенное в юго-западной приконтактной зоне Салминского массива в северо-восточном крыле Пашско-Ладожского рифейского прогиба. В основании рифейских отложений залегает базальный горизонт мощностью 5–70 м, представленный аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов и залегающий на коре выветривания, мощностью до 30 м. Выявлено пять рудных залежей пластовой и линзообразной формы мощностью от 1–2 до 10–20 м. Содержание урана в богатых рудах достигает 3 %. Урановая минерализация представлена тонкой вкрапленностью настурана и коффинита в ассоциации с пиритом, марказитом, пирротинном, сфалеритом, молибденом, халькопиритом, а также сульфоарсенидами и арсенидами Ni и Co [1]. Наиболее вероятным источником урана считаются граниты Салминского массива [4].

Зональность рудообразования

Различные генетические типы рудных концентраций как осадочного, так и магматического происхождения образуют единую рудно-магматическую систему, определяющуюся условиями формирования Ладожской вулканотектонической структуры. Для нее характерна зональность, как вертикальная, так и латеральная.

Минерагеническая специализация вертикальной зональности базитового магматизма определяется как глубинностью магматического источника, так и глубиной кристаллизации магматического расплава. Это общее свойство Ладожской вулканотектонической структуры – совмещение разноглубинных магматических пород.

Наиболее раннее проявление базитового магматизма в интрузивной форме (Кааламский массив) сопоставимо по составу с людиковийскими плато-базальтами сортавальской серии [8]. Кристаллизация происходила в мало-глубинных условиях без видимой дифференциации. Массив может рассматриваться как интрузия под вулканом, характеризуя тем самым малоглу-

бинную часть корневой системы Ладожской вулкано-тектонической структуры.

Интрузии Мякисало и Велимяки, относящиеся к ливвийской плутонической серии, в отличие от Кааламской, обладают признаками расслоенности, сопоставимой с расслоенностью одновозрастных вулканических пород.

Титаномагнетитовое месторождение приурочено к шширообразным телам амфиболизированных пироксенитов, расположенных в краевых частях массива Велимяки. Ильменит-титаномагнетитовые руды обладают вкрапленной, реже линзовидно-прожилковой текстурой. Расслоенность интрузии, по-видимому, обусловлена более основным, по сравнению с людииковийским, исходным составом базитового расплава, что можно объяснить большей глубиной магматического источника. Наибольшей глубиной магматического источника по всей вероятности обладают обнаруженные Р. А. Хазовым трубки взрыва в районе Элисенваары, содержащие признаки алмазности. Следовательно, магматическим интрузивным породам с магматическим источником разной глубинности свойственны различные оруденения. Наиболее разнообразные оруденения генетически связаны с мантийным вулканизмом. Таким образом, разные формы магматизма (вулканизм, вулканоплутонизм и плутонизм) формируют собственные рудно-магматические системы, обладающие своими автономными особенностями.

Латеральная зональность в распределении оруденений связана с процессами метаморфизма и гранитизации, будучи обусловленной мантийным флюидным потоком, состав которого изменяется от центральной части Ладожской структуры к ее периферии. Центральная часть расположена южнее г. Сортавала и по данным глубинного строения фиксируется как центральная наддиапировая зона. Региональная гранитизация здесь протекала в условиях повышенной щелочности. Граниты характеризуются высоким содержанием бария и стронция [9], что служит критерием высокого содержания CH_4 , CO , CO_2 во флюидном потоке. Не случайно здесь развиты парагенезисы безводных метаморфических породообразующих метаморфических минералов, позволяющие относить региональный метаморфизм к гранулитовой фации.

Гранитизация в центральной наддиапировой зоне на острове Путсари также проходила в условиях повышенной щелочности при высоком содержании бария, тогда как в краевой части Ладожской структуры в районе станции Маткаселья широко развиты лейкократовые гранитные ин-

трузии с высоким содержанием рубидия. Здесь встречены рудопроявления бериллия.

Латеральная геохимическая зональность не зависит от возраста и, по-видимому, определяется мантийной флюидной неоднородностью. Все это должно учитываться при локальном металлогеническом прогнозировании. Если центральная наддиапировая зона Ладожской структуры перспективна на поиски стронций-барийсодержащего сырья и на алмазы, то краевая северная часть структуры перспективна на поиски полиметаллических и редкометальных месторождений. Все объекты метаморфогенного класса должны быть изучены с позиций их первичного образования и сущности наложенных процессов, что будет способствовать локальному прогнозированию.

Список литературы

1. Величкин В. И., Кушнеренко В. К., Тарасов Н. Н. и др. Геология и условия формирования месторождений типа «несогласия» Карку в северном Приладожье (Россия) // Геол. рудн. месторож. 2005. Т. 47, № 2, С. 99–126.
2. Иващенко В. И. Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л. 1987. 240 с.
3. Иващенко В. И. Скарноиды и межформационные скарны северо-западного Приладожья. / Геология и петрология (оперативно-информационные материалы за 1987 г.). Петрозаводск, 1988. С. 47–50.
4. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Санкт-Петербург: Наука. 2011. 401 с. 7.
5. Металлогения Карелии (отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев). Петрозаводск, 1999. 340 с.
6. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск, Карелия. Книга 1. 2006. 355 с.
7. Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья) Л., 1967. 139 с.
8. Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свежикарелид Приладожья. Петрозаводск: Карелия. 1992. 151 с.
9. Свириденко Л. П. Гранитообразование восточной части Фенноскандинавского щита / Эволюция докембрийских гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых в связи с энергетикой Земли и этапами ее тектономагматической активизации. Киев. 2008. С. 30–34.

**ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ
ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В РАЙОНЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ
ЗОН ПОНИЖЕННОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ**

Скорыходов А. А.¹

¹Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

**PRIMAL RESULTS OF AUDIOMAGNETOTELLURICS SOUNDING ON
LADOGA ELECTRICAL CONDUCTIVITY ANOMALY AT NEAR-SURFACE
SITES OF LOW RESISTIVITY**

Skorokhodov A. A.¹

¹Geological Institute of the Kola Science Center of RAS, Apatity, Russia

Abstract

In Ladoga Karelia, through the traverse, crossing Ladoga electrical conductivity anomaly DC resistivity multi-electrode electrical exploration was provided in 2015. It localized some sites of increased electrical conductivity of the upper part of the earth's crust. One of them, named "grand anomaly", was studied at this work. To elongate this anomaly to the deep, the audio-magnetotelluric sounding (AMT) were carried out. Data analysis defined that this site can be approximated as a two-dimensional model. In despite of quality of signal, for successful inversion more information is necessary. But the using computer modeling permits to estimate some characteristics of conductivity structures. Comparison with modeling data could to determine that this site of anomaly is not solid and fall to south-west. To decide the inversion it is necessary to provide additional soundings with frequent step on longer profile, using more wideband equipment.

Введение

В 2015 году в ходе эксперимента «Ладога-2015», выполненного в рамках сотрудничества Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) и Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), выполнены магнитотеллурические зондирования в диапазоне частот 0,1–1000 Гц (АМТЗ) на трассе, пересекающей Ладожскую аномалию электропроводности. Протяженность профиля составила 152 км. По итогам исследований многоэлектродными установками на постоянном токе выявлены несколько участков профиля, на которых значения кажущегося удельного сопротив-

ления опускались ниже 100 Ом·м, а в отдельных местах и до единиц ом-метров. Для прослеживания этих аномальных участков на глубину и выявления связи с глубинными аномалиями электропроводности были проведены АМТЗ.

Общие сведения о районе работ

Существование Ладожской аномалии электропроводности в пределах Ладожско-Ботнической зоны (ЛБЗ) долгоживущих разломов было предсказано в конце 70-х годов. В Финляндии и Швеции в пределах ЛБЗ были обнаружены месторождения медных, никелевых и полиметаллических руд. Поэтому в дальнейшем шло последовательное изучение этого объекта. Так, выполненные сотрудниками Горного Института и Ленинградского Государственного Университета магнитотеллурические зондирования в диапазоне частот 0,0001–1 Гц, совмещенные с АМТЗ по профилю, пересекающему ЛБЗ, обнаружили области пониженного сопротивления [3]. В полученной на основе этих данных модели, проводящие зоны расположены на глубине порядка 10 км и не имеют выхода на поверхность.

Прделанная работа

Для исследования методом АМТЗ были выбраны 2 участка аномально низкого удельного сопротивления, выявленных с помощью профилирования на постоянном токе. Первый – на участке дороги Лахденпохья – Лумиваара (из-за своей протяженности названный «гранд-аномалией»), второй – северо-восточнее, расположен на стыке массивов слюдяных сланцев протерозойского возраста (с юго-запада) и архейских гранитов (с северо-востока). Участки обозначены цифрами I и II на рис. 1. В дальнейшем будет рассмотрен участок «гранд-аномалии», как пример.

Измерения проводились с помощью семиканальной аппаратуры ККВН-7. Данная аппаратура позволяет регистрировать вариации естественного электрического поля в диапазоне от 0,1 до 2500 Гц. А также она имеет встроенные фильтры гармоник 50 Гц, что позволяет уменьшить шум от промышленных источников. Регистрация сигнала естественного поля проводилась по 3 магнитным и 4 электрическим компонентам [1]. Дальнейшая обработка сигнала проводилась с помощью программного пакета Mathcad. Район работ характеризуется высоким качеством сигнала при умеренном уровне помех. Анализ результатов показал, что исследуемую среду можно аппроксимировать двумерной моделью.

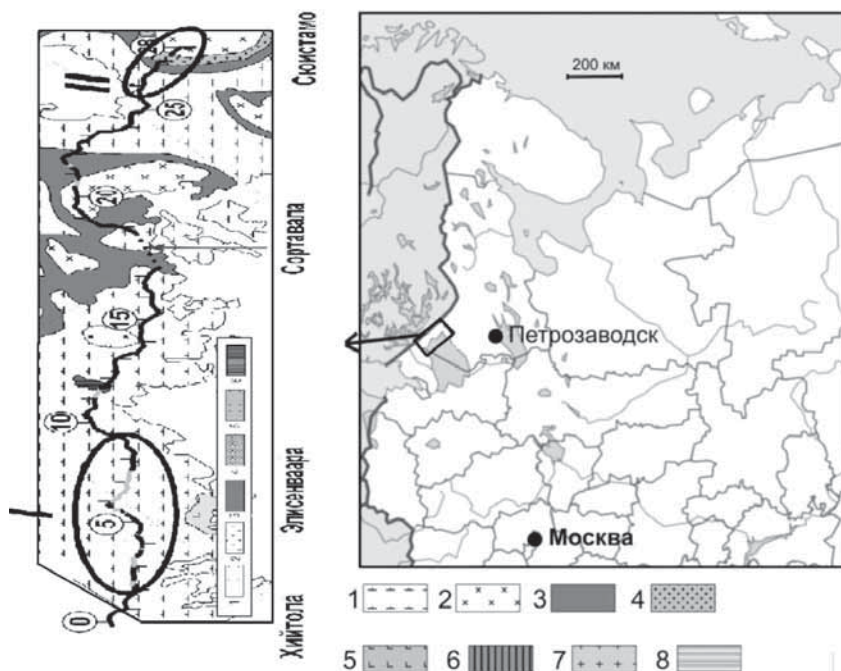


Рис. 1. Положение исследуемого участка на карте. Геология – по Л. П. Свириденко.

Легенда: 1 – гнейсофицированные и гранитизированные песчаники, алевролиты, частично кварцито-песчаники; 2 – гнейсы, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы; 3 – лавы и туфы амфиболизированных базальтов, горизонты туфогенно-карбонатных, карбонатных и кремнисто-карбонатных пород; 4 – нерасчлененные осадочно-вулканогенные толщи; 5 – граниты рапакиви Салминского массива; 6 – габбро-нориты, габбро-перидотиты; 7 – красноцветные песчаники и амфиболизированные плато-базальты; 8 – габбро-долериты Валаамского силла

Fig. 1. Location of the worksite on the map. Geological data by L. P. Sviridenko.

Legend: 1 – gneiss-associated and granitized sandstones, siltstones, partly quartzite-sandstones; 2 – gneisses, diorite-gneisses, granite-gneisses; 3 – lavas and tuffs of amphibolized basalts, horizons of tuffaceous-carbonate, carbonate and siliceous-carbonate rocks; 4 – undivided sedimentary-volcanogenic strata; 5 – granites of rapakivi of the Salminsky massif; 6 – gabbro-norites, gabbro-peridotites; 7 – red sandstones and amphibolized plateau-basalts; 8 – gabbro-dolerites of the Valaam sill

Особенностью рассмотрения двумерных моделей в магнитотеллурике является разделение поля на две независимые моды: Е- поляризация или ТЕ-мода (компонента электрического поля направлена вдоль оси од-

нородности, сопряженная с ней магнитная – вкрест) и Н-поляризация, ТМ-мода (компонента электрического поля направлена вкрест оси однородности, соответственно магнитная – вдоль). Искажение Е-поляризации вызваны индукционными процессами в среде, Н-поляризации – гальваническими.

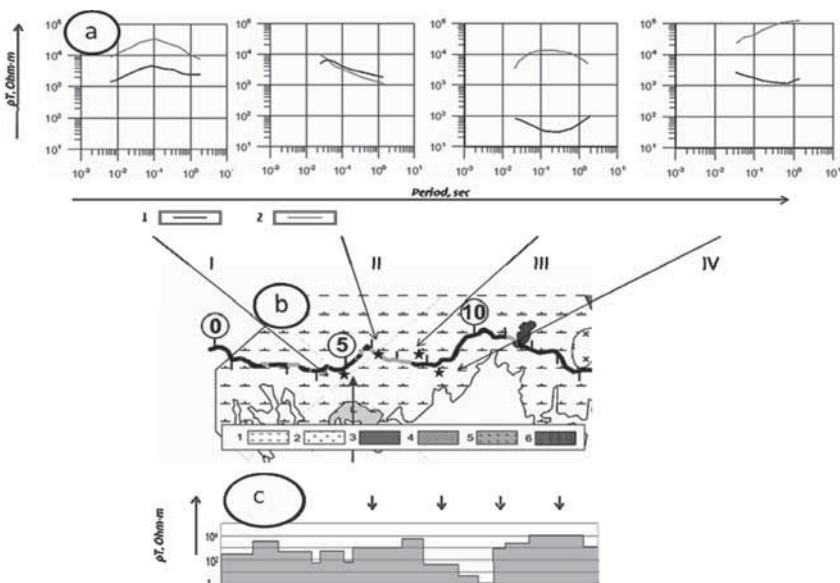


Рис. 2. Схема наблюдений АМТЗ в районе населенных пунктов Лумиваара и Лахденпохья

а). Кривые кажущегося удельного сопротивления. 1 – Е-поляризация, 2 – Н-поляризация б). Расположение точек наблюдения на геологической схеме, 1 – гранодиориты, 2 – слюдяные сланцы, 3 – известняки, доломиты, 4 – слюдяные гнейсы, 5 – гранитоиды, 6 – гранодиоритовые жилы. с). Результаты профилирования на постоянном токе

Fig. 2. Scheme of AMT sounding in Lakhdempohja and Lumuvaara site

а). Apparent resistivity curves, 1 – E-polarization, 2 – H-polarization. Location of points of sounding on geological map. Legend: 1 – gneiss-associated and granitized sandstones, siltstones, partly quartzite-sandstones; 2 – gneisses, diorite-gneisses, granite-gneisses; 3 – lavas and tuffs of amphibolized basalts, horizons of tuffaceous-carbonate, carbonate and siliceous-carbonate rocks; 4 – undivided sedimentary-volcanogenic strata; 5 – granites of rapakivi of the Salminsky massif; 6 – gabbro-norites, gabbro-peridotites; 7 – red sandstones and amphibolized plateau-basalts; 8 – gabbro-dolerites of the Valaam sill. с). Results of direct current profiling

Поэтому, ТЕ-моду рассматривают как отвечающую глубинному строению среды, а ТМ как отображающую влияние приповерхностных неоднородностей [2]. Для анализа экспериментальных кривых проводилось моделирование отклика магнитотеллурического поля с помощью программного пакета 2D2011, разработанного И. Л. Варданянц [4].

В районе «гранд-аномалии» были выполнены 4 зондирования, по обоим краям аномалии и непосредственно в самой аномалии. Результаты приведены на рис. 2. Для дальнейшего анализа полученных данных приведем для сравнения модель двумерного наклонного пласта. Сопоставление с моделью позволяет получить некоторые представления о разрезе, не прибегая к инверсии.

Как видно из рисунка в точке IV, расположенной северо-восточнее аномалии можно наблюдать расхождение Е и Н-поляризованных кривых. Сравнив эту ситуацию с модельной (рис. 3), мы можем предположить, что этот фланг проводящей структуры падает в юго-западном направлении. Однако, судя по данным точки II расположенной непосредственно в аномальной области, где аномалия себя не проявила, можно сделать вывод, что эта проводящая зона все же не является сплошной (на что косвенно указывает результат в точке 3), либо не является глубинной. Здесь мы видим, что Е-поляризация находится выше Н-поляризации, что соответствует точке на модели, находящейся за пределами аномалии со стороны падения пласта. Этот факт подтверждает, что аномалия падает в юго-западном направлении.

Далее рассмотрим точку III, в модели она представляет собой более выраженный вариант точки IV, так как находится ближе к аномалии. Однако, в экспериментальных данных мы видим, что кривые как и в модели разошлись сильнее, но, при этом, качественная картина совершенно иная. Здесь возможно 2 варианта: либо Н-поляризация искажена приповерхностными неоднородностями, либо аномалия здесь представляет собой более сложную структуру. Что касается точки I, то ситуация здесь говорит о том, что мы не вышли в более менее одномерную область и кривые искажены объектами, находящимися за пределами исследованной области.

Все вышеперечисленные выводы не являются окончательными и представляют собой первичные представления об исследуемом объекте. Более достоверную картину может дать двумерная или трехмерная инверсия, для которой полученных данных недостаточно. Необходимо рас-

ширить область исследования, а также выполнить зондирования с регулярным, уменьшенным шагом.

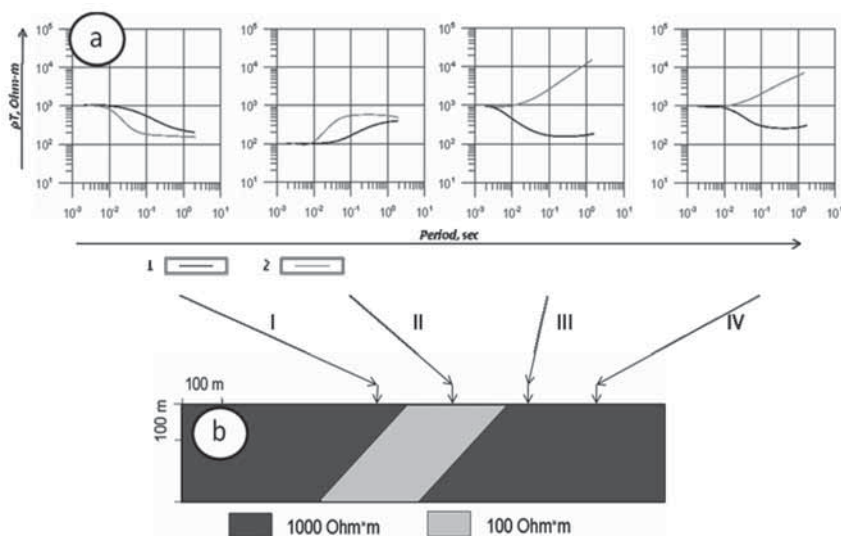


Рис. 3. Моделирование магнитотеллурического отклика от наклонного пласта
а). кривые кажущегося удельного сопротивления. 1. – Е-поляризация, 2. – Н-поляризация. б). Модель геоэлектрического разреза

Fig. 3. Magnetotelluric responding modeling from inclined seam

а). apparent resistivity curves, 1 – E-polarization, 2 – H-polarization. б). inclined seam model

Закключение

В целом, метод АМТЗ в данном районе позволяет получить качественную информацию о разрезе в диапазоне глубин 1–3 км. Однако, полученных данных недостаточно для построения точной картины распределения удельного сопротивления изучаемых объектов. Необходимо провести дополнительные измерения с учащенным шагом, а так же расширить сами участки работ. Также необходимо расширить диапазон частот, для этого необходимо использовать аппаратуру с более широким диапазоном чувствительности.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-12044-офи-м.

Список литературы

1. Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И., Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009.
2. Варданянц И. Л. Расчеты методом сеток магнитотеллурических полей над двумерно-неоднородными средами // Вопросы геофизики, вып. 27, Л., 1978. С. 36–40 (часть 1), вып. 28, Л., 1979. С. 40–50. (часть 2).
3. Васин Н. Д., Ковтун А. А., Попов М. К. Ладожская аномалия электропроводности // Строение литосферы Балтийского щита, М., 1993. С. 69–71.
4. Колобов В. В., Куклин Д. Н., Шевцов А. Н. Семиканальная цифровая станция частотного зондирования КВВН-7 // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. КНЦ РАН, Апатиты, 2009.

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НАРУШЕННОСТИ КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТОВ
УЧАСТКА «ГОРНЫЙ» ВЫБОРГСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ
РАПАКИВИ**

Соколов С. Я.¹, Иванов А. А.¹, Климовский А. В.¹, Кузьминых Е. Н.²

¹Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

*²ООО «Управляющая компания Горное Управление ПО «Возрождение»,
г. Выборг, Россия*

**GEOPHYSICAL METHOD FOR INTERPRETATION OF THE TECTONIC
DISLOCATION OF QUARTZ SYENITES AT GORNY PROSPECT,
VYBORG RAPAКIVI GRANITE MASSIF**

Sokolov S. Ya.¹, Ivanov A. A.¹, Klimovsky A. V.¹, Kuzminykh E. N.²

¹Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, Russia

*²Managing Company, Mining Administration
of Vozrozhdenie Production Organization OJSC, Vyborg, Russia*

Abstract

A method for integrated geological and geophysical studies is described. Gorny prospect in a quartz syenite occurrence in the Vyborg rapakivi granite massif was selected as an example to assess the dimension stone potential of quartz syenite. Geological studies included: the preliminary study of the archives, the deciphering of topographic maps and satellite images, the examination of rock fracturing at the surface and in drill cores and the compiling of fracturing index distribution maps for the prospect. Geophysical studies included: magnetic prospecting and the resistivity method modified for electrical tomography and georadar profiling. The results of the integrated study of the prospect at a prospecting stage were analyzed to more accurately determine the area structure, to reveal tectonic dislocations of various ranks and local feather joints and to identify more or less structurally and texturally homogeneous rock units, based on the distribution of physical fields.

Введение

Участок исследований «Горный» расположен в Выборгском районе Ленинградской области, в 34 км к северо-западу от г. Выборг (рис. 1).

Рельеф района холмисто-грядовый, сильно расчлененный, положительные формы представлены холмами и вытянутыми грядами преи-

мущественно северо-западного простираия. Отрицательные формы представлены заболоченными ложбинами. Район характеризуется гидросетью, включающей мелкие речки и озера.

На изученном участке рельеф представляет собой всхолмленную возвышенность с абсолютными отметками поверхности от +35 м до +70 м.



Рис. 1. Обзорная карта района участка «Горный»

Fig. 1. Areal map of the Gorny prospect area

В геолого-структурном плане территория участка расположена в юго-восточной части Свекофенской складчатой области и локализована в пределах Выборгского анортозит-рапакивигранитного интрузивного массива (рис. 2).

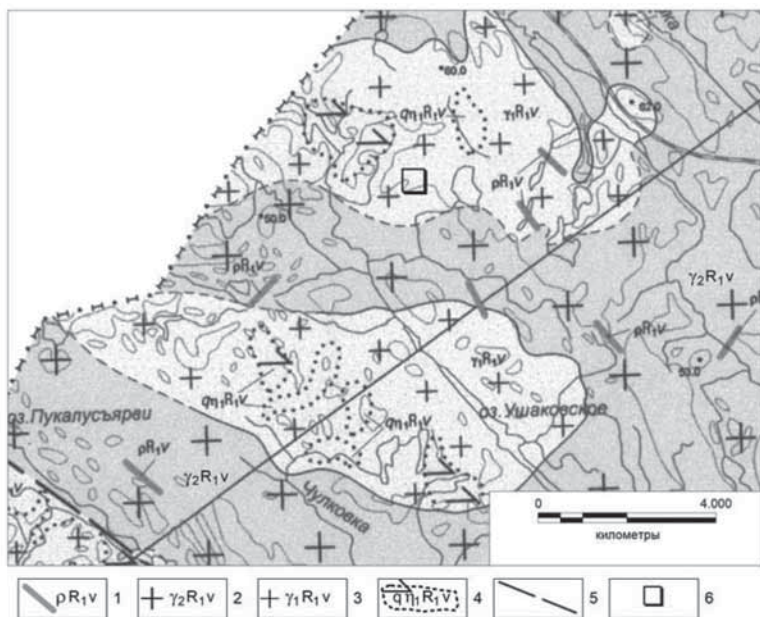


Рис. 2 Геологическая карта дочетвертичных образований района участка «Горный» [6], Выборгский комплекс анортосит-рапакивигранитный: 1 – пегматиты, аплиты; 2 – вторая фаза: граниты амфибол-биотитовые овоидные крупнозернистые; 3 – первая фаза: граниты, сиениты, кварцевые анортозиты; 4 – области распространения кварцевых анортозитов; 5 – тектонические нарушения предполагаемые; 6 – расположение участка «Горный»

Fig. 2. Geological map of pre-Quaternary rocks in the Gorny prospect area [6], Vyborgs' anortosite-rapakivi granite complex: 1 – pegmatites, aplites; 2 – second fase: amphibol-biotite ovoidal coarse-grained granites; 3 – first fase: granites, syenites, quarts anorthosites; 4 – quarts anorthosites exposure areas; 5 – assumed tectonic dislocations; 6 – Gorny prospect area position

В составе Выборгского массива в последней редакции геологической карты [6] выделяются граниты трех фаз.

К первой фазе отнесены граниты переходного состава от гранитов до сиенитов ($\gamma_1 R_1 v$). На территории Финляндии (г. Лаппеенранта) они выделены в особую группу «лаппе-гранитов». «Лаппе-граниты» подразделяются на амфиболсодержащие (65%), амфибол-пироксенсодержащие (25%),

кварцевые анортозиты с пироксеном (10%). «Лапее-граниты» слагают северо-восточную окраину Выборгского массива и занимают площадь свыше 500 км² [2]. В районе работ граниты первой фазы встречены на отдельных площадях. Участок «Горный» приурочен к одной из них.

Ко второй фазе отнесены граниты рапакиви порфировидные амфибол-биотитовые и биотитовые, средне- и крупнозернистые ($\gamma_2 R_1 v$). Граниты этой фазы слагают большую часть Выборгского массива и представлены гранитами овоидными (при наличии порфировых выделений калиевого полевого шпата с плагиоклазовой каймой – «выборгиты» и без плагиоклазовой каймы – «питерлиты»). Разновидности гранитов второй фазы слагают разновеликие тела различной конфигурации без резких границ между собой и без определенной структурной приуроченности.

К третьей фазе отнесены граниты трахитоидные биотитовые среднезернистые и порфировидные средне-мелкозернистые ($\gamma_3 R_1 v$). Порфировидные граниты представлены небольшими массивами, прорывающими «выборгиты» и «питерлиты», размером 1,5–7,0 км. при ширине 1,0–3,0 км. В отличие от гранитов второй фазы порфировидные граниты содержат значительно меньше овоидов калиевого полевого шпата, которые чаще имеют идиоморфные очертания и размер до 4 мм. Граниты третьей фазы в районе не встречены.

Самыми молодыми интрузивными образованиями района являются жилы аплитов и пегматитов, сформировавшиеся на заключительных стадиях остывания массива из остаточных расплавов. Аплиты и пегматиты образуют жилы, секущие все разновидности предыдущих фаз. Мощность жил – от первых сантиметров до первых метров.

Участок недр «Горный» сложен кварцевыми сиенитами неоднородными по составу. Наибольшее влияние на монолитность пород оказали тектонические нарушения различного уровня, проявленные в пределах участка как по площади, так и на глубину.

Материалы и методы исследования

Исходя из имеющихся данных по строению участка «Горный», а также из результатов предшествующих работ, проведенных ранее [6, 7, 8, 9], были выбраны параметры основной сети наблюдений 50 х 5 метров и применен комплекс геофизических методов:

– метод магниторазведки (высокопроизводительный метод, позволяющий выявлять и трассировать тектонические нарушения) [1, 8, 9];

– электроразведка метод георадиолокационного профилирования (наиболее информативный метод для выявления субгоризонтальных отделинностей при работах на горизонтах в действующих карьерах и на хорошо обнаженных участках), а также определить мощность рыхлых отложений [1, 3, 8, 9];

– электроразведка методом сопротивления с использованием методики электротомографии. Метод, позволяющий изучать степень однородности геоэлектрического разреза на требуемую глубину 20–30 метров с достаточной степенью детальности, трассировать тектонические зоны, определять области их влияния [4, 9].

В комплексе эти методы информативно дополняют друг друга, повышают эффективность геологоразведочных работ, и позволяют решать поставленные задачи на разных стадиях оценки проявлений и месторождений.

Результаты исследования и обсуждение

Участок недр «Горный» характеризуется дифференцированным магнитным полем, изменяющимся на 2000 нТл от –1200 до +700 нТл, при уровне нормального поля в 53400 нТл (рис. 3). Распределение поля неоднородное, участки со слабо изменяющимся магнитным полем от –100 нТл до +100 нТл соседствуют с линейно вытянутыми отрицательными аномалиями интенсивностью до –400 – –700 нТл. Наиболее интенсивная отрицательная кулисообразная аномалия субширотного направления делит участок на две примерно равные части и фиксируется как относительная отрицательная аномалия амплитудой до –700 нТл при средней мощности около 25–40 метров. Она идентифицируется как зона тектоники первого порядка. К северу от этой зоны выделена область наиболее однородного магнитного поля с диапазоном изменения –50 до +150 нТл, соответствующая наиболее перспективной площади участка по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.

Кроме субширотной выделены еще две тектонические зоны первого порядка северо-западного и северо-восточного направления. Взаимное расположение этих трех оконтуривает перспективную площадь.

Также в аномальном магнитном поле уверенно выделяются и менее мощные тектонические зоны северо-восточного и северо-западного направления. Наиболее интенсивными отрицательными значениями отмечаются участки пересечений тектонических зон. В узлах пересечений зон тектоники породы сильно раздроблены и окислены.

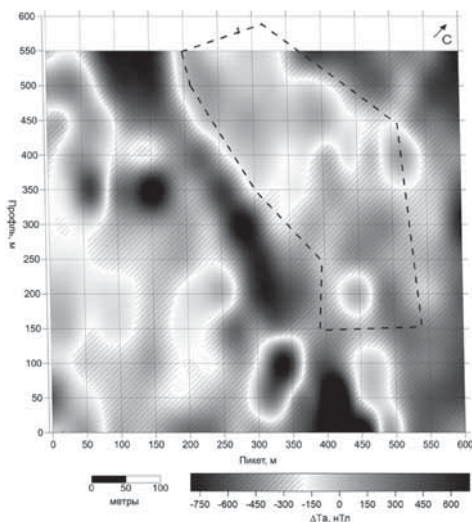


Рис. 3. Схема аномального магнитного поля участка «Горный»

Fig. 3. Scheme of the anomaly magnetic field at Gorny prospect

На всем участке проведены электротомографические исследования удельного электрического сопротивления (УЭС) по сети 100×5 м (рис. 4). Выделенная перспективная северная площадь исследована более детально по сети 50×5 м.

Кварцевые сиениты участка дифференцированы по уровню модельного УЭС, которое изменяется от $200 \text{ Ом} \times \text{м}$ до $650\,000 \text{ Ом} \times \text{м}$. Наиболее монолитные кварцевые сиениты характеризуются аномально высоким полем сопротивления с однородным распределением модельного УЭС (выше $40\,000 \text{ Ом} \times \text{м}$). Менее однородные, с меньшим УЭС породы, имеют примерный диапазон от $20\,000$ до $55\,000 \text{ Ом} \times \text{м}$. Такие породы характеризуются наличием отдельных трещин и маломощных серий трещин. Приповерхностное выветривание, развитое по площади неравномерно, фиксируется общим понижением УЭС кварцевых сиенитов на $15\,000 \text{ Ом} \times \text{м}$ – $20\,000 \text{ Ом} \times \text{м}$. Зона тектоники, пересекающая участок на две части, вдоль оси раздроблена весьма неравномерно, об этом свидетельствует как неравномерное распределение уровня УЭС, так и распределение магнитного поля. Наиболее интенсивно раздробленные осевые части зон и пересечения зон характеризуются УЭС менее $1\,000 \text{ Ом} \times \text{м}$. По результатам изучения трещиноватости с поверхности участка построена схема плотности удельной трещиноватости с изолиниями удельной трещиноватости (рис. 5).

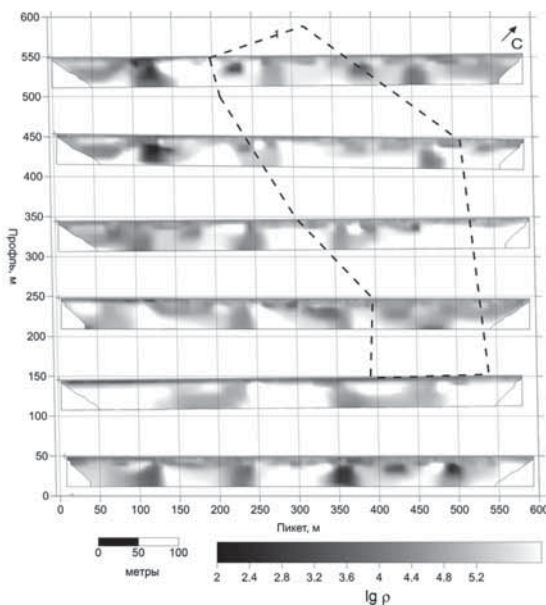


Рис. 4. Модели разрезов удельного сопротивления участка «Горный»

Fig. 4. Models of specific resistance sections for Gorny prospect

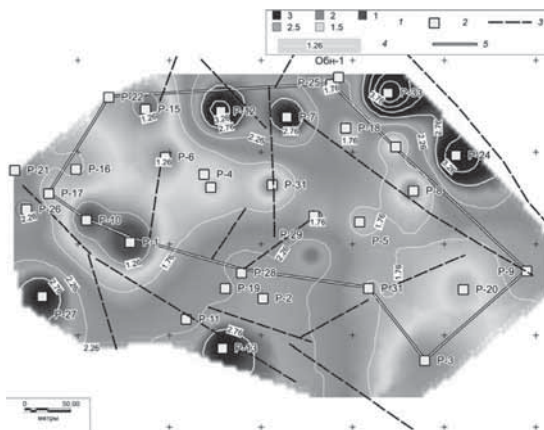


Рис. 5. Схема плотности удельной трещиноватости кварцевых сиенитов с изолиниями, участок «Горный»: 1 – плотность удельной трещиноватости $\text{м}/\text{м}^2$; 2 – расчистки; 3 – тектонические нарушения; 4 – изолинии удельной трещиноватости $\text{м}/\text{м}^2$; 5 – контур подсчета запасов

Fig. 5. Scheme of specific fracturing of quartz sienites with isolines at Gorny prospect: 1 – specific fracturing density m/m^2 ; outcrops; tectonic dislocations; specific fracturing isolines m/m^2 ; 5 – reserves estimation area

Характер распределения удельной трещиноватости по площади участка хорошо согласуется с результатами интерпретации физических полей. Субгоризонтальная трещиноватость кварцевых сиенитов прослежена на глубину непрерывным георадарным зондированием и заверена скважинами. При анализе георадарограмм на участке уверенно выявляются серии сближенных субгоризонтальных трещин с расстояниями между ними от 0,5 до 3–5 метров, а также отдельные минерализованные трещины.

