

Санкт-Петербургский государственный университет

Емельянов Вячеслав Ильич

Выпускная квалификационная работа

Комплексная электропроводность кимберлита

Уровень образования: магистратура

Направление 05.04.01 «Геология»

Основная образовательная программа ВМ.5515.2018. «Геология»

Научный руководитель:
профессор кафедры геофизики
Института наук о Земле,
доктор геолого-
минералогических наук
Титов
Константин Владиславович

Рецензент: главный геофизик
КЦ «Росгеофизика» Зуйкова
Юлия Леонидовна

Санкт-Петербург
2020 год

ВВЕДЕНИЕ	3
1. Краткий обзор и анализ ранее выполненных работ.....	5
2. Методика и результаты лабораторных измерений спектральной ВП	13
2.1. Лабораторная установка и её тестирование	13
2.2. Спектры комплексной электропроводности образцов.....	18
2.3. Интерпретация данных по электропроводности	22
3. Результаты дополнительных методов исследования.....	31
3.1. Ёмкость катионного обмена	31
3.2. Микроскопические исследования	33
3.3. Компьютерная томография.....	37
Обсуждение результатов	41
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	43
ЛИТЕРАТУРА	44

ВВЕДЕНИЕ

Геофизические методы являются неотъемлемой частью комплекса работ при поисках и разведке кимберлитовых тел, экструзивных ультраосновных пород, являющихся основным источником алмазов. На стадии поисков применяется магниторазведка в наземном и, чаще, - в аэроварианте, ввиду большой производительности работ (Маснае, 1995). Трубочные тела в магнитном поле выделяются кольцевыми либо биполярными аномалиями различной интенсивности (в зависимости от их географического положения и направления намагничения кимберлитов). Однако, применение магниторазведки при поиске кимберлитовых тел имеет существенный недостаток - выявленным аномалиям могут отвечать изометричные в плане массивы, представленные иными породами повышенной намагниченности (амфиболиты, скарны и т.д.). Кроме того, известны трубки взрыва, сложенные практически немагнитными кимберлитами (Маснае, 1995).

Поэтому в последнее время электроразведка в аэро- и наземном вариантах широко используется на стадии детальных поисков трубок взрыва и при разбраковке магнитных аномалий. Чаще всего кимберлитовые тела характеризуются низкими значениями удельного электрического сопротивления (УЭС) (Маснае, 1995; Зинчук и др., 2002; Cunion, 2009; Сараев и др., 2010).

Однако, причина высокой электропроводности кимберлитов до конца не ясна. Кроме того, кимберлиты могут не отличаться от вмещающих породу по УЭС (Зинчук и др., 2002). Поэтому целесообразно оценить возможность применения вызванной поляризации (ВП) для поисков кимберлитов. Метод ВП лишь в ограниченном объеме использовался для решения этой задачи (Kaminski and Viezzoli, 2016; Kang et al., 2017)

Целью данной работы является изучение закономерностей ВП кимберлитовых пород. Для этого измерялась комплексная электропроводность образцов из месторождения им. Ломоносова. Для последующей интерпретации и выявления параметров, контролирующих электропроводность, были решены следующие задачи:

- 1) ознакомление с литературными данными по объекту исследования;
- 2) ознакомление с методикой спектральной вызванной поляризации и проведение лабораторных измерений комплексной электропроводности образцов кимберлитов;
- 3) измерение ёмкости катионного обмена (ЕКО) образцов и анализ данных по ЕКО;
- 4) анализ шлифов;

5) качественная оценка структуры образцов по данным компьютерной микротомографии.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 20-47-04402 «Развитие теории вызванной поляризации применительно к поискам месторождений стратегического сырья». Использовано оборудование Технопарка СПбГУ, Ресурсные центры "Геомодель", "Рентгенодифракционные методы исследования", "Инновационные технологии композитных наноматериалов". Автор выражает благодарность Е.В. Путинцевой (кафедра петрографии СПбГУ) за помощь в описании шлифов, В.Ю. Абрамову (кафедра геофизики СПбГУ) за определение ёмкости катионного обмена.

1. Краткий обзор и анализ ранее выполненных работ

Аномалии проводимости над кимберлитовыми телами наблюдаются в пределах множества кимберлитовых полей. Наиболее известные из них - кимберлиты Северо-западных территорий Канады (Power and Hildes, 2007; Kang et al., 2017), Центральной Африки (Маснае, 1995; Vournas et al., 2018), а также Якутская (Зинчук и др., 2002; Сараев и др., 2010, 2011) и Архангельская (Зинчук, 2002) алмазоносные провинции.

Так, кимберлитовые трубки Лак де Грас (Канада) хорошо выделяются на фоне вмещающих гранитов по высоким значениям магнитной восприимчивости, пониженной плотности и повышенным значениям электропроводности (Power and Hildes, 2007). Типичная кимберлитовая трубка для данного региона включает гипаббисальный кимберлит (НК), вулканокластический кимберлит (VK), и пирокластический кимберлит (PK) (Kang et al., 2017) (рис.1).

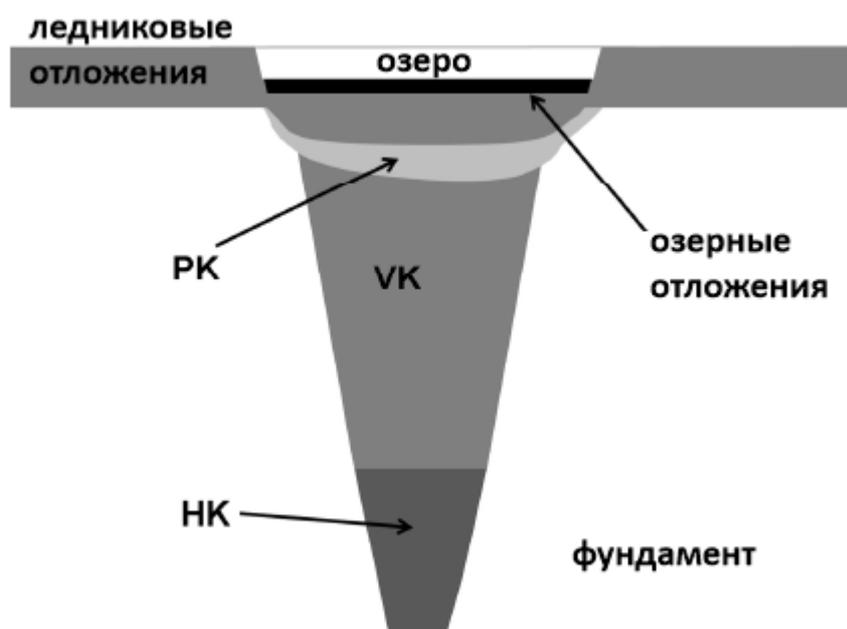


Рисунок 1. Схематический разрез через трубку региона Лак де Грас, НК - гипаббисальный кимберлит, VK - вулканокластический кимберлит, PK - пирокластический кимберлит (по Kang et al., 2017).

В результате инверсии данных метода переходных процессов (МПП) и дипольного индуктивного профилирования (ДИП) в аэроварианте были получены геоэлектрические разрезы и план изолиний УЭС некоторых трубок Лак де Грас (рис.2).

Оба кимберлитовых тела выделяются аномально низкими значениями УЭС вплоть до 10 Ом·м. Аномалия, приуроченная к трубке DO-27, более интенсивная и распространена на глубину, что, возможно, объясняется наличием обширной выветренной части.