Выводы

Анализ результатов интерпретации всех геофизических методов, дешифрирование космического снимка, данные по изучению трещиноватости по расчисткам и по керну разведочных скважин, а также профильные геологические наблюдения, позволили составить схему комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов для участка недр «Горный». На участке условно выделены области распределения: некондиционного (безблочного), малоблочного, удовлетворительного и хорошего сырья. Комплексные геолого-геофизические исследования позволили на качественном уровне дифференцировать по степени трещиноватости всю площадь.

К северу от субширотной зоны тектоники, закартирован участок являющийся наиболее однородным по физическим полям и наименее подверженный тектонической проработке. Эта площадь рекомендована для включения в контур подсчета запасов.

Оконтурированы зоны первого и второго порядка тектоники, являющиеся зонами безблочного сырья. Приблизительно 50 % от исследуемой площади составляет малоблочное сырье, представляющее собой неоднородные по составу и структуре кварцевые сиениты с повышенной трещиноватостью и выветрелостью.

Список литературы

1. Иванов А. А., Соколов С. Я., Шеков В. А. Прогноз блочности на месторождении гранитов «Пувашвара» // Проблемы рационального использования природного и технического сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов. Петрозаводск, 2005. С. 78–80.
2. Левковский Р.З. Рапакиви. Л., 1975. 224 с.
3. Соколов С. Я., Рязанцев П. А., Климовский А. В., Нилов М. Ю. Геофизические методы изучения природной толщи на объектах облицовочного камня // Горный журнал. 2011. № 5. С. 15–19.

4. Старовойтов А. В. Интерпретация георадиолокационных данных. Изд-во: МГУ. 2008. 192 с.
5. Афанасов М. Н. Отчет о проведении работ на объекте ГДП, ГГД-ЭГИЕ-200 и ГСШ-200 Карельского перешейка и западной части акватории Ладожского озера Р-35- XXIX, XXX, 2002, ФБУ «ТФГИ по СЗФО». 98 с.
6. Иванов А. А., Соколов С. Я., Шеков В. А. Отчет по теме № 183 «Критерии прогноза трещиноватости массива на основе сопоставления его структурных и тектонофизических особенностей». Институт геологии Карельского научного центра РАН. 2007. 144 с.
7. Соколов С. Я., Нилов М. Ю., Климовский А. В. Отчет по теме № 402. Проведение геофизических работ на участке Лоймола – Койвулампинского месторождения строительного камня. Петрозаводск. 2006. 19 с.
8. Соколов С. Я. Отчет по теме № 575 «Геофизические исследования на участке № 8 месторождения Возрождение». Институт геологии Карельского научного центра РАН 2013. 24 с.
9. Соколов С. Я. Отчет по теме № 583 «Геофизические исследования на участке месторождения Балтийское». Институт геологии Карельского научного центра РАН. 2013. 22 с.

**ЭКСПЕРИМЕНТ СИНХОННОГО ПРОФИЛЬНОГО
МТ/МВ ЗОНДИРОВАНИЯ ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ
ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ: НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА
О СТРУКТУРЕ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Соколова Е. Ю.^{1,2} и рабочая группа ЛАДОГА

¹Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

**SYNCHRONIUS MT/MV SOUNDING EXPERIMENT ACROSS LAKE
LADOGA CONDUCTIVITY ANOMALY: NEW EVIDENCES ON
THE SOUTH-EASTERN BALTIC SHIELD CRUSTAL STRUCTURE**

Sokolova E. Yu.^{1,2}, LADOGA WG

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

²Tyumen State University, Tyumen, Russia

Abstract

The paper presents the results of prospecting and long-period synchronous magnetotelluric and magnetovariational soundings of 2013–2016 y.y. along Vyborg-Suoyarvi profile across Lake Ladoga conductivity anomaly (LA) – one of the strongest anomalies on EEC, which is already known about forty years but still hasn't obtained single-valued interpretation of its nature.

Technological and methodical aspects of new experiment as well as noise-suppressing data processing, analyses and interpretation procedures, based on the achievements of MT method's intensive development in the XXI century, are described. The progress in the resolution of the conductivity cross-section of LA permits to carry out its informative geotectonic interpretation. The original variant of such interpretation is proposed.

Введение

Знания о строении мобильных поясов, окружающих стабильные архейские ядра древних кратонов, значительно углубляет понимание докембрийской эволюции планеты. Для их изучения эффективно используется широкий комплекс геофизических методов, в котором все более заметную роль играют электромагнитные зондирования, в их современной постановке способные дать надежную информацию о корово-мантийных структурах и веществе.

Ладожская аномалия электропроводности, расположенная в зоне сочленения архейского (Карельского) и протерозойского (Свекофенского) блоков на юго-востоке Балтийского щита, была открыта в 70–80-х годах XX века в

результате пионерских исследований методом магнитовариационного (МВ) зондирования [8]. С помощью магнитотеллурических (МТ) зондирований, проводимых, главным образом, ленинградскими учеными, представления о характере широкого распространения пород низкого (до единиц Ом·м) сопротивления в разрезе верхней-средней коры северного Приладожья были существенно развиты, что позволило построить первые модели разреза электропроводности ЛА в квази-двумерном приближении [4, 5]. Однако, их разрешение было недостаточным для проведения содержательной геолого-тектонической интерпретации: открытыми оставались вопросы ее природы (флюиды/электронные проводники) и соотношения тектонических режимов при ее образовании (растяжения, рифтинга, и коллизионной тектоники), требовавшие продолжения исследований [5].

В 2013 г. геоэлектрики из Москвы и Санкт-Петербурга: **А. А. Ковтун, С. А. Вагин, И. Л. Варданыц, М. Ю. Смирнов, Н. И. Успенский (СПбГУ); Н. С. Голубцова, В. А. Куликов, И. Н. Лозовский П. Ю. Пушкарев, Я. В. Таран, А. Г. Яковлев (МГУ, ООО «Северо-Запад»); Е. Ю. Соколова (ИФЗ РАН); И. И. Рокитянский (ИГ НАНУ)** – и присоединившиеся позднее **П. Ю. Рязанцев и М. Ю. Нилов (ГИ КНЦ РАН, Петрозаводск)** создали **рабочую группу ЛАДОГА** для постановки нового эксперимента по изучению структуры Ладожской аномалии. Его главной задачей стало осуществление в современной методической постановке синхронного профильного МТ/МВ зондирования по линии секущей аномалию по линии Выборг–Суоярви (В–С) (рис. 1). Целью проекта являлось построение новых геоэлектрических моделей области ЛА, в первую очередь – детального разреза сопротивлений вдоль профиля В–С, и обеспечение надежных глубинных геоэлектрических маркеров для прояснения природы и структурной приуроченности одной из самых крупных аномалий электропроводности на ВЕП, важного репера для эволюционных и металлогенических построений по ЮВ Балтийского щита [9].

Методы и результаты

Пятикомпонентные однодневные наблюдения в рядовых пунктах профиля велись станциями Phoenix MTU-5 в попарно-синхронном режиме и сопровождалась одновременными записями третьей аналогичной станцией в базовых пунктах: в 2013 г. – на геомагнитной стационарной базе СПб филиала ИЗМИРАН в п. Красное (п. 2013), а в 2014 – на северном берегу Ладожского озера (п. 2014) (рис. 1). Станции LEMI-417 осуществляли опор-

ные трехдневные зондирования в 9 опорных пунктах. В качестве дополнительных удаленных баз для длиннопериодных наблюдений использовались две ближайшие геомагнитных обсерватории Финляндии, Нурмиярви и Меккриярви, с непрерывной режимной 1-секундной регистрации.

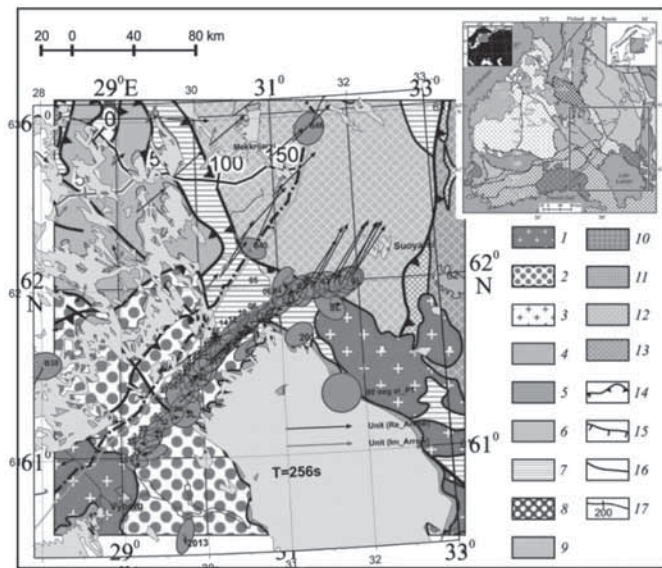


Рис. 1. Профиль синхронных МТ/МВ зондирований Выборг–Суоярви: положение 44-х разведочных зондирований Phoenix (названия пунктов даны цифрами) и 9 глубинных зондирований LEMI (названия с буквой L) дано на схематической геологической карте ЮВ Балтийского щита [2] (расшифровку легенду см. там же). Для периода $T=256$ в соответствии с приведенными масштабами на профиле проекта вынесены эллипсы фазового тензора и индукционные вектора (черные – действительные, согласно конвенции Визе направленные «от проводника», серые – мнимые), а также индукционные вектора на финской территории по данным [12].

Fig. 1. The synchronous MT/MV sounding profile Vyborg–Suoyarvi: 44 prospecting Phoenix soundings (numbers) and 9 deep LEMI soundings (L) on the background of schematic geological map of SE Baltic Shield ([2] and legend herein). According to the shown scales phase tensors ellipses and induction vectors (black – real, in Wiese convention, grey – imaginary) are presented on the profile and on the Finnish territory (only vectors, according to [12]) at 256 s period.

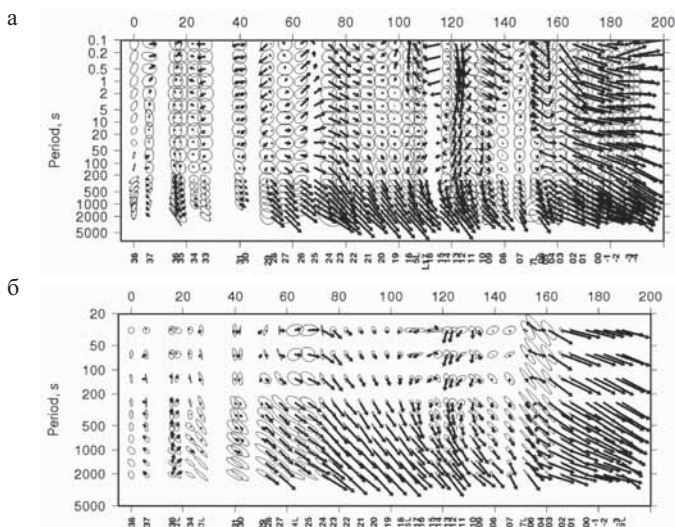


Рис. 2. Инвариантный анализ МТ/МВ передаточных функций по данным профиля Выборг–Суоярви: профильно-частотные распределения действительных векторов индукции (Визе конвенция) и фазовых тензоров импеданса (а) или экстремальных эллипсов аномального горизонтального тензора (в нормировке на крайнюю СВ точку профиля 9L/-4) (б)

Fig. 2. The invariant analyses of MT/MV transfer functions on the Viborg–Suoyarvi profile data: profile–period distribution of real induction vectors (Wiese convention) and phase tensor ellipses (a) or extremal ellipses of anomalous horizontal magnetic tensor M (referenced to North–Easternmost site of the profile 9L/-4) (б)

Опора на данные нескольких синхронных удаленных баз при проведении зондирований в области между Выборгом и Суоярви, изобилующей ЭМ помехами от объектов промышленности и военных артефактов, была принципиальной особенностью методики эксперимента, позволяющей применить современные приемы шумоподавляющей обработки по схеме multi-remote-reference (mRR). Штатный код аппаратуры Phoenix (SSMT2000, Phoenix Geophysics Ltd) и адаптивная сплайн-аппроксимации его результатов («Corrector», ООО «Северо-Запад») дополнялись применением процедур mRR [2] и RRMC (контроль планарности внешних магнитных полей в удаленных пунктах) [12] для стабилизации длиннопериодных оценок и «синхронизации» данных различных полевых кампаний.

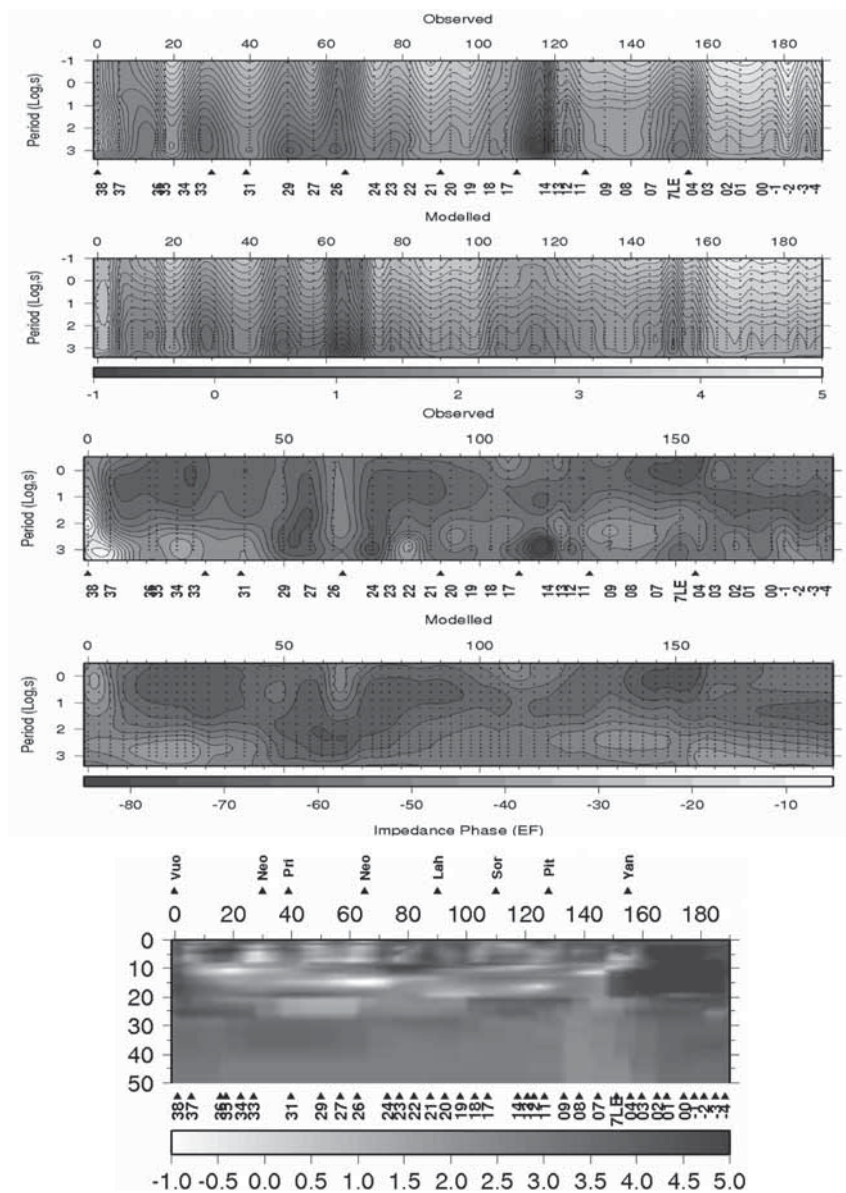


Рис. 3. Разрез сопротивлений (в $\lg \text{ Ом}\cdot\text{м}$, в соответствии со шкалой) по линии Выборг–Суоярви, полученный в результате инверсии эффективного сопротивления (верхние панели) и фазы эффективного импеданса (нижние панели) по данным Phoenix и LEMI 2013–2014 гг. и псевдоразрезы соответствующих наблюдаемых и модельных данных ($\text{MF Ro}_{\text{eff}}=0.3$; $\text{MF ArgZ}_{\text{eff}}=7.1^\circ$; $\text{WRMS}=1.2$). Точки зондирования и положения крупных разломов (Вуоксинский, Приозерский, Лахденпохский, Сортавальский, Питкярантский, Янисярвинский и два неотектонических разлома по [10]) отмечены под и над псевдоразломами, соответственно

Fig. 3. The resistivity cross-section (in $\lg \text{ Ом}\cdot\text{м}$ according to the scale bar) along V–S line obtained as a result of determinant inversion of Phoenix and LEMI data of 2013–2014y.y. with corresponding observed and modelled data ($\text{MF Ro}_{\text{eff}}=0.3$; $\text{MF ArgZ}_{\text{eff}}=7.1^\circ$; $\text{WRMS}=1.2$) and marked faults (Vuoksinskiy, Priozerskiy, Lahdenpohskiy, Sortavalskiy, Pitkiarantskiy, Yanisjarvinskiy and two neotectonic ones according to [10]) and sites locations

Результирующие ансамбли локальных (импеданс Z , типпер Wz) и двухточечных (оценки горизонтального магнитного тензора M , пересчитанного в итоге на крайнюю СВ точку профиля) были составлены для большинства точек в широкополосном диапазоне 0.003–2048 (4096)с и для 9 точек – в расширенном до длинных периодов, 0.003–8000 с [9].

Инвариантный анализ полученных передаточных функций (рис. 1, 2) главное направление простирания геоэлектрических структур ($45\text{--}50^\circ\text{NE}$) и квази-двумерность их МТ/МВ откликов (2D с локальными 3D искажениями), что определило возможность двумерного подхода к интерпретации. Частотно-профильное поведение инвариантов горизонтального магнитного тензора M наиболее отчетливо выявило существование двух областей концентрации теллурических токов: средне-верхнекоровую на СВ участке и средне-нижнекоровую на ЮЗ (рис. 2, правая панель) а также [9].

Для построения модели глубинной электропроводности ЛА вдоль профиля Выборг–Суоярви была предпринята серия 2D инверсий как полного ансамбля полученных МТ/МВ передаточных функций, так и его подмножеств. Применялись различные подходы, начиная от сглаженных частичных инверсий, до многокомпонентной с учетом локальных 3D искажения и кусочно-непрерывной аппроксимацией среды по программе [11]), давшей наибольшее разрешение (более детально об обширном опыте 2D и первых постановках 3D инверсий). Серия, полого погружающихся к ЮЗ неоднородно-проводящих горизонтов в верхней и средней коре, выходящих на поверхность в виде известных разломов, явилась наиболее яркой и устойчивой общей чертой всех получаемых решений, хорошо коррелирующей с характерными особенностями разреза плотности [7].

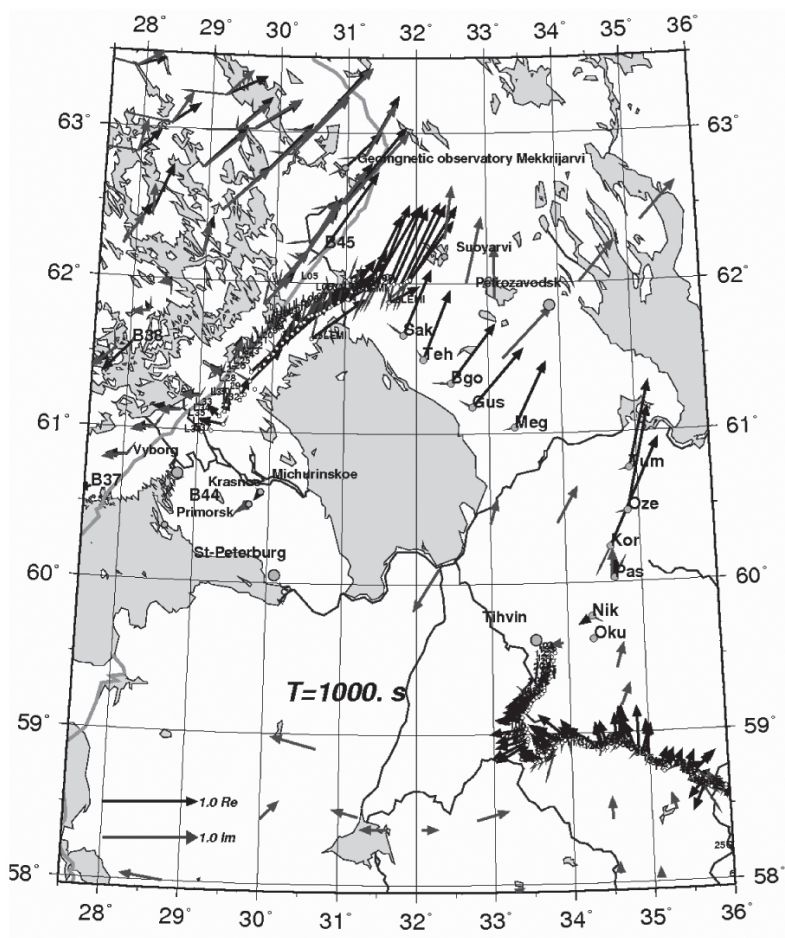


Рис. 4. Пространственное распределение действительных (черные) и мнимых (серые) векторов индукции (конвенция Визе) по области Ладожской аномалии электропроводности для $T \sim 1000$ с (данные проектов BEAR, 1-ЕВ, ЛАДОГА за 2013–2016 гг.) и для $T=1000$ с (коллекция [13]) и ~ 1800 с (коллекция [1]).

Fig. 4. Spatial distribution of real (black) and imaginary (grey) induction vectors (Wiese convention) over the Lake Ladoga conductivity anomaly area for $T \sim 1000$ с (the data of BEAR, 1-EU, LADOGA, 2013–2016 y.y.) and for $T=1000$ с [13]; $T \sim 1800$ с [1].

Пример результата детерминантной инверсии приведен на рис. 3, другие варианты моделей приведены в [7]. Большее разрешение верхней коры, представленное в результатах инверсий W_z и $H\rho$ -импедансных данных, позволило выявить на СВ половине профиля чашеобразные проводящие структуры, уверенно соотносимые с аналогичным структурным рисунком в распределении эффективной магнитной восприимчивости, которые дала инверсия материалов магнитной съемки 1:200000 по программе KOSKAD. Первые попытки проведения 3D инверсии по данным профиля В–С дали результаты хоть и недостаточно разрешенные, но, в целом, разумно соотносящиеся с двумерными.

Разрешение структуры разреза сопротивлений по профилю В–С в совокупности со сведениями о характере пространственного поведения МВ откликов по всей области Ладожской аномалии электропроводности из [13, 1] и результатами МТ работ на геотраверсе 1ЕВ [6, 3] позволили в рамках проекта ЛАДОГА продвинуться в понимании расположения аномально проводящих «ветвей» ЛА в Приладожье в целом. В построенной впервые прогнозной объемной модели ее коровой электропроводности предположена гипотеза пространственного поведения двух «эффективных» проводников ЛА (СВ верхнее-средне-коровый, условно «метаосадочный», и ЮЗ средне-коровый, условно «гранулитовый» [7]), неплохо подтвердившаяся новейшими результатами зондирований 2016 г. (рис. 4). Показано, что 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 магнитовариационными зондированиями [1].

Выводы

Новые зондирования ЛА, осуществленные МГУ, ИФЗ РАН и СПбГУ в партнерстве с ООО «Северо-Запад» и ГИ КарНЦ РАН позволили преодолеть ограничения предшествующих этапов ее исследования и достичь существенно большего разрешения структуры коровой электропроводности в сечении по линии Выборг–Суоярви, в области ее существенной двумерности, позволяющего вести геологическую и тектоническую интерпретацию [7]. Полученная геоэлектрическая модель показывает, что ЛА – не единый компактный объект, а совокупность проводников различного вещественного состава и тектонической приуроченности. На средне-нижне-коровых уровнях эти структуры представляют собой неоднородно-проводящие наклонные слои с единым ЮЗ положим

падением (подтверждаемым соответствующим плотностным распределением [7]) и, по-видимому, являвшиеся надвиговыми зонами, развившимися вдоль позволяющих облегченное проскальзывание графит-содержащих раннепротерозойских формаций при их аккреции/надвиге к краю Карельского кратона в свекофенское время и позднее. На более высоких уровнях их падение становится круче и они сливаются с крупными древними разломными зонами, распознаваемыми на поверхности (включая реактивированные неотектоническими процессами вдоль границ Ладожско-Ботической зоны [10]), где возможно присутствие и минерализованной меторной воды. В верхней коре (5–7 км) СВ части профиля выявляются чашеобразные проводящие структуры, находящиеся в уверенной корреляции с картиной распределения относительной аномальной магнитной восприимчивости. Их совокупность характеризует верхнекоровую структуру Раахе-Ладожской зоны в крест ее более чем 50-ти км ширины.

В ЮЗ области разреза на глубинах 20–25 км наблюдается существенное «раздувание» проводящих слоев, которое, по-видимому, и составляет ту самую, интенсивную и низкочастотную, Ладожскую аномалию, обнаруженную первыми длиннопериодными МВ зондированиями в регионе Приладожья [8]. Мы полагаем [7], что оно образовано глубоко-метаморфизованными комплексами Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, включающими кристаллический графит экстремально высокой электропроводности (известны месторождения) и сходными с обнаженными/разбуренными формациями Лапландского гранулитового пояса ($\rho < 0.001 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Однако на СВ, в перикратонной (Раахе-Ладожской) зоне, повышенная электропроводность верхнекоровых формаций, скорее всего, связана с графит\сульфид-содержащими низко метаморфизованными супракрастальными и вулканическими породами.

Особенности тектонических структур, выявленные в разрезе Выборг–Суоярви хорошо сопрягаются со структурами ЮВ Балтийского щита, реконструированными по геологическим и сейсмическим (проект FIRE) материалам [7]. Современные синхронные МТ/МВ зондирования вполне эффективно восполнили отсутствие в северном Приладожье данных активной сейсмоки. Следующий раунд уточняющей тектонической интерпретации будет предпринят по окончании 2–3D ограниченных МТ/МВ инверсий и 3D моделирования с учетом данных новых зондирований в Ладожском регионе 2016 г. (рис. 4).

Благодарности

- д.г.-м.н. Н. В. Шарову, д.г.-м.н. А. А. Жамалетдинову, д.ф.-м.н. Ю. А. Копытенко и их коллегам из ИГ Кар НЦ, ИГ Кол НЦ РАН и СПбФ ИЗМРАН – за неизменный интерес к исследованиями ЛА, полезные обсуждения результатов и неоценимую помощь в организации полевых работ;
- финским, польским и российским коллегам из геомагнитных обсерваторий Нурмиярви, Меккроярви, Сувалки и Красное, а также из ИГ ПАН (Варшава) за любезное предоставление своих геомагнитных наблюдений для проведения нами помехоподавляющей обработки данных;
- всем разработчикам используемых высокоэффективных программ обработки, анализа и инверсии МТ/МВ данных.
- Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, инициативные гранты 13-05-00786, 15-05-01214, 16-05-00543, экспедиционного гранта 14-05-10042, а также ООО «Северо-Запад».

Список литературы

1. Берзин Р. Г., Куликов В. А., Каплан С. А. Построение геоэлектрического разреза земной коры по данным МТЗ на участке Тихвин-Молоково профиля 1-ЕВ. Пятые геофизические чтения им. В. В. Федынского. 2002. Москва, ГЕОН. 1 с.
2. Варенцов И. М., Соколова Е. Ю., Мартанус Е. Р., Наливайко К. В. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003, № 2. С. 30–50.
3. Голубцова Н. С., Соколова Е. Ю., рабочая группа ЛАДОГА. Построение трехмерной геоэлектрической модели района Ладожской аномалии электропроводности. Труды всероссийской конференции с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья». 22–24 мая. 2017. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск.
4. Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданыц И. Л. Строение коры и мантии по профилю Суоярви–Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестник СПбГУ. 1998. Сер. 4. Вып. 4. С. 25–34.
5. Ковтун А. А., Варданыц И. Л., Успенский Н. И. Сопоставление сейсмической и геоэлектрической моделей Ладожско-Ботнической аномальной зоны. Вопросы геофизики. СПб., 2011, Вып. 44. С. 124–133.
6. Минц М. В. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннекембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М: Роснедра. РАН. Центр ГЕОКАРТ. 2010.
7. Минц М. В., Соколова Е. Ю., Глазнев В. Н., рабочая группа ЛАДОГА. Объемная модель глубинного строения Свеклофеннского аккреционного ороге-

на и сопредельной окраины Карельского кратона: совместное использование данных сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ, МТ зондирования и плотностного моделирования // Труды всероссийской конференции с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья». 22–24 мая. 2017. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск.

8. Рокитянский И. И., Кулик С. Н., Рокитянская Д. А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофиз. журнал. Украинская академия наук. 1981. 3. С. 97–99.

9. Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности. Геофизика, 2016, № 1. С. 48–61.

10. Pajunpää, K. 1987. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 91. P. 657–666.

11. Varentsov I. M. Joint robust inversion of magnetotelluric and magnetovariational data. *Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40, Ed. V. V. Spichak)*. Elsevier. 2007. P. 189–222.

12. Varentsov Iv. M., Sokolova E. Yu., EMTESZ–Pomerania WG. The magnetic control approach for the reliable estimation of transfer functions in the EMTESZ-Pomerania project // *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.* C–95(386). 2005. P. 67–80.

13. Wybranec, S., Jankovski, J., Ernst, T., Pecova, J., Phftec, O. A new method for presentation of induction vector distribution in Europe // *Geophys. Polonica*, 1999. XLVII (3), P. 323–334.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА УЧАСТКАХ ПРИЛАДОЖЬЯ И ОЦЕНКА ЕГО ЭНДОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ

Спунгин В. Г.¹, Полещук А. В.²

¹Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

CHARACTERISTICS OF SEISMIC NOISE ON SITES OF LADOGA LAKE REGION AND ESTIMATION OF THE ITS ENDOGENIC COMPONENT

Spungin V. G.¹, Poleshchuk A. V.²

¹Institute of Geosphere Dynamics RAS

²Geological Institute RAS

Abstract

Characteristics of spectral capacity of seismic noise on sites of southeast Fennoscandian Shield are considered. It is shown, that its endogenic component is greatest on sites of Ladoga Lake Region. Its excess on size concerning other investigated sites makes up to one and a half orders on all working range of frequencies of used seismic channels. Geodynamic activity of Vuoksa breaks zone and the sizes of active blocks on sites of observations are assumed as the possible reasons of this phenomenon.

Введение

Сейсмический шум формируется множеством источников различного происхождения, частотного состава, временного режима, и зависит от свойств геологической среды на пути своего распространения. Начиная с 70-х годов прошлого века, сейсмический шум рассматривается не только как помеха при сейсмологических и сейсморазведочных работах, но и как полезный сигнал. В связи с этим актуальна оценка в его составе эндогенной составляющей, значимой в практическом отношении. В общем случае эндогенная сейсмическая активность геологической среды обусловлена напряжениями, возникающими в результате механических, термических и химических процессов, происходящих внутри среды даже в том случае, когда ее поверхность не испытывает никаких внешних механических воздействий [5]. Р. Р. Сероглазов [7] связывает эндогенный шум с механизмом сдвигового скольжения противоположных берегов разрывных нарушений в блоковой среде. И для его изучения считает необходимым много-

точечные системы наблюдений с объемным распределением в пространстве датчиков, комплексированием различных видов наблюдений и совершенствование методик анализа. Размер области, определяющей 90% регистрируемых шумов для частот 15–30 Гц, по данным [3] составляет 3–6 км. А наблюдаемый временной ход интенсивности высокочастотных сейсмических шумов связывается с влиянием преимущественно экзогенных факторов [2].

Начиная с середины 90-х годов, авторы проводят сейсмологические наблюдения на участках российской части Фенноскандии, расположенных на территории Республики Карелия, Ленинградской и Мурманской областей [8]. На рис. 1 показаны участки наблюдений, выполненных в этом веке с идентичными комплектами регистрирующей аппаратуры.



Рис. 1. Схема участков сейсмологических наблюдений в период с 2001 по 2013 гг.

Fig. 1. The scheme of sites of seismological supervision in the period with 2001 on 2013.

В данной статье приведены характеристики сейсмического шума на участках российской части Фенноскандии, и показано, что эндогенная составляющая шума наиболее велика на участках Приладожья.

Методика исследований

Сейсмические наблюдения выполнялись с мобильной локальной сетью из 3–4 сейсмопунктов, установленных на коренных кристаллических породах. В качестве датчиков использовались сейсмоприемники СМ-3КВ и СМ3КВЭ с коэффициентом преобразования сейсмического канала $\sim 4 \times 10^5$ В/м/с в полосе 0.5–40 Гц. Длительность наблюдений на одном участке составляла от 2-х до 17-ти суток. Участки наблюдений располагались на удалении 5–10 км от источников сильных антропогенных помех – крупных населенных пунктов, авто- и железнодорожных магистралей. Все приведенные ниже графики спектральной мощности сейсмического шума представляют собой осредненную кривую спектра шума по 100 его реализациям длительностью 10,25 с, выбранных случайным образом в пределах периода регистрации продолжительностью 30 минут. Оценка величины эндогенной составляющей выполнена при сопоставлении уровня спектральной мощности шума на разных участках в периоды минимальных и максимальных величин экзогенной составляющей, вызванной увеличением интенсивности антропогенных источников в дневное время суток и метеофакторами: усилением ветра и увеличением амплитуды штормовых микросейсм при прохождении атмосферных фронтов.

Обсуждение результатов

На рис. 2 приведены графики спектральной мощности сейсмического шума для семи участков наших наблюдений в безветренное ночное время, когда были минимальны величины его экзогенной составляющей. Анализ этих графиков показывает, что на участках Вуокса и Пещеры Иностранцева, расположенных в Приладожье, уровни ночного сейсмического шума наиболее высоки.

В пределах почти всей рабочей полосы сейсмических каналов уровни шума здесь примерно на полтора порядка по величине превышают шум на участках с наиболее низким его уровнем. При этом на некоторых пиковых составляющих спектральной мощности, в частности, на частоте 4.00 на участке Вуокса, а также на частотах 8.79 и 14.5 Гц на участке Пещеры Иностранцева, превышения достигают 2–2.5 порядка.

Наиболее низкие уровни спектральной мощности шума, зарегистрированные на участках Паанаярви, Заонежский и Поньгома, практически идентичны спектру шума на региональной группе NORESS в Норвегии, где на частоте 1 Гц уровень шума колеблется от 1 до $10 \text{ нм}^2/\text{Гц}$; на частоте 10 Гц составляет около $10^{-5} \text{ нм}^2/\text{Гц}$ и на частоте 40 Гц $10^{-8} \text{ нм}^2/\text{Гц}$ [11].

По-видимому, высокие уровни сейсмического шума на участках Приладожья обусловлены его эндогенной составляющей. Это допущение сделано на основании того, что увеличение уровня сейсмического шума вследствие влияния экзогенных источников на участках наших наблюдений было менее значительным. Наиболее мощные экзогенные источники сейсмического шума связаны, как известно, с антропогенной деятельностью, усиливающейся в дневное время суток, и с прохождением атмосферных фронтов, вызывающих усиление ветра и формирование штормовых микросейсм вблизи крупных водных бассейнов.

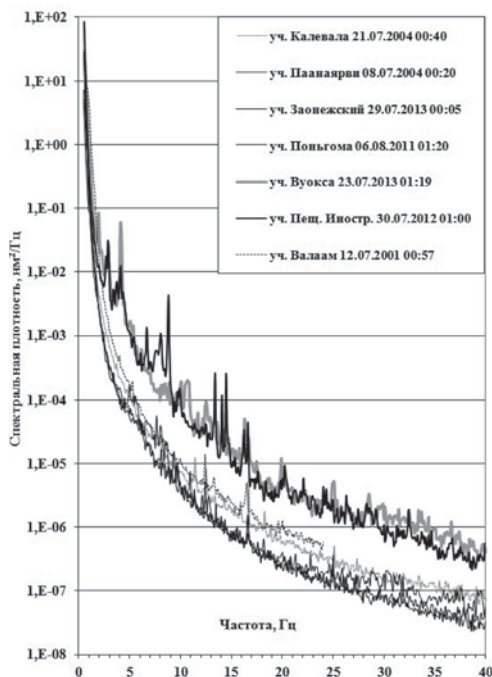


Рис. 2. Спектральная мощность сейсмического шума на участках юго-востока Фенноскандинавского щита в ночное безветренное время. В подписях на рисунке дата и время (GMT) начала регистрации сейсмических колебаний

Fig. 2. Spectral capacity of seismic noise on sites of southeast Fennoscandian Shield in night windless time. In signatures in figure date and time (GMT) the beginnings of registration of seismic fluctuations

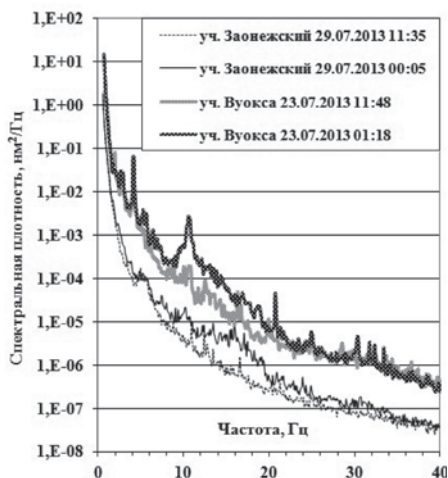
На участках наших работ увеличение интенсивности шума в дневное время относительно его ночного уровня наблюдалось повсеместно (рис. 3).

И на участках с наиболее низким ночным уровнем шума (см. например участок Заонежский, рис 3), и на участках с наиболее высоким (рис. 3, участок Вуокса). Но это увеличение отмечалось лишь в пределах отдельных,

сравнительно небольших, частотных диапазонах и по величине не превышало одного порядка. Так на участке Заонежский увеличение дневного шума в два и более раз наблюдалось в диапазоне 7–26 Гц, а максимальное (от 5 до 8 раз) достигалось на частотах 13–20 Гц.

Рис. 3. Спектральная мощность сейсмического шума на участках Заонежский и Вуокса в дневное и ночное безветренное время. В подписях на рисунке дата и время (GMT) начала регистрации сейсмических колебаний

Fig. 3. Spectral capacity of seismic noise on sites Zaonegski and Vuoksa in day time and night windless time. In signatures in figure date and time (GMT) the beginnings of registration of seismic fluctuations



Изменения спектральной мощности сейсмического шума при прохождении атмосферного фронта в условиях Фенноскандии рассмотрены нами ранее на примере участка Поньгома, расположенного на берегу Белого моря, где вклад штормовых микросейсм (в условиях Карелии) может быть наиболее велик. В частности, там показано, что при прохождении циклона, сопровождавшегося 8–11 августа 2011 г понижением атмосферного давления на 25–30 мм рт. ст., и увеличением скорости ветра в отдельные часы до 7 м/с, мощность сейсмического шума заметно увеличивалась лишь в диапазоне до 10 Гц. Примерно до полутора порядков в диапазоне до 3 Гц, и до полутора – двух порядков в диапазоне от 4 до 7 Гц. Далее с увеличением частоты различие уменьшалось, и на частотах более 10 Гц мощность шума при прохождении атмосферного фронта не превышала таковую в спокойное безветренное время [9].

На участке Пещеры Иностранцева зарегистрирован сейсмический шум в период штормовой погоды 29 июля 2013 г, сопровождавшейся грозовыми разрядами, молниями, ливневым дождем и ураганным ветром, привед-

шим к падению крупных деревьев на расстоянии десятков и первых сотен метров от пунктов сейсмической регистрации (рис. 4).



Рис. 4. Участок Пещеры Иностранцева. Расчистка дороги после урагана 29.08.2013 г. Фото сделано в 140 м от пункта сейсмической регистрации

Fig. 4. A site of Caves Inostranceva. Clearing of road after hurricane of 29.08.2013. The photo is made in 140 m from point of seismic registration

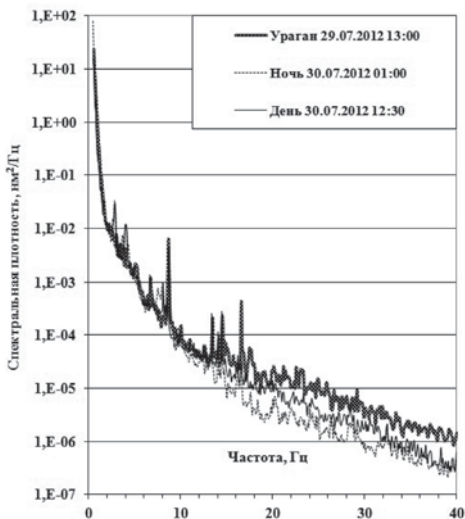
На рис. 5 приведена спектральная мощность шума в этот период сравнительно с периодами безветренного ночного и дневного времени. Как видно, даже при штормовой погоде с ураганным ветром уровень сейсмического шума на участке Пещеры Иностранцева увеличивается не более чем на один порядок по сравнению с ночным безветренным временем, и до половины порядка сравнительно с дневным временем суток. И только в полосе от 10 Гц и выше, до конца рабочего диапазона наших сейсмических каналов.

Таким образом, повышение уровня сейсмического шума вследствие метео и антропогенных факторов по величине сопоставимо и меньше, чем превышение уровня шума, зарегистрированное на участках Пещеры Иностранцева и Вуокса сравнительно с другими участками, в безветрен-

ное ночное время. Объяснить такую величину можно только повышенной эндогенной составляющей сейсмического шума в этом регионе.

Рис. 5. Спектральная мощность сейсмического шума на участке Пещеры Иностранцева в период урагана, прошедшего 29.07.2012 г, а также в дневное и ночное безветренное время. В подписях на рисунке дата и время (GMT) начала регистрации сейсмических колебаний

Fig. 5. Spectral capacity of seismic noise on a site of Caves Inostranceva during hurricane, past 29.07.2012 г, and also in day time and night windless time. In signatures in figure date and time (GMT) the beginnings of registration of seismic fluctuations



В качестве причин этого явления в первую очередь представляются следующие:

- неотектоническая активность геологической среды, обусловленная, возможно, современной геодинамической подвижностью Вуоксинской зоны разломов, в пределах которой расположены эти участки;
- блоковое строение массива горных пород, определяющее размеры активных блоков на данных участках.

Вуоксинская зона разломов является крупной региональной зоной современного сдвига, состоящей из нескольких ветвей СЗ простирания общей протяженностью около 70 км. На ее протяжении (в том числе и на участке Пещеры Иностранцева) зарегистрированы признаки позднечетвертичной и голоценовой, тектонической и высокомагнитудной сейсмической активизации [6]. В каталоге Б. А. Ассиновской и А. А. Никонова [1] приводятся сведения о 36 землетрясениях из района Ладожского озера. Из них 9 событий ощущались на о. Валаам и некоторых других близких островах Ладоги в виде слабых толчков и сотрясений с ощутимостью в эпицентре до 4–5 баллов. Что свидетельствует о повышенной современной

активности Приладожья. При этом уровень мощности ночного сейсмического шума на острове Валаам также повышен по сравнению с участками Паанаярви, Калевала, Поньгома и Заонежский. Однако он не так высок, как на участках Вуокса и Пещеры Иностранцева (рис. 3). По-видимому, это обусловлено блоковым строением среды на этих участках. В частности, относительно большим размером активных блоков на участках Вуокса и Пещеры Иностранцева. Последнее, по-видимому, связано с вещественным составом горных пород. Участки Вуокса и Пещеры Иностранцева сложены породами кислого состава – гранитами, а участки Валаам породами основного состава – базальтами и диабазами.

Важной особенностью спектра шума на участках Вуокса и Пещеры Иностранцева является также то, что наиболее интенсивные пики спектральные мощности (в частности, на частотах 4.00, 8.79 и 14.5) не отвечают зависимости $f = 50/k$, где $k = 1, 2, 3, \dots, n$, **отражающей частоты сейсмического излучения мощных электрических машин** [10]. И, соответственно, их нельзя объяснить излучением вследствие вращения роторов электроагрегатов. Очевидно, что эти частоты отвечают размерам наиболее активных блоков на данных участках Приладожья. Согласно зависимости [4] их размеры колеблются в пределах 1–10 м.

Заключение и выводы

Установлено, что в составе сейсмического шума на участках Приладожья весьма велика эндогенная составляющая. В ночное безветренное время спектральная мощность сейсмического шума на участках Вуокса и Пещеры Иностранцева до полутора порядков по величине превышает уровень шума на других участках юго-востока Фенноскандии в пределах всей рабочей полосы наших сейсмических каналов. А на некоторых пиковых составляющих спектральной мощности, в частности, на частоте 4.00 на участке Вуокса, а также на частотах 8.79 и 14.5 Гц на участке Пещеры Иностранцева, превышения достигают 2–2.5 порядков. Возможными причинами этого явления могут быть неотектоническая активность геологической среды (обусловленная, вероятно, современной геодинамикой Вуоксинской зоны разломов) и размеры активных блоков на участках наблюдений, определяемые их тектоническим строением и вещественным составом слагающих их горных пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИДГ РАН № 0146-2014-0008 и ГИН РАН № 0135-2016-0012.

Список литературы

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2004. С.150–191.
2. Барабанов В. Л. Техногенные геофизические явления на месторождениях подземных вод, нефти, газа и твердых полезных ископаемых / Наведенная сейсмичность. М.: Наука. 1994. С 157–165.
3. Карыев Б. С. Исследование высокочастотных сейсмических шумов Ашхабадского сейсмоактивного района / Диссертация ... кандидата физ.-мат. наук. ИФЗ АН СССР. Москва. 1984. 216 с.
4. Кочарян Г. Г., Кобыченко Н. В. Проявление блоковых движений в длинно-периодном сейсмическом фоне / Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Сб. науч. тр. ИДГ РАН в 2-х кн. М.: 2003. Кн. 1. С. 98–107.
5. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М. Мир. 1969. Т.2. 836 с.
6. Никонов А. А., Шварев С. В., Сим Л. А., Родкин М. В., Бискэ Ю. С., Маринин А. В. Скальные палеосейсмодетформации на Карельском перешейке (ключевой участок «Пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // ДАН. 2014. Т. 457, № 5. С. 591–596.
7. Сероглазов Р. Р. Особенности микросейсмического отклика геофизической среды на динамическое воздействие в условиях платформенных областей / Диссертация ... кандидата физ.-мат. наук. ОИФЗ РАН. Москва. 2003. 171 с.
8. Спунгин В. Г. Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений Восточно-Европейской платформы // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 2. Микросейсмичность / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. 2007. С. 81–90.
9. Спунгин В. Г. Сейсмический шум на локальных участках юго-востока Фенноскандии и его зависимость от метеоусловий. Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : материалы XX Всероссийской конференции с международным участием (г. Воронеж, 25–30 сентября 2016 г.) / под ред. Н. М. Чернышова, Л. И. Надежка. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга». 2016. С. 374–378.
10. Яковлев А. П., Алешин В. А. Исследование монохроматических компонент в высокочастотном сейсмическом шуме // Физика Земли. 1994, № 3. С. 3–19.
11. Bungum H., Mykkeltveit S., Kvaerna T. Seismic noise in Fennoscandia, with emphasis on high frequencies // BSSA. 1985. V. 75. N 6. P. 1489–1513.

ОПЫТ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ НОВЫХ МТ/МВ ЗОНДИРОВАНИЙ ПО ПРОФИЛЮ ВЫБОРГ-СУОЯРВИ ЧЕРЕЗ ЛАДОЖСКУЮ АНОМАЛИЮ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Таран Я. В.¹, Зайцев С. В.¹, Соколова Е. Ю.^{2,3}, Пушкарев П. Ю.¹

¹Московский Государственный Университет им. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

³Tyumen State University, Tyumen, Russia

EXPIRIENCE OF INVERSION RESULTS OF NEW SYNCHRONOUS MT/MV DATA ACROSS LAKE LADOGA CONDUCTIVITY ANOMALY

Taran I. V.¹, Zaytsev S. V.¹, Sokolova E. Yu.², Pushkarev P. Yu.¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Institute of the Earth Physics RAS, Moscow, Russia

³Tyumen State University, Tyumen, Russia

Abstract

Modern stage of LA investigations has been initiated in 2013 responding to actual demand of the Precambrian studies in solid geophysical constraints for understanding the deep architecture and evolution of the Baltic (Fennoscandian) Shield in this key region, which were still absent. New MT/MV sounding experiment of LADOGA WG has overcome serious restrictions of previous phases of the studies: it is characterized by synchronous scheme of broadband and basic long-period recording and application of advanced data processing and inversion techniques for adequate analyses of noise containing observations. The paper is focused on the methodology and results of Vyborg-Suoyarvi MT/MV data set inversions, extending limits of earlier 1D approaches and proceeding to 2D and 3D analyses.

Введение

Ладожская аномалия (ЛА) электропроводности впервые была обнаруженная более тридцати лет назад методом магнитовариационного (МВ) зондирования расположена на Юго-Востоке Балтийского (Фенноскандинавского) щита на границе архейского Карельского кратона и палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена [2]. На основании результатов ранних магнитотеллурических (МТ) исследований 80–90-х годов сотрудниками СПбГУ с помощью одномерной инверсии наименее искаженных МТ кривых была построена квазидвумерная модель ЛА [3]. В связи с ростом возможностей современных синхронных методов зондирования вновь возник интерес к исследованию Ладожской аномалии с целью получения более детальной и надежной модели ЛА, пригодной для геотектонической интерпретации.

Методы исследований

Наблюдения по профилю Выборг-Суоярви, имеющем длину более 200 км, проведены в 2013–2016 годах сотрудниками ООО «Северо-Запад», МГУ, ИФЗ и КрНЦРАН. В процессе полевых работ со станциями Phoenix и LEMI были получены около 44 рядовых и 9 длиннопериодных МТ/МВ зондирований с синхронной записью (рис 1.) [6, 5].

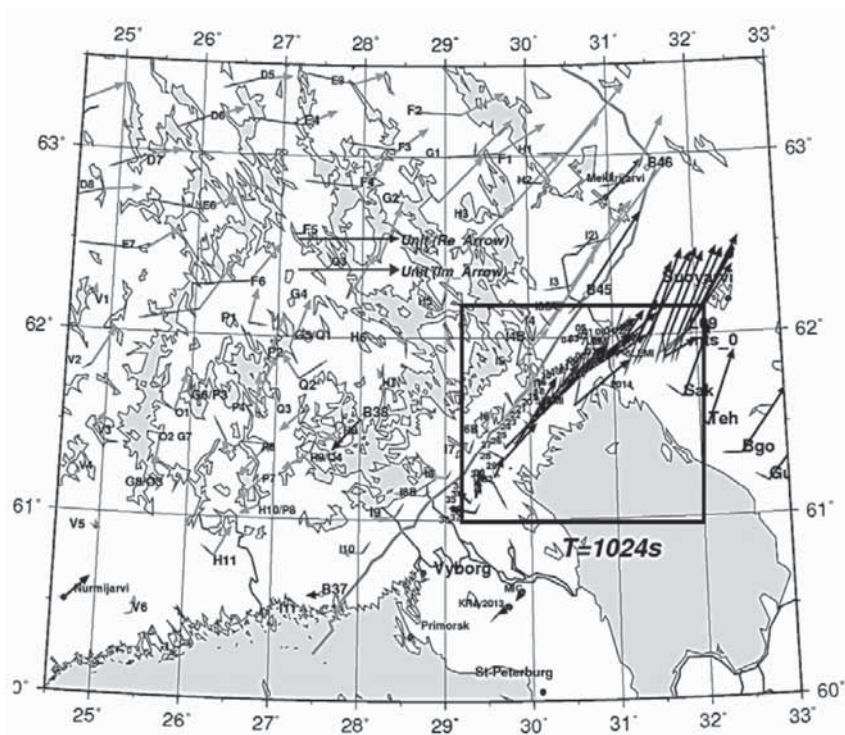


Рис. 1. Расположение профиля Выборг–Суоярви и финских МТ/МВ исследований. Показаны индукционные стрелки для $T=1024$ с (черные – действительные, серые – мнимые, конвенция Визе) по данным [5, 1]. Квадратом выделена область трехмерной инверсии 3DInv

Fig. 1. Location of Viborg–Suoyarvi profile. The induction vectors from [5, 1] are presented in Wiese convention (real – black, grey – imaginary). The square indicates the area of 3D inversion model

Обработка данных осуществляется с помощью современных методов и алгоритмов с использованием записей собственных базовых станций и финских геомагнитных обсерваторий. Несмотря на изобилие промышленных шумов в исследуемой местности передаточные МТ/МВ функции удалось получить в широкой полосе частот. Инвариантный анализ позволил оценить размерность среды, знание которой необходимо для выбора наиболее адекватного подхода к интерпретации, как квазидвумерную с локальными трехмерными неоднородностями [6].

Проведение одномерных инверсий по характерным и малоискаженным амплитудно-фазовым кривым эффективного импеданса дало возможность проверить и уточнить имеющиеся априорные сведения о нормальном разрезе Карельского и Свекофенского блоков, а также получить начальные оценки глубинного распределения сопротивлений на аномальных участках профиля.

Чтобы получить новую модель глубинного геоэлектрического разреза ЛА использовались различные методы 2D инверсии полученных данных, включая сглаживающие инверсии [9] на начальном этапе, а также детальные последовательные и совместные многокомпонентные инверсии в кусочно-непрерывной аппроксимации распределения электропроводности среды, использующие оригинальные процедуры подавления локальных 3D искажений [10]. В докладе тестируются и сравнительно анализируются их разрешающие способности. Примеры результатов подобных инверсий приведены на (рис. 2).

В настоящее время с использованием данных зондирований на профиле Выборг–Суоярви осуществлен первый пилотный запуск программы 3D инверсии ModEM [7] на быстродействующем кластере ИФЗ РАН. Использовались как МТ, так и МВ данные: комплексные тензоры импеданса и реальные и мнимые части типпера на сетке 18 периодов в диапазонах (0.003–1024с) и (0.003–512с), соответственно. Первый опыт 3D инверсии профиля В–С дал результаты хоть и недостаточно разрешенные, но, в целом, разумно соотносящиеся с двумерными (рис. 3). Важным результатом явилось обнаружение расширения области повышенной электропроводности к востоку от ЮЗ оконечности профиля В–С. Готовится следующий, уточняющий, счет по расширенному входному ансамблю, включающему материалы МТ/МВ зондирований, полученные в ходе нынешних и предыдущих исследований области сочленения Карельского и Свекофенского геоблоков российскими [5] и финскими [8] геоэлектриками, с применением откорректированной стратегии сглаживания и взвешивания различных компонент данных.

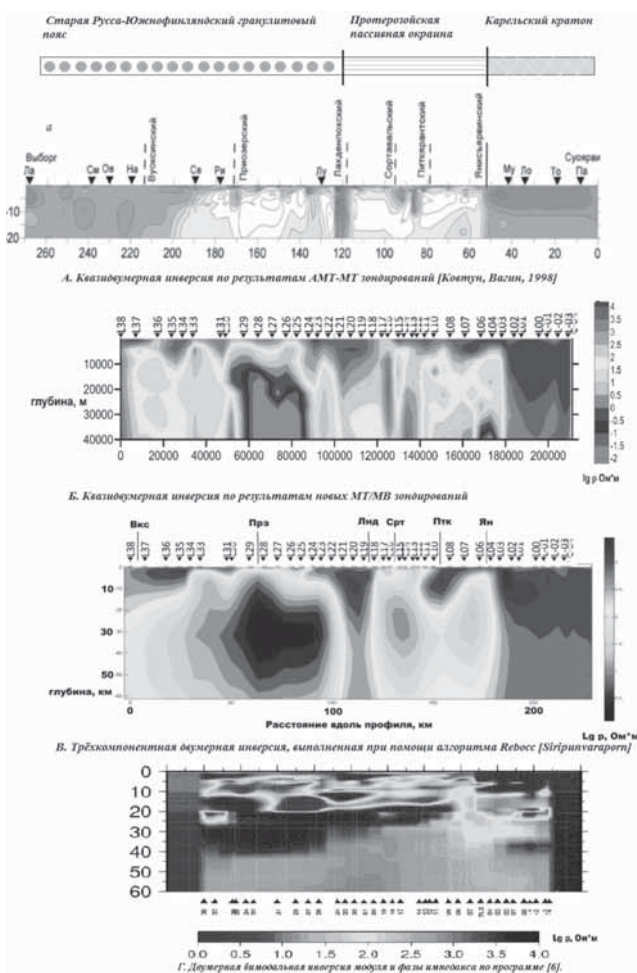


Рис. 2. Сопоставление различных результатов двумерной инверсии АМТ и МТ/МВ данных профиля Выборг–Суоярви. Положение тектонических разломов нанесено в соответствии с [3], тектоническое районирование по [4]

Fig. 2. Geoelectrical cross-sections along Vyborg–Suoyarvi line, obtained as a results of different codes and approaches to profile inversein and application of different inversion tool. The location of the faults is shown according to [3] and tectonic zoning – according to [4].

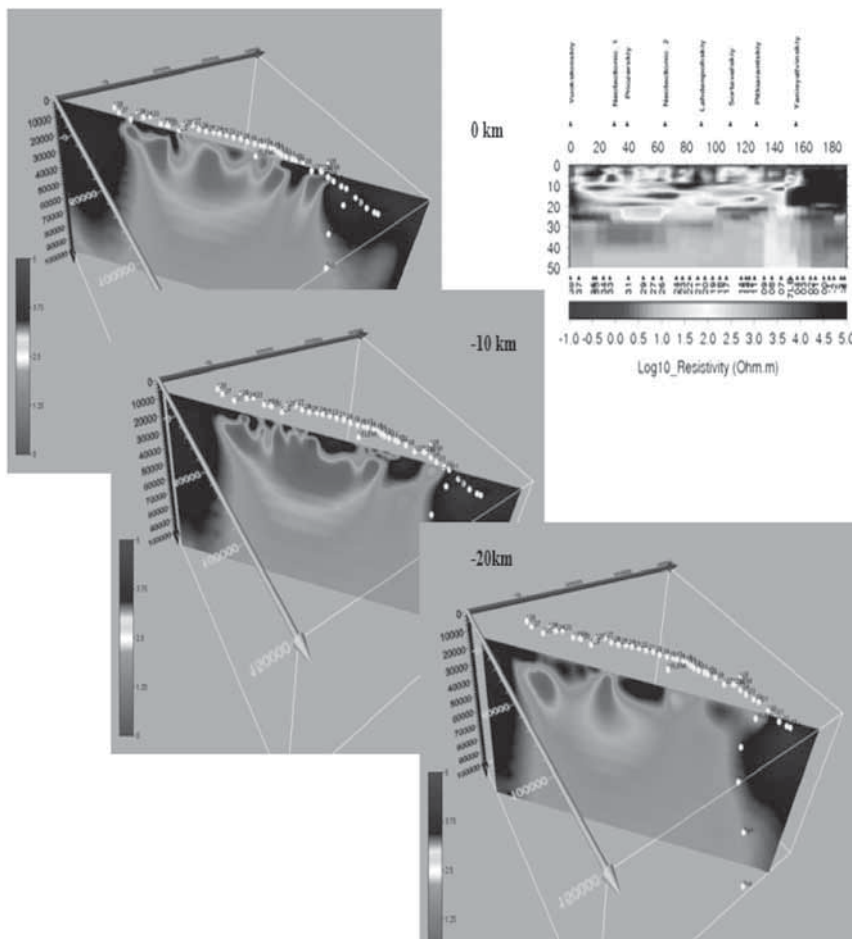


Рис. 3. Сопоставление первых результатов трехмерной инверсии [7] ансамбля комплексных тензоров импеданса и реальных и мнимых частей типпера в точках профиля Выборг–Суоярви на сетке 18 периодов в диапазонах (0.003–1024с) и (0.003–512с), соответственно, с результатами двумерной детерминантной инверсии [5, 10]

Fig. 3. The comparison of 3D inversion results, obtained with a help of code [7] for data ensemble including full complex tensor Z and Re, Im parts of tipper W_z inn the ranges (0.003–1024) and (0.003–512)s, correspondingly, with 2D determinant inversion [5, 10]

Выводы

Полученная геоэлектрическая модель позволяет сделать выводы, что Ладожская аномалия образована не одним объектом, а сложной композицией проводящих объектов различной структуры. В средне- и нижнекоровых уровнях они, как правило, характеризуются отчетливым юго-западным падением, наиболее вероятно, приуроченные к контактовым зонам с графит-содержащими поверхностями палеопротерозойских образований в процессе их срастания на юго-западной границе Карельского кратона в конце Палеопротерозоя. В верхней части разреза они имеют большую крутизну падения и приурочены к основным разломам, выявленным на поверхности, в том числе неотектоническим, которые ограничивают Ладога-Ботническую тектонической зоной. Особого внимания требуют результаты инверсий на ЮЗ части профиля, для которой есть появились указания на присутствие трехмерных искажений проводящими объектами вне профиля.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, инициативные гранты 13-05-00786, 15-05-01214, 16-05-00543, экспедиционного гранта 14-05-10042, а также ООО «Северо-Запад».

Список литературы

1. Берзин Р. Г. и др. Построение геоэлектрического разреза земной коры по данным МТЗ на участке Тихвин–Молоково профиля 1-ЕВ. Пятые геофизические чтения им. В. В. Федынского. 2003. Москва. ГЕОН. Тезисы. 1с.
2. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления, под ред. Н. В. Шарова, Петрозаводск, Издательство Карельского научного центра РАН, 2004, 352с.
3. Ковтун А. А., Варданянц И. Л., Успенский Н. И. Сопоставление сейсмической и геоэлектрической моделей Ладожско-Ботнической аномальной зоны, СПб, Вопросы геофизики. Выпуск 44, 2011. С. 124–133.
4. Минц М. В. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы, Москва, ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010.
5. Соколова Е. Ю. и рабочая группа ЛАДОГА. Эксперимент синхронного профильного МТ/МВ зондирования Ладожской аномалии электропроводности: новые свидетельства о структуре коры юго-востока Балтийского щита. Труды всероссийской конференции с международным участием «Глубинное строение и геодинамика Приладожья». 22–24 мая. 2017. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск.
6. Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности. Геофизика, 2016, № 1. С. 48–61.

7. Kelbert A., Meqbel N, Egbert G. D., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences* 66. 2014. P. 40–53.
8. Pajunpää, K. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1987. 91. P. 657–666.
9. Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 2000. V. 65, N 3. P. 791–803.
10. Varentsov Iv. M. Joint robust inversion of magnetotelluric and magnetovariational data. *Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40, Ed. V. V. Spichak)*. Elsevier. 2007. P. 189–222.

СКОРОСТНАЯ ЭТАЖНОСТЬ МАНТИИ ПОД ФЕННОСКАНДИЕЙ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

Цветкова Т. А., Бугаенко И. В.

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

VELOCITIES FLOORS OF THE MANTLE UNDER FENNOSCANDIA ACCORDING TO SEISMOTOMOGRAPHY

Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V.

*Institute of Geophysics by S. I. Subbotin name,
National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine*

Abstract

In work it is used Taylor approximation method for ray seismic tomography problem. The obtained three-dimensional P-velocity model of the Fennoscandia mantle is to the depth 850 km. In this work the analysis of changes of the derivative of the velocity with depth. In the mantle the structural velocities floors of the received seismic boundaries of the 2nd kind. Seismic boundaries of the 2nd kind are determined by the change of velocity gradient with depth (the transition from increase to decrease and on the contrary). According to the characteristics of the velocity gradient within the upper mantle, it is the transition zone, the zone section-1 and top part of the middle mantle are 4 velocity floors. The first and second floors correspond to the depth of the upper mantle, third floor the transition zone of upper mantle, and the fourth floor the zone section-1 and the top of the middle mantle. Within the first floor there are two layers. In the first layer, the velocity gradient increases with depth and its sole is defined as 75–100 km. In the second layer, the gradient decreases with depth, its sole multilevel. Within the second floor, the velocity gradient increases with depth, its roof is mainly determined by depths of 150 ± 25 km, and the soles are basically 400 km, in varying from 375 to 550 km. The third floor of the mantle under Fennoscandia is defined as double. In the first layer, the velocity gradient decreases with depth, while the second increases. Fourth floor, similar to the second, not stratified, characterized by decreasing gradients with depth. Was a dedicated area with constant gradients between floors in the mantle under Fennoscandia.

Введение

Скоростное строение мантии под Фенноскандией получено согласно методу Тейлорового приближения решения задачи сейсмической томографии, предложенного В. С. Гейко [6]. Данная работа является продолжением серии предыдущих работ по скоростному строению мантии под Фенноскандией [3, 4, 5]. В предыдущих работах были представлены схе-

мы источников и приемников, использованных при построении трехмерной Р-скоростной модели мантии Фенноскандии, соответствие наблюдаемых и полученных теоретических годографов, проанализирована полученная структура градиентной среды по долготе и широте, а также горизонтальные сечения на глубинах до 850–1100 км в зависимости от освещенности мантии исследуемой территории.

Трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией была представлена в виде горизонтальных сечений в истинных скоростях с шагом 25 км по глубине, вертикальных (долготных и широтных) сечений с шагом через 1°. Долготные и широтные сечения представлены в невязках скорости относительно полученной для мантии под территорией Евразии и ее окружения обобщенной модели средняя скорость – глубина $\{V_{\min}(z), V_{\max}(z), V_{\text{aver}}(z)\}$. Относительно нее в горизонтальных сечениях проведено выделение повышенных и пониженных скоростей.

Методы исследований

В данной работе нашей задачей является анализ изменения производной скорости по глубине и, как следствие, выделение структурных скоростных этажей, соответствующих полученным сейсмическим границам 2-го рода верхней мантии, ее переходного слоя, зоны раздела-1 в пределах всей исследуемой территории. Сейсмические границы II рода определяются изменением градиента скорости по глубине (переход от увеличения к уменьшению и наоборот) [1].

Согласно характеристикам градиента скорости, в пределах верхней мантии, ее переходной зоны, зоны раздела-1 и верхней части средней мантии выделяются 4 скоростных этажа. Как кровля, так и подошва каждого этажа не выдержаны по глубине залегания. Первый этаж определяется в основном, на глубинах 50–150 км и содержит слои, определяемые как повышением, так и понижением градиентов. Второй этаж определяется достаточно обширной областью повышения градиента, соответствующей, в основном, интервалу глубин 150–400 км и не содержит слоев, определяемых убыванием градиентов скорости. Третий этаж выделяется, в основном, на глубинах 400–575 км, и так же, как и первый, содержит слои, соответствующие повышению и понижению значений градиентов. Четвертому этажу соответствует уменьшение значений градиента скорости. Как было указано выше, переходу от повышения градиента к понижению градиента и наоборот соответствуют сейсмические границы II рода. На рис.1 по-

слоено показаны глубины залегания сейсмических границ II-ого рода. Выделяемые скоростные этажи определяются входящими в них слоями. За исключением первого слоя, где кровля определена на 50 км для всей территории, кровля каждого последующего слоя есть подошва предыдущего.

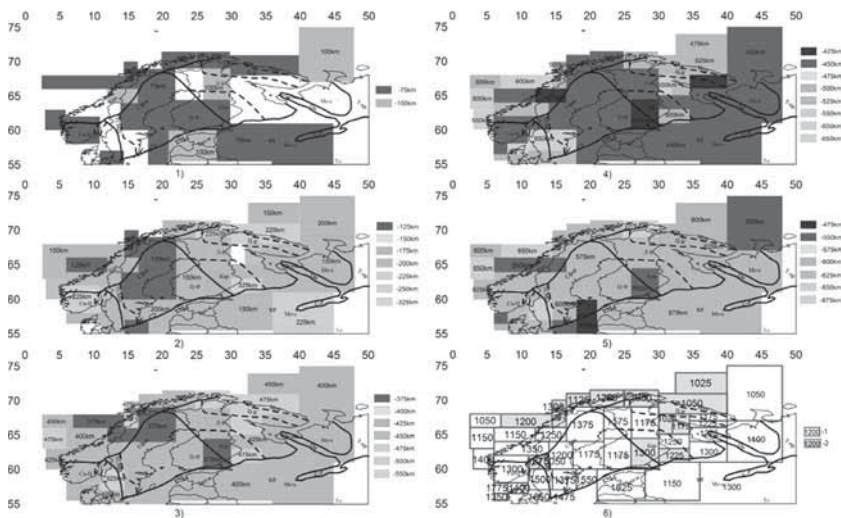


Рис. 1. Границы в мантии под Фенноскандией (выделенные по изменению поведения градиента скорости с глубиной):

1, 3, 5 – возрастающий с глубиной градиент начинает убывать, 2, 4, 6 – убывающий с глубиной градиент начинает возрастать

Fig. 1. Boundaries in the mantle beneath Fennoscandia (emphasis on behavior change of velocity gradient with depth):

1, 3, 5 – gradient that increased with depth, begins to decrease, 2, 4, 6 – gradient that decreased with depth, starts to increase

Основными сейсмическими границами II рода в пределах рассматриваемой модели являются кровля и подошва выделенных структурных скоростных этажей и их слоев. В пределах первого этажа выделяется два слоя. В первом слое градиент скорости возрастает (рис. 1.1) и его подошва определена как 75–100 км. Во втором слое градиент понижается (рис. 1.2), его подошва разноуровневая, соответствует основной глубине залегания 125, 150, 175 км, в целом соответствуя интервалу 50–325 км.

Основными сейсмическими границами II рода в пределах рассматриваемой модели являются кровля и подошва выделенных структурных скоростных этажей и их слоев. В пределах первого этажа выделяется два слоя. В первом слое градиент скорости возрастает (рис. 1.1) и его подошва определена как 75–100 км. Во втором слое градиент понижается (рис. 1.2), его подошва разноуровневая, соответствует основной глубине залегания 125, 150, 175 км, в целом соответствуя интервалу 50–325 км.

В пределах второго этажа градиент скорости возрастает с глубиной, его кровля определяется в основном глубинами 150 ± 25 км, подошва – в основном 400 км, в целом изменяясь от 375 до 550 км (рис. 1.3).