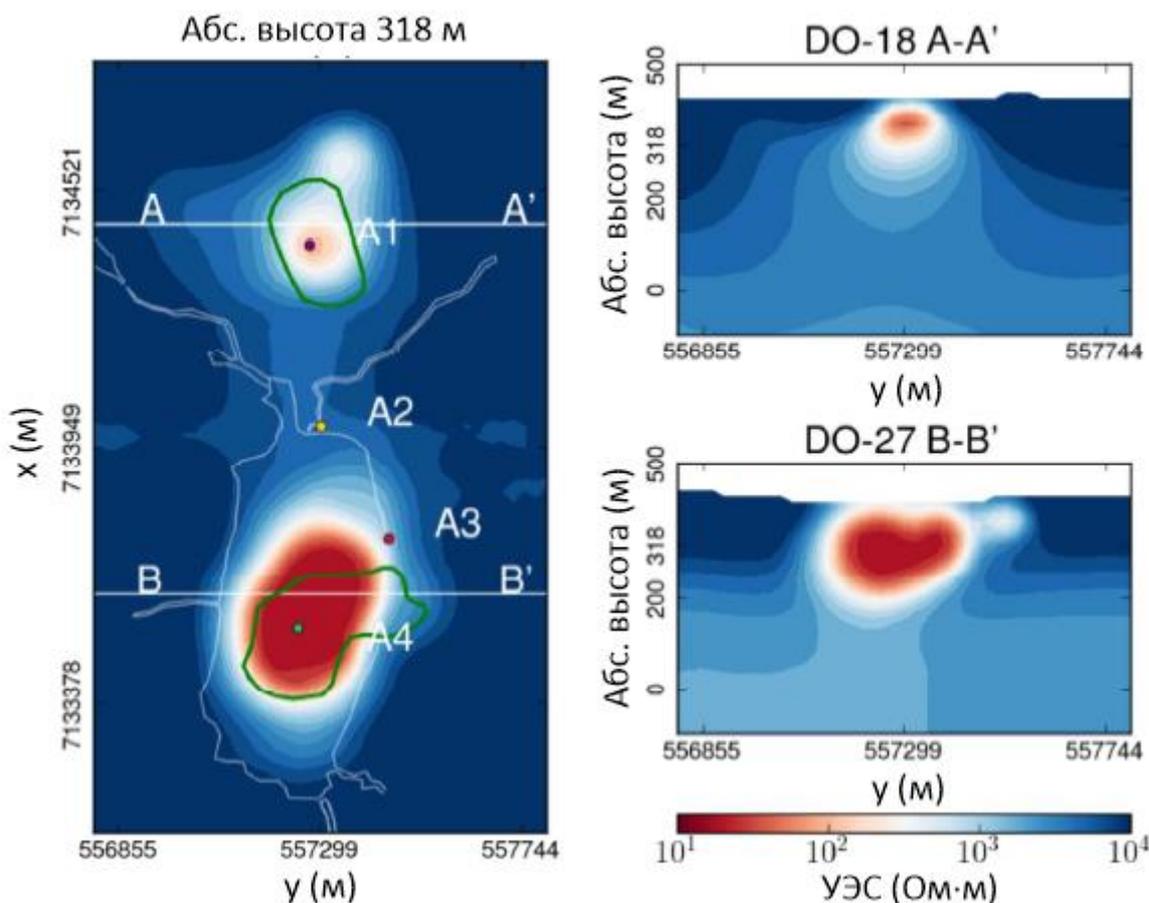


Рисунок 2. План изолиний УЭС (слева) на отметке 99 метров ниже дневной поверхности, геоэлектрические разрезы по линиям А-А', В-В' (справа). Зеленым контуром выделены кимберлитовые трубки по данным бурения (Kang et al., 2017).

В пределах северо-востока Анголы были проведены работы методом аэро-МПП и магнитная съемка с целью проверки алгоритма выявления аномалий электрической проводимости и/или магнитного поля, приуроченных к кимберлитовым трубкам (Bournas et al., 2018).

Район исследования приурочен к кратону Конго – Касаи, а именно к рифтовой системе северо-восточной ориентировки, образовавшейся в юрское время. Трубки прорывают породы докембрийского фундамента (Bournas et al., 2018).

Изначально авторы по модельным данным рассмотрели и отобрали множество комбинаций аномалий, которые могут отвечать кимберлитовым трубкам. После чего были

проведены работы МПП в аэроварианте на известном кимберлитовом поле. По результатам инверсии авторы получили геоэлектрические разрезы, отвечающие двум предельным случаям (рис.3 а, в).

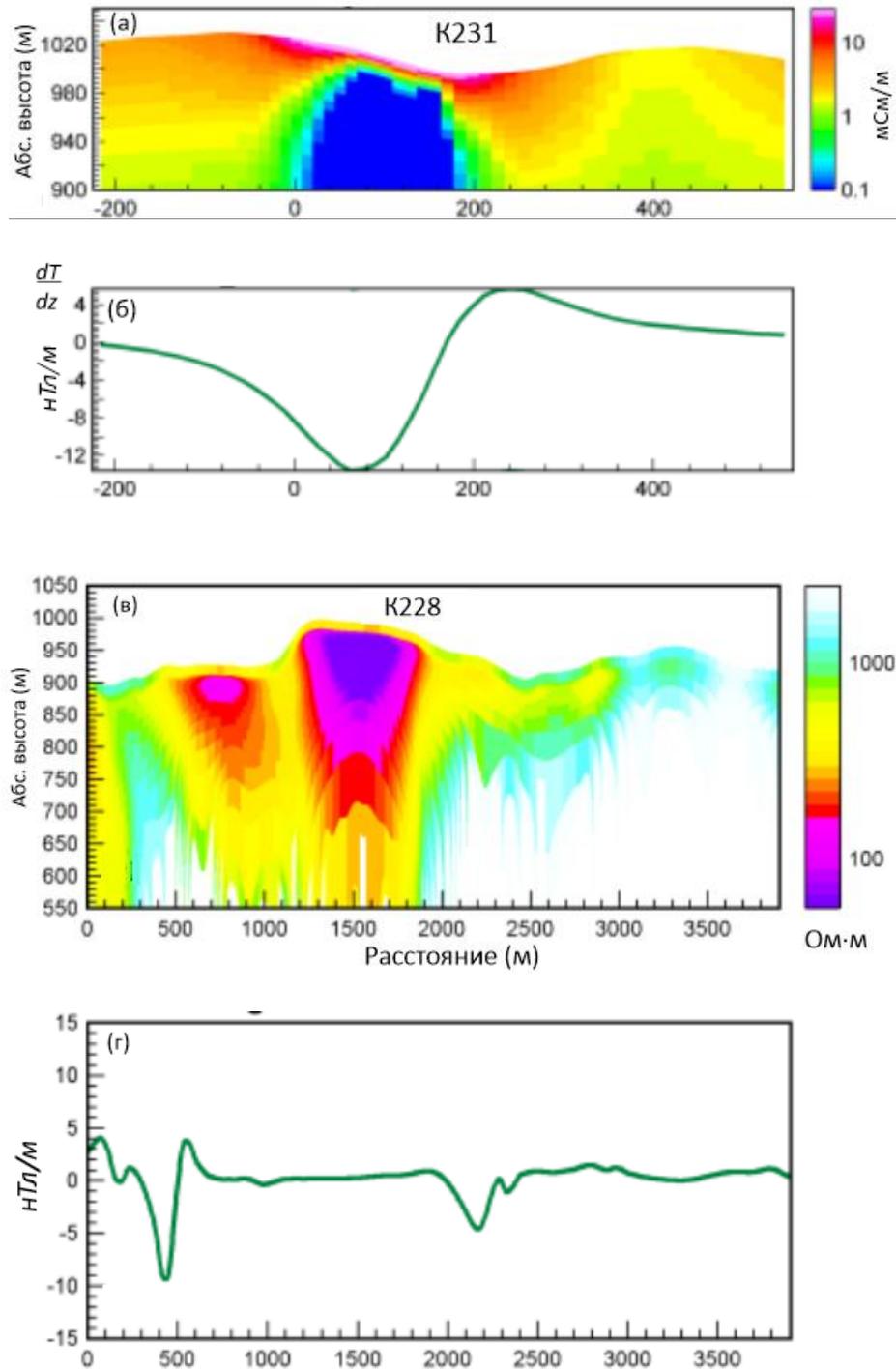


Рисунок 3. Вертикальный градиент аномального магнитного поля (б, г) и геоэлектрические разрезы удельной электропроводности K231 (а) и УЭС K228 (в) (Bournas et al., 2018).

Кимберлитовая трубка K231 выделяется высокими значениями УЭС (низкой электропроводности), что может отвечать невыветренной части (рис.3а). Верхний тонкий высокопроводящий слой может отвечать глинистым озерным отложениям и/или выветренной части кимберлитового тела (Bougnas et al., 2018). В магнитном поле (вертикальный градиент) данная трубка выделяется слабой биполярной аномалией (рис.3б).

В пределах трубки K228, напротив, выделяется зона пониженных значений УЭС мощностью около 50 м (рис.3в). Эта зона также интерпретируется как интенсивно выветренная часть кимберлитовой трубки. В магнитном поле трубка K228 никак не проявлена (рис.3г).

Трубки Якутской алмазаносной провинции (ЯАП) прорывают осадочный чехол мощностью 1.5-3 км, сложенный терригенно-карбонатными и карбонатными породами венда, кембрия, ордовика, а также силура. Вмещающие породы залегают субгоризонтально.

Перекрывающая осадочная толща сложена песчаниками, алевролитами и глинами с прослойками гравеллитов и галечников карбона, перми и юры. Мощность этих отложений колеблется от нескольких метров до 100-150 м, а в ряде случаев составляет 200-250 м. Кроме того, наличие в перекрывающих отложениях пород трапсового комплекса (рис.4, 5) является мешающим фактором при проведении поисковых работ методом магниторазведки, так как магнитные трапсовые базальты с большой остаточной намагниченностью выступают, в данном случае, в роли экрана. В пределах осадочного чехла также встречаются долеритовые силлы и породы туфогенного происхождения.