Третий этаж мантии под Фенноскандией определяется как двухслойный. Первый слой (рис. 1.4) определен понижающимся градиентом скорости, второй – повышающимся (рис. 1.5). В пределах третьего этажа кровля соответствует подошве второго этажа, граница подошвы определяется, в основном, глубиной 575 км, в целом изменяясь в пределах от 475 до 675 км. Подошва первого слоя в основном определена на глубине 450 км, в целом изменяясь в пределах от 425 до 650 км. Подошва второго слоя соответствует подошве третьего этажа.

Четвертый этаж, аналогично второму, не расслоен, характеризуется понижающимися градиентами. Кровля его соответствует подошве третьего этажа. На рис. 1.6 границы подошвы приведены там, где выделить их позволяет освещенность. Глубина залегания подошвы 4 этажа не выдержана, увеличиваясь от глубин 1050–1100 км на северо-востоке (Центрально-Баренцевское поднятие, Мурманский блок) до 1650 ± 25 км на юго-западе рассматриваемого региона (Курземе, Норвежско-Датская впадина, восточная оконечность Свеконорвежского мегаблока).

Следует отметить, что первый и второй этажи по глубине соответствуют верхней мантии, третий этаж переходной зоне верхней мантии, а четвертый – зоне раздела-1 и верхней части средней мантии.

По глубине выделения сейсмических границ II рода мантия под исследуемой территорией может быть разделена на 4 подобласти. Первая подобласть (Северо-Восточная) соответствует мантии под Кольско-Карельским мегаблоком, исключая западную часть Лапландско-Беломорского пояса. Вторая подобласть (Юго-Западная) соответствует в основном мантии под Свеконорвежским мегаблоком, с прилегающими к нему мантией под Трансскандинавской магматической зоной, областью Свекофенид Свеаленда Свекофеннского мегаблока и югом Балтийского моря.

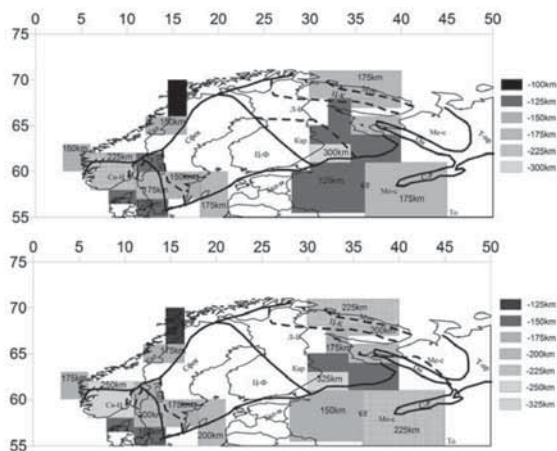


Рис. 2. Кровля и подошва областей с постоянным градиентом в верхней мантии

Fig. 2. The roof and the base regions with constant gradient in the upper mantle

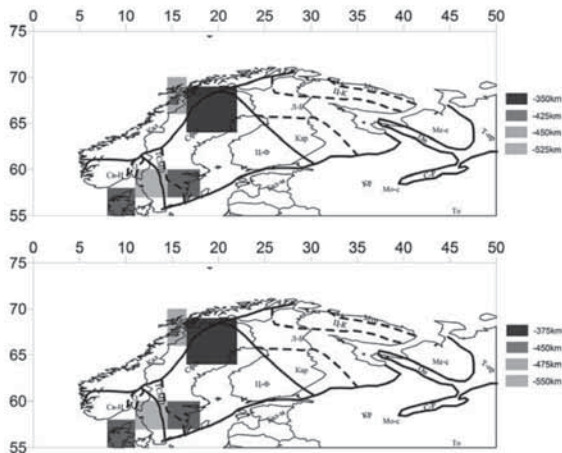


Рис. 3. Кровля и подошва областей с постоянным градиентом на границе верхней мантии и переходной зоны верхней мантии

Fig. 3. The roof and the base regions with constant gradient on the boundary of the upper mantle and transition zone the upper mantle

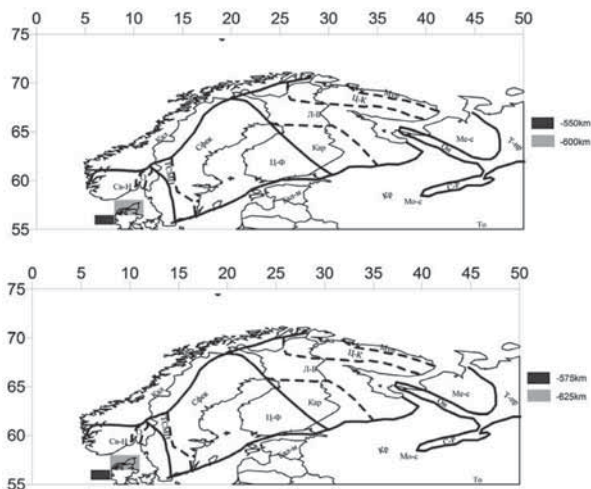


Рис. 4. Кровля и подошва областей с постоянным градиентом на границе переходной зоны верхней мантии и зоны раздела-1

Fig. 4. The roof and the base regions with constant gradient on the border of the transition zone the upper mantle and the zone section-1

Третья подобласть (Центральная) включает основную часть Свекофеннского мегаблока и запад Лапландско-Беломорского подвижного пояса. Четвертая подобласть (Западная) объединяет мантию под шельфовой зоной Норвежского моря, с севера ограниченную Вест-Фьордом и его продолжением в море до границы с плато Вёринг на западе и включает Скандинавские Каледониды на востоке. Наиболее глубоко залегают границы в Северо-Восточной части исследуемой области, далее Юго-Западной и Западной частях. Глубина залегания границ Центральной части меньше по отношению к границам предыдущих частей и они более выдержаны по глубине залегания. Наибольшим разбросом глубин залегания выделенных границ характеризуется Северо-Восточная область.

Приведенный раздел, согласно выделенным границам, более соответствует выделяемым для данного исследуемого региона тектоническим провинциям [2]: юго-западной (Дальсландской), центральной (Свекофеннской), северо-восточной (Кольско-Лапландско-Карельской), западной (Каледонской).

Особый интерес вызывают области между выделенными этажами, определяемые постоянными градиентами (рис. 2–4). В данном рассмотрении, учитывая приуроченность выделения постоянных градиентов к границам окончания слоев, можно ожидать появления неустойчивости в пределах выделенных этажей. Учитывая, что рассматриваются области сечений, среда в которых определена как вертикально неоднородная, можно ожидать, что выделяемые области деформаций (сжатия и растяжения), показывают формирование раздела между отдельными частями мантии не только как раздел, обусловленный изменением характера градиента скорости и, как следствие, появление границ, но и как результата возможных мантийных процессов, действие которых происходит как от нижней мантии вверх, так и наоборот.

Список литературы

1. Пузырев Н. Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. Новосибирск: Изд. СО РАН, НИЦ ОИГТМ. 1997. 301 с.
2. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы. Ч. I / Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты: Кольский научный центр РАН. 1998. 204 с.
3. Цветкова Т. А., Шумлянская Л. П., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. I // Геофиз. журнал. 2009. Т. 31. № 1. С. 53–72.
4. Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. II // Геофиз. журнал. 2010. Т. 32. № 1. С. 60–77.
5. Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии. Saarbrücken (Deutschland): LAP LAMBERT Academic Publishing. 2015. 138 с.
6. Geyko V. S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журнал. 2004. Т. 26. N 2. С. 3–32.

ГИС INTEGRО КАК ИНСТРУМЕНТ СОЗДАНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Черемисина Е. Н., Финкельштейн М. Я., Любимова А. В.

Отделение геоинформатики «ВНИИГеосистем» ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», Москва, Россия

GIS INTEGRО AS A TOOL FOR COMPIlation OF COMPLEX GEOLOGICAL MODEL

Cheremisina E. N., Finkelstein M. Ya., Lyubimova A. V.

*Department of Geoinformatics «VNIIGeosystem»
FGBU «All-Russian Research Geological Oil Institute», Moscow, Russia*

Abstract

The report considers issues of information and technological support for the compilation of complex geological models on the basis of the GIS INTEGRО. The platform developed by VNIIGeosystem provides the entire production cycle for the preparation of a source dataset of heterogeneous materials (maps, images, data on profiles and wells, etc), their thematic processing and the construction of a comprehensive model of the geological structure of the territory. The possibilities of the system are illustrated by the example of the GIS project representing the information base for the study of the territory Ladoga Region (Rahe–Ladoga Zone).

Решение геологических задач уже невозможно представить себе без использования геоинформационных технологии. При этом наиболее хорошо технологически обеспечена «картографическая» часть работ, те работы, которые связаны со сбором, увязкой и обработкой цифровых картографических материалов. Однако в задачах комплексного геологического моделирования большой объем исходной информации приходится на данные, имеющие третью координату «Z» – **профили, скважины, пространственные модели** и др., что требует от используемых технологий расширенных возможностей в части 3D представления и 3D анализа. При этом универсальные картографические системы – например, ArcGIS – имеют отличный инструментарий для выполнения технических этапов работ (ввод, редактирование, оформление), но не обладают достаточными аналитическими возможностями для увязки и тематической обработки данных. Специализированные же

системы, напротив, оснащены продвинутым алгоритмическим аппаратом для создания аналитических моделей, но не имеют достаточных «картографических функций». Именно поэтому актуальными сегодня являются такие технологические решения, которые сочетают возможности картографической системы и аналитического пакета обработки и визуализации данных в задачах геологического моделирования.

Платформа ГИС INTEGRO, разработанная во ВНИИгеосистем, представляет собой программно-технологический комплекс, способный обеспечить весь производственный цикл работ по подготовке данных и решению задач геологического моделирования [5]. В отличие от традиционных картографических пакетов программа обеспечивает возможность работы в многооконном режиме с синхронизацией изображений по плоскости и глубине. Для подготовки картографической базы геологических исследований в базовом пакете системы предусмотрены следующие возможности:

- *сборка ГИС-проекта* – загрузка шейп-файлов, баз пространственных данных (PostgreSQL), растров, импорт данных из EXCEL, ACCESS, DBASE, поддержка web-сервисов (WMS/WFS);
- *картографические работы* – привязка растров и векторных данных, перепроецирование «на лету», библиотека проекций и датумов, динамические географическая и километровая сетки;
- *ввод и редактирование* – полуавтоматическая трассировка, режим одновременного совместного редактирования нескольких слоев с автоматической проверкой топологии и пр.;
- *пространственный анализ* – оверлейные операции, построение буферных зон, пространственное соединение и пр.;
- *оформление и печать* – динамические подписи и текстовые аннотации, библиотеки стилей (включая ЭБЗ), формирование компоновок с зарамочным оформлением и пр.

Наряду с подготовкой и визуализацией плоских картографических данных, в базовом пакете INTEGRO обеспечена возможность загрузки и обработки любых данных по профилям и скважинам (включая специализированные форматы сейсмики и каротажа) с их координатной привязкой по X,Y,Z, поддерживается работа с регулярными (грид) и нерегулярными сетями, а и также трехмерная визуализация поверхностей, сечений и многомерных кубов данных.

Решение прикладных задач в ГИС INTEGRO реализуется на базе прикладных интерфейсных блоков. Сегодня в состав тематических модулей

входят блок создания карт геологического содержания и их подготовка к печати, блок решения прогнозных и диагностических задач, блок аналитической обработки геолого-геофизической информации, и блок геологического моделирования. Блок геологического моделирования [3] включает набор аналитики и инструментов для реализации геологических моделей участков недр на базе всего комплекса имеющейся информации: геологических карт, данных по рельефу и геоморфологии территории, материалов геофизических съемок (потенциальных полей, сейсморазведки, геофизических исследований скважин), космоснимков, ретроспективных данных и моделей, собранных по исследуемым территориям в ходе ранее проведенных исследований. Инструментарий этого блока позволит решить следующие задачи трехмерного моделирования:

- построить геологический разрез по заданной линии (или систему разрезов по заданной сети линии) в полуавтоматическом режиме на основе геологической карты, рельефа и данных о мощности залегания пород [4];

- выполнить увязку данных по сети профилей (геологических, сейсмо-геологических и пр.), а также провести заверку имеющихся данных по профилям, скважинам и геологическим поверхностям в режиме экспертного редактирования с синхронизацией профиля и карты и синхронизацией профилей между собой;

- построить структурные поверхности осадочного чехла на основе полученной согласованной системы разрезов и сведениям по выходам геологических подразделений на дневную поверхность с помощью широкого набора интерполяционных алгоритмов;

- визуализировать векторные карты, поверхности, разрезы, скважины в 3D, а также создать на их основе трехмерную модель – многомерный куб данных, описывающий возраст, плотность, вещественный состав пород осадочного чехла и другие характеристики в каждой кубической ячейке исследуемой территории [2];

- с подключением инструментария блоков Геофизика и Прогноз рассчитать трехмерные модели избыточной плотности и эффективной намагниченности по гравимагнитным данным), провести комплексный анализ информации с выходом на петрофизические характеристики фундамента территории [1].

Разработка и апробация аналитического аппарата и интерфейсных инструментов ГИС INTEGRO выполнялась на основе ряда научно-

исследовательских проектов по геологическому изучению территорий Дальнего Востока, Центральной и Западной Сибири, Прикаспия, Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций и др. Удачным примером использования платформы может служить проект по созданию трехмерной модели глубинного строения земной коры Приладожья на основе комплекса геолого-геофизических данных. На первом этапе работ сформирована информационная база для проведения исследований. В состав ГИС-проекта включены растровые и векторные карты геологического содержания и геологические разрезы; региональные гравимагнитные поля и петрофизические данные (петромагнитная и петроплотностная карты); данные сейсморазведки ГСЗ и МОВ-ОГТ по профилям, а также результаты их интерпретации: структурные карты Мохо и других поверхностей для исследуемой территории. Источниками для подготовки информационной базы являлись фондовые материалы, а также данные опубликованных работ по изучению региона (Шаров Н. В. и др.). На предварительном этапе исследований проведена картографическая привязка исходных материалов и подготовлены 2D и 3D сцены для сопоставления и комплексного анализа собранной информации (рис. 1).

В ходе проведенных исследований с помощью аналитического аппарата ГИС INTEGRО решались следующие задачи:

- обработка площадных данных гравимагниторазведки: разделение полей на компоненты, прослеживание аномалий и проведение районирования по рассчитанным аналитическим характеристикам исходных полей,
- решение обратной задачи с получением характеристик плотности и намагниченности, сопоставление построенных 3D моделей со структурами, выявленными на основе аналитической обработки потенциальных полей, для их предметной интерпретации,
- проведение моделирования по комплексу сейсмических, гравимагнитных и электроразведочных данных с привлечением имеющихся структурных поверхностей и геологических карт региона.

Результаты проведенного моделирования позволили уточнить структурно-тектоническое строение исследуемого региона на плоскости, получить распределение физических параметров пород по плоскости и глубине, выделить глубинные границы и значения плотностей пород в основных горизонтах.

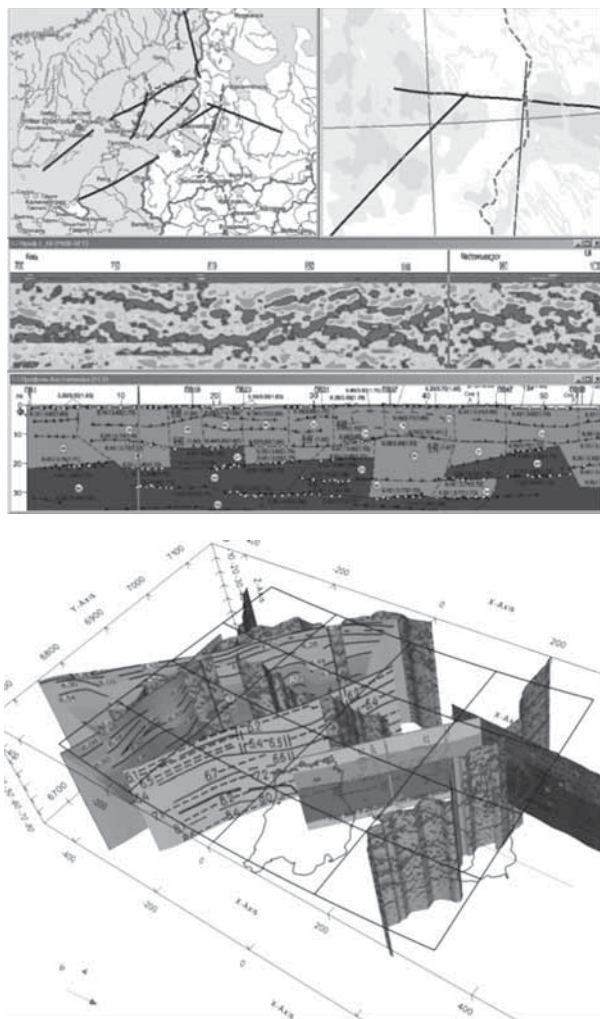


Рис. 1. Отображение собранной информации в 2D и 3D сценах ГИС проекта

Fig. 1. Visualization of source data in 2D и 3D Scenes of GIS INTEGRO

Список литературы

1. Гришина И. Л., Малинина С. С. Технология построения согласованных 2D и 3D магнито-плотностных моделей земной коры в среде ГИС INTEGRО // Геоинформатика журнал. М. 2015, № 3.
2. Пиманова Н. Н., Бисеркин И. А., Деев К. В. Технология построения 3D сеточных плотностных моделей в среде ГИС INTEGRО. // Геоинформатика журнал. М. 2013, № 4.
3. Финкельштейн М. Я., Спиридонов В. А. Геологическое картопостроение и трехмерное геологическое моделирование с использованием ГИС ИНТЕГРО // XIIth International Conference on Geoinformatics. Kiev, Ukraine. 2013. Theoretical and Applied Aspects.
4. Финкельштейн М. Я., Спиридонов В. А. Автоматизированное построение геологических разрезов в среде ГИС INTEGRО // Геоинформатика журнал. М. 2013, № 2.
5. Черемисина Е. Н. и др. Создание Государственных геологических карт на базе ГИС INTEGRО. Методические рекомендации // МПР, ГНЦ ВНИИГеосистем. М. 2001. 208 с.

ОСНОВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

Чернышов Н. М.¹, Золототрубова Э. И.², Семенов А. Е.^{2,1}, Надежка Л. И.^{1,2}

¹Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

²Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»,
Обнинск, Россия

BASIC MAGMATIC COMPLEXES OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF AND ITS REFLECTION IN GEOPHYSICAL FIELDS

Chernishov N. M.¹, Zolototrubova E. I.², Semenov A. E.^{2,1}, Nadezhka L. I.^{1,2}

¹Voronezh state University, Voronezh, Russia

²Federal research cent “Uniform geophysical service of Russian Academy of Sciences”,
Obninsk, Russia

Abstract

The Voronezh crystalline massif (VCM) is a Foundation of the same name antecline, which is of the largest structures of the East European one platform (EEP). Tectono-magmatic Activity processes in the conditions of formation and development of the basic structures of VCM were significantly different and manifested itself in different ways in a structurally frazioni areas. As a rule, magmatic complexes well identified in geophysical fields.

Введение

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) представляет собой основание одноименной антеклизы, которая является одной из крупнейших структур Восточно-Европейской платформы (ВЕР). В эрозионном срезе докембрия ВКМ выделяются два крупных мегаблока: Курский (КМА) представленный раннеархейскими породами, в основном, гнейсами обоянской серии и Хоперский, эрозионный срез которого сложен песчанико-сланцевыми образованиями воронцовской серии раннего протерозоя (кареллия). Разделяет мегаблоки структура первого порядка – Лосевская шовная зона (ЛШЗ), эрозионный срез которой представлен архейскими гнейсами и базит-риолитовыми породами лосевской серии (рис. 1).

Интрузивные образования, согласно [6, 5, 4, 7] имеют разный возраст и различный состав в разных структурно-формационных зонах. В

соответствии с геологическим развитием региона активность тектоно-магматических процессов в различных мегаблоках была разной. Так в пределах Курского мегаблока выделяется 13 интрузивных комплексов, в Лосевской шовной зоне – 9, в Хоперском мегаблоке – всего 6.

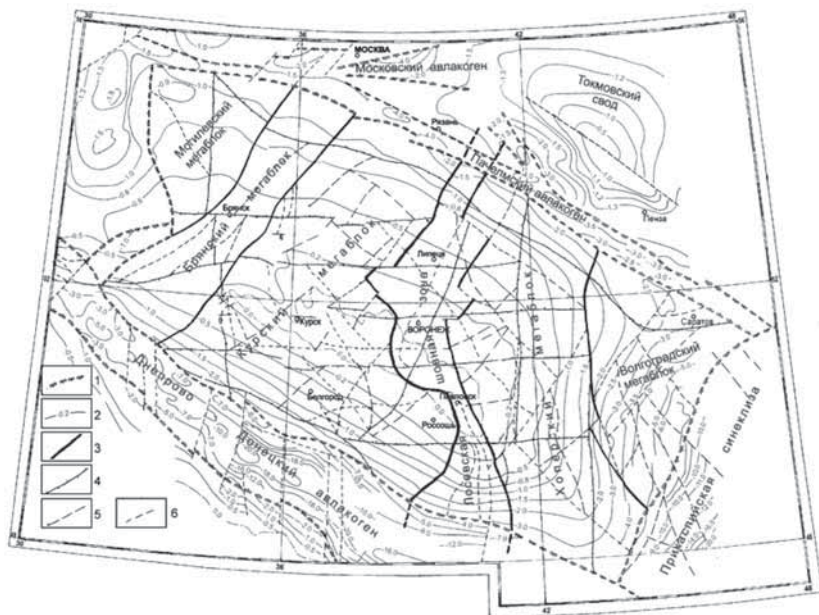


Рис. 1. Схема рельефа фундамента и тектонических нарушений ВКМ

1 – условные границы крупных структур Восточно-Европейской платформы; 2 – изогипсы фундамента; 3 – границы основных структур Воронежского кристаллического массива; Тектонические нарушения: 4 – первого порядка; 5 – второго порядка; 6 – третьего порядка

Fig. 1. Diagram of the topography of the Foundation and tectonic disturbances VCM

1 – boundaries of major structures of the East European platform; 2 – isohypse Foundation; 3 – border of the main structures of the Voronezh crystalline massif; Tectonic faults: 4 first order; 5 – second order; 6 – third order

Методы исследований

На основе обобщения и систематизации геологических, петрофизических и геофизических данных выполнен анализ выраженности различных магматических комплексов в геофизических полях. Это является чрезвычай-

чайно важным при картировании интрузий различного состава в условиях, когда кристаллические породы перекрыты достаточно мощным осадочным чехлом.

Самые древние магматические образования в эрозионном срезе Воронежского кристаллического массива представлены бесединским перидотит-пироксинит-габбровым комплексом (Ag_1). Он выделяется в Курском мегаблоке в виде небольших тел и соответствует, в хронологическом плане, завершению нижнеархейского нуклеарного этапа развития земной коры. Интрузивные тела этого комплекса характеризуются высоким значением плотности ($3,03\text{--}3,08\text{ г/см}^3$) и магнитной восприимчивостью от $8000\text{--}14000$ до $200\text{--}300 \times 10^{-5}$ СИ [2; 3; 1]. Хорошо идентифицируются в геофизических полях.

На этапе верхнего архея формирования коры выделяются две стадии: рифтогенная и ортогенная. На стадии рифтогенеза из-за полной аналогии пироксинитов горблендитов в единый возрастной уровень отнесены сергиевский комплекс в Курском мегаблоке, а в ЛШЗ – белогорьевский комплекс пород дунит-перидотит-габбровой формации. Породы сергеевского комплекса серпентинизированы и их физические свойства в значительной степени определяются степенью их серпентизации. Слабо серпентинизированным породам в геофизических полях соответствуют аномалии гравитационного поля (g_a) $3\text{--}10$ мГл, магнитного поля (Z_a) – 1600 нТл. Сильно серпентинизированные породы проявляются в основном в магнитном поле.

Аналогичному по возрасту сергеевскому комплексу КМА в ЛШЗ выделяется белогорьевский комплекс, которому в гравитационном поле соответствуют аномалии g_a ($1,0\text{--}4,0$) мГл, в магнитном поле аномалии Z_a наблюдаются от 700 до 3000 нТл. Отличительной особенностью белогорьевского базит-гипербазитового комплекса является то, что отдельные его дифференциаты характеризуются магнитной восприимчивостью до 5000×10^{-5} СИ [2].

На орогенной стадии верхнеархейского этапа в пределах КМА выделяются салтыковский (мigmatит-тоналит-плагиигранитная формация) и атаманский (формация микроклиновых гранитов и мигматитов). Гранитоиды салтыковского комплекса характеризуются плотностью $2,33\text{--}2,72\text{ г/см}^3$ [2] и пониженными значениями магнитной восприимчивости. В гравитационном поле им соответствуют отрицательные аномалии до $-10,0$ мГл. В магнитном поле они проявляются слабо. В отличие от гранитоидов салтыковского комплекса, гранитоиды атаманского комплекса менее плотные, но

имеют более высокие значения магнитной восприимчивости. В гравитационном поле этим образованиям соответствуют отрицательные гравитационные и слабоположительные магнитные аномалии.

На этапе формирования молодой платформы (нижний карелий) выделяются четыре типа магматических комплексов. С ранним режимом рифтовой стадии нижнего карелия связан рождественский комплекс (габбродная формация), который выделяется только в Лосевской шовной зоне. В геофизических полях породам этого комплекса соответствуют аномалии g_a (3,0–4,0) мГл и Z_a (100–500) нТл близкие по параметрам и подобные по форме.

На КМА нижекарельский этап магматизма начинается мигматитоналит-плагиогранитной формацией осколецкого комплекса. Это микроклинизированные плагиограниты ($\sigma_{cp} = 2,64 \text{ г/см}^3$) [2]. Осколецкий комплекс по составу и возрасту сопоставляется с усманским комплексом пород в ЛШЗ. Усманские гранитоиды развиты в образованиях лосевской серии, имеют плотность $2,66 \text{ г/см}^3$. В гравитационном поле им соответствуют минимум g_a до -20 мГл и слабоотрицательное магнитное поле.

На завершающей стадии орогенеза наблюдается активная магматическая деятельность во всех основных структурах ВКМ. В пределах КМА выделяются золотухинский комплекс перидотит-габброноритовой формации, стойло-николаевский комплекс габбродiorит-гранодиоритовой формации и павловский мигматит-гранит-граносиенитовой формации. Образование этих комплексов по-разному отражается в геофизических полях в зависимости от физических свойств. Так образование первой фазы золотухинского комплекса, в основном, выделяются по магнитному полю, образование второй фазы наиболее отчетливо выделяются по гравитационному полю, g_a достигает 50 мГл. Породы стойло-николаевского комплекса – гранито-диориты, диориты в гравитационном поле фиксируются отрицательными гравитационными аномалиями до $-15,0$ мГл и относительно спокойным магнитным полем. Гранитоиды павловского комплекса имеют в пределах КМА ограниченное распространение и характеризуются повышенной намагниченностью, что отражается в магнитном поле.

В пределах Лосевской шовной зоны и Хоперского мегаблока начинается завершающая стадия орогенеза верхнего карелия с магматических образований мамонского комплекса перидотит-габброноритовой формации, который по времени параллелен с золотухинским комплексом на КМА. В Мамонском комплексе также выделяется две фазы: первая представлена

ультрабазитами дунит перидотитового ряда в гравитационном поле проявляются слабо, в магнитном им соответствуют аномалии до 2000 нТл. Вторая фаза – это мафитовая, ультрамафит-мафитовые породные ассоциации. В гравитационном поле им соответствуют положительные аномалии g_a (3,0–15,0) мГл, в магнитном поле – локальные единичные аномалии интенсивностью до 2000 нТл.

В ЛШЗ широко развиты гранитоиды павловского комплекса. Как отмечалось выше, павловские гранитоиды характеризуются повышенной намагниченностью, особенно в пределах ЛШЗ. В магнитном поле этому комплексу в ЛШЗ соответствует региональная положительная аномалия.

Лискинский в ЛШЗ и бобровский в Хоперском геоблоке гранитоидные комплексы завершают орогенную стадию этапа становления зрелой коры. Гранитоиды лискинского комплекса развиты исключительно в ЛШЗ. В гравитационном поле им соответствуют отрицательные аномалии g_a до –10,0 мГл, в магнитном поле слабоположительные аномалии Z_a до 350 нТл.

Бобровский комплекс, представленный гранитами, плагиогранитами, широко развит в Хоперском мегаблоке. Граниты этого комплекса в магнитном поле практически не проявляются, в гравитационном поле им соответствуют слабоотрицательные аномалии g_a до –7,0 мГл.

Магматические образования тафrogenной стадии развития земной коры ВКМ весьма ограничены. Преимущественно они выделяются в ЛШЗ: шуковский комплекс (верлит-габбровая формация) и ольховский комплекс (манцонит-габбронорит-гранитная формация) [6; 5; 4]. В геофизических полях образованиям шукавского комплекса соответствуют аномалии g_a до 14 мГл и Z_a до 300 нТл. Аномалии близки по размерам и форме.

Ольховский комплекс значительно моложе шуковского. Петротипом является крупный кольцевой габбро-гранитный плутон [4; 2]. Его центральная часть сложена гранитоидами. Аномалии g_a и Z_a имеют кольцевую форму с минимумом в центре. Интенсивность g_a (4,0–12,0) мГл, Z_a – 7000 нТл.

Раннеплатформенная стадия развития земной коры ВКМ характеризуется смородинским и новогольским габбродiorитовыми комплексами. Смородинский комплекс на КМА приурочен к системе разломов. В гравитационном поле образованиям смородинского комплекса соответствуют аномалии до 15 мГл и Z_a до 1000 нТл.

Новогольский комплекс Хоперского мегаблока это габбродолериты, проявляющиеся в гравитационном поле аномалиями до 6,0 мГл и в магнитном поле Z_a до 100 нТл. Аномалии g_a и Z_a близки по форме и размерам.

Платформенный этап, этап стабилизации, характеризуется рядом магматических формаций платформенного типа: малиновский комплекс, малых интрузий и жил. Отложения его выделяются во всех основных структурах ВКМ. Шебекинский комплекс на КМА и артюшковский в Хоперском мегаблоке сложены породами сиенитовой и щелочно-сиенитовой формациями. На КМА выделяется дубравинский комплекс сложенный породами щелочно-ультраосновной с карбонитами формацией. Единичность выходов при ограниченных параметрах инъективных структур и широком их разбросе не позволяют увидеть их структурную систематизацию в размещении.

Выводы

Описанные выше основные магматические комплексы свидетельствуют, что магматическая активность в основных структурах Воронежского кристаллического массива была существенно разной.

Наиболее активно она проявлялась в Курском мегаблоке. Здесь выделяется беседенский комплекс перидотит-пероксинит-габбровой формации раннего архея – начального этапа формирования первичной коры. Почти каждый геодинамический режим формирования земной коры ВКМ ознаменовался магматической активностью. Завершается магматическая деятельность дубравинским комплексом платформенного этапа стабилизации земной коры.

В Хоперском мегаблоке активная магматическая деятельность отмечается фактически с началом завершающего этапа становления земной коры. Здесь значительное развитие получил мамонский ультрамафит-мафитовый комплекс. Завершается ряд докембрийских магматических комплексов артюшковским комплексом, который коррелируется с шебекинским комплексом КМА.

В Лосевской шовной зоне, в основном, активная магматическая деятельность также как и в Хоперском мегаблоке начинается с мамонского комплекса. На платформенном этапе стабилизация земной коры в пределах ЛШЗ, как в целом, на ВКМ выделяется малиновский комплекс малых интрузий.

В целом же платформенный этап знаменует собой период длительного относительного покоя.

Список литературы

1. Афанасьев Н. С. Петрофизика гранитоидов Воронежского кристаллического массива. // Вести. Воронеж. ун-та Сер. геолог. 1999. № 7. С. 2001–2008.

2. Афанасьев Н. С. Петрофизическая классификация супракристалльных и магматических комплексов докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж. 1982. 14 с. Деп. ВИНТИ. 1477–82.

3. Афанасьев Н. С., Жаворонкин И. А., Кривцов И. И., Филаретов Г. И. Разделение базит-гипербазитовых интрузий юго-востока ВКМ на основе их петрофизических методов разведки // Вопросы петрологии. Рудоносность основного и ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Воронеж. 1974. С. 58–68.

4. Чернышов Н. М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вести. Воронеж. ун-та Сер. геол. 1996 № 7. С. 5–20.

5. Чернышов Н. М. Платиновые формации Курско-Воронежского региона. 2004г. Воронеж: Воронежский университет

6. Чернышов Н. М., Ненахов В. М., Лебедев И. П., Стрик Ю. Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. – 1997, № 3. С. 21–30.

7. Окончательный отчет «Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-металлогенических карт м-ба 1:500000 за 1991–1999 гг.» Отв. исп.. Лосицкий В. И., Молотков С. П. 1999 г. ГГП «Воронеж-геология».

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Шаров Н. В.

Институт геологии КарНЦ РАН Петрозаводск, Россия

DEEP SEISMIC STUDIES IN THE SOUTHEASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD

Sharov N. V.

Institute of Geology, KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

The modern concept of the deep structure of the earth crust of the Ladoga-Bothnian zone, based on analysis and summing-up of all available information obtained in the last 35 years, is presented. Tomographic models were constructed, our concepts of the stratification of the earth crust and the geometry of seismic boundaries were revised and the plunging of the crust-mantle boundary to 64 km was revealed. The comparison and integrated interpretation of CDP sections, multi-wave DSS and ECW sections and geological data show that the results obtained by seismic methods differ markedly. However, data obtained by all methods are essential for geological interpretation, because they emphasize various environmental characteristics.

Введение

Главенствующую роль в изучении глубинного строения литосферы играют геофизические исследования, до относительно недавнего времени – почти исключительно методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В последние годы при глубинных сейсмических исследованиях на Фенноскандинавском щите все шире используется метод общей глубинной точки (ОГТ). Этот метод позволяет получить структурные изображения сейсмических неоднородностей, в том числе полого – или даже крутонаклонных, которые могут быть непосредственно прослежены к поверхности эрозионного среза. Благодаря этому появилась реальная возможность сопоставить структурные образы коры, получаемые ОГТ, с геологическими объектами, доступными для исследований на земной поверхности.

Район исследований (60–64° с.ш., 24–36° в.д.) включает приграничную территорию (рис. 1) юго-восточной Финляндии и юго-западной Карелии. Это область соприкосновения наиболее древней части щита – Лапландско-

Карельской и более молодой Свекофеннской провинции. Территория особенно благоприятна для изучения внутренней структуры кристаллической коры, так как здесь отсутствует искажающее влияние осадочного чехла, что создает хорошие возможности для непосредственного исследования и сопоставления глубинных геологических и геофизических данных.