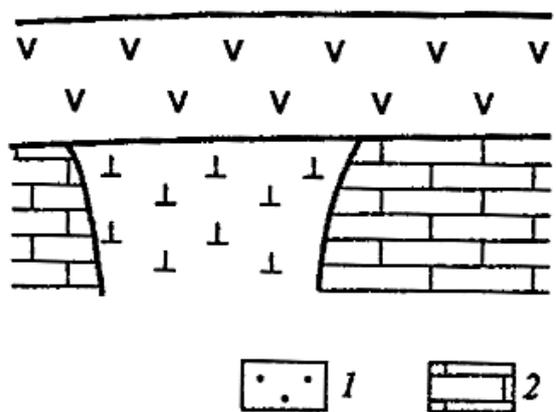


Рисунок 4. Пласт трапсового комплекса, перекрывающий кимберлитовую трубку «Заря» (Сараев и др., 2010).

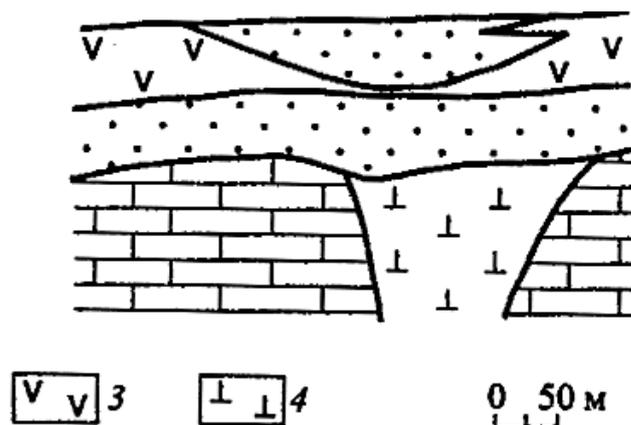


Рисунок 5. Внедрение силла на контакте с осадочными отложениями над трубкой «Кылахская» (Сараев и др., 2010).

1 – перекрывающие терригенно-осадочные отложения, 2 – вмещающие карбонатные породы, 3 – долериты и траппы, 4 – кимберлиты.

Кимберлиты ЯАП имеют низкие значения удельного сопротивления в сравнении с большинством вмещающих и перекрывающих пород: кимберлиты - от 10 до 400 Ом·м, глинисто-карбонатные отложения - от 150 до 1000 Ом·м, карбонатные породы – от 500 до 1500 Ом·м, траппы среднепалеозойские от 10000 до 30000 Ом·м, терригенные отложения различного возраста - от 20 до 400 Ом·м, туфогенные образования 15-100 Ом·м и траппы перми-триаса 1000-20000 Ом·м (Сараев и др., 2010).

На диаграмме индукционного каротажа (ИК) (рис.6) отмечаются высокие значения электропроводности для порфирового кимберлита – 100 мСм/м (УЭС~10 Ом·м) и около 20 мСм/м (УЭС~50 Ом·м) для автолитовой брекчии. Повышенные значения магнитной восприимчивости в пределах зоны исследования могут исказить диаграмму электропроводности на локальных участках. Искажения происходят из-за неполного фазового разделения сигналов аппаратурой индукционного каротажа, что приводит к появлению отрицательных значений на регистрируемой диаграмме электропроводности (Сараев и др., 2011).

На рис.7 представлен геоэлектрический разрез по результатам 1-D инверсии данных АМТЗ трубки Геохимическая. Трубка выделяется пониженными значениями УЭС. Проводящая аномалия на глубине 400 м отвечает зоне дробления, установленной по данным бурения (Сараев и др., 2011).

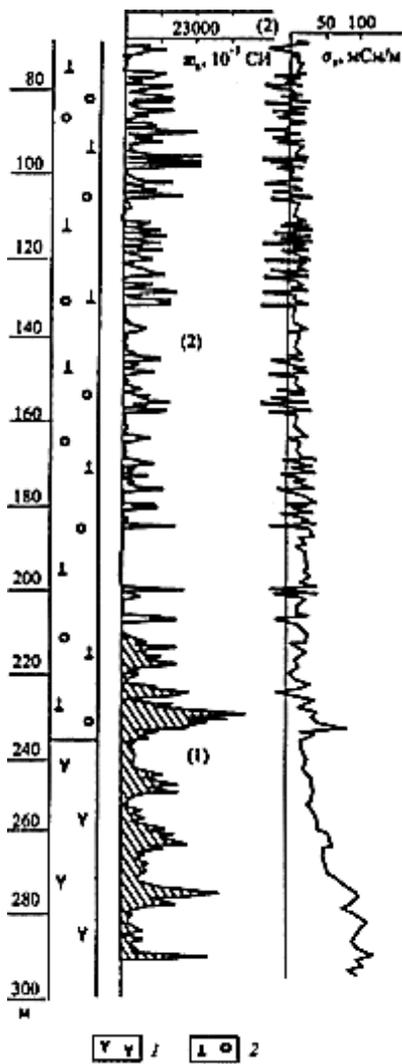


Рисунок 6. Данные ИК по трубе Комсомольская (1-порфиновый кимберлит, 2-автолитовая брекчия) (Сараев и др., 2011).

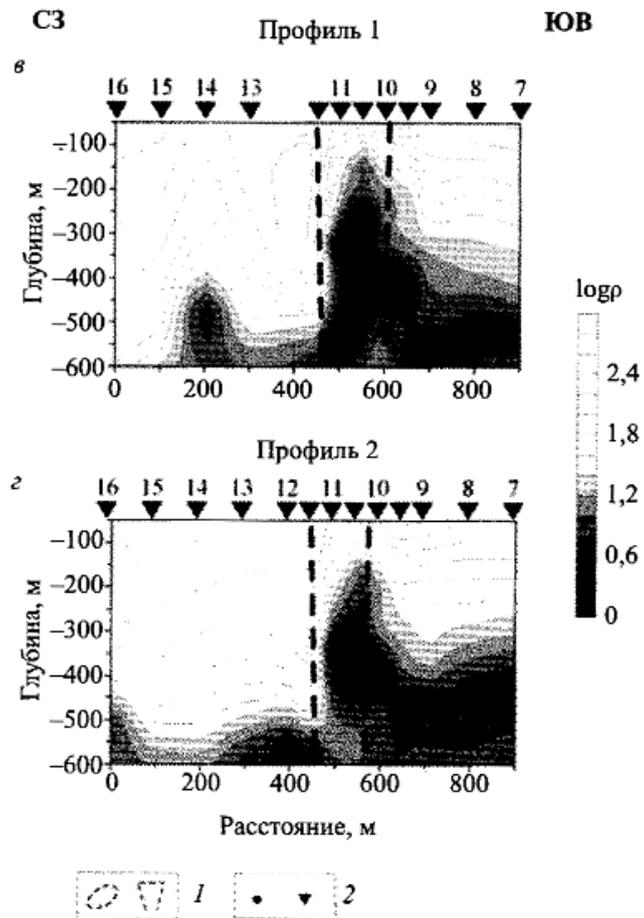


Рисунок 7. Геоэлектрический разрез по результатам 1D-инверсии данных АМТЗ трубки Геохимическая (1-контуры трубки, 2-точки зондирования) (Сараев и др., 2011).

Золотицкое кимберлитовое поле находится в пределах Архангельской алмазоносной провинции (ААП). Трубки прорывают породы венда и нижнего карбона осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (рис.8). Породы вендской системы представлены терригенными песчано-глинистыми отложениями. Они повсеместно распространены в пределах месторождения. Отложения карбона частично перекрывают вендские толщи и представлены также терригенными осадочными породами с прослоями конгломератов и известняков.

Аномально низкие значения УЭС (9-45 Ом·м) наблюдаются как в кратерной, так и в жерловой частях кимберлитовых трубок Золотицкого поля (рис.8). Разброс значений УЭС объясняется различной степенью содержания карбонатов в минеральной матрице.