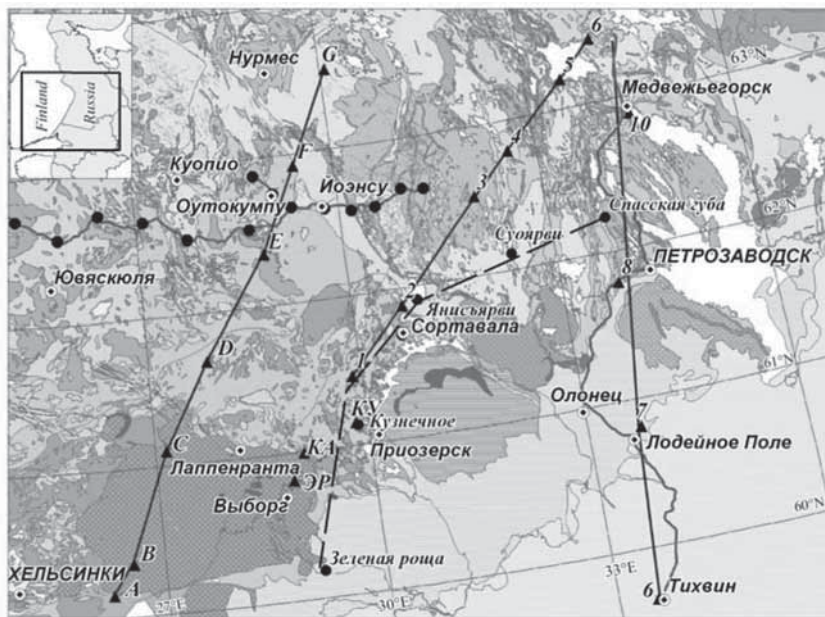


Рис. 1. Фрагмент геологической карты юго-восточной части Фенноскандинавского щита [4] и местоположения глубинных сейсмических профилей. FIRE 3, 3А (Мехкё-Оутокумпу – Виниярви – Леппавирта); Балтик; Приладожский (Лахденпохья–Сегозеро); Зеленая Роща – Спасская Губа; Сегежа–Тихвин (1-ЕВ). На врезке квадратом очерчен район исследований

Fig. 1. Fragment of a geological map of the south-eastern Fennoscandian Shield [4] and location of deep seismic profiles. FIRE 3, 3A (Mehke–Outoumpu – Vinijarvi – Leppavirta); Baltic; Priladozhsky (Lahdenpohja–Segozero); Zelenaya Roshcha – Spasskaya Guba; Segezha–Tikhvin (1-EB). In the inset, the study area is indicated by a square

Сейсмические работы, проведенные за последние 35 лет, были весьма разнообразны как по масштабам изучения строения земной коры, так и по методам. Однако некоторые результаты этих исследований до сих пор неодно-

значны и весьма противоречивы. В предлагаемом докладе предпринята попытка систематизации результатов многолетних сейсмических исследований, дополненных новейшими данными. Это позволяет выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез.

Общая характеристика полученных материалов

Профиль *Балтик* (рис. 1). Сейсмические наблюдения проведены методом ГСЗ при возбуждении упругих волн как специальными, так и промышленными взрывами. Отдельные группы волн коррелируются с разрывами. Для каждого блока составлялись индивидуальные модели верхней части разреза. Скорость вблизи дневной поверхности на большей части профиля составляет 6,0–6,2 км/с, на отдельных участках – 6,4–6,5 км/с. Интервальная скорость на глубинах 5–9 км оценивается в пределах 6,2–6,4 км/с. Эта оценка является, скорее всего, максимальной, что обусловлено известным эффектом квазианизотропии. Средняя скорость для верхних частей коры (до 10 км) не превышает 6,1–6,2 км/с, т.е. оказывается меньшей, чем интервальная. Такое может быть объяснено наличием в рассматриваемой части коры неоднородностей с относительно пониженной скоростью, определение их параметров (скорости и мощности) затруднено. Глубже (10–20 км) интервальная скорость нарастает до 6,6 км/с.

Мощность коры вдоль профиля Балтик изменяется от 40 до 64 км. Наблюдается аномальная Ладожско-Ботническая зона. В сейсмическом разрезе отмечается перестройка раздела М, увеличение мощности (до 30 км) нижнего высокоскоростного слоя и глубины до границы М – 64 км. Возможно, этот слой следует рассматривать в качестве «коромантийной смеси», обычно фиксируемой под континентальными рифтовыми зонами.

В целом, сравнительный анализ волновых полей по всем профилям региона позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели [3].

Профили Мёнкё–Оутокумпу (FIRE 3) и Виниярви–Ленпявирта (FIRE 3А). Профиль FIRE 3 пересекает зону контакта Карельского кратона и Центрально-Финляндского блока (район Оутокумпу), где пробурена в 2004 году скважина OD глубиной 2516 м. Скважина Оутокумпу прошла

зону контакта пород архей-протерозой на глубине 1310 м. В интервале 1650–2516 м слюдистые сланцы перемежаются со слоями биотитовых гнейсов, пегматитовых гранитов [5].

Профиль FIRE 3А является продолжением FIRE 3 на запад и пересекает Ладожско-Ботническую шовную зону (рис. 1). На сводном сейсмическом разрезе по данным метода ОГТ пологопадающие отражения видны лучше, чем крутопадающие структуры в силу избирательности метода. Ладожско-Ботническая зона выглядит как серия субвертикальных прозрачных зон, пронизывающих всю кору. Между главными сбросами амплитуды отражения уменьшаются. Деление земной коры на слои автором проведено условно, т.к. отсутствуют скоростные характеристики разреза. Нижняя кора имеет низкую отражательную способность, но обладает субгоризонтальной расслоенностью.

Профили Лахденпохья-Сегозеро (Приладожский), Выборг-Спасская Губа (рис. 1) изучены соответственно методами ГСЗ и МОВЗ, верхние части коры специально не исследовались. Благодаря наличию удлиненного годографа от карьерных взрывов до 300 км в центральной части профиля Лахденпохья-Сегозеро под границей M_1 на глубине около 50 км выделен сейсмический горизонт M_2 со скоростью около 8,5 км/с (рис. 2а). Область перехода от коры к мантии здесь представлена двумя группами волн M_1 и M_2 .

На сейсмотомографическом разрезе (рис. 2 б) неоднородности верхней части разреза носят локальный характер, выделяются три участка с пониженной скоростью, имеющие ширину 20–35 км и глубину до 7 км. Центральная низкоскоростная аномалия меньше по ширине и погружается на юго-запад до глубины 20 км. Средняя и нижняя части земной коры имеют скорость 6,7–7,0 км/с с минимальным горизонтальным градиентом. В юго-западной части профиля в нижней коре (30–38 км) наблюдается высокоскоростная аномалия 7,4–7,5 км/с. Условное деление земной коры проведено на рис. 2 в.

Профиль Выборг-Спасская Губа (рис. 1) пересекает ключевую структуру южного склона Фенноскандинавского щита и его сочленения с Русской плитой. Центральной частью этой крупнейшей структуры является Северо-Ладожский мантийно-коровой свод, воздымание которого и проникновение вещества из мантии в земную кору определили всю сложную и специфическую обстановку региона [1]. Этот наиболее протяженный отрезок профиля (250 км) пересекает с юга на север Выборгский, Северо-Ладожский и Сортавальский блоки.

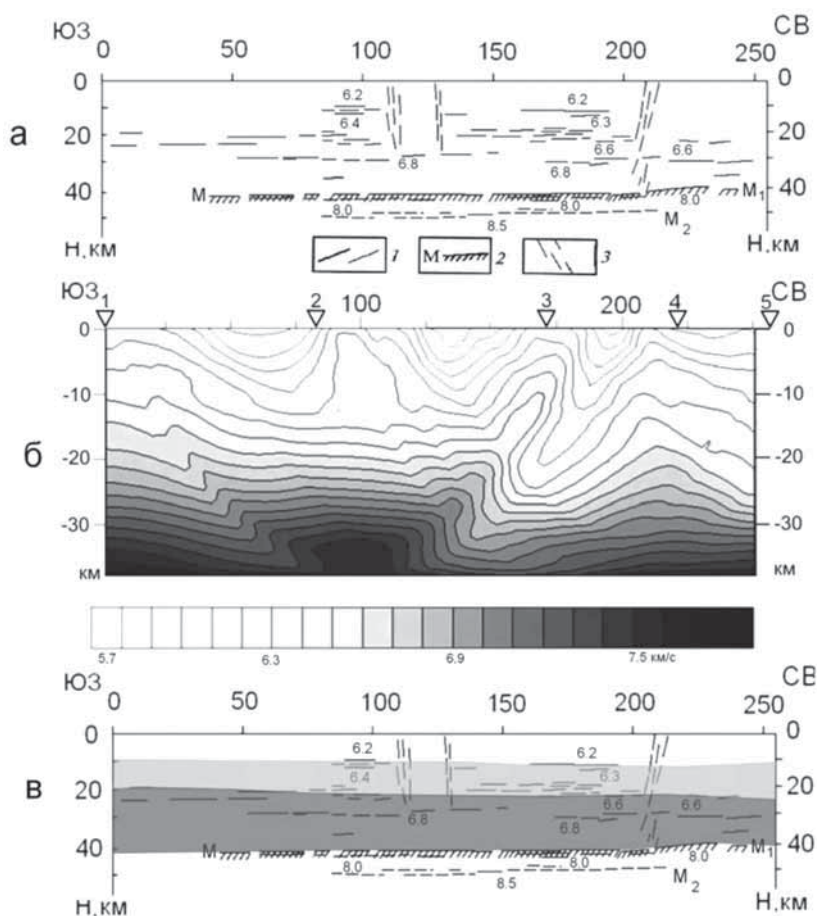


Рис. 2. Профиль ГСЗ Приладожский (Лахденпохья – Сегозеро). Сейсмический разрез (а) [2]

1 – преломляющие и отражающие границы; 2 – раздел М; 3 – глубинные разломы; сейсмотомографический разрез (б); сейсмогеологический разрез (в) деление земной коры на слои (полутонами)

Fig. 2. Priladozhsky (Lahdepohja-Segozero) DSS profile. Seismic profile (a) [2].

1 – refracting and reflecting boundaries; 2 – M-discontinuity; 3 – deep faults; seismotomographic section (b); seismogeological section (c) the earth crust was subdivided into layers (semi-tones)

По результатам электроразведочных и сейсморазведочных исследований Северо-Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углами $60^\circ - 40^\circ$ Приозерским и Рускеальским разломами. Пространство между ними насыщено разломами, также падающими навстречу друг другу. Приозерский и Рускеальский разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии, где-то на глубинах 100–120 км (экстраполяция с учетом углов падения). Вся структура блока образует чашеобразную форму. В картине обменных волн на глубине фиксируется лишь граница M_1 ; она следует фрагментарно и плавно прогибается вниз до глубины 45–47 км. К Сортавальскому блоку эта граница начинает медленно воздыматься и, наконец, занимает свое обычное положение на глубине 40 км. Выше границы M_1 , по данным МОВЗ, на глубинах 22–26 км можно более или менее уверенно провести границу, также прогибающуюся вниз параллельно границе M_1 . На глубинах от 4 до 10 км отчетливо отмечается граница, соответствующая осадочно-метаморфическому слою, вмещающему интрузивные образования [1].

Северо-Ладожский блок по данным геоэлектрики представляется в виде наклонной (сдвинутой на север призмы) с неровной уплощенной поверхностью, размеры которой по профилю на глубине 5–10 км составляют порядка 150 км. Удельное электрическое сопротивление земной коры глубже 5 км уменьшается до 70 Ом·м. Природа повышенной проводимости Ладожской аномалии на сегодня трактуется неоднозначно.

Геометрические размеры и асимметричная форма Северо-Ладожского свода, установленные по сейсмическим и геоэлектрическим данным, позволяют получить представления о динамических напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Наклон призмы свода и удлиненная его северо-восточная часть свидетельствует о сдвиговых движениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Видимо, очаги динамических напряжений находились достаточно глубоко, уходя в мантию, о чем свидетельствует зафиксированная по профилю максимальная величина силы тяжести, достигающая более 50 мГл. Естественно, что область высокого значения силы тяжести смещена от структурной оси свода на северо-восток, тогда как и аномалии магнитного поля, достигающие 1000 нТл, локализируются вблизи его оси, фиксируя выделяющиеся непосредственно из тела свода множество мелких интрузий основного-ультраосновного состава.

ва. Для восточной части щита характерны низкие значения теплового потока ($20\text{--}50\text{ мВт/м}^2$), что свидетельствует о наличии «холодной» мантии. Однако в районе С.-Петербурга установлено повышенное значение теплового потока, которое достигают 70 мВт/м^2 . Эта аномалия является крайним восточным звеном серии положительных температурных аномалий, обрамляющих Фенноскандинавский щит с юга и вытягивающихся в субширотном направлении [1].

Участок геотраверса 1-ЕВ (Сегежа–Петрозаводск–Тихвин), отработанный УГПП «Спецгеофизикой», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зона его сочленения с Русской плитой (рис. 1). Здесь проведены комбинированные исследования методами общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и закритические отраженные волны. При этом использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно, сравнить особенности полей разных типов волн.

Характеристика литосферы

Анализ пяти сейсмогеологических разрезов, рассмотренных выше для исследуемого региона, дает возможность обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры, ее мощностью и особенностями геологического строения главных структурных элементов архейской Лапландско-Карельской и более молодой Свекофенской провинции.

На всех профилях архейской части щита глубина границы М варьирует в пределах $40\text{--}45\text{ км}$. Она является хорошей отражающей границей со средней скоростью $6,4\text{--}6,5\text{ км/с}$. Совсем иной характер глубинного строения земной коры вырисовывается при переходе к Свекофенской провинции. Наибольшая информация получена в области Ладожско-Ботнической зоны, которая пересечена тремя профилями: Балтик, Приладожский, Зеленая Роща-Спасская Губа. Скоростные разрезы дают представление о подобию структуры верхней и средней частей коры на всех профилях. Значения скорости распространения продольных волн практически совпадают, несколько превышая таковые для архейской части. Менее надежно между этими профилями коррелируются данные о строении верхов мантии. На профиле Балтик создается впечатление о разрыве верхних слоев мантии в области трога, в которой как бы обнажается ее более глубокая часть со скоростью $8,4\text{--}8,5\text{ км/с}$ [3].

На рис. 3 представлена схема рельефа раздела М, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Сечение изогипс принято равным 5 км и лишь на востоке сохранена дополнительная горизонталь через 2 км.

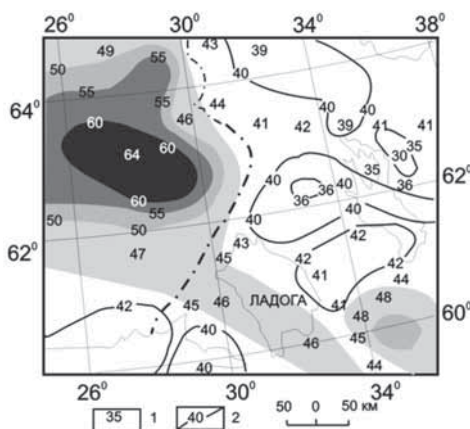


Рис. 3. Структурная схема раздела Мохоровичича юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

1 – глубина (км) до раздела М по сейсмическим профилям, 2 – изогипсы раздела М, км

Fig. 3. Structural scheme of M-discontinuity in the south-eastern Fennoscandian Shield

1 – depth (km) to M-discontinuity along seismic profiles, 2 – contour lines of M-discontinuity, km

В пределах региона, хорошо прослежена геолого-геофизическими методами, Ладожско-Ботническая зона (шириной до 100 км) с большой мощностью коры до 64 км. Она представляет собой одну из наиболее важных структур щита, которая возникла в зоне приращения свекофеннского геоблока к архейскому. Нельзя не отметить [3], что строение земной коры Ладожско-Ботнической шовной зоны подобно зоны Тейссейра-Торнквиста. При переходе от древней Восточно-Европейской платформы к молодой платформе Западной Европы, в зоне разломов Тейссейра-Торнквиста, сейсмические скорости в коре в целом уменьшаются, а высокоскоростные породы (7,1–7,2 км/с) исчезают. На отдельных участках зоны Тейссейра-Торнквиста при переходе к мантии выделяется «кора-мантийная» смесь (7,5–7,8 км/с). Глубина до раздела М (скорости 8,1–8,2 км/с) под этой зоной – 50–55 км. Здесь и скорость возрастает до 8,3–8,4 км/с.

Заключение

Построены сводные разрезы вдоль профилей ГСЗ, отработанных наиболее детально, которые показывают, что кристаллическая кора является мозаично-неоднородной средой. В верхней части коры локально развиты

как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующие с геологическими телами. Вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью, мощностью коры, а также аномально высокой граничной скоростью поверхности М. Следуя исторически сложившейся традиции, обобщенная модель региона может быть представлена тремя скоростными этажами, однако здесь имеются специфические особенности. Выявлены зоны развития четвертого высокоскоростного этажа (7,2–7,4 км/с) в низах консолидированной коры.

Список литературы

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
2. Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л., Плотоненкова Л. Н. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Методика геофизических исследований Балтийского щита и его склонов. Л.: Зап. ЛГИ, 1982. Т. ХСII. С. 3–29.
3. Шаров Н. В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2017. 173 с.
4. Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgulen ø., Wennerström M. and Korhonen J. Geological Map of the Fenoscandian Shield, scale 1: 2000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.
5. Kukkonen I. T. (et.) Outokumpu Deep Drilling Project 2003-2010. Geological Survey of Finland, Espoo, 2011. Special Paper 51. 252 p.

**ИЗМЕРЕНИЯ CSAMT И АМТ-МТ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ
ПОЛЕЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ БОРТУ
ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ**

Шевцов А. Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

**THE MEASUREMENTS OF CSAMT AND AMT-MT ELECTROMAGNETIC
FIELDS ON THE NORTH-EASTERN EDGE OF THE LADOGA ANOMALY**

Shevtsov A. N.

Geological institute KSC RAS, Apatity, Russia.

Abstract

During the FENICS-2014 experiment, CSAMT measurements were made with the grounded sections of industrial transmission lines located on the Kola Peninsula in the sublatitudinal (LEP-1) and submeridial (LEP-2) directions, in the frequency range 0.1–200 Hz at distances up to 856 km from the source [3]. The most remote points (p. V-07 (Syamozero) 2014, and so on K-07 (Loymoponyarvi) 2014) were on the north-eastern edge of the Ladoga anomaly. The processing of natural fields shows good agreement between the averaged results and data from controlled sources. When approaching the Ladoga Anomaly in p. V-07, the level of the apparent resistivity curves diverges by almost half the order, the shape of the phase curves also changes, approaching the shape of the curves obtained at the L-04 point in AMT-MT measurements with Phoenix equipment in 2013–14 yy.

Введение

В ходе эксперимента FENICS-2014 выполнены измерения методом CSAMT в поле заземленных участков промышленных ЛЭП расположенных на Кольском полуострове в субширотном (ЛЭП-1) и субмеридиальном (ЛЭП-2) направлениях, в частотном диапазоне 0.1-200 Гц на удалениях до 856 км от источника [3]. Самые удаленные точки (т. V-07 (Сямозеро) 2014 и т. K-07 (Лоймопонъярви) 2014)) находились на северо-восточном борту Ладожской аномалии (рис. 1).

На врезке (а) темно-синим пунктиром показана ось средне-корового «гранулитового» эффективного проводника, голубым пунктиром показана ось верхне-корового «осадочного» эффективного проводника [2]. На карте (б) показаны пункты регистрации поля от заземленных участков промышленных ЛЭП со станциями VMTU-10 (т. V-06, V-07) и КВВН-7 (т. K-07) в

2014 году, а также пункт измерений естественного АМТ-МТ поля со станцией VMTU-10 в районе т. L-04 профиля Phoenix 2013/14 [2].

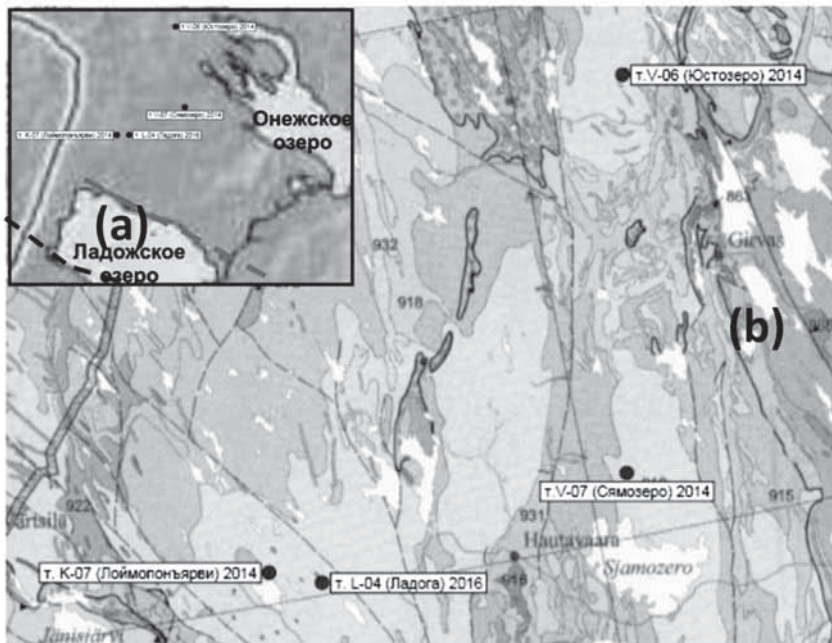


Рис. 1. Положение пунктов измерений экспериментов FENICS-2014 и Ладога-2016

Fig. 1. The measurement points of experiments FENICS-2014 and Ladoga-2016

Результаты измерений

В т. V-06 (Юостозеро) на удалении 672 км от источника ЛЭП-1 и 620 км от ЛЭП-2 обе поляризации первичного поля дают практически совпадающие кривые кажущегося сопротивления

$$\rho = |Z|^2 / \omega \mu_0$$

($\omega = 2\pi/T$ – циклическая частота колебаний электромагнитного поля, T – период, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м) и фазы по компонентам входного импеданса $Z - Z_{xy} = E_x/H_y$ и $Z_{yx} = E_y/H_x$

$$\varphi = \arg(Z)180^\circ/\pi$$

в зависимости от периода T (рис. 2), что свидетельствует о высокой степени горизонтальной однородности подстилающего полупространства.

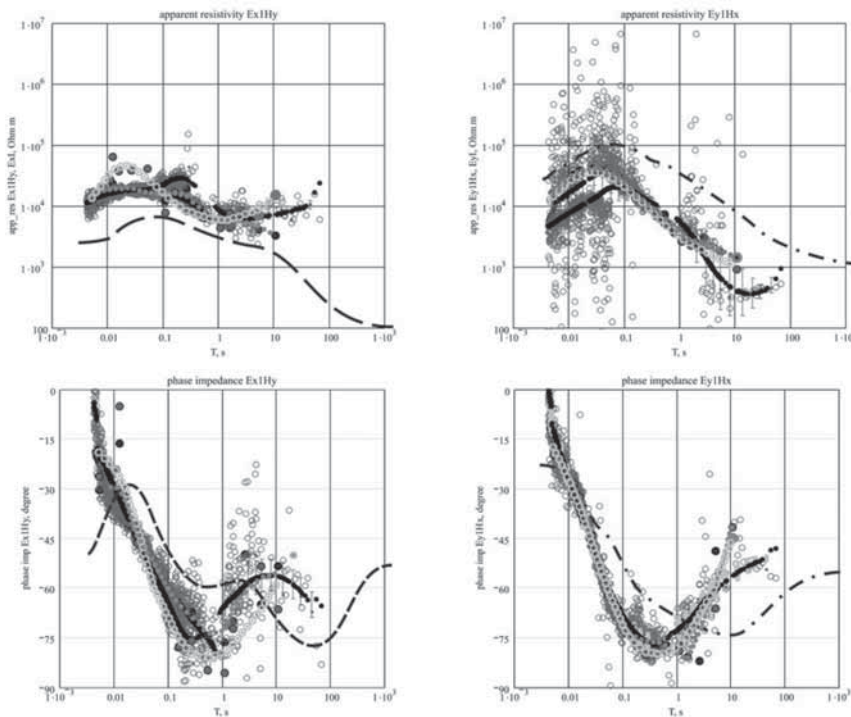


Рис. 2. Кривые кажущегося сопротивления (верхние панели) и фазы (нижние панели) по измеренным компонентам входного импеданса в точке V-06 (Юостозеро) 2014 г.

Fig. 2. The apparent resistivity curves (upper panels) and phase curves (lower panels) for registered components of the input impedance at a point V-06 (Justozero) 2014 y.

Для компонент поля заземленных участков ЛЭП-1 – светлые кружки и ЛЭП-2 – темный пунктир. Темные кружки – данные измерений естественного поля. Жирные черные точки – результат осреднения данных естественного поля. Точка наблюдений Ладога-2016 находится в 400 м к юго-востоку от точки L-04, измеренной на профиле Phoenix 2013/2014 гг. Пунктиром на левых панелях и штрих-пунктиром на правых показаны

кривые кажущегося сопротивления (вверху) и фазы (внизу) для точки L-04 измеренной на профиле Phoenix 2013/2014 гг. [2]. Результаты по точке L-04 предоставлены Е. Ю. Соколовой.

Выполненная обработка полей естественного происхождения показывает хорошее согласие усредненных результатов (жирные черные сплошные) с данными от контролируемых источников. Ввиду большого удаления точки наблюдений от Ладожской аномалии электропроводности ее влияние никак не проявилось ни на данных с контролируемыми источниками, ни в результатах полученных по естественному полю.

При приближении к Ладожской аномалии в т. V-07 Сямозеро, уровень кривых кажущегося сопротивления расходится почти на полпорядка, меняется и форма фазовых кривых (рис. 3), приближаясь к форме кривых полученных в точке L-04 (черный пунктир на левых панелях и штрих-пунктир – на правых) в АМТ-МТ измерениях с аппаратурой Phoenix в 2013–14 гг.

Для компонент поля заземленных участков ЛЭП-1 – светлые кружки и ЛЭП-2 – темный пунктир. Темные кружки – данные измерений естественного поля. Жирные черные точки – результат осреднения данных естественного поля. Точка наблюдений Ладога-2016 находится в 400 м к юго-востоку от точки L-04, измеренной на профиле Phoenix 2013/2014 гг. Пунктиром на левых панелях и штрих-пунктиром на правых показаны кривые кажущегося сопротивления (вверху) и фазы (внизу) для точки L-04 измеренной на профиле Phoenix 2013/2014 гг. [2]. Результаты по точке L-04 предоставлены Е.Ю. Соколовой.

С 01.08 по 15.08 2016 измерительный отряд Геологического института выполнял измерения АМТ (частота дискретизации 10 кГц) и МТ (частота дискретизации 100 Гц) измерения со станцией VMTU-10 (в комплекте с индукционными датчиками IMS-008) в точке в 11 км западнее с. Лоймола, на восточном берегу озера Колласъярви в 500 м севернее перекрестка трассы А-131, в 75 м к востоку от грунтовой дороги. Пункт измерений находился примерно в 400 м от точки L-04 к юго-востоку. Результаты наблюдений представлены на рис. 4.

Светлые кружки – данные измерений естественного поля. Жирные черные точки – результат осреднения данных естественного поля. Точка наблюдений Ладога-2016 находится в 400 м к юго-востоку от точки L-04, измеренной на профиле Phoenix 2013/2014 гг. [2]. Пунктиром на левых панелях и штрих-пунктиром на правых показаны кривые кажущегося сопротивления (вверху) и фазы (внизу) для точки L-04. Результаты по точке L-04 предоставлены Е. Ю. Соколовой.

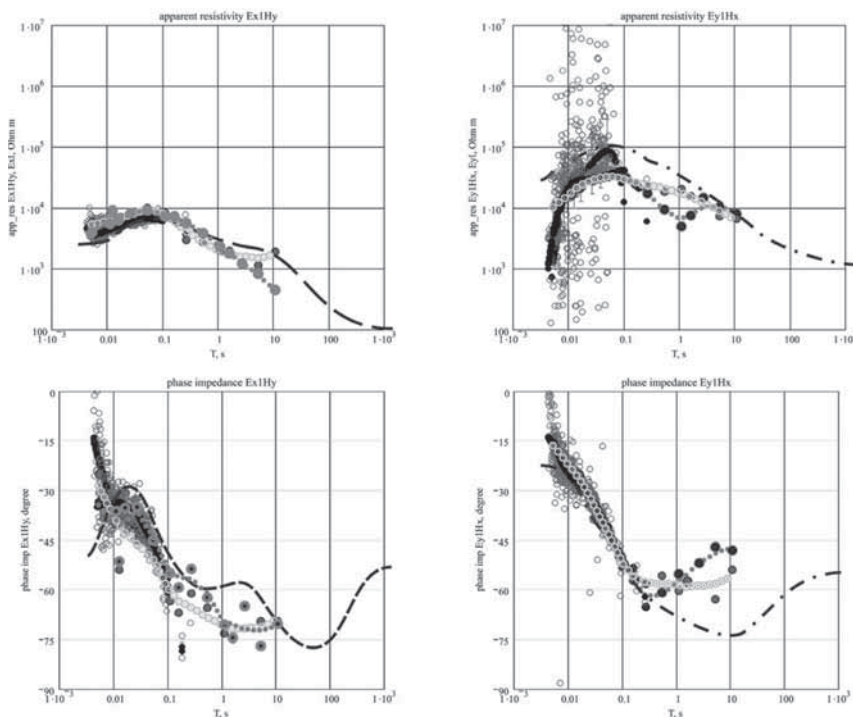


Рис. 3. Кривые кажущегося сопротивления (верхние панели) и фазы (нижние панели) по компонентам входного импеданса в точке V-07 (Сямозеро) 2014 г.

Fig. 3. The apparent resistivity curves (upper panels) and phase curves (lower panels) for registered components of the input impedance at a point V-07 (Sjamozero) 2014 y.

Полученные в 2016 году кривые кажущегося сопротивления и фазы компонент входного импеданса хорошо согласуются с результатами, полученными в точке L-04 в 2013–14 гг. Расхождение на полпорядка кривых кажущегося сопротивления по компоненте $Z_{xy} = E_x/H_y$ можно объяснить влиянием гальванических искажений обусловленных электрической неоднородностью верхней части геоэлектрического разреза, а расхождение значений фазы этой компоненты входного импеданса в области периодов меньших 0.02 с, возможно, вызвано высоким уровнем помех в данном частотном диапазоне (свыше 50 Гц). С другой стороны расхождение кривых

можно объяснить и наличием плохо проводящей трехмерной неоднородности вытянутой в субширотном направлении в окрестности точки L-04 в верхней части геоэлектрического разреза [1].

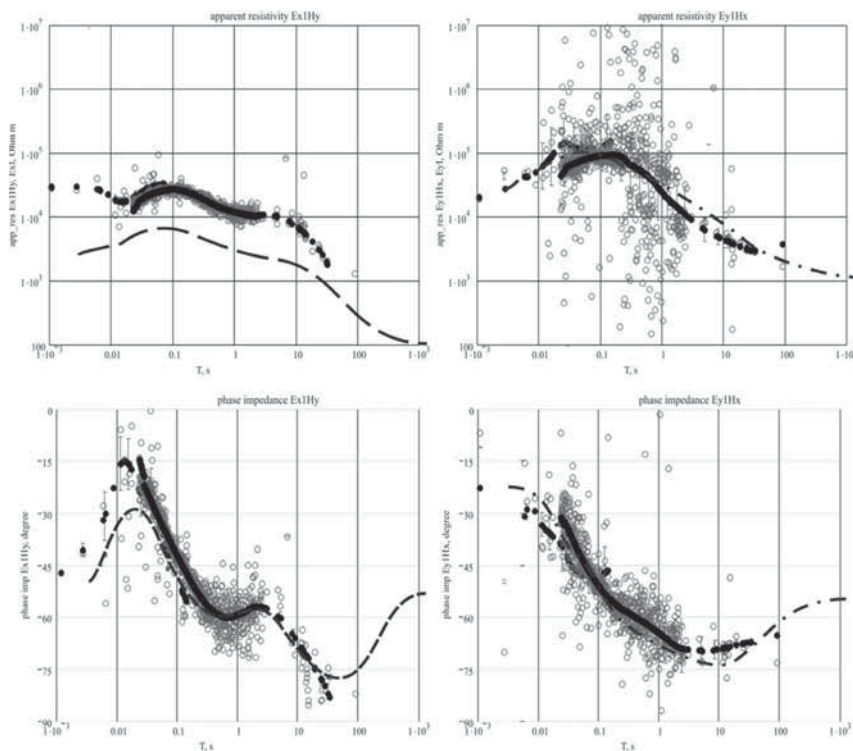


Рис. 4. Кривые кажущегося сопротивления (верхние панели) и фазы (нижние панели) по компонентам входного импеданса для компонент АМТ-МТ поля для точки Ладога-2016

Fig. 4. The apparent resistivity curves (upper panels) and phase curves (lower panels) for registered components of the input impedance for AMT-MT fields at a point Ladoga-2016

Закключение

Представленные результаты являются предварительными. Требуется более детальное прослеживание изменения кривых кажущегося сопротивления и фаз компонент входного импеданса между точками V-06 и V-07

(хотя бы с шагом 25 км). При этом, судя по рис. 2–4 эту детализацию можно провести и в АМТ-МТ поле естественного происхождения. Кроме того, требуется более изощренная обработка данных измеренных в точке К-07, с целью более надежного определения параметров сигнала контролируемого источника и получения кривых кажущегося сопротивления и фазы компонент входного импеданса для поля естественного происхождения, зарегистрированного в ходе эксперимента FENICS-2014. Для анализа и интерпретации полученных данных также требуется выполнить хотя бы двумерное математическое моделирование.

Автор выражает благодарность всем участникам экспериментов FENICS-2014 и Ладоба-2016 за совместную работу в ходе полевых исследований. Автор признателен Е. Ю. Соколовой за предоставленные данные по точке L-04 2013–14 гг. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-12044-офи-м).

Список литературы

1. Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И., Новиков Д. Б., Пастуцан В. В.. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. Москва, Диалог-МГУ. 1997. С. 122–126.
2. Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе ладожской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016, № 1. С. 48–61.
3. Zhamaletdinov A. A., Shevtsov A. N., Velikhov E. P. et al. Study of Interaction of ELF–ULF Range (0.1–200 Hz) Electromagnetic Waves with the Earth's Crust and the Ionosphere in the Field of Industrial Power Transmission Lines (FENICS Experiment) // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2015. V. 51, N 8. P. 826–857.

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГОЛОВАНЕВСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЕ

Ширков Б. И.^{1,2}, Бурахович Т. К.¹, Кушнир А. Н.¹

¹*Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина*

²*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ «Институт геологии»*

ELECTRICAL CONDUCTIVITY AS THE MANIFESTATION OF THE GEODYNAMIC PROCESSES IN THE GOLOVANIVSK SUTURE ZONE

Shyrkov B. I.^{1,2}, Burakhovych T. K.¹, Kushnir A. N.¹

¹*Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine*

²*Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology, Kyiv, Ukraine*

Abstract

Geological structure of the Golovanivsk suture zone (GSZ) and its electrical conductivity according to the three-dimensional geoelectric modeling data confirm the collision model of the crust of the central part of the Ukrainian shield (USH). The low resistivity anomalies are confined to the elongated strips and areas of the spread of the graphitized rocks and metasomatic zones extended along the fault zones. In its boundaries there are a large amount of the ore deposits of the region.

In 2016 new experimental synchronous observations were carried out using magnetotelluric sounding and magnetovariational profiling methods in a wide range of periods in the joint zone of the northern slope of the central part of the Ukrainian Shield and Dnipro-Donets Basin. Their primary interpretation indicates the presence of both the near-surface (contact zone of the sedimentary rocks of the Dnipro-Donets Basin and Ukrainian Shield) and the deep conducting structures (Kirovograd anomaly in the earth's crust and southern side of the Dnipro-Donets Basin in the lower part of the crust and/or on the margin with the upper mantle) of different orientation in space. The absence of deep conductivity anomalies in the earth's crust and upper mantle in the northern part of the Golovanivsk (Yadlov-Traktemirov) suture zone confirms the geodynamic hypothesis of its formation under compression.