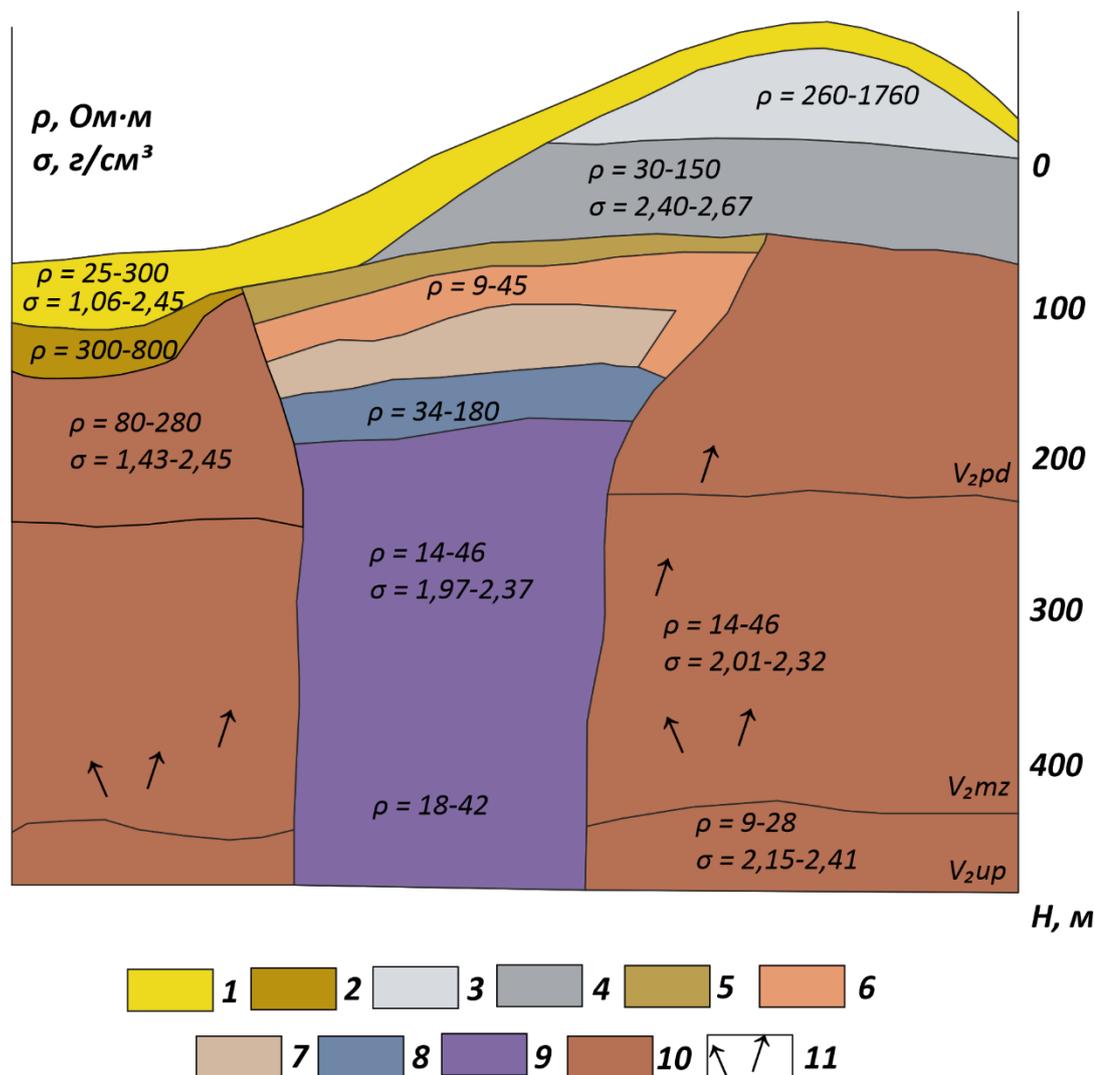


Рисунок 8. Обобщенная геолого-геофизическая модель кимберлитовых месторождений Золотицкого поля ААП: 1-2 – четвертичные отложения; 3 – карбонатные породы урзугской свиты; 4 – терригенные породы урзугской свиты; 5 – песчаники с примесью вулканического материала; 6 – брекчии осадочных пород; 7 – туфы, ксенотуфы; 8-9 – автолитовые кимберлитовые брекчии, в том числе карбонатизированные; 10 – терригенные породы венда; 11 – направления возможных водотоков пластовых вод, V_{2pd} – падунская свита, V_{2mz} – мезенская свита, V_{2up} – усть-пинезжская свита (на основе схемы Зинчук и др., 2002).

Характерной чертой кимберлитов ААП является развитие минерала группы смектитов – сапонита. Процесс возникновения и такого широкого распространения сапонитизации определяется характером геологического разреза и реализуется в условиях

промывного режима грунтовых вод в проницаемой среде на протяжении длительного времени. Воды двух верхних комплексов - пресные, гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава с минерализацией до 0,45 г/л. Нижние комплексы и рудные тела (обводненные комплексы пород кратерной фации и жерловой фаций рудного тела) содержат хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 24 г/л. Невыдержанность водоносных горизонтов и комплексов по площади и глубине, отсутствие в их толще надежных водоупоров позволяет рассматривать их как единую гидравлическую систему (Шпилевая, 2008).

Таким образом, в полевых условиях кимберлитовые трубки выделяются аномалиями проводимости. Однако, интенсивность и распределение данных аномалий в пределах трубки - различны. На значения электропроводности могут влиять как степень вторичных изменений кимберлитов, так и минерализация грунтовых вод. Для уточнения природы электропроводности кимберлитов в рамках настоящей работы выполнены эксперименты по её измерению при разной электропроводности поровой влаги, а также сопутствующие исследования параметров, контролирующих электропроводность.

2. Методика и результаты лабораторных измерений спектральной ВП

2.1. Лабораторная установка и её тестирование

Наряду с методом ВП во временной области, на практике также применяется метод спектральной вызванной поляризации (в частотной области). В поляризующихся средах между током синусоидальной формы и разностью потенциалов возникает фазовый сдвиг (рис.9). В таком случае измеряются модуль и фаза комплексного импеданса. В данной работе рассматривается комплексная электропроводность (рис.9), которая определяется следующим образом:

$$\sigma^* = |\sigma| \cdot \exp(i\varphi) = \sigma' + i\sigma'' , \quad (1)$$

где амплитуда $|\sigma| = \sqrt{\sigma'^2 + \sigma''^2}$, фазовый сдвиг $\varphi = \operatorname{atan} \frac{\sigma''}{\sigma'}$, i – мнимая единица, σ' – вещественная часть электропроводности, σ'' – мнимая часть электропроводности.

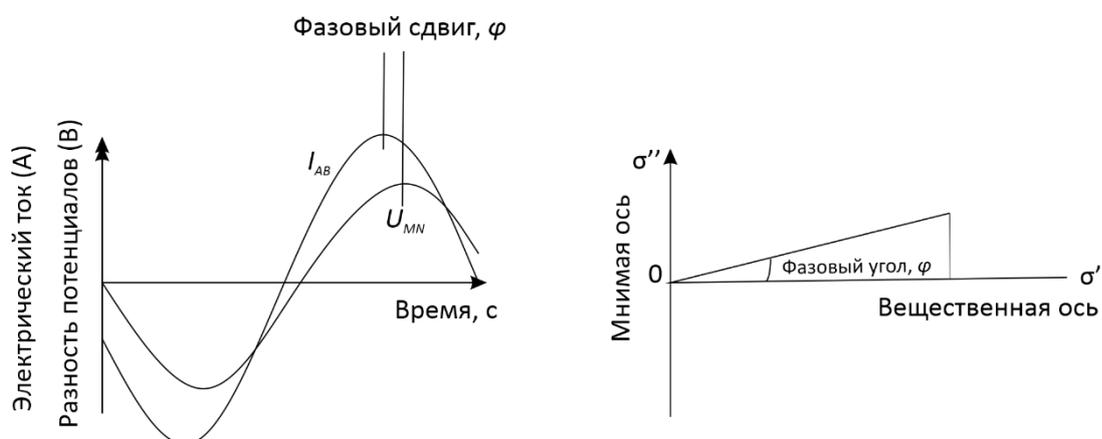


Рисунок 9. Иллюстрация фазового сдвига (слева) и графическое представление комплексной электропроводности (справа).

Измерения производились с помощью аппаратуры SIP-Fuchs III (рис.10) (производства компании «Radic Research»). Данный аппаратный комплекс позволяет измерять значения амплитуды и фазы комплексного импеданса, как в полевых, так и в лабораторных условиях (рис.11) в диапазоне частот от 0.00143 до 20000 Гц, распределенных в геометрической последовательности.



Рисунок 10. Аппаратура SIP-Fuchs III.

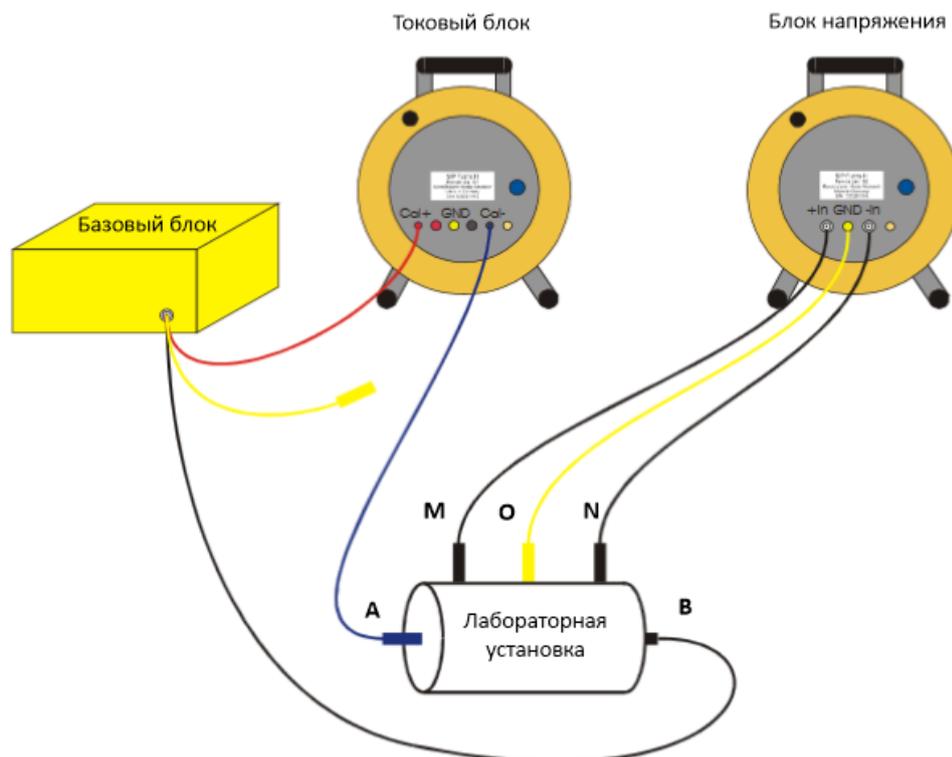


Рисунок 11. Схема конфигурации SIP Fuchs для лабораторных измерений (по Radic Research с изменениями).

Лабораторная установка (рис.12) состоит из двух плексигласовых контейнеров, наполненных водным раствором NaCl. Между контейнерами жёстко фиксируется ячейка с образцом.

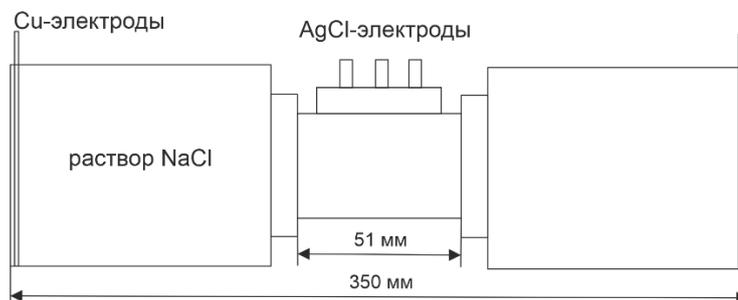


Рисунок 12. Лабораторная симметричная пятиэлектродная установка (медные питающие электроды; в качестве приемных электродов использовались хлорсеребряные электроды, измерения напряжения выполнялись относительно центрального приемного электрода).

Предварительно производилась калибровка аппаратуры и вычисление геометрического коэффициента установки путём измерения на трёх водных растворах NaCl различной электропроводности (580, 1070 и 1570 мкСм/см). Электропроводность контролировалась лабораторным кондуктометром Hanna DIST-4.

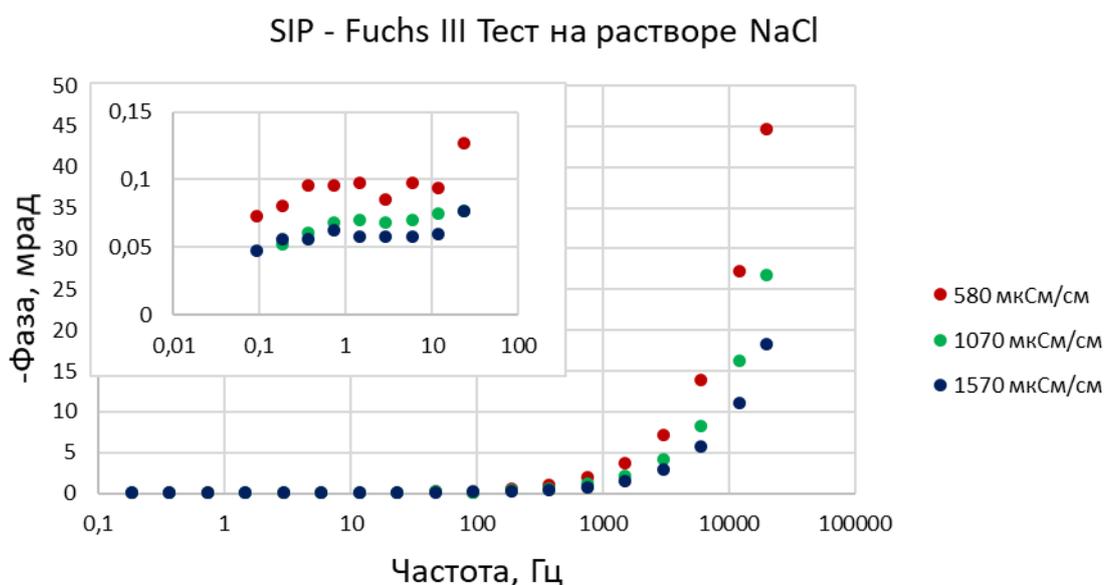


Рисунок 13. Фазовый спектр, полученный на водных растворах NaCl (разброс по фазе на частотах от 0,1 до 44 Гц не превышает 0,05 мрад).

Как видно из рис.13 при измерениях на водном растворе фаза комплексного сопротивления близка к нулю в диапазоне частот от 0,1 до 100 Гц, что свидетельствует о корректной работе аппаратуры и измерительной установки и достоверности последующих измерений. В области более высоких частот наблюдается емкостная наводка между приемной и токовой линией, что является характерным эффектом для данного типа аппаратуры.

Измерения комплексной электропроводности производились на трёх образцах кимберлитов месторождения им. Ломоносова:– ксенотофубрекчии кратерной фации (образец К169) и автолитовой брекчии жерловой фации (образцы К174, К170). Предварительно из консолидированных образцов был изготовлен кимберлитовый порошок (рис.14). Работа на образцах в естественном сложении оказалась невозможной, так как при насыщении раствором они разрушаются.

Перед каждым насыщением (диапазон концентраций раствора NaCl от первых сотых до 18 г/л) образец изымался из ячейки и помещался в отдельную емкость. В среднем, на насыщение образца отводилось 7 – 10 дней, из которых первую половину образец находился в чаше, а на вторую половину помещался в установку. Для контроля результатов (контроля достижения равновесия между раствором и твердой фазой) измерения производились как при увеличении концентрации равновесного раствора, так и при её уменьшении.

Первичными данными являются амплитуда $|Z(f)|$ и фаза $\varphi(f)$ импеданса по которым вычислялись значения комплексного УЭС:

$$\rho^* = k \cdot Z^*(f), \quad (2)$$

где k – геометрический коэффициент установки, равный 0,0136 м.

Оценка воспроизводимости спектров комплексного УЭС ($\rho(f)$) проводилась по результатам трех независимых измерений. На рис.15 представлен пример спектра комплексного УЭС и фазы для одного из образцов.



Рисунок 14. Образцы кимберлитовой брекчии.