Введение

Методы глубинной геоэлектрики позволяет получить уникальную информацию о геологическом строении Земли, тектонике и геодинамике различных геологических регионов и физико-химических процессах в их недрах.

Шовные зоны представляют собой протяженные линейные структуры, которые отделяют смежные мегаблоки щитов и отличаются от них строением, составом и возрастом формаций. Обычно шовные зоны моложе мегаблоков и содержат формации (при многоэтапном формировании), которые соответствуют нескольким этапам развития земной коры.

Многочисленные магнитотеллурические исследования в пределах архей-протерозойских шовных зон щитов [8, 13–17] (полуострова Индостан, Южной Африки, юго-восточной Австралии, Канадского и Балтийского) позволили выделить следующие основные особенности:

- повышенная электропроводность (низкое удельное сопротивление – около 5–20 Ом·м);
- проявление аномалий электропроводности от самой поверхности;
- расположение рядом или в пределах высокоомных блоков (10000–50000 Ом·м)
- проявления интенсивного метаморфизма, значительный уровень переработки, присутствие флюидов;
- графитизация и сульфидизация.

Практически все месторождения и рудопоявления, в частности крупные и уникальные, локализируются в зонах глубинных разломов, в пределах их пересечений или вблизи них, а также в шовных зонах. Определение рудной специализации шовных зон УЩ и их сопоставление по аналогии с известными аналогами (Восточнокарельской, Центральноккарельской и Ладожско-Ботнической на Балтийском щите; Саяно-Таймырской, Котуйканской, Билляхской на Алданском; поясов Кейп-Смит, Томпсон и Грэнвил на Канадском), которые характеризуются полиформационным характером металлогении при тесном пространственном совмещении самих разнообразных рудноформационных типов, является очень перспективным направлением.

Согласованный анализ материалов по месторождениям железа в Якутии и Украине позволил сделать вывод, что месторождения Ималыкского (Чара-Токкинского) и Чарского железорудных районов Восточной Сибири в структурном и геолого-генетическом отношении во многом подобны месторождениям шовных зон УЩ [1].

В протерозойское время зона сочленения Свекофенского и Карельского геоблоков Балтийского щита оставалась проводником интрузивного магматизма. Длительный процесс развития шовной зоны определяет ее высокую металлогеническую перспективность.

На основании данных геолого-геофизического моделирования и размещения полезных ископаемых в характеристических областях субдукции были разработаны комплексные геолого-геофизические критерии рудоносности [1].

К геоэлектрическим следует отнести:

- наличие низкоомных геоэлектрических аномалий как региональных, так и локальных;
- наличие низкоомных геоэлектрических глубинных аномалий вдоль протяженных зон разломов (ЗР);
- наличие низкоомных геоэлектрических аномалий, приуроченных к зонам метасоматоза;
- сопряженность низкоомных геоэлектрических аномалий с металлогеническими рудными узлами и геохимическими аномалиями.

Голованевско-Ядлово-Трактемировская, или просто Голованевская шовная зона (ГШЗ), находится между Бугско-Росинским и Ингульским мегаблоками УЩ. ГШЗ имеет S-образную в плане форму и делится на две существенно разные по строению части – северную и южную. Узкая (до 10 км) Ядлово-Трактемировская зона (ЯТЗ) дугообразно простирается примерно на 200 км. Южнее эта часть ГШЗ сочленяется с Тальновской и Первомайской зонами разломов, занимая пространство между ними. Деление южной части шовной зоны соответствует вещественному составу блоков более низкого порядка: Лысянский и Тилигульский – сложены амфиболит-плагинейсовыми структурно-вещественными комплексами; Голованевский и Ятранский – гранулит-чарнокитоидные.

Трехмерная геоэлектрическая модель ГШЗ. Обзор, систематизация и анализ данных экспериментальных электромагнитных исследований приведены в работе [3], результаты трехмерного геоэлектрического моделирования ГШЗ – в статье [11].

С поверхности обнаружено большое количество аномалий с удельным сопротивлением $\rho=2\text{--}250$ Ом·м, которые частично совпадают с зонами сочленения блоков, глубинными ЗР и их пересечениями (рис. 1 а–в). Сеть проводников на глубинах 0,1–2,5 км с $\rho=10\text{--}100$ Ом·м отражает систему ЗР, таких как Тальновская, Первомайская, Вradiевская, Гвоздавская, Звенигородско-Братская, Смелянская, Субботско-Мошоринская (рис. 1 а). Если до 2,5 км проводники представлены субвертикальными структурами, тем глубже 3 км наблюдаются преимущественно субгоризонтальные слои (рис. 1 б, в). На 3–10 км залегает дифференцированная по $\rho=10\text{--}250$ Ом·м

аномалия, которая расположена на севере Голованевского блока (рис. 1 б). Глубже 10 км распределение аномально высокого/низкого ρ носит мозаичный характер. Так, аномалии высокого $\rho=10000$ Ом·м хорошо согласуются с глубинными частями массивов гранитоидов: Уманского, Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского. В земной коре аномалии низкого $\rho=10\text{--}250$ Ом·м сложной конфигурации приурочены к Лысянскому блоку, центральной части Тальновской и пересечению Конкской и Первомайской ЗР (рис. 1 б). Распределение ρ на глубинах 50–120 км (рис. 1 в) соответствует «нормальному» для УЩ и разделяет неоднородную верхнюю часть мантии [11].

Таким образом, ГШЗ характеризуется сложным распределением ρ , наличием как приповерхностных, так и глубинных неоднородностей электропроводности локального и регионального масштаба, приуроченных к основным структурно-тектоническим единицам региона.

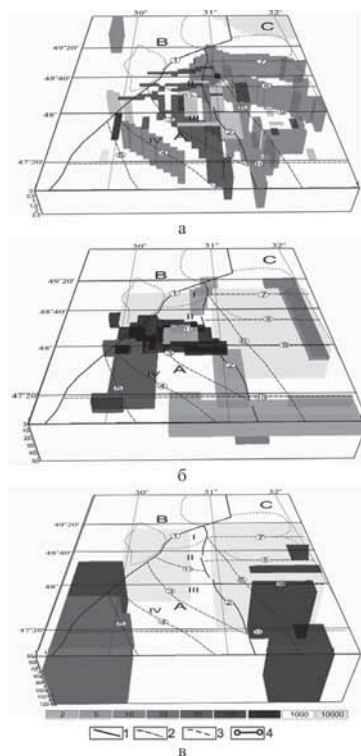


Рис. 1. Трехмерная геоэлектрическая модель ГШЗ:

а – до 2,5 км, б – 3–50 км в – 50–120 км. Условные обозначения: А – ГШЗ; В – Бугско-Росинский мегаблок; С – Ингульский мегаблок. Блоки ГШЗ: I – Лысянский, II – Ятранский, III – Голованевский, IV – Тилигульский. Осевые линии глубинных ЗР: 1 – первого порядка (1 – Тальновская, 2 – Первомайская), 2 – второго порядка (3 – Врадиевская, 4 – Гвоздавская, 5 – Одесская, 6 – Звенигородско-Братская, 7 – Смелянская, 8 – Субботско-Мошоринская, 9 – Бобринецкая, 10 – Конкская, 11 – Емиловская); 3 – границы блоков ГШЗ различного состава; 4 – линии профилей МТЗ

Fig. 1. Three-dimensional geoelectric model of the GSZ:

a – up to 2.5 km; b – 3–50 km; c – 50–120 km. Legend: A – GSZ; B – Bug-Ros' megablock; C – Ingul megablock. Blocks GSZ: I – Lysyanka, II – Yatran', III – Golovanivsk, IV – Tiligul. The axial lines of deep fault zones: of the first order (1 – Tal'ne, 2 – Pervomaïsk), 2 – of the second order (3 – Vradievka, 4 – Gvozdvavka, 5 – Odessa, 6 – Zvenigorod-Bratsk, 7 – Smila, 8 – Subotiv-Moshorinka, 9 – Bobrînets, 10 – Konka, 11 – Emilovka); 3 – the boundaries of GSZ blocks of the different composition; 4 – lines of profiles

Геодинамика ГШЗ и ее связь с электропроводностью региона. В истории консолидации литосферы Восточно-Европейской платформы выделяются несколько крупных событий, среди которых объединение западной и восточной частей щита в единую структуру в период 2,5–2,6 млрд лет назад [6] и коллизия литосферных плит Сарматии и Фенноскандии около 1,7–1,8 млрд лет назад. Фактически, эти события стали финальными в формировании большей части УЩ как структуры с докембрийским фундаментом.

Электропроводность ГШЗ [11] обусловлена ее геолого-тектоническим строением и согласуется с коллизионной моделью формирования коры центральной части УЩ [7]. На границе архея и протерозоя в регионе преобладал режим сжатия, который на отрезках 2,6–2,4, 2,1–1,95, 1,8–1,7 млрд лет назад сменялся периодами растяжения [6]. На эти промежутки времени приходится образования большинства высокоэлектропроводящих ЗР: Емиловской, Гвоздавской, Врадиевской, Первомайской и Звенигородско-Братской [11].

В процессе геодинамического развития ГШЗ приобрела современную расслоенность, которая подтверждается аномально высокой электропроводностью глубинных ЗР, а также ее блоков: большей части Лысянского на глубинах 10–20 км (удельное электрическое сопротивление по результатам 3D модели [11] $\rho=10$ Ом·м), Голованевского на 3–10 км ($\rho=10$ –250 Ом·м), Тилигульского на 15–30 км ($\rho=100$ –250 Ом·м).

Несмотря на меньшую изученность геоэлектрическими методами ЯТЗ - по результатам 3D геоэлектрического моделирования можно говорить о маловероятно существовании здесь повышенной электропроводности (хотя дальше на север обнаружена Днепровская аномалия электропроводности в земной коре и верхней мантии [5] в районе г. Переяслав-Хмельницкий). Это может быть подтверждением гипотезы [12] о том, что ЯТЗ представляет собой пластину, которая выдвинута в ограниченное межблоковое пространство в условиях сжатия. В таких геодинамических обстановках образование аномалий электропроводности маловероятно [17].

Природа аномалий электропроводности в мантии связана с более поздними, относительно формирования ГШЗ, процессами тектономагматической активизации, поскольку флюиды различного рода могут существовать в течение всего лишь короткого, в геологическом понимании, отрезке времени [17]. Такой вывод находит свое подтверждение и по результатам исследования теплового поля УЩ [5], которые показывают значитель-

но повышенные значения теплового потока на юго-западе щита в районе Подольской ЗР и ее сочленения с Тальновской ЗР, где обнаружена электропроводящая мантия и проводник на глубинах 15–30 км.

Новые электромагнитные исследования. Для изучения глубинного строения и проверки геодинамической гипотезы развития северной части ГШЗ в 2016 году проведены современные синхронные экспериментальные исследования методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и магнитовариационного профилирования (МВП) с помощью длиннопериодных цифровых станций LEMI-417 с феррозондовыми магнетометрами [9] в 11 пунктах, продолжительность наблюдений в полевых точках составляла 3–12 суток, расстояние между пунктами 15–30 км.

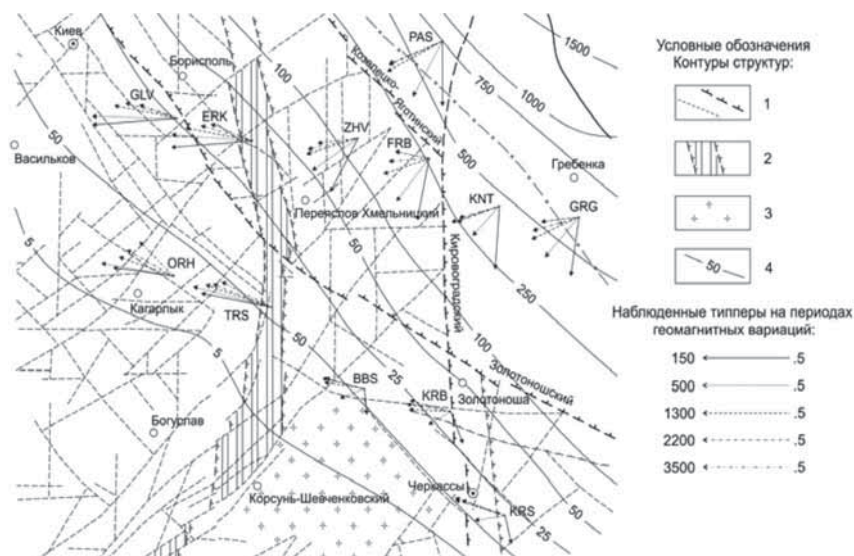


Рис. 2. Расположение пунктов МТЗ и компоненты типперов ($T=150\text{--}3500$ с) на тектонической карте [10]

Условные обозначения: 1 – тектонические элементы; 2 – Ядрово-Трактемировская зона; 3 – Корсунь-Новомиргородский плутон; 4 – изолинии суммарной продольной проводимости

Fig. 2. Location of the MTS points and components of tippers ($T = 150\text{--}3500$ s) on the tectonic map [10]

Legend: 1 – tectonic elements; 2 – Yadlov-Tractemirov zone; 3 – Korsun'-Novomirgorod pluton; 4 – isolines of total longitudinal conductivity

Обработка полевого материала выполнена в программном комплексе PRC_MTMV [3] с использованием нормировки магнитных компонент геомагнитного поля на удаленную базу. Надежно получены оценки типперов для периодов (Т) геомагнитных вариаций от 20 до 4000 с, горизонтальных магнитовариационных откликов от 20 до 10000 с, параметров импеданса и кажущегося удельного электрического сопротивления от 10–15 до 10000 с.

Распределение комплексных индукционных типперов в широком диапазоне периодов, а также параметры качественной интерпретации кривых МТЗ могут свидетельствовать о наличии нескольких как приповерхностных, так и глубинных токопроводящих структур разной ориентации в пространстве.

С поверхности восточнее линии Переяслав-Хмельницкий – Канев (приблизительно 30–40 км по профилям) проявляется токопроводящая структура широтной ориентации. Скорее всего именно эта линия является «контактом» пород УЩ с высоким сопротивлением на западе и осадочными комплексами пониженного сопротивления южного борта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) на востоке района исследований. С увеличением глубины ориентация токопроводящих структур меняется. На юго-востоке «контакта», а именно на севере Ингульского блока УЩ выделяется наклонные проводящий слой под ДДВ, а на северо-востоке – южный борт ДДВ – трехмерная аномалия, возможно, в нижней части коры или на границе с верхней мантией.

Выводы. Построение трехмерной модели распределения электропроводности в ГШЗ подтвердило целесообразность использования глубинных электромагнитных методов для решения геодинамических задач.

Так, в виде аномалий электропроводности фиксируются глубинные ЗР и зоны скалывания, которые сформировались в условиях растяжения (Емиловская, Гвоздавская, Врадиевская, Первомайская и Звенигородско-Братская). Аномально повышенной электропроводностью характеризуется большая часть Лысянского блока на глубинах 10–20 км ($\rho=10\text{--}250\text{ Ом}\cdot\text{м}$), Голованевского на 3–10 км ($\rho=10\text{--}250\text{ Ом}\cdot\text{м}$), Тилигульского на 15–30 км ($\rho=10\text{--}250\text{ Ом}\cdot\text{м}$). Мантия проявляется пониженными значениями сопротивления западнее Тальновского разлома, что связано с более молодой активизацией. Это подтверждается исследованиями геофизических полей различной природы (теплового, сейсмического), геохимическими особенностями, неотектонической активностью.

Новые экспериментальные наблюдения низкочастотными электромагнитными методами, а также их первичная интерпретация указывают, что ЯТЗ не проявляется в повышенной проводимости на глубинах коры и мантии, что подтверждает геодинамическую гипотезу [12, 17].

Список литературы

1. Бурахович Т. К., Николаев И. Ю., Шеремет Е. М., Ширков Б. И. Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых / *Геофиз. журнал*. 2015. Т. 37, № 6. С. 42–63.
2. Бурахович Т. К., Ширков Б. И. Глибинні геоелектричні дослідження Голованівської шовної зони досліджень / *Геоінформатика*. 2015, № 1(53). С. 61–69.
3. Варенцов И. М. Программная система `pgc_mtmv` для обработки данных синхронных МТ/МВ зондирований // Материалы VI Всероссийской школы–семинара по ЭМ зондированиям им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна. Новосибирск, 2013. С. 1–4.
4. Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита / [А. В. Анциферов, Е. М. Шеремет, Е. Б. Глевасский и др.]. Донецк: Вебер, 2008. 305 с.
5. Геотермический атлас Украины / В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя, И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов, О. В. Усенко. Киев: ИГФ НАНУ. 2004. 60 с.
6. Гинтов О. Б. Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии / *Геофиз. журнал*. 2015. Т. 37, № 5. С. 3–22.
7. Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита. *Минералогический журнал*. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 77–91.
8. Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира // *Геофиз. журнал*. 2012. Т. 34, № 4.
9. Корепанов В. Е., Трегубенко В. И. Особенности построения и тенденции развития современной аппаратуры для МТ и МВ зондирований // *Геофиз. журн.*, 2009. Т. 31, № 4. С. 181–190.
10. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР/УкрНИГРИ, ГПО «Укргеология»; Гл. ред. Глушков В. В. 1:500000, Киев. 1988.
11. Ширков Б. И., Бурахович Т. К., Кушнир А. Н. Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39, № 1. С. 41–58.
12. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364с.
13. Fon, Lawrence Teku. Magnetotellurics and Geomagnetic Depth Sounding in Queensland, South Eastern Australia -Evidence for the Tasman Line? // *Doctoral thesis*, 2011.
14. Khoza T. D., A. G. Jones, M. R. Muller, R. L. Evans, M. P. Miensopust and S. J. Webb. Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed

from 2-D and 3-D inversion of magnetotelluric data: example from southern Congo craton in northern Namibia // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118, I. 8. P. 4378–4397.

15. Engels M., Korja T., and the BEAR Working Group. Multisheet modelling of the electrical conductivity structure in the Fennoscandian Shield Earth Planets Space. 2002. 54. P. 559–573.

16. Mishra D. C., M. Kumar. Proterozoic orogenic belts and rifting of Indian cratons: Geophysical constraints // *Geoscience Frontiers*. V. 5, I. 1. 2014. P. 25–41.

17. Wannamaker P. Anisotropy Versus Heterogeneity in Continental Solid Earth Electromagnetic Studies: Fundamental Response Characteristics and Implications for Physicochemical State // *Surveys in Geophysics*, 2005; 26(6): 733–765.

**МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ
ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ СВЕКОФЕННСКОЙ
ПРОВИНЦИИ (ПРИЛАДОЖЬЕ)**

Щипцов В. В.

Институт геологии КарНЦ РАН Петрозаводск, Россия

**MINERAGENIC AND RESOURCE POTENTIAL OF INDUSTRIAL
MINERALS IN THE SVEKOFENNIAN PROVINCE (ADOPERATION)**

Shchiptsov V. V.

Institute of Geology, KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

Abstract

Within the upper shell of the Earth's crust of Ladoga area at various depths, different industrial minerals have been formed, which constitute a significant part of the mineral and raw potential of the oreosphere of the Svekofennian mineragenic province of the Paleoproterozoic and Mesoproterozoic. For the Svekofennian formation, a characteristic feature of the geological structure is the domes of gneiss-granites, occupying a wide strip along the northern coast of Ladoga Lake. The species of four Paleoproterozoic systems – the Yatulian, the Lyidicovian, the Kalevian and the Vepsian systems – have been developed in the Ladoga area. From the south, Vendian deposits of the Mesoproterozoic and Paleozoic formations of the Devonian, Carboniferous and Permian systems are recorded. The Svekofennian formation is accompanied by the endogenous evolution of the Vuoksa-Elisenvaara ultramafic-mafic (from potassium apatite-bearing ultramafites and lamprophyres to subalkaline gabbroids and quartz diorites) and leucocratic (quartz monzonites, granodiorites, granites, leucosyenites) complexes with an age of about 1.8 billion years. A special emphasis belongs to the formed intrusions of the anorthosite-rapakivigranite complex – this is the Salminsky multiphase massif. The main value of the mineral resources of Ladoga is represented by industrial minerals. These include deposits and large occurrences of industrial minerals of magmatogenic (feldspar, pegmatite, quartz, apatite, fluorite, diamond, barium-strontium feldspar) and metamorphogenic origin (graphite, andalusite, staurolite, garnet, quartzite, kaolin, marble, wollastonite).

В пределах верхней оболочки земной коры Приладожья на различных палеоглубинных уровнях были сформированы разнообразные промышленные минералы, составляющие значительную часть минерально-сырьевого потенциала рудосферы свекофеннской минерагенической провинции палеопротерозоя и мезопротерозоя.

Результаты геологических и геофизических исследований позволяют интерпретировать особенности геологического строения в зависимости от ряда факторов, определивших специфику минерализации промышленных минералов. Сфекофеннская формация характеризуется куполами гнейсо-гранитов, занимающих широкую полосу вдоль северного побережья Ладожского озера. В Приладожье развиты осадочно-вулканогенные породы четырех систем палеопротерозоя: ятулийской и людиковийской, последние относятся к соанлахтинской и питкярантской свитам сортавальской серии; калевийской, представленной ладожской серией, которая включает три свиты – пялкъярви, контисаари, наатселька, и веписькой. Нижний рифей мезопротерозоя сложен осадочно-вулканогенными породами приозерской и салминской свиты и плутоническими комплексами. С юга фиксируются вендские отложения мезопротерозоя и палеозойские образования девонской, каменноугольной и пермской систем [5].

Завершают эндогенную эволюцию свекофеннской провинции посторогенные интрузии Вуоксинско-Элисенваарского ультрамафит-мафитового (от калиевых апатитоносных ультрамафитов и лампрофиров до субщелочных габброидов и кварцевых диоритов) и лейкократового (кварцевые монциты, гранодиориты, граниты, лейкосиениты) комплексов с возрастом около 1.8 млрд лет [14]. К началу нижнерифейской эпохи свекофеннская складчатая область была кратонизирована.

Особый акцент принадлежит сформированным интрузиям комплекса анортозит-рапакивигранитов – это Салминскому многофазному массиву площадью около 5000 км². Возраст массива 1547–1530 млн лет [15]. Породы Салминского массива имеют субщелочной характер [6]. А. М. Ларин отмечает, что для гранитов характерна высокая калиевость и железистость, а также высокая агапитность. С этим комплексом связаны разнообразные скарны, полевошпатовые метасоматиты и грейзены с приуроченным к ним оруднением.

Промышленные минералы образованы на различных уровнях и в разное время. Этим и объясняется их многообразие. Первая значительная группа месторождений промышленных минералов относится к метаморфогенным (графит, андалузит, ставролит, гранат, каолин, промышленные породы – мраморы и кварциты) и формируется на приповерхностном, гипабиссальном и абиссальном уровнях. Вторая – это эндогенные месторождения, сформированные на приповерхностном и гипабиссальном уровнях в областях преимущественного развития гидротермальных, скарно-

вых, грейзеновых и магматогенных промышленных месторождений (апатит, полевой шпат, Ba-Sr полевой шпат, титанит, алмаз, аморфный графит, флюорит, пегматитовый кварц и полевой шпат).

Промышленные минералы Свекофеннской провинции

Кварциты. На северном берегу оз. Малое Янисъярви залегают кварциты ятулийской системы (остров Контисаари, полуострова Питкяниеми и Коркеаниеми). На участке Питкяниеми кварциты образуют северо-западную полосу, представленную различными слоями, среди которых особое внимание заслуживают перекристаллизованные кварциты молочно-белого цвета (сливные кварциты). В слоистой кварцитовой толще нередко отмечается пылевидный графит. По химическому составу кварциты участков Питкяниеми и Кухинас-лампи варьируют в определенном диапазоне. Кварциты Питкяниеми кварциты близки по составу к ятулийским кварцитам месторождения Метчангъярви (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав кварцитов участков Питкяниеми (исходная порода)

Участок	№ пробы	Содержание окислов, %											ппп	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O		
Питкяниеми	ЯН-5	98,62	0,01	0,33	0,180	0,00	0,006	0,210	0,07	0,08	0,09	0,01	0,05	99,66
	ЯН-6	97,34	0,06	1,08	0,696	0,00	0,008	0,260	0,07	0,05	0,26	0,00	0,16	99,98
	ЯН-7	98,64	0,01	0,39	0,150	0,00	0,005	0,110	0,07	0,08	0,09	0,01	0,10	99,66

Анализы сделаны в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН

Графитовые руды. В Свекофеннской провинции обнаружено более 30 проявлений различных типов графита, но практически все они имеют небольшие размеры. Отмечены различные типы графита – криптокристаллический, плотнокристаллический, мелкочешуйчатый и крупночешуйчатый. Последний тип представляет наибольшую коммерческую ценность, благодаря хорошим параметрам флотационного и химического обогащения графитовых руд [16]. Тип метаморфогенных месторождений графита имеет основное значение в мировом балансе графитового сырья. В Западном Приладожье открыты именно такие графитовые руды (Ихальское рудное поле). Рудное поле состоит из собственно Ихальского месторождения и нескольких участков легкообогатимых руд с чешуйчатым графитом (Ихальское II, Ихальское III, Ликолампинское и др.), которые слагают стра-

тиформную графитовую формацию в гнейсах. Значительная роль отводится метаморфизму, соответствующему условиям низких давлений от амфиболитовой до гранулитовой фации в интервале температур 750–650 °C.

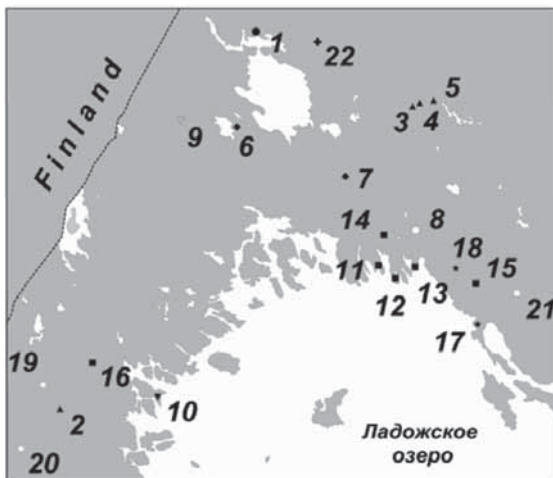


Рис. 1. Схема размещения основных месторождений и крупных проявлений промышленных минералов Свеккофеннской провинции (Приладожье)

Кварцит: 1 – Питкянемми. Графит: 2 – Ихальское рудное поле; 3 – Романовская аномалия; 4 – Полвилампи; 5 – Майсульское. Андалузит и ставролит: 6 – Вахвяярви; 7 – Ставролитовый участок. Гранат: 8 – Кительское. Мрамор: 9 – Рускеала. Кварц: 10 – Соролонсаари. Полевой шпат: 11 – Мурсухлаhti; 12 – Серое; 13 – Булка; 14 – Линнавара; 15 – Люпикко; 16 – Яккимское. Флюорит: 17 – Уксинское; 18 – Хопунвара. Комплекс промышленных минералов калиево-щелочной серии: 19 – Райвимяки; 20 – Кайвомяки. Полевой шпат (нетрадиционный): 21 – Юка-Коски. Каолин: 22 – Пролонвара

Fig. 1. The main deposits and major occurrences of industrial minerals location scheme in the Svecofennian province (Ladoga)

Quartzite: 1 – Pitkaniemi. Graphite: 2 – Ihala ore field; 3 – Romanov anomaly; 4 – Polvilampi; 5 – Mysulskoe. Andalusite and staurolite: 6 – Vahvayarvi; 7 – Staurolite section. Garnet: 8 – Kitelya. Marble: 9 – Ruskeala. Quartz: 10 – Sorolonsaari. Feldspar: 11 – Mursunlahti; 12 – Seroe; 13 – Bulka; 14 – Linnavara; 15 – Lyupikko; 16 – Yakkimskoe. Fluorite: 17 – Uksinskoe; 18 – Hopunvaara. Complex industrial minerals potassium-alkaline series: 19 – Raivimyaki; 20 – Kaivomyaki. Feldspar (non-traditional): 21 – Yuka Koski. Kolin: 22 – Prolonvaara

На Ихальском месторождении ККГРЭ поисково-оценочные работы на графит в периоды 1983–1986 и 1989–1993 гг. В настоящее время на него

выдана лицензия. Месторождение приурочено к образованиям углеродистой гнейс-карбонат-толеит-базальтовой формации людиковия. К продуктивной относится толща глубокометаморфизованных графитсодержащих кварц-биотитовых гнейсов питкьярантской свиты [7]. Установлен графитовый горизонт с несколькими графитоносными пачками мощностью от 8 до 450 м при длине до 1700 м. Выделены два основных типа руд – это неизменные графитсодержащие биотитовые гнейсы и преобладающие диафторированные графитсодержащие гнейсы. Прогнозные ресурсы – 195 млн т. руды до глубины 100 метров, что примерно соответствует 6,4 млн т графита. Содержание углерода в графитовой руде от 2,8 до 9,2 %, а в концентрате от 84,1 до 95,3 % при его извлечении от 77,3 до 97,5 % [16].

Крупные проявления скрытокристаллического графита в углеродистых сланцах людиковия, связанных с породами соанлахтинской свиты, проявлены на участках Романовская аномалия, Полвилампи и Майсульское (рис. 1).

Андалузиты и ставролиты. Для метapelитов Приладожья характерно отсутствие кианита и наличие андалузита, кордиерита и ставролита в низкотемпературной амфиболитовой фации. Андалузитовые и ставролитовые руды залегают в северной части Приладожья. Они формируются в условиях метаморфизма, относимого к ладожскому, андалузит-силлиманитовому (фациальная серия A_3 – A_2) типу [3]. В пределах Свекофеннской провинции широко распространены высокоглиноземистые породы ладожской серии калевия, представленные филлитами, слюдистыми, гранат-слюдистыми и ставролит-, андалузит- и силлиманитсодержащими сланцами, кварцитами. Высокоглиноземистые ставролитовые и андалузитовые сланцы приурочены к верхней части ритмов нижней толщи калевия [1]. В результате поисковых работ выявлены участки высокоглиноземистых сланцев. Зоны распространения высокоглиноземистых пород имеют протяженность от одного до нескольких километров. В ставролитовых и андалузитовых сланцах глиноземистые минералы распределяются неравномерно, их содержание меняется от первых до 30 % и более.

Андалузит встречен в палкьярвинской свите в районах озер Палкьярви, Вахварви, Янисьярви. В глиноземистых сланцах района оз. Вахварви встречаются разновидности андалузита в виде хиастолитов, в которых ребра призматических граней окрашены графитовой пылью заимствованной из глинистых сланцев. Эмульсионные включения графита в андалузите придают минералу черный цвет.

В пределах распространения пялкярвинской свиты между поселками Суйстамо и Леппясюрья отмечены мощные толщи ставролитсодержащих сланцев на трех участках с повышенным содержанием ставролита до 15 %. Ставролитсодержащие сланцы относятся к низкотемпературной части амфиболитовой фации, представленной областью устойчивости ставролитовых ассоциаций.

Гранат. В гранат-кварц-биотитовых и гранат-силлиманит-биотитовых сланцах содержатся кристаллы мелкого граната. Формы его идиобластические, в виде ромбододекаэдров, реже – округлые, ксенобластические. Цвет темно-малиновый, вишнево-красный со слабым сиреневатым оттенком. Окраска интенсивная. Поверхность кристаллов неровная, шероховатая, обусловлена наличием тонкой штриховки и мелких выбоин. Кристаллы граната размером 10–15 мм содержат кондиционные монообласти. Отдельные кристаллы размером 5–6 мм бывают полностью бездефектными [12].

Кристаллы и ряд сходных проявлений локализованы в силлиманит (фибrolит)-гранат-биотитовых сланцах ладожской серии. Главная продуктивная зона протягивается на 300 м при ширине около 100 м. Состав граната альмандиновый с примесью 12–15 % пиропового минала. Среднее содержание граната в сланцах – 15–18 %. Выход ювелирного граната около 1 % при среднем размере ювелирных моноблоков 0,5–1 см.

Мрамор. В северном Приладжье карбонатные породы залегают в виде крутопадающих линз и представлены белыми, светло-серыми и серыми доломитовыми и кальцитовыми мраморами. В этом районе сохранилось много следов старых финских разработок в виде небольших карьеров или останцов напольных печей для обжига извести. На состав карбонатных пород влиял метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации, а также локально позднеорогенный гранитоидный магматизм. Влияние рапаквивгранитов сказалось на присутствии в кальциевых мраморах волластонита до 40–60 %. По оценке С. И. Турченко [18] запасы волластонита на одном участке оцениваются в 10 тыс. тонн.

Наиболее крупными месторождениями мрамора являются Рускеала 1 и Рускеала 2. Месторождение Рускеала 1 эксплуатируется более 200 лет (рис. 1).

Кварц. На формирование месторождений кварцевого сырья Свекофеннской провинции существенную роль оказали метаморфизм и гранитизация свекофеннского и постсвекофеннского периодов. Повышенные содержания элементов-примесей в жильном и пегматитовом

кварце данного региона связаны со значительным влиянием гранитных интрузий, в т.ч. гранитов-рапакиви и связанным с ними метасоматозом.

С позиций оценки кварца на суперчистоту материала площади формирования пегматитовых и кварцевых полей, связанные с позднеорогенным ладожским (свекофеннским) этапом [4], не представляют практический интерес на современном этапе. К ним относятся сложно минерализованные и дифференцированные мусковит-редкометалльные и редкоземельно-редкометалльные пегматиты, образованные в условиях низкотемпературного режима амфиболитовой фации метаморфизма (пегматиты и кварцевые жилы Питкярантского и Куркилахтинского поле, рис. 1. – Соронлонсаари).

Пегматиты. Питкярантское пегматитовое поле несколько десятилетий тому назад имело первостепенное промышленное значение. Всего в Питкярантском рудном узле насчитывается более 400 пегматитовых тел, распределенных неравномерно, кустами.

Наиболее крупное пегматитовое поле расположено на периферии Люпикковского гранито-гнейсового купола. Здесь разведано около 30 пегматитовых жил, а также два крупных штокообразных тела сложенных недифференцированными пегматитами плагиомикроклинового и плагиоклазового состава. К наиболее крупному телу относится Южная Линза, где происходила добыча пегматита открытым способом. Мощность пегматитового тела составляла в среднем 150 м, длина 1150 м. Минеральный состав: 38,4–45,4 % плагиоклаз, 1,5–7,8 % микроклин, 45,5–50,6 % кварц, 0,9–2,1 % биотит, 5,0–5,7 % мусковит, 0,4–1,0 % турмалин, акцессорные берилл, сфен, циркон, апатит, корунд и др. [8]. На месторождении Линнавара жилы керамических пегматитов выработаны, как и Хапониеми, Серая Горка, Булка, Пусунсаари, Туркисаари, Мурсунлахти, Лесное, Хауккаселькя-1 и др. (некоторые из них показаны на рис. 1). Размеры жил достигали 150–350 м в длину и 10–40 м мощности.

Флюорит. Флюоритовые проявления были выявлены и оконтурены попутно при поисково-разведочных работах на олово и редкие металлы. Целевых и тематических работ на флюорит не проводилось. Практически известные проявления флюорита в данном районе относятся к типу апоскарновых грейзенов (табл. 2). Другой тип флюоритового проявления установлен как жильно-штокверковый в литий-фтористых гранитах и зоне их обрамления (район Люпикко). Ранее ККГРЭ было отмечено развитие флюоритового оруденения в грейзенизированных и альбитизированных по тектоническим зонам в рапакивигранитах и гнейсогранитах Уксинского и

Люпиковского рудных полей. Подобный тип флюоритового оруденения представляется исключительно перспективным для Питкярантского рудного района. Для этого типа оруденения требуются более простые по сравнению с апоскарновыми грейзенами технологические схемы для получения высококачественного флюоритового концентрата [9].