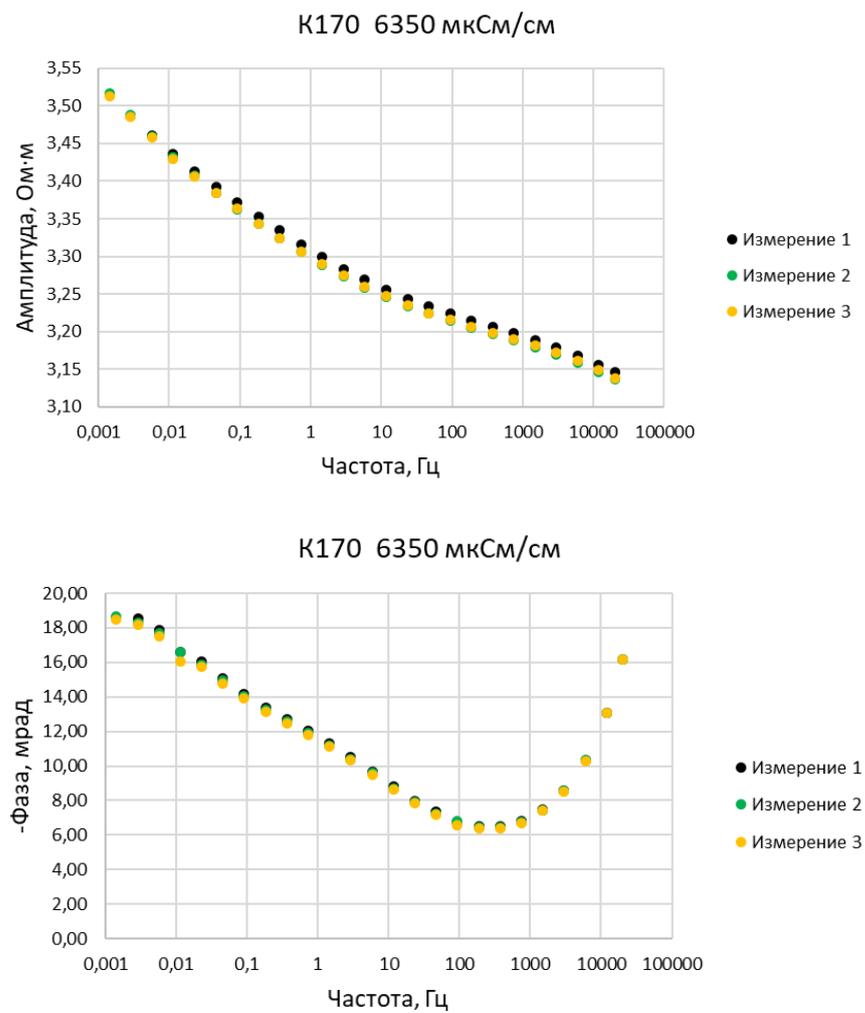


Рисунок 15. Пример результатов одного цикла измерений.

2.2. Спектры комплексной электропроводности образцов

В результате измерений получены спектры вещественной и мнимой частей электропроводности для трёх образцов кимберлитовой брекчии (рис.16, 17, 18, 19, 20) при различной электропроводности порового раствора. Спектры комплексной электропроводности получены путем пересчета из комплексного УЭС и фазы импеданса с использованием известного соотношения:

$$\sigma^* = \frac{1}{\rho^*}. \quad (3)$$

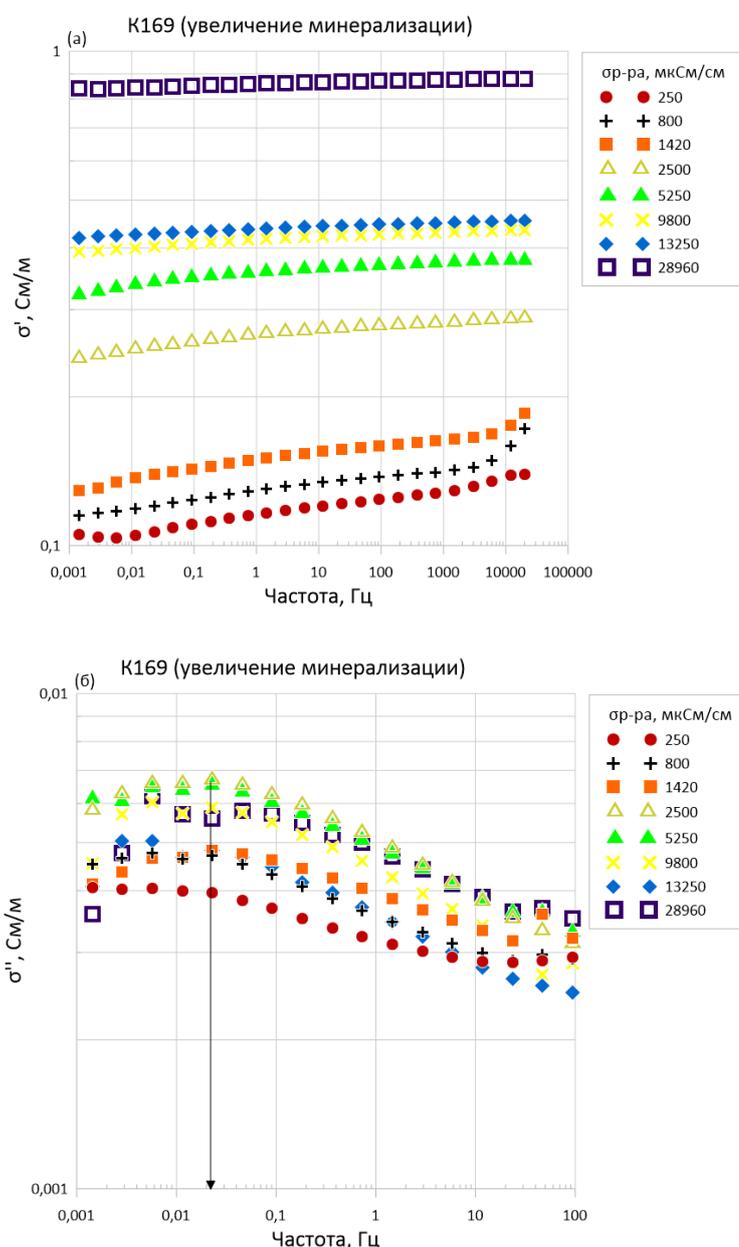


Рисунок 16. Спектры вещественной (σ') и мнимой (σ'') частей электропроводности при увеличении минерализации равновесного раствора для образца K169.

С ростом электропроводности порового раствора вещественная часть электропроводности увеличивается (рис.16а, 17а, 18а, 19а, 20а). Также во всех случаях вещественная часть растет с частотой, что отражает эффект ВП.

Мнимая часть электропроводности изменяется в меньшей степени. Отмечается различие в положении и ширине пика на спектре мнимой части для каждого из образцов. Это объясняется, вероятно, различием в компоновке цементирующей матрицы в пределах изучаемого образца каждой из фаций.

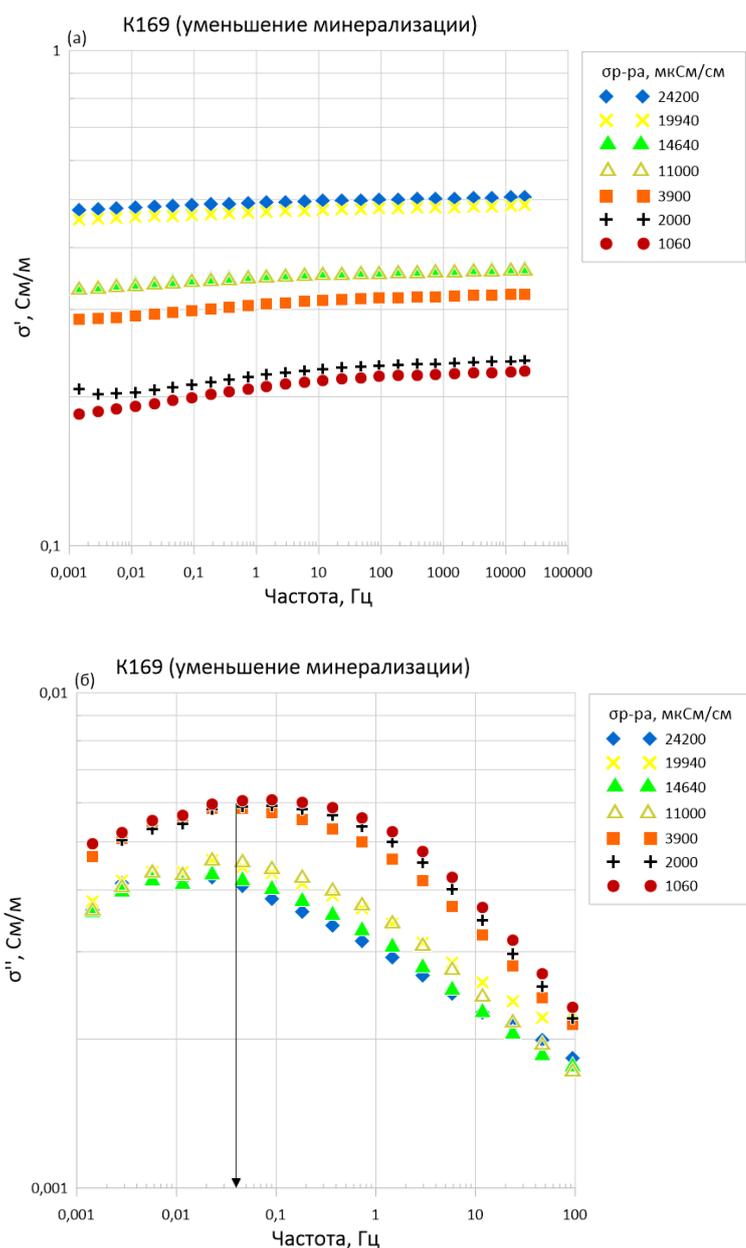


Рисунок 17. Спектры вещественной (σ') и мнимой (σ'') частей электропроводности при уменьшении минерализации равновесного раствора для образца K169.

Для ксенотуфобрекчии K169 характерный пик наблюдается на частоте 22 мГц при засолении (рис.16б) и чуть смещен в сторону высоких частот при рассолении (~35 Гц) (рис.17б).

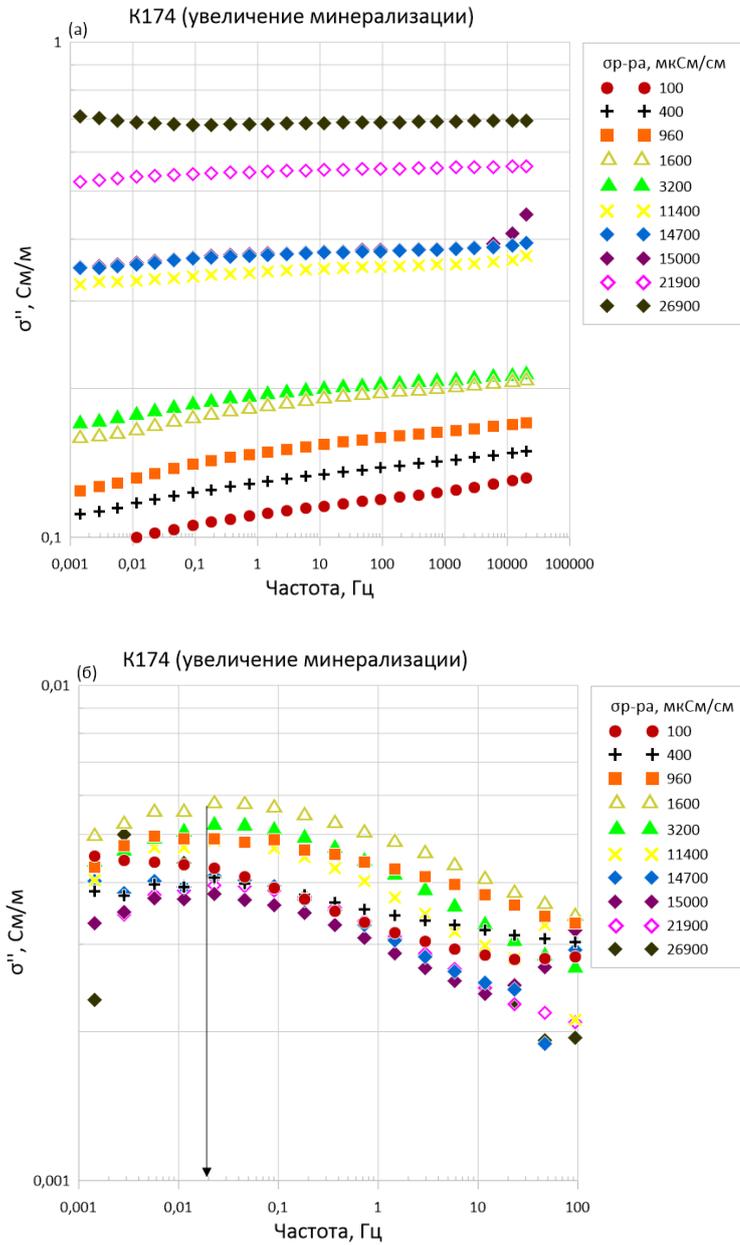


Рисунок 18. Спектры вещественной (σ') и мнимой (σ'') частей электропроводности при увеличении минерализации равновесного раствора для образца K174.

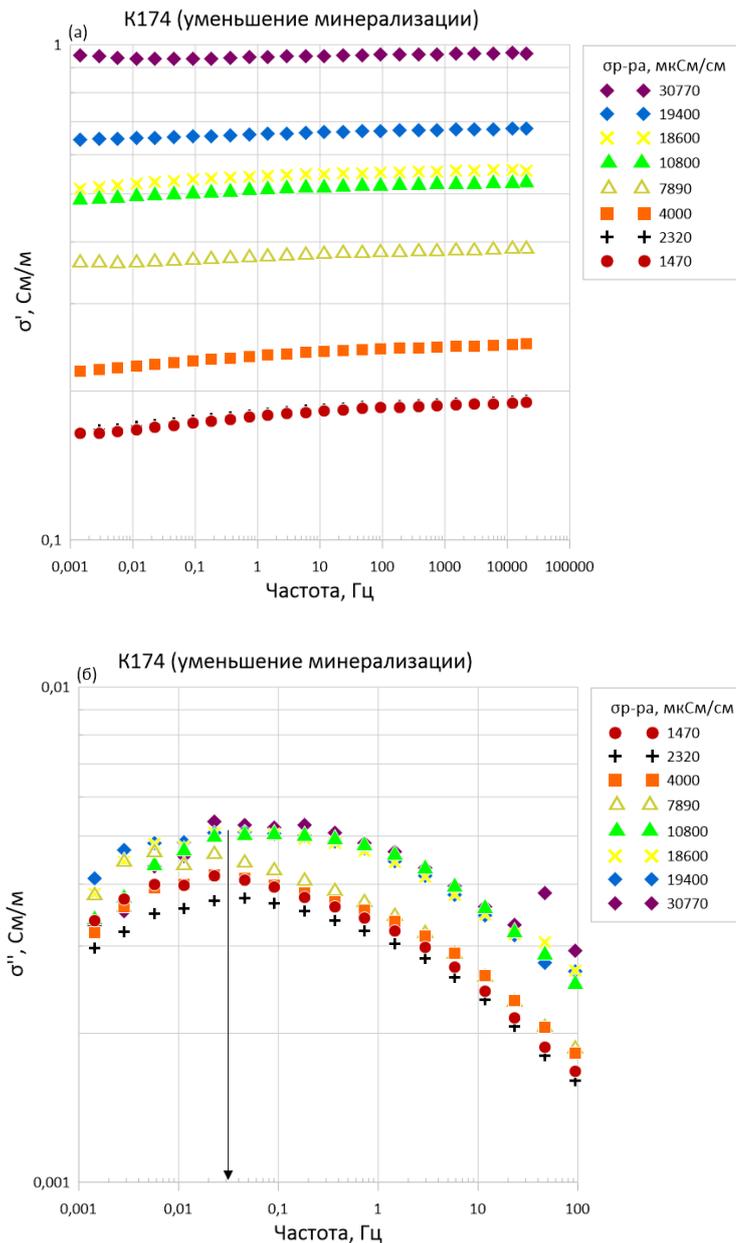


Рисунок 19. Спектры вещественной (σ') и мнимой (σ'') частей электропроводности при уменьшении минерализации равновесного раствора для образца K174.

Для автолитовой брекчи K174 пик в спектре σ'' более гладкий. Максимальные значения мнимой части электропроводности достигаются в диапазоне от 11 до 22 мГц. В случае измерений от концентрированных растворов к пресным положение пика для образца K174 не повторяется (смещен в сторону высоких частот) (рис.18б, 19б). Это может быть связано с изменением упаковки образца (после цикла засаливания образцы изымались из ячейки).

Для образца K170 (рис.20) пик не отмечается и, вероятно, находится на частоте менее 2 мГц.

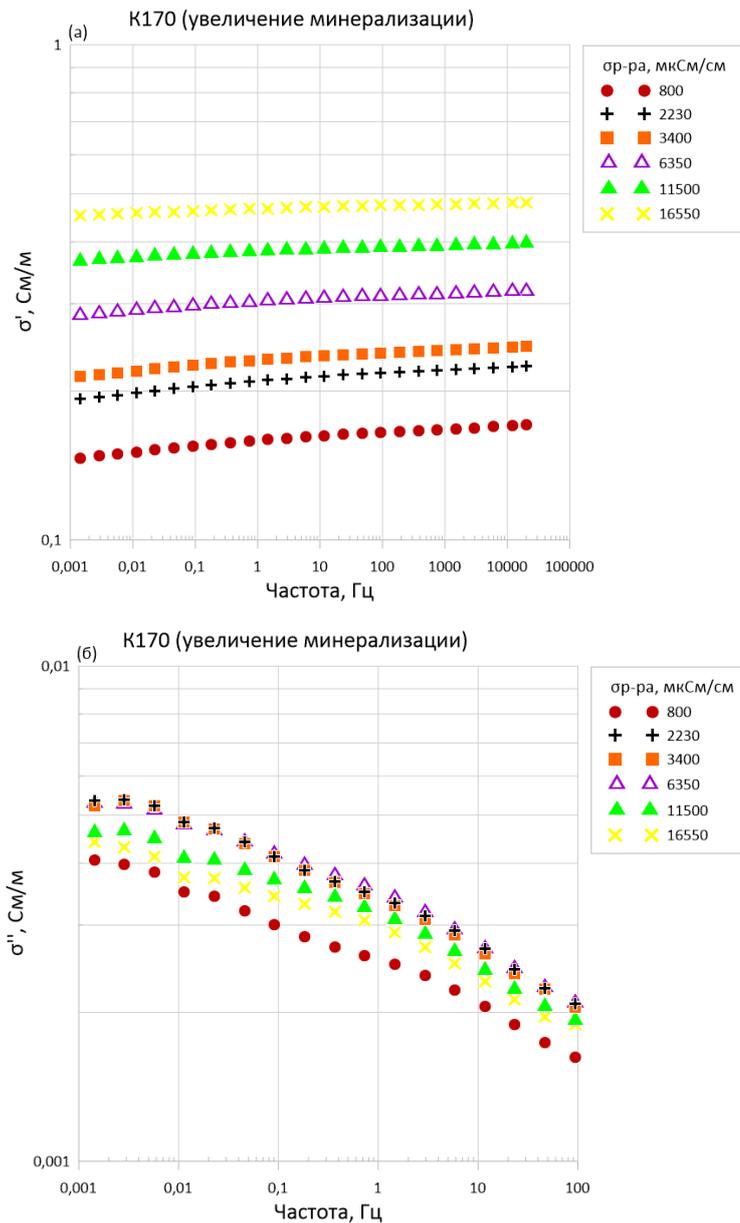


Рисунок 20. Спектры вещественной (σ') и мнимой (σ'') частей электропроводности при увеличении минерализации равновесного раствора для образца K170.