Таблица 2

Флюоритовые проявления Северного Приладожья

Проявления	Геологическая характеристика	Количество рудных тел, мощность, м	Содержание флюорита, %
Уксинское	Грейзены: в нижнем карбонатном горизонте: кварц-слюдисто-флюоритовые, кварц-топаз-флюорит-слюдитые, слюдисто-флюоритовые; в верхнем – шпинельсодержащие слюдисто-флюоритовые, везувиан-флюорит-слюдитые.	13 0,26–13,0 4 1,44–4,47	2,65–16,69 ср. – 5,5 ср. 11,5–16,04
Хопунвара	Апоскарновые грейзены с флюоритом. Оруденение не выдержано по простиранию и падению оловорудных тел.	>10 0,5–17,6 м	1,0–15,0 ср. 12,0
Юго-Западное Люпикко	Апоскарновые грейзены (кварц-слюдисто-флюоритовые) и пропилиты в нижнем и верхнем карбонатных горизонтах	7 0,5–10,2	1,0–30,0 ср. 11,6–16,7
Люпикко	Кварц-флюоритовый ($\pm$ кальцит, топаз) штокверк, жилы, прожилки, гнезда в апикальном выступе литий-фтористых гранитах, прорывающих гнейсограниты. Вскрыт щебеночным карьером.	1 S штокверка – ~3500 м ²	2,0–50%

По результатам технологических исследований комплексных флюорит-содержащих оловянных руд Питкярантского рудного района установлена возможность получения из них по магнитно-флотационной схеме обогащения флюоритового концентрата марки Ф-92, содержащего до 92 % флюорита при извлечении 58–63 %. Концентрат такой марки может быть использован в черной металлургии, в производстве эмалей и специальных сортов стекла [9].

Калиевые щелочные пород. Калиевыми щелочными породами в Северо-Западном Приладожье сложены два многофазных массива Райвимиаки площадью 6 км² и Кайвоямки площадью порядка 10 км², один сиенитовый Риуттамыаки площадью около 0,15 км². Они образуют естественный ряд щелочных ультраосновных (невоиты, меланоладогиты по терминологии Р. А. Хазова), щелочных основных (мезо- и лейколадогиты) и щелочных средних (щелочнополевошпатовые сиениты – тенсбергиты) пород, полных аналогов которых по химическому и минеральному составу нет в других провинциях мира [10]. Для них характерны высокие содержания фосфора, стронция, бария, редкоземельных элементов, фтора при отсутствии в минеральном составе оливина и фельдшпатоидов. Основным типоморфным минералом этих пород является сложный стронций-барий-натрий-калиевый полевой шпат, который широко присутствует в двух вышеуказанных массивах Райвимиаки и Кайвоямки.

По мнению Р. А. Хазова и др. [10, 11] щелочнокалиевые породы вулканоплутонического комплекса представлены рядами щелочных ультраосновных, щелочных основных и щелочных средних пород. С учетом специфики химического и минерального состава, структурно-тектонического положения, РТ условий образования магмы, выявленной алмазонасности диаметром он выделил Элисенваарский ладоголит-тенсбергитовый рудоносный комплекс. В Райвимиакском и Кайвоякском массивах с ладоголитами и тенсбергитами закономерно связаны такие промышленные минералы, как апатит, редкоземельный титанит, стронций-бариевый полевошпат и флогопит, а в составе трубок взрыва, сложенных взрывными брекчиями, обнаружены мелкие зерна алмазов, что позволило заявить о новом типе комплексного магматического месторождения.

Полевой шпат (нетрадиционный). Некоторые разновидности горных пород кислого состава десятки лет разрабатываются для получения полевошпатового концентрата в различных странах (США, Япония и др.) и в России. Гранит-рапакиви привлекают к себе внимание как источники полевошпатового сырья. Они образуют серию посторогенных интрузий [8]. В результате петрологического изучения в пределах огромных массивов были выделены по структурным признакам и минеральному составу главные разновидности рапакиви. Последние представляют собой определенные фазы интрузий. Путем систематического опробования, опытов по обогащению и керамических испытаний были установлены относитель-

но легкообогатимые, богатые калишпатом разновидности, оценены их запасы.

В пределах Питкярантской площади перспективными были признаны крупнопорфировые разновидности рапакиви, обычно не содержащие плагиоклазовых оболочек вокруг зерен ортоклаза, рапакиви-питерлиты, распространенные на участке Уксу, а также неравномернозернистые и трахитовидные рапакиви участка Юка-Коски [8].

Каолины. В Карелии проявления каолинов отмечены в единичных точках. Изученность территории по оценке на каолин недостаточная. Финские геологи считают, что большинство каолиновых проявлений на Свекофеннском геоблоке сформированы в результате химического выветривания, но возраст выветривания определяется как протерозойский, палеозойский и конец триассового периода [17].

На территории Карелии известно небольшое месторождение каолинов на хуторе Пролонваара (восточная сторона района Янисъярви). Оно разрабатывалось в начале века кустарно для производства огнеупорного кирпича [13]. Химический состав первичных каолинов на этом месторождении характеризуется низким содержанием Fe_2O_3 от 0,35 до 0,4 %. Установлено, что каолиновое проявление имеет зафиксированную длину до 200 м и мощность 6–10 м. Это очень напоминает обстановку района Виртасалми, включая обнаружение диаплектовых минералов и конусов разрушения космогенного происхождения астроблемы Янисъярви [2].

Список литературы

1. Бубнова Т. П., Гаранжа А. В., Скамницкая Л. С. Технологическая минералогия ставролитовых сланцев пялкъярвинской свиты (Северное Приладожье) // мат. конф. «Современная минералогия: от теории к практике. СПб: 2010. С. 315–317.
2. Геология астроблем. В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Машак и др. Л.: Недра, 1980. 231 с.
3. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 127 с.
4. Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л., 1982. 295 с.
5. Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750000: новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН «Геология докембрия». Петрозаводск: 2017, № 2. С. 3–41.
6. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб: Наука, 2011. 402 с.
7. Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Отв. ред. В. П. Михайлов, В. Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2006. Т. 2. 356 с.

8. Пекки А. С., Разоренова В. И. Месторождения полевошпатового сырья Карелии. Л: Наука, 1977. 152 с.
9. Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского Щита. Л.: Наука, 1982. 192 с.
10. Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 1993. 218 с.
11. Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Калиевые щелочные породы Приладожья и их рудоносность // Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск: 1987. С. 78–88.
12. Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С. и др. Гранатовые руды Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 208 с.
13. Frosterus B. *Über Kaolin im kristallinen Felsgrunde Finlands*. Fennia 50:39, 1928. P. 1–34.
14. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia. *Precambrian Research*. V. 120. 2003. P. 37–53.
15. Neymark L., Amelin Y. and Larin A. Geochronology of the rocks of the Salmi batholith // *Excursion. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia*. University of Helsinki, Finland. Espoo. 1991. P. 34–40.
16. *Precambrian industrial minerals of Karelia*. Petrozavodsk: Poliprint, 1993. 84 p.
17. Sarapää O. Proterozoic primary kaolin deposits at Virtasalmi, southeastern Finland. *Geological Survey of Finland*. 1996. 152 p.
18. Turchenko S. I. Industrial mineral deposits in carbonate rocks of Ladoga Onega zone. Northeastern Russia: an approach to evaluation of the Ca-marble, tremolite, scapolite and wollastonite deposits. *Abstr. 1 International Conference «Small Mining Business»*, Petrozavodsk, 1995. P. 38–39.

STUDY OF THE DEEP CONDUCTIVITY STRUCTURE OF THE LAKE-LADOGA REGION: QUASI 3D AND 3D MODELS

Golubtsova N. S.¹, Kovacikova S.², Sokolova E. Yu.³, LADOGA WG

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Institute of Geophysics CAS, Prague, Czech Republic

³Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

Summary

We present results of the modelling of the conductivity distribution for the Lake-Ladoga conductivity anomaly area and the contiguous areas. We used a database of geomagnetic induction vectors across the Baltic Shield region. These data were then used in the quasi-3D modelling of the conductance in the thin sheet approximation and compared with the results of the full 3D modelling. The electrical model of the Lake-Ladoga conductivity anomaly area is presented and discussed in relation to other geophysical data available and with respect to the basic regional geological units. The modelling allowed us to constrain both the geometry and electrical properties of the anomalous electrical structures within the studied area.

Introduction

Lake Ladoga conductivity anomaly (LLA) traversing the Baltic Shield, represents one of the most prominent crustal conductors in the East-European craton, associated with the boundary of Archaean and Proterozoic blocks. The area representing one of the oldest parts of the Earth's crust has been studied by MT/MV methods more than 3 decades by many field campaigns, however the question of nature and origin of the anomaly source are still debated – the most often discussed are the fluid-geothermal vs. electronic (graphite-sulphide bearing material) hypotheses and, respectively extensional (rifting) environment and the collision tectonics explanations [7, 2, 5, 6, 1].

The complicated geoelectric structure formed by the presence of the suture zone between the Svecofennian and the Karelian geoblocks [3, 4] suggests application of the 3D modelling and inversion. We present the conductivity model created as a result of the quasi-3D inversion of the vertical geomagnetic induction vectors obtained in recent years by the depth electromagnetic soundings including the AMT-MT investigations of the crust and mantle along the Vyborg-Suoyarvi profile crossing the suture zone, complemented with many other MVS and MT

measurements covering the Fennoscandian Shield (fig. 1). The quasi 3D model, based on the thin sheet approach, can represent a partial step to developing a volume 3D geoelectrical model of the studied area and resolving the relations of anomalous geoelectrical features to the geological structures of the region.

Applied technique

The quasi-3D modeling and inversion was based on the study of distribution of the anomalous currents in the thin sheet, placed in a horizontally layered medium [9]. In the thin sheet approximation of the crustal structures the anomaly source was replaced by a thin horizontally inhomogeneous sheet with the anomalous conductance buried at a specified depth in a layered Earth model. The conductivity in the current sheet is replaced by the depth integrated conductance S . In the thin sheet with the unimodal induction no vertical currents are present and horizontal currents can be expressed as derivatives of the current stream functions. Distribution of the current stream functions within the thin sheet can be obtained using the Price equation [8]. The magnetic field (and the induction vectors) at the Earth's surface can be calculated gradually from the boundary conditions at the layers' boundaries [12]. The non-linear inversion was solved by minimising the Tikhonov parametric functional with the weighted norm of the difference between the observed data and the model transfer functions and the maximum smoothness stabilizing functional was applied. The minimisation of the parametric functional was solved by an iterative procedure using the conjugate gradient method.

Application in the ladoga project

The 1D layered medium applied in the inversion as a-priori information was adopted with respect to the previous 1D and 2D modeling results. The thin sheet was situated at the depth of 15 km with the normal conductance at the margins of the thin sheet 1000 S. The model consisted of 61 x 63 cells in the east and north direction respectively with the beginning (lower left corner) at 58°N and 21°E. The cell size 16km x 16 km was selected with respect to the used period range (100–1000s). Starting with the normal conductance in the thin sheet, the inversion was performed up to 15 iterations (fig. 2).

Conclusions

The work represents current results of modelling of the conductivity distribution over the Lake Ladoga area. The presented quasi-3D thin sheet

model can be applied as a starting a priori model for the subsequent full 3D modelling (fig. 3) which can bring desirable resolution of crustal conductivity distribution and satisfies actual demand in high quality geophysical constrains for evolutionary models of Precambrian structures.

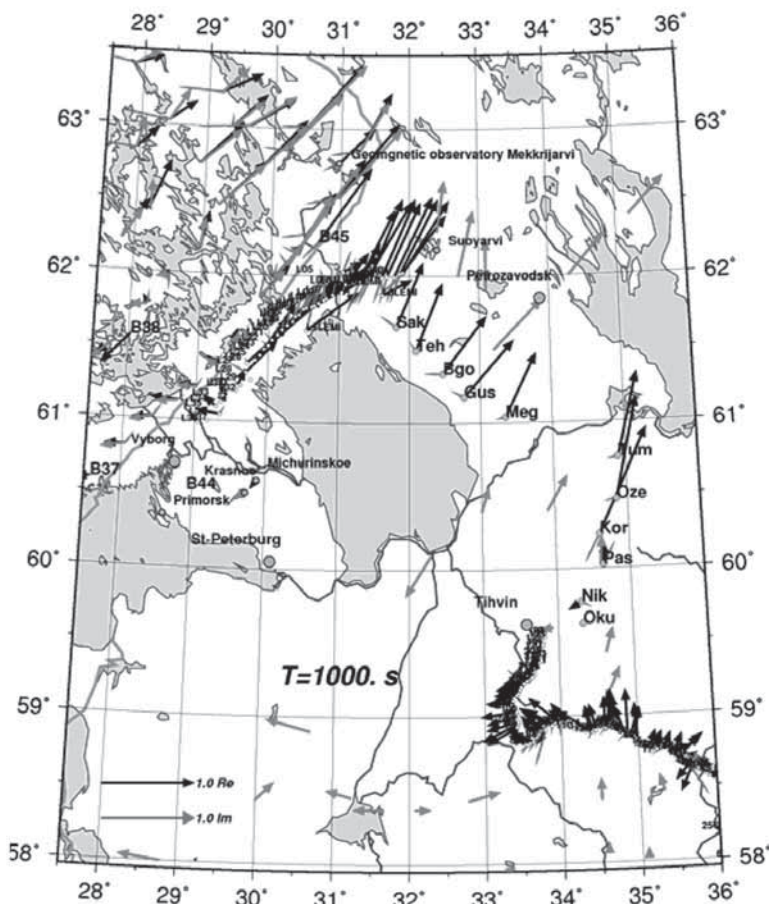


Fig. 1. Induction vectors distribution over the studied area: Re/Im IV at Vyborg-Suoyarvi and NE Ladoga profiles in Russia ($T=1024$ s); in Finland – Kari Paunpaa data (reversed: Az-180, $T=1000$ s) [11], and ReIV according to Wibranez $T = 1000\text{--}1800$ c

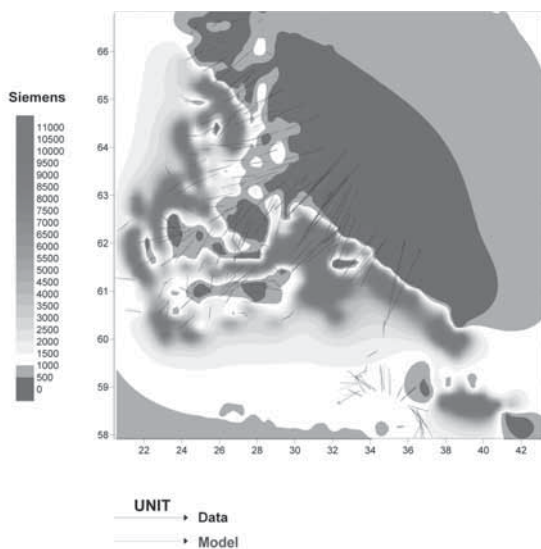


Fig. 2. Conductance model for the thin sheet at 15 km and the data and model Re IV for the period of 1000 s

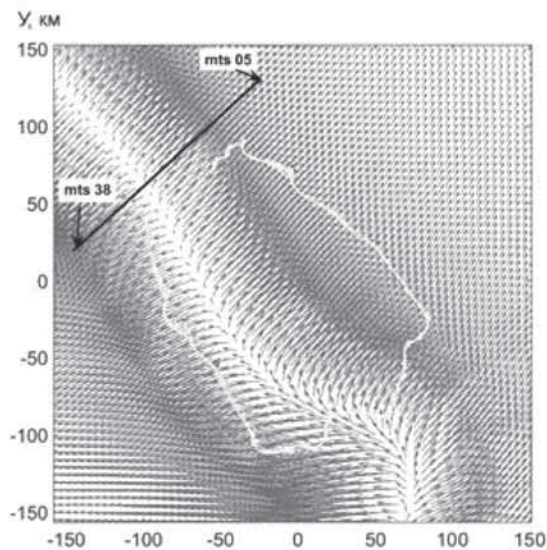


Fig. 3. Results of the 3D modelling of the geoelectric crustal structure of Ladoga Lake anomaly according to the Mackie code [10]: induction vectors at the period of 1024 s and the lake Ladoga shape (black line – the Vyborg–Suoyarvi profile)

References

1. Вагин С. А., Добровольская М. А., Ковтун А. А. и др. Ладожская аномалия электропроводности коры // Вопросы геофизики. Л.: изд-во ЛГУ, 1982. Вып. 29. С. 15–19.
2. Васин Н. Д. Геоэлектрическая характеристика разреза Юго-Западной Карелии // Зап. ЛГИ. 1987. Т. 113. С. 57–63.
3. Ковтун А. А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований // Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1989. 284 с.
4. Ковтун А. А., Моисеев О. Н., Попов М. К. АМТ-исследования в зоне Ладожской аномалии электропроводности // Вестн. ЛГУ. Деп. В ВИНТИ 5.06.86, № 4086-В.
5. Лазарева Н. В. Некоторые особенности поведения естественного электромагнитного поля на южном склоне Балтийского щита // Вопр. разв. геофиз., Вып. 6, Недра, Л. 1967.
6. Рокитянский И. И., Васин Н. Д., Голод М. И., Новицкий Г. П., Рокитянская Д. А., Соколов С. Я. Аномалии электропроводности на юге Карелии // Геофизический сборник. Киев: Наукова думка. 1979. Вып. 89. С. 36–39.
7. Adam A., Kaikkonen P., Hjelt S. E., Pajunpaa K., Szarka L., Vero J., Wallner A. Magnetotelluric and audiomagnetotellurics measurements in Finland // Tectonophysics, 90, 1982. P. 77–90.
8. Berdichevski, M. N., and Zhdanov, M. S., 1984. Advanced theory of deep geomagnetic sounding, Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo, 11 pp. and 194 pp.
9. Kováčiková, S., Červ, V. and Praus, O., 2005. Modelling of the conductance distribution at the eastern margin of the European Hercynides, *Studia geophys. geod.*, 49, 403–421.
10. Mackie, R. L., Smith, J. T., Madden T. R. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example. *Radio Sci.*, 29, 1994. P. 923–935.
11. Pajunpaa K. Conductions anomalies on the Baltic shield in Finland // *Geoph. J. R.* 1986.
12. Wang, X., 1988, Inversion of magnetovariation event to causative current: I. Current sheet model, *Phys. Earth Planet. Int.*, 53, 46–54.

ELECTROMAGNETIC STUDY OF LITHOSPHERIC STRUCTURE OF MARGINAL ZONE OF THE EAST EUROPEAN CRATON IN NW POLAND

Waldemar Jozwiak, Katarzyna Slezak, Krzysztof Nowozynski, Tomasz Ernst

*Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Department of Magnetism, ul. Ks.
Janusza 64, 01-452 Warsaw Poland. e-mail: jozwiak@igf.edu.pl*

Summary

Magnetotelluric (MT) and magnetovariation (MV) surveys in Poland are mostly related to the Trans-European Suture Zone (TESZ), the largest tectonic boundary in Europe. The TESZ is a contact zone of the East European Craton (EEC) and Paleozoic Platform (PP) and it is a crucial region for our understanding of geotectonic history of Europe. In this work, results of deep basement study by electromagnetic methods performed in NW Poland are presented.

A lot of 1D and 2D models of electrical resistivity distribution were constructed, as well as a new interpretation method based on the Horizontal Magnetic Tensor (HMT) analysis has been recently applied. The results showed that the contact zone is of a lithospheric discontinuity character and there are measurable differences in geoelectric structures between the Precambrian Craton, transitional zone (TESZ), and the Paleozoic Platform. The most spectacular are the wide-spread conducting complexes in the crust at 20–30 km depths with integral conductivity values reaching 10 000. They are presumably consequences of geological processes that are related to Caledonian and Variscan deformation fronts. The differentiation of conductivity visible in the crust continues in the upper mantle.

Introduction

Electromagnetic soundings are a very efficient tool for recognizing the lithospheric structure. They provide information about physical parameters of the Earth's interior and they might be complementary to seismic surveys, making it easier to recognize the structure of the region under study. They also help in identification of important horizontal (or lateral) inhomogeneities in the crust.

In this work, we summarised previous results of 2D models and HMT analysis that were done for the study area (fig. 1).

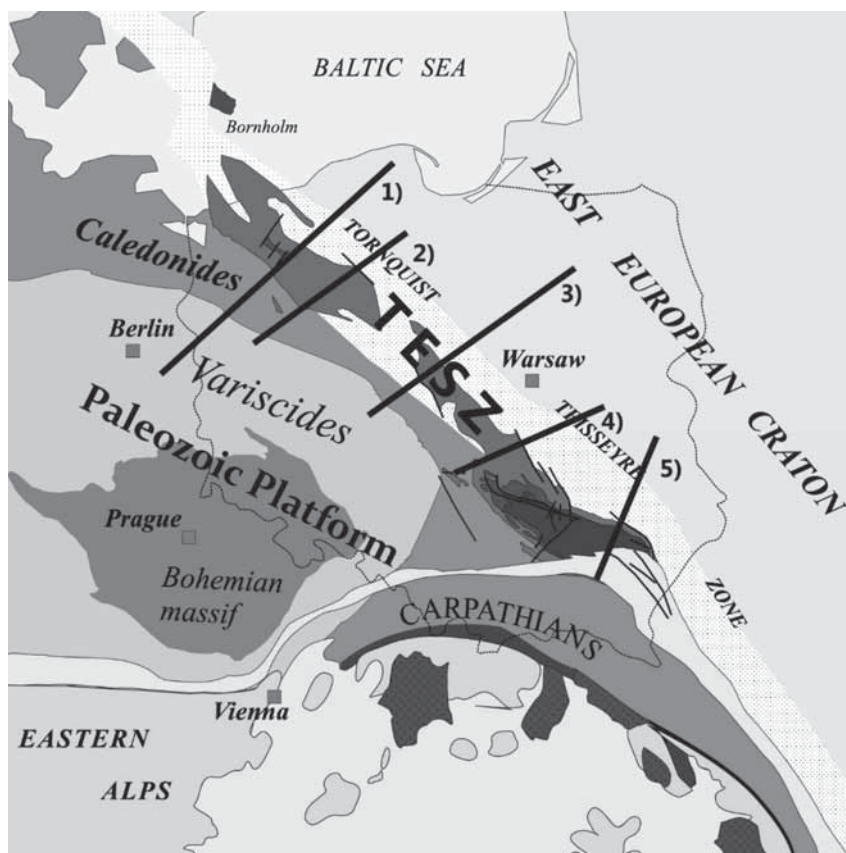


Fig. 1. Tectonic map of central Europe. 1)–5) – positions of profiles as in fig. 2

The methods

Earlier electromagnetic surveys transects across Poland have provided so far many data concerning the structure of lithosphere in the mentioned region.

In this work we presents models electrical resistivity interpreted in a two-dimensional manner. Models 1) and 2) shown in fig. 2 were inverted with Mackie's code [6], while models 3)–5) were inverted with the REBOCC code [7]. Then, on the basis of 1D models, a pseudo-2D model of resistivity distribution was constructed (fig. 3).

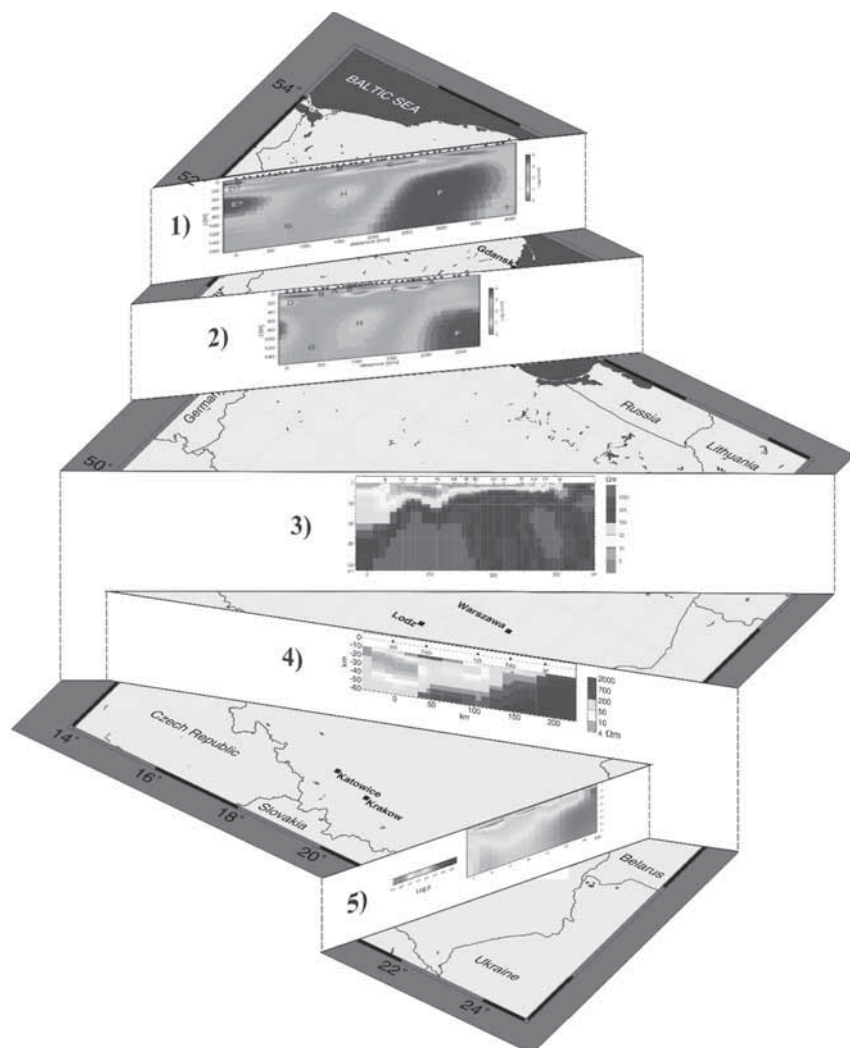


Fig. 2. Two-dimensional models of electrical resistivity related to their location in Poland and to the TTZ. All models have the same vertical and resistivity scale. Models 1 and 2 after [1]. Note the spatial coincidence of the NE boundary of the TTZ with conductive mid-crustal zones for 1) and 2) and the slight deviation between them for 3), 4), and 5) [5].

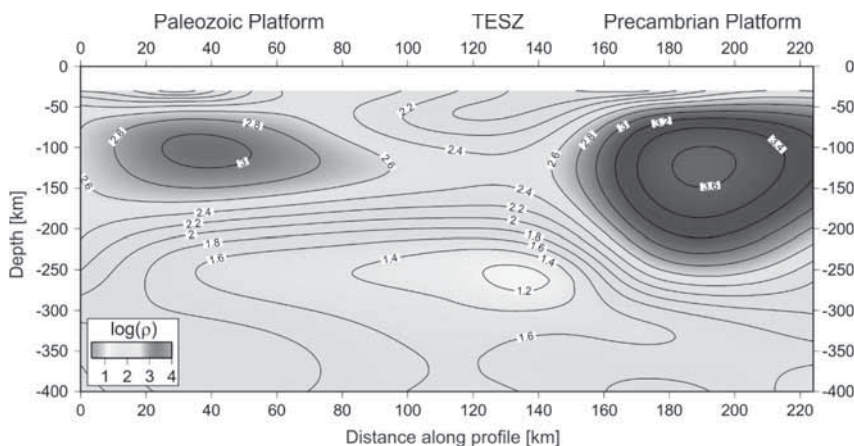


Fig. 3. Pseudo-2D model of resistivity distribution in the upper mantle. The figure shows the main, smoothed features of the conductivity distribution in the mantle. The regions representing the Paleozoic Platform, TESZ and Precambrian Platform (East European Craton) are well marked [3].

Afterwards the Horizontal Magnetic Tensor (HMT) was analysed. The HMT is a relation between the horizontal magnetic field in an observation point and in the reference station. An algorithm developed recently [5] enables us to interpret the data collected at different times and for different reference stations. The method makes use of the existence of a relationship between the horizontal components and the vertical component via the Hilbert transform. The spatial distribution of the maximum singular value of HMT allows effectively to locate the position of well-conducting structures (fig. 4).

Results

Due to our study we can clearly determine the areas of the East European Craton of high resistivity, Paleozoic Platform of slightly lower resistivity values, and the transitional TESZ of complicated structure. In the East European Craton, we observe highly resistive lithosphere, reaching 220–240 km depth (fig. 3). The resistivity of the lithosphere under the Paleozoic Platform is not much lower. The properties of the lithosphere in the transition zone, beneath the TESZ, differ significantly. The presented 2-D models include prominent, NW-SE striking conductive lineaments. These structures are related with the TESZ, they lie at a depth of 10–30 km and they reach the boundary of the EEC.

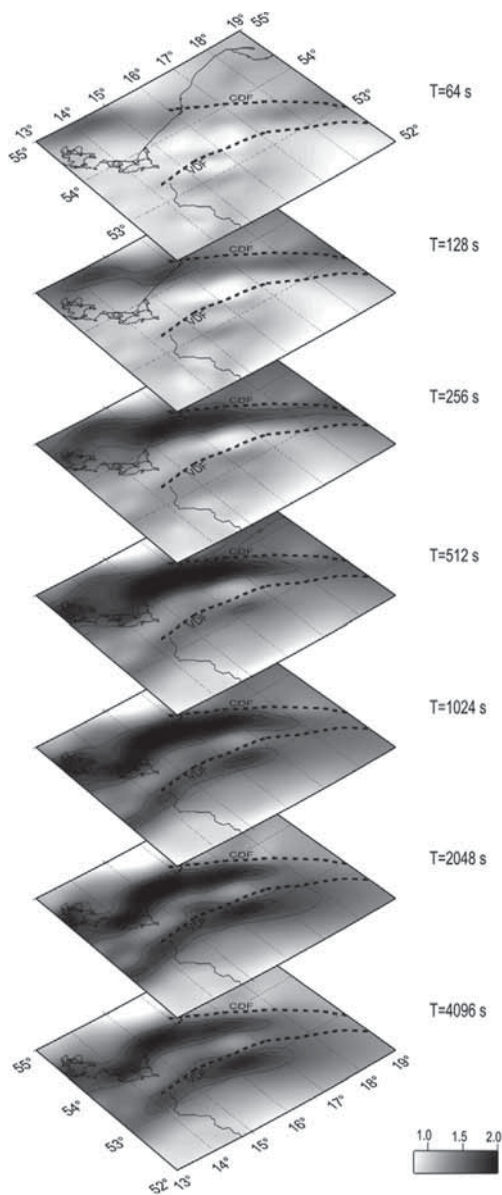


Fig. 4. Spatial distribution of the largest singular values of the HMT reconstructed for Pomerania region for periods from 64 to 4096 s. The lines indicate the hypothetical locations of the Variscan Deformation Front (VDF) and the Caledonian Deformation Front (CDF). [4].

Considering the results of HMT analysis as well as the results from 2-D models we initially connect these structures to the Variscan Deformation Front (VDF) and the Caledonian Deformation Front (CDF) (fig. 4). The differentiation of conductivity visible in the crust continues in the upper mantle.

The electromagnetic methods show that the TESZ is a very distinctive region in terms of contrasts of physical parameters, and it separates two major European tectonic units.

Acknowledgments

This work was partially supported within statutory activities No 3841/E-41/S/2017 of the Ministry of Science and Higher Education of Poland.

References

1. Ernst, T., Brasse, H. Cerv, V, Hoffmann, N., Jankowski, J. Jozwiak, W., Kreutzmann A., Neska, A., Palshin, N., Pedersen, L., Smirnov, M., Sokolova, E. and Varentsov, I. M. Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania, *Geophys. Res. Lett.* 2008. 35, doi:10.1029/2007GL034610.
2. Jozwiak, W. Electromagnetic Study of Lithospheric Structure in the Marginal Zone of East European Craton in NW Poland. *ActaGeophysica*. 2013. V. 61. N. 5. P. 1101–1129.
3. Neska A., Jóźwiak W., Ladanivsky B. Crustal structure of the southern Polish Basin imaged by magnetotelluric surveys. In: Miensopust M, Becken M (eds) Protokoll zum 26. Schmucker-Weidelt-Kolloquium “Elekromagnetische Tiefenforschung”. DtschGeophysGes Potsdam, 2016.
4. Nowozynski, K. Splines in the approximation of geomagnetic fields and their transforms at the Earth’s surface. *Geophys. J. Int.*, 2012. 189 (3). P. 1369–1382. doi:10.1111/j.1365 246X.2012.05458.x.
5. Rodi, W. Mackie, R. L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversions: *Geophysics*, 66. P. 174–187.
6. Siripunvaraporn, W. and G. D. Egbert, An efficient data-subspace inversion for two-dimensional magnetotelluric data, *Geophysics*. 2000. V. 65. P. 791–803.

DEEP LITHOSPHERIC STRUCTURE BENEATH THE POLISH PART OF THE EAST EUROPEAN CRATON AS A RESULT OF INTEGRATED 1-D AND 2-D MT DATA INTERPRETATION

Szymon Orynski¹, Wojciech Klitynski², Katarzyna Slezak¹, Anne Neska¹

¹Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Department of Magnetism, ul. Ks. Janusza 64, 01-452 Warsaw Poland. e-mail: sorynski@igf.edu.pl

²AGH University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland, gpklityn@geol.agh.edu.pl

Summary

The scientific aim of this project is the investigation of deep crust and upper mantle structure in north-eastern Poland. For this purpose three SW-NE running profiles which were conducted in this region by the Institute of Geophysics PAS and PBG Geophysical Exploration Company Ltd. have been collected. The processed data have been included to a WinGLink database. Using this software a dimensionality analysis, one-dimensional Occam's inversions, and two-dimensional non-linear conjugate-gradient (NLCG) inversion have been carried out. The results are compared and contrasted. The fitting to the known geological model was much better for the 2D inversion than for 1D modelling. The final result is presented as a 3D cube which relies on interpolation between sections. It reveals that the East European Craton is not simply a homogeneous high-resistive structure as described in previous electromagnetic studies. In fact, consistent zones of higher and lower resistivity can be traced between profiles which can be interpreted as intrusions and aulacogens connected to Precambrian rifting.

Introduction

In the area of the Precambrian East European Craton we distinguish six main units: Łeba Elevation, Peri-Baltic Depression, Mazury-Suwalki Elevation, Podlasie Depression, Sławatycze Elevation, and Bug Depression (fig. 1). In structural terms the platform is made up of two main floors: the Precambrian crystalline basement and the Palaeozoic-Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover [6]. Archean and early Proterozoic crystalline crust consists mainly of granites and gneiss. It is covered by younger (late Proterozoic) red sandstones, quartzites, and quartz-pericital shales, which are the oldest sedimentary rocks on the platform [2].

These layers were cut by late proterozoic intrusions of gabbro, syenite, and anorthosite types.

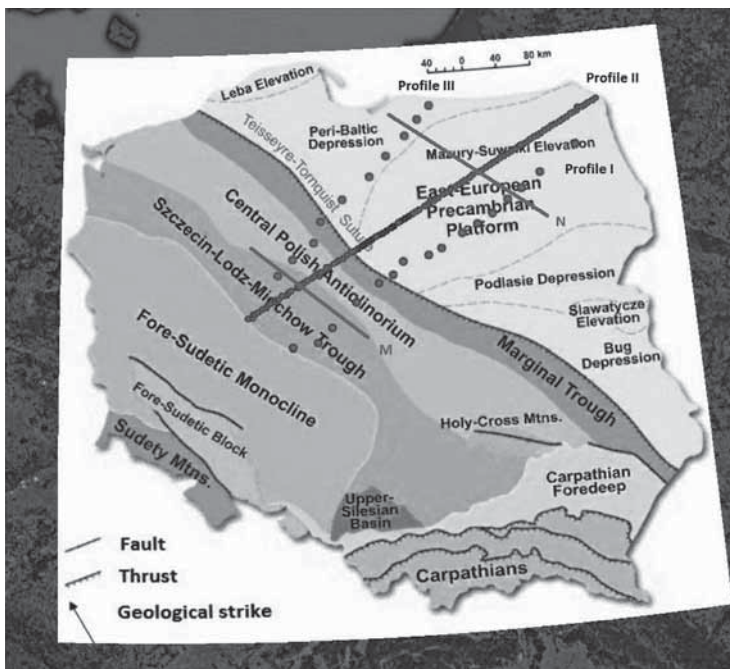


Fig. 1. Tectonic map of the survey area with profiles. Source: Google Earth

The Trans-European Suture Zone (TESZ) is the boundary between the Precambrian East European Craton and the Phanerozoic orogens of South-Western Europe. The zone runs from the North Sea to the Black Sea. The north-western part of the zone was created by the collision of Avalonia and Baltica with the East European Craton in the Late Ordovician [4].

The methods

Two of the profiles (I and III, cf. fig. 1) were measured in the last three years, using Ukrainian Geomag instruments (based on fluxgate magnetometers), by the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences. The frequency band for this data extends from a few Hz to 0.0001 Hz. Profile III is located to the north and its length is about 350 km. It contains 10 deep soundings located about

30-40 km from each. Profile I with 16 long-period soundings is located to the south. Soundings are situated about 25-30 kilometers from each other. The length of the profile is about 440 kilometers. Each sounding on these two profiles is characterized by at least three weeks of registration.

For the common interpretation there has been used also magnetotelluric Profile II, which was measured by PBG Geophysical Exploration Company Ltd. in 2006. Each sounding on this profile took three days. This profile was carried out using induction coil apparatus. The frequency band for this equipment extends from 500 Hz to 0.0005 Hz. For the further analysis 420 sites were used (grouped in 4-site arrays).

All data were processed by the robust remote-reference method [3]. The analysis of polar diagrams revealed that for the main part of research area the structure is two-dimensional with a 145 deg strike (fig. 1).

The WingLink Software has been used to carry out one-dimensional Occam's inversions [1] and two-dimensional NLCG inversion [5] and static shift corrections were used. The 1D interpretation was carried out only up to a depth of 15 kilometers. The RMS error for every sounding could be reduced below 1.5 for the 1D inversion. For the 2D inversion a homogeneous half-space with a resistivity of 100 Ωm has been taken as initial model. The results of these two types of inversion are presented in fig. 2 and 3. Finally, the 3D visualization of the 2-D models is shown in fig. 4.

Results

In 1D inversions of all profiles there is visible a lateral resistivity contrast between two big structures. The low conductive structure on the north-east (marked as B in fig. 2) represents the East European Craton crystalline basement which is built mainly of high resistive granitoids. The shallow high conductive structure on the south west (designated as D fig. 2) is connected with sediments of the Polish Basin which cover both the East European Craton and the TESZ. Structure A, which appears in each section, corresponds to the Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ).

A similar effect is observed in the 2D models, which are shown in fig. 3 and described in the following. There is a better conducting gap (H) in the middle of a high-resistive structure (F and G) at Profile I. It also continues on the other profiles. On profile II there are visible two good conductors in the East European Craton crystalline basement, one in the middle (H) and the other at the north-eastern end of the profile (I). These two structures are also encountered on Profile III. A slight decrease of resistivity (H) is visible in the middle of the big resistive structure, which could correlate with the structures mentioned previously.

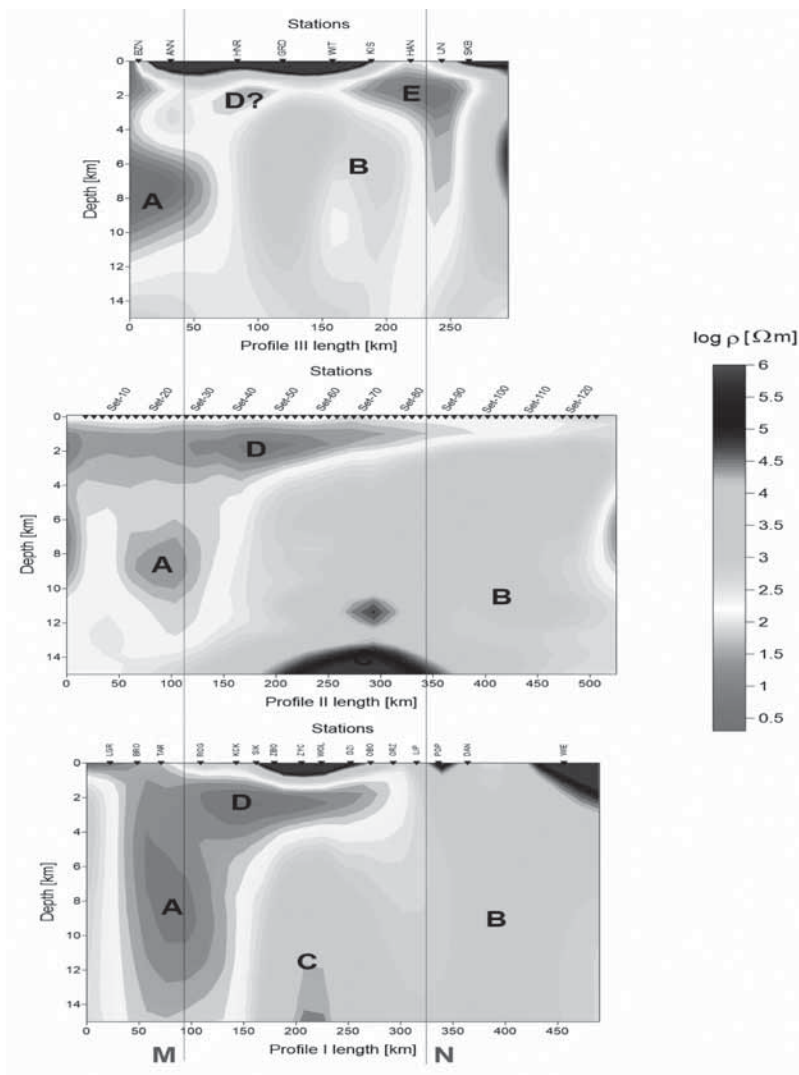


Fig. 2. The results of 1-D Occam inversion on Profile III (above), Profile I (in the middle) and Profile I (below). Letters on every section designate specific structures, see text for details. Lines M and N serve for orientation, cf. fig. 1.

All of the structures listed above can be seen in the 3-D visualization of 2D sections in fig. 4. In the shallower parts of the sections the slope of the East European Craton crystalline basement to the TTZ which is characterized by a good conductor is visible. The correlation of this good conductor in the deeper parts of all profiles becomes much clearer.

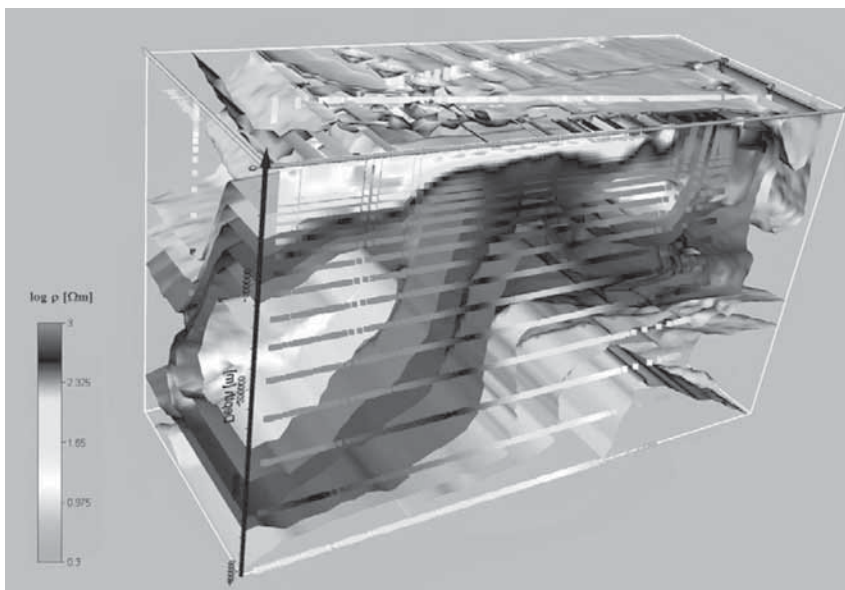


Fig. 4. 3-D visualization of the results of 2D inversion of all the profiles presented in GS Voxel as a scatter plot combined with isosurfaces

Acknowledgments

Authors wish to express their sincere gratitude to Prof. Michal Stefaniuk from PBG Geophysical Exploration Company Ltd. for providing an opportunity to do this work by disseminating data from Zgorzelec-Wizajny profile.

Moreover authors also express their deep sense of gratitude to respected Prof. Heinrich Brasse from the FreieUniversitaet Berlin for allowing to work with WinGLink Software.

This work was partially supported within statutory activities No 3841/E-41/S/2017 of the Ministry of Science and Higher Education of Poland.

References

1. Constable S., Parker R., Constable C. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*. 1987. 52(3), P. 1613-1624.
2. Dadlez R. Some geological problems of the Southern Baltic Basin, *ActaGeophysicaPolonica*. 1974. 24(1).
3. Egbert G, & Booker J. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1986. 87. P. 173–194.
4. Narkiewicz M., et al. Transcurrent nature of the Teisseyre–Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*. 2015. 104: P. 775–796. doi:10.1007/s00531-014-1116-4.
5. Rodi W., Mackie R. L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*. 2001. 66(1). P. 174-187.
6. Stupnicka E. *Geologia regionalna Polski*, Wydanie III, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego. 2007. ISBN 978-83-235-0253-1; (In Polish).

THREE-DIMENSIONAL ELECTRICAL RESISTIVITY MODEL OF THE POMERANIA REGION IN NW POLAND

Katarzyna Slezak, Waldemar Jozwiak, Krzysztof Nowozynski

*Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Department of Magnetism,
ul. Ks. Janusza 64, 01-452 Warsaw Poland. e-mail: katarzyna.slezak@igf.edu.pl*

Summary

The Pomerania region occupies a significant position, where the largest European tectonic boundary is situated. The area of the contact zone of the East European Craton (EEC) and Paleozoic Platform (PP), called the Trans-European Suture Zone (TESZ), is a region of key importance for our understanding of the geotectonic history of Europe. The main goal of the presented research is to infer detailed 3-D images of electrical conductivity in the crust and upper mantle and its regional distribution below the TESZ in the NW part of Poland. To accomplish this task the latest, freely available 3-D inversion codes [3; 7] was used for inversion. The program allowed us to obtain more realistic model geometries. As a result we obtained a clearer image of the highly conductive rock complexes, which we tentatively correlate with deformation fronts.

Introduction

In Central Europe the most noteworthy and important boundary between the main geotectonic units is the so-called Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ). The TTZ is a broad fault zone and part of the Trans-European Suture Zone (TESZ) which separates the Proterozoic East European Craton (EEC) from the Paleozoic Platform (PP). The TESZ is covered by thick Permian-Cenozoic sedimentary layers along almost its entire length. The Permian sediments are represented by thick Upper Permian-Zechstein evaporites (salt and anhydrite) and carbonates [8; 10]. The Post-Permian differentiation was governed by a couple of phases of Mesozoic tectonic activity, including Triassic extensional events and Late Jurassic–Early Cretaceous extension/transension e.g. [2]. Those and later tectonic phases of the movements of Zechstein salt impacted to sedimentation and the subsequent deformation of Mesozoic and Cenozoic structures. The total sedimentary thickness ranges from about 3–8 km in the EEC to 8–14 km in the TTZ and the PP. A well-conducting, saline aquifer is characteristic for the study area and it extends throughout the entire North German-Polish Basin.

The study region has been an object of intensive seismic and electromagnetic (EM) investigations. Figure 1 shows those sites which are relevant for this study.



Fig. 1. Distribution of MT sites in NW Poland. Small triangles represent stations from the previous EMTESZ project (LT-7 profile) and bigger triangles marksites which were used for this study and include recently collected data

The methods

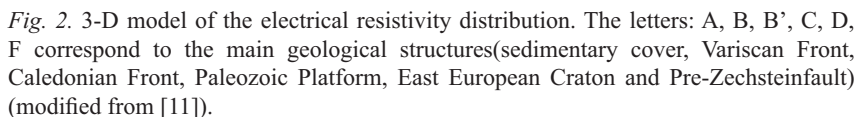
Magnetotelluric (MT) and magnetovariational (MV) surveys carried out in Poland so far provided many data concerning the structure of lithosphere in the mentioned region.

For the 3-D inversion 31 stations and 12 periods (four periods per decade) were used. The mesh was located in the north-west part of Poland, over the surface area of approximately of 125 km x 125 km (fig. 1). The collected data were converted to a uniform data format and the initial processing was executed. The full mesh extended over 1300 km in x and y and 600 km in z directions. The initial model was set to a background resistivity of 100 Ωm (a homogeneous half-space) with a thin, well-conducting layer near the surface.

As a first step the dimensionality test and strike analysis employing the phase tensor method of [1] were applied. The results showed an essentially three-dimensional subsurface beneath the TESZ. Also taking into account 2-D models shown by [4; 5] and [9] the 3-D modelling seemed to be crucial.

Results

After 188 iterations the final normalized root mean square (RMS) misfit was 1.86 (with 7,5 % error floor for impedance and 1,5 % for tippers). The resulting model of electrical resistivity is shown in fig. 2, and 3.



The NW-SE striking (fig. 1 and 2) conductive lineament(B) we tentatively connect to the Variscan Deformation Front. In the north, the Caledonian Deformation Front (CDF) is also seen at the margin of our 3-D model (B') and in all probability a main part of it lies outside the soundings area, where we do not have data.

The resulting 3-D model generally confirms some of the major crustal conductive anomalies observed in the 2-D model of [4; 5] and [9]. However, the obtained distribution of conductivity shows that the previously described conductive anomalies have much more complicated internal structure.

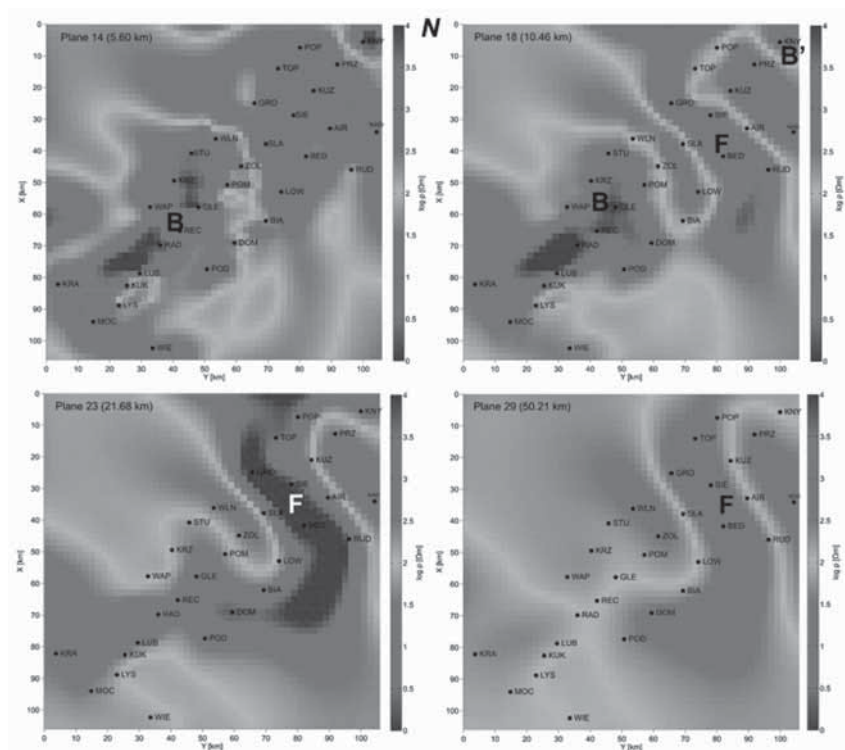


Fig. 2. Plan view of the model at depths of 5, 10, 21 and 50 km. The letters B, B' and F denote the same geological structures as in fig. 6 (modified from [11]).

Acknowledgments

This work was partially supported within statutory activities No 3841/E-41/S/2017 of the Ministry of Science and Higher Education of Poland.

References

1. Caldwell, T. G., H. M. Bibby, and C. Brown. The magnetotelluric phase tensor, *Geophys. J. Int.*, 2004. V. 158. P. 457–469.
2. Dadlez, R. Mesozoic thickness pattern in the mid-polish trough. *Geol. Quart.* 2003. V. 47. P. 223–240.
3. Egbert, G. D., and A. Kelbert (2012), Computational recipes for electromagnetic inverse problems, *Geophys. J. Int.*, 2004. 189, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x.

4. Ernst, T., Brasse, H., Cerv, V., Hoffmann, N., Jankowski, J., Jozwiak, W., Kreutzmann A., Neska, A., Palshin, N., Pedersen, L., Smirnov, M., Sokolova, E., and Varentsov, I. M. Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania, *Geophys. Res. Lett.*, 2008. 35, doi:10.1029/2007GL034610.
5. Habibian, B., Brasse, H., Oskooi, B., Ernst, T., I., E. S., Varentsov, & EMTEZ Working Group. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modeling. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2010. 183. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05458.x
6. Jozwiak, W. "Large-Scale Crustal Conductivity Pattern in Central Europe and Its Correlation to Deep Tectonic Structures", *Pure Appl. Geophys.* 2012. 169. P. 1737–1747. doi: 10.1007/s00024-011-0435-7.
7. Meqbel, N. M. The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data, PhD thesis, Free Univ. Berlin. 2009.
8. Plein, E. The southern Permian Basin and its Paleogeography. In: Heling, D., Rothe, P., Förstner, U., Staffers, P. (Eds.), *Sediments and Environmental Geochemistry – Selected Aspects and Case Histories*. Springer-Verlag, Heidelberg. 1990. P. 124–133.
9. Schäfer, A., Houpt, L., Brasse, H., Hoffmann, N., and EMTEZ Working Group. The North German Conductivity Anomaly revisited, *Geophys. J. Int.*, 2011. 187, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05145.x.
10. Scheck, M., & Bayer, U. Evolution of the Northeast German Basin inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. *Tectonophysics*, 1999. V. 313. P. 145–169.
11. Slezak, K., W. Józwiak, K. Nowozynski, oraz H. Brasse. 3-D Inversion of MTData for Imaging Deformation Fronts in NW Poland. *Pure Appl. Geophys.* 2016. 173(7), P. 2423–2434.

СОДЕРЖАНИЕ

Астафьев Б. Ю., Воинова О. А. МЕТАСОМАТОЗ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РААХЕ-ЛАДОЖСКОЙ ЗОНЫ КАК ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КРАТОНА И ПОДВИЖНОГО ПОЯСА	6
Белашев Б. З. ФРАКТАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОЙ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	9
Голубцова Н. С., Соколова Е. Ю. и рабочая группа Ладога. ПОСТРОЕНИЕ ТРЕХМЕРНОЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РАЙОНА ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ	18
Губайдуллин М. Г., Белозеров И. П., Березовский В. В. О СОЗДАНИИ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ КЕРНА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ ЗАДАЧ	27
Жамалетдинов А. А., Колесников В. Е. ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЕ МЕТОДОМ ВНЕШНЕГО СКОЛЬЗЯЩЕГО ДИПОЛЯ (МВСД) ПО ДОРОГЕ ХИЙТОЛА-СУЙСТАМО	36
Жамалетдинов А. А., Рокитянский И. И., Терешин А. В. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ УКРАИНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ	43
Жамалетдинов А. А., Рокитянский И. И., Терешин А. В. СТРУКТУРА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ УКРАИНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ	55
Закутский С. Н., Колесников И. М. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ	67
Иванов А. А., Мясникова О. В. ИЗУЧЕНИЕ РАЗНОМАСШТАБНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГРАНИТОВ РАПАКВИИ САЛМИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)	72
Ивашенко В. И. ГЛАВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ПРИЛАДОЖЬЯ	83
Исанина Э. В., Шаров Н. В., Южанинова С. И. КОМПЛЕКСНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ОТ 1–2 МЕТРОВ ДО 40–50 КИЛОМЕТРОВ	91
Колесников В. Е. ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОЭЛЕКТРОДНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ МЕТОДОМ СОПРОТИВЛЕНИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЛОКАЛЬНОГО ЭЛЕМЕНТА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ КРАЮ ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ	99

Котова И. К., Шелухина Ю. С., Алексеев И. А. РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ ГРАНИТОГНЕЙСОВЫХ КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ	106
Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В. РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И УМЕРЕННОЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (КАРЕЛИЯ)	110
Куликов В. А., Алексанова Е. Д., Зайцев С. А., Пушкарев П. Ю., Шустов Н. Л., Яковлев А. Г., Ярославцева А. П. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ БАРЯТИНСКОЙ КОРОВОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ	115
Лавров О. Б., Кулешевич Л. В., Алексеев И. А. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КААЛАМСКОГО КОМПЛЕКСА И МАССИВА ВЯЛИМЯКИ	125
Минц М. В., Соколова Е. Ю., Глазнев В. Н. и рабочая группа ЛАДОГА. ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: СОВМЕСТНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ МОВ-ОГТ, МТ ЗОНДИРОВАНИЯ И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	131
Мясникова О. В. ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО МАССИВА ЛАБОРАТОРНЫМИ МЕТОДАМИ	140
Никонов А. А. ЛАДОЖСКИЙ ГРАБЕН: УНАСЛЕДОВАННОЕ РАЗВИТИЕ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ, МОЛОДАЯ ТЕКТЕНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ	146
Нилов М. Ю., Климовский А. В., Рязанцев П. А. СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ СТАНЦИЯМИ «ЛЕМІ» И «GI-MTS-1»	154
Пиманова Н. Н., Спиридонов В. А., Шаров Н. В. 3D МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИЛАДОЖЬЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	157
Пушкарев П. Ю. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД ПРИМЕНительно К РЕШЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	163
Свириденко Л. П. ЛАДОЖСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТЕНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА (ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ)	172
Свириденко Л. П. МИНЕРАГЕНИЯ ЛАДОЖСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТЕНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ	180

Скороходов А. А. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В РАЙОНЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОН ПОНИЖЕННОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ	188
Соколов С. Я., Иванов А. А., Климовский А. В., Кузьминых Е. Н. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НАРУШЕННОСТИ КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТОВ УЧАСТКА «ГОРНЫЙ» ВЫБОРГСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ	195
Соколова Е. Ю. и рабочая группа Ладога. ЭКСПЕРИМЕНТ СИНХОННОГО ПРОФИЛЬНОГО МТ/МВ ЗОНДИРОВАНИЯ ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ: НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА О СТРУКТУРЕ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	204
Спунгин В. Г., Полешук А. В. ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА УЧАСТКАХ ПРИЛАДОЖЬЯ И ОЦЕНКА ЕГО ЭНДОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ	215
Таран Я. В., Зайцев С. В., Соколова Е. Ю., Пушкарев П. Ю. ОПЫТ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ НОВЫХ МТ/МВ ЗОНДИРОВАНИЙ ПО ПРОФИЛЮ ВЫБОРГСУОЯРВИ ЧЕРЕЗ ЛАДОЖСКУЮ АНОМАЛИЮ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ	224
Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. СКОРОСТНАЯ ЭТАЖНОСТЬ МАНТИИ ПОД ФЕННОСКАНДИЕЙ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ	231
Черемисина Е. Н., Финкельштейн М. Я., Любимова А. В. ГИС INTEGRО КАК ИНСТРУМЕНТ СОЗДАНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ	238
Чернышов Н. М., Золототрубова Э. И., Семенов А. Е., Надежка Л. И. ОСНОВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ	244
Шаров Н. В. ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	251
Шевцов А. Н. ИЗМЕРЕНИЯ CSAMT И АМТ-МТ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ БОРТУ ЛАДОЖСКОЙ АНОМАЛИИ	260
Ширков Б. И., Бурахович Т. К., Кушнир А. Н. ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГОЛОВАНЕВСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЕ	267
Щипцов В. В. МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ СВЕКОФЕННСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ПРИЛАДОЖЬЕ)	276

Golubtsova N. S., Kovacikova S., Sokolova E. Yu., LADOGA WG STUDY OF THE DEEP CONDUCTIVITY STRUCTURE OF THE LAKE-LADOGA REGION: QUASI 3D AND 3D MODELS	287
Waldemar Jozwiak, Katarzyna Slezak, Krzysztof Nowozynski, Tomasz Ernst ELECTROMAGNETIC STUDY OF LITHOSPHERIC STRUCTURE OF MARGINAL ZONE OF THE EAST EUROPEAN CRATON IN NW POLAND	292
Szymon Orynski, Wojciech Klitynski, Katarzyna Slezak, Anne Neska. DEEP LITHOSPHERIC STRUCTURE BENEATH THE POLISH PART OF THE EAST EUROPEAN CRATON AS A RESULT OF INTEGRATED 1-D AND 2-D MT DATA INTERPRETATION	298
Katarzyna Slezak, Waldemar Jozwiak, Krzysztof Nowozynski. THREE-DIMENSIONAL ELECTRICAL RESISTIVITY MODEL OF THE POMERANIA REGION IN NW POLAND	305

CONTENT

Astafiev B. Yu., Voinova O. A. METASOMATISM AND FLUID MODE OF RAAHE-LADOGA ZONE AS CONTACT TERRAIN OF CRATON AND MOBILE BELT	6
Belashev B. Z. FRACTAL CHARACTERISTICS OF THE ONEGO-LADOGA HYDROGRAPHIC NETWORK AND SEDIMENTATION	9
Golubtsova N. S., Sokolova E. Yu., LADOGA WG. CONSTRUCTION OF THREE-DIMENSIONAL GEOELECTRIC MODEL OF THE LAKE LADOGA CONDUCTIVITY ANOMALY AREA	18
Gubaidullin M. G., Belozerov I. P., Berezovsky V. V. ON THE CREATION OF A DIGITAL MODEL OF CORE OF TERRIGENOUS RESERVOIRS FOR SOLVING EXPLORATION PROBLEMS	27
Zhamaletdinov A. A., Kolesnikov V. E. ELECTRICAL PROFILING BY THE METHOD OF EXTERNAL SLIDING DIPOLE (MESD) ON THE ROAD OF HIITOLA-SUISTAMO	36
Zhamaletdinov A. A., Rokityansky I. I., Tereshin A. V. SOME FEATURES OF ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF UKRAINIAN AND BALTIC SHIELDS	43
Zhamaletdinov A. A., Rokityansky I. I., Tereshyn A. V. ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF UKRAINIAN AND BALTIC SHIELDS	55
Zakutskii S. N., Kolesnikov. I. M. ELECTROMAGNETIC STUDIES ON THE TERRITORY OF THE VCM	67
Ivanov A. A., Myasnikova O. V. INVESTIGATION OF THE MULTI-DIMENSIONAL FRACTURING OF THE SALMINSKY RAPAKIVI GRANITES MASSIF, SOUTH-WEST KARELIYA	72
Ivashchenko V. I. MAJOR METALLOGENIC SYSTEMS IN THE LAKE LADOGA AREA	83
Isanina E. V., Sharov N. V., Yuzhaninova S. I. INTEGRATED SEISMOLOGICAL AND SEISMIC STUDIES OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SOUTH SLOPE OF THE BALTIC SHIELD TO A DEPTH OF 1-2 METRES TO 40-50 KILOMETRES	91
Kolesnikov V. E. APPLICATION OF DC RESISTIVITY MULTI-ELECTRODE ELECTRICAL EXPLORATION FOR THE STUDY OF A LOCAL ELEMENT ON THE NORTHEASTERN EDGE OF THE LADOGA ELECTRICAL CONDUCTIVITY ANOMALY	99

Kotova I. K., Shelukhina Y. S., Alekseev I. A. ORE SPECIFICITY OF THE GRANITE-GNEISS DOME STRUCTURE RIMS OF NORTH LADOGA REGION	106
Kuleshevich L. V., Dmitrieva A. V. RARE-EARTH MINERALIZATION OF ALKALINE AND MODERATELY ALKALINE INTRUSIVE COMPLEXES IN THE NORTHERN LAKE LADOGA AREA, KARELIA	110
Kulikov V. A., Aleksanova E. D., Zaytsev S. A., Pushkarev P. Yu, Shustov N. L., Yakovlev A. G., Yaroslavtseva A. P. THE RESULTS OF EM STUDY OF BARYATINSKAYA CRUSTAL HIGH-CONDUCTIVE ANOMALY	115
Lavrov O. B., Kuleshevich L. V., Alekseyev I. A. NOBLE-METAL MINERALIZATION OF THE KAALAMO COMPLEX AND THE VÄLIMÄKI MASSIF	125
Mints M.V., Sokolova E.Yu., Glaznev V.N. and LADOGA_WG 3D MODEL OF DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN ACCRETIONARY OROGEN AND ADJACENT MARGIN OF THE KARELIA CRATON: MUTUAL USING OF REFLECTION SEISMIC, MT SOUNDING AND DENSITY MODELING	131
Myasnikova O. V. STUDYING OF PETROPHYSICAL PROPERTIES OF SALMINSKI MASSIF GRANITES BY LABORATORY METHODS	140
Nikonov A. A. THE LADOGA GRABEN: INHERITED DEVELOPMENT IN THE QUARTER, YOUNG TECTONIC AND SEISMICITY	146
Nilov M. Yu., Klimovskiy A. V., Ryazantsev P. A. THE MAGNETOTELLURICAL OBSERVATIONS BY LEMI AND GI-MTS-1 STATIONS RESULTS COMPARISON IN THE NORTHERN LADOGA REGION	154
Pimanova N. N., Spiridonov V. A., Sharov N. V. 3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE CRUST OF THE LAKE LADOGA AREA ON THE COMPLEX OF GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL DATA	157
Pushkarev P. Yu. INTERPRETATION OF LOW-FREQUENCY ELECTRO-MAGNETIC SOUNDINGS OF INHOMOGENEOUS MEDIA APPLICABLE TO THE SOLUTION OF GEOLOGICAL PROBLEMS	163
Sviridenko L. P. LADOGA VOLCANO-TECTONIC STRUCTURE (GEOLOGICAL STRUCTURE)	172
Sviridenko L.P. MINERALOGENY OF THE LADOGA VOLCANO-TECTONIC STRUCTURE	180
Skorokhodov A. A. PRIMAL RESULTS OF AUDIOMAGNETOTELLURICS SOUNDING ON LADOGA ELECTRICAL CONDUCTIVITY ANOMALY AT NEAR-SURFACE SITES OF LOW RESISTIVITY	188

Sokolov S. Ya., Ivanov A. A., Klimovsky A. V., Kuzminykh E. N. GEOPHYSICAL METHOD FOR INTERPRETATION OF THE TECTONIC DISLOCATION OF QUARTZ SYENITES AT GORNY PROSPECT, VYBORG RAPAKIVI GRANITE MASSIF	195
Sokolova E. Yu., LADOGA WG SYNCHRONIUS MT/MV SOUNDING EXPERIMENT ACROSS LAKE LADOGA CONDUCTIVITY ANOMALY: NEW EVIDENCES ON THE SOUTH-EASTERN BALTIC SHIELD CRUSTAL STRUCTURE	204
Spungin V. G., Poleshchuk A. V. CHARACTERISTICS OF SEISMIC NOISE ON SITES OF LADOGA LAKE REGION AND ESTIMATION OF THE ITS ENDOGENIC COMPONENT	215
Taran I. V., Zaytsev S. V., Sokolova E. Yu., Pushkarev P. Yu. EXPIRIENCE OF INVERSION RESULTS OF NEW SYNCHRONOUS MT/MV DATA ACROSS LAKE LADOGA CONDUCTIVITY ANOMALY	224
Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V. VELOCITIES FLOORS OF THE MANTLE UNDER FENNOSCANDIA ACCORDING TO SEISMOTOMOGRAPHY	231
Cheremisina E. N., Finkelstein M. Ya., Lyubimova A. V. GIS INTEGRO AS A TOOL FOR COMPILATION OF COMPLEX GEOLOGICAL MODEL	238
Chernishov N. M., Zolototrubova E. I., Semenov A. E., Nadezhka L. I. BASIC MAGMATIC COMPLEXES OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF AND ITS REFLECTION IN GEOPHYSICAL FIELDS	244
Sharov N. V. DEEP SEISMIC STUDIES IN THE SOUTHEASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD	251
Shevtsov A. N. THE MEASUREMENTS OF CSAMT AND AMT-MT ELECTROMAGNETIC FIELDS ON THE NORTH-EASTERN EDGE OF THE LADOGA ANOMALY	260
Shyrkov B. I., Burakhovych T. K., Kushnir A. N. ELECTRICAL CONDUCTIVITY AS THE MANIFESTATION OF THE GEODYNAMIC PROCESSES IN THE GOLOVANIVSK SUTURE ZONE	267
Shchiptsov V. V. MINERAGENIC AND RESOURCE POTENTIAL OF INDUSTRIAL MINERALS IN THE SWEKOFENNIAN PROVINCE (ADOPERATION)	276
Golubtsova N. S., Kovacicova S., Sokolova E. Yu., LADOGA WG STUDY OF THE DEEP CONDUCTIVITY STRUCTURE OF THE LAKE-LADOGA REGION: QUASI 3D AND 3D MODELS	287

Waldemar Jozwiak, Katarzyna Slezak, Krzysztof Nowozynski, Tomasz Ernst ELECTROMAGNETIC STUDY OF LITHOSPHERIC STRUCTURE OF MARGINAL ZONE OF THE EAST EUROPEAN CRATON IN NW POLAND	292
Szymon Orynski, Wojciech Klitynski, Katarzyna Slezak, Anne Neska. DEEP LITHOSPHERIC STRUCTURE BENEATH THE POLISH PART OF THE EAST EUROPEAN CRATON AS A RESULT OF INTEGRATED 1-D AND 2-D MT DATA INTERPRETATION	298
Katarzyna Slezak, Waldemar Jozwiak, Krzysztof Nowozynski. THREE- DIMENSIONAL ELECTRICAL RESISTIVITY MODEL OF THE POMERANIA REGION IN NW POLAND	305

*Научное издание
Scientific publication*

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА
ПРИЛАДОЖЬЯ**

**DEEP STRUCTURE AND GEODYNAMICS
OF LAKE LADOGA REGION**

Материалы Всероссийской конференции с международным участием.
Papers of all-Russian Conference with participation of foreign scientists

*22–24 мая 2017 года
г. Петрозаводск, Республика Карелия*

*Тексты представленных докладов печатаются в авторской редакции.
The texts of the papers presented are published as the authors' versions*

Сдано в печать 22.05.2017. Формат 60х84^{1/16}.
Гарнитура Times.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 17,5. Усл. печ. л. 18,6.
Тираж 100 экз. Заказ №.432

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50