2.3. Интерпретация данных по электропроводности

Вещественная часть электропроводности характеризует способность пористого материала проводить электрический ток, а мнимая часть - способность поляризоваться (Revil et al., 2013).

На рис.21, 22, 23 показана зависимость действительной части электропроводности (на частоте 1.46 Гц) от электропроводности равновесного порового раствора. Линия изопроводимости отвечает равенству электропроводности породы и раствора. Точки слева от

этой линии соответствуют более высокой электропроводности породы по сравнению с раствором, а точки справа от линии – обратной ситуации, которая типична для большинства горных пород и отвечает закону Арчи с поправкой на влияние поверхностной проводимости (Revil et al., 2013). Таким образом, для пресной воды (электропроводностью от 0.01 до 0.16 См/м для образца К174, до 0.27 См/м для К169 и 0.22 См/м для К170, что приблизительно отвечает минерализации от 50 мг/л до 1 г/л), электропроводность водонасыщенной породы превышает электропроводность равновесного водного раствора. Это явление известно в коллоидной химии как «капиллярная сверхпроводимость» (Фридрихсберг, 1984).

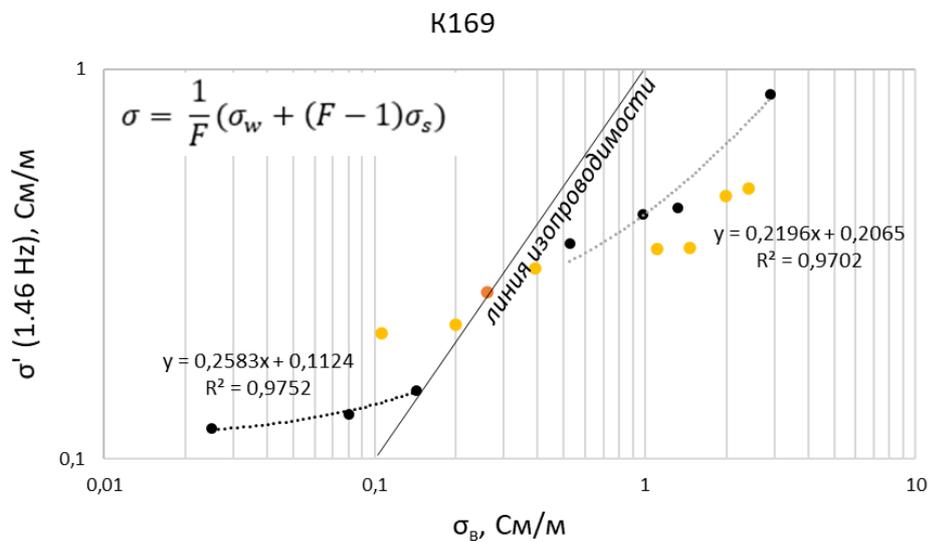


Рисунок 21. Зависимость вещественной части электропроводности на частоте 1.46 Гц от электропроводности порового раствора для образца К169 (оранжевая точка - точка изопроводимости, черные точки – измерения, полученные при повышении минерализации, желтые точки – при ее понижении). Близость данных, полученных при увеличении электропроводности раствора и при ее уменьшении свидетельствуют о воспроизводимости измерений и о достижении состояния равновесия между раствором и породой.

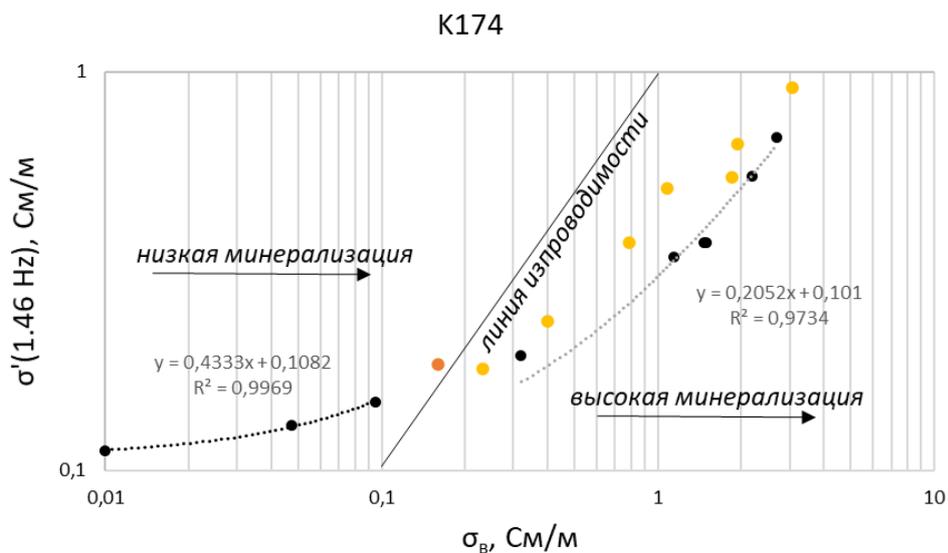


Рисунок 22. Зависимость реальной части электропроводности на частоте 1.46 Гц от электропроводности порового раствора для образца K174 (оранжевая точка - точка изопроводности, черные точки – измерения при повышении минерализации, желтые точки – при понижении).

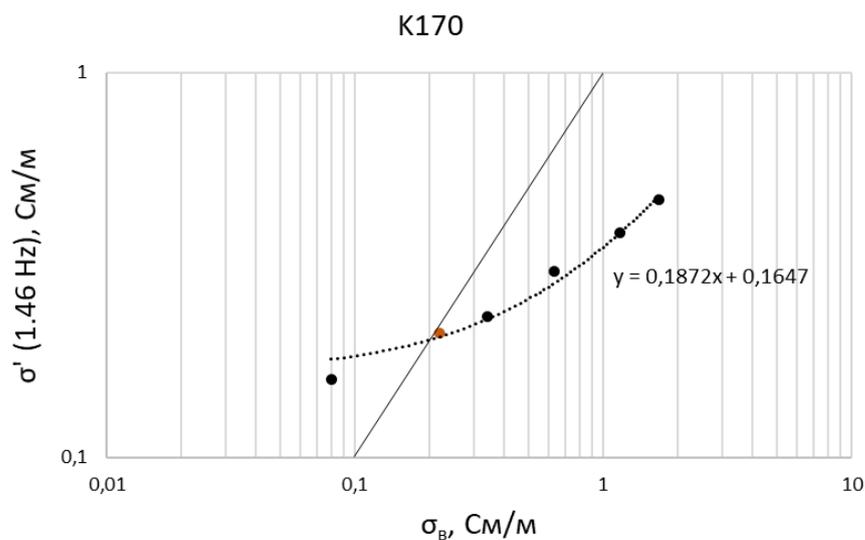


Рисунок 23. Зависимость реальной части электропроводности на частоте 1.46 Гц от электропроводности порового раствора для образца K170 (оранжевая точка - точка изопроводности, черные точки – измерения при повышении минерализации).

Такая же закономерность отражена и на графике зависимости кажущегося параметра пористости от электропроводности равновесного раствора:

$$F_k = \frac{\sigma_B}{\sigma_{обр}}, \quad (4)$$

где: σ_v – электропроводность поровой влаги, См/м, $\sigma_{обр}$ – электропроводность образца, См/м.

Для всех трёх образцов наблюдается ситуация, при которой $F_k < 1$ (рис.24, 25, 26). При увеличении минерализации и, соответственно, электропроводности равновесного раствора F_k растет, выходя на асимптотические значения, отвечающие истинному параметру пористости при минерализации поровой влаги более чем 8 г/л.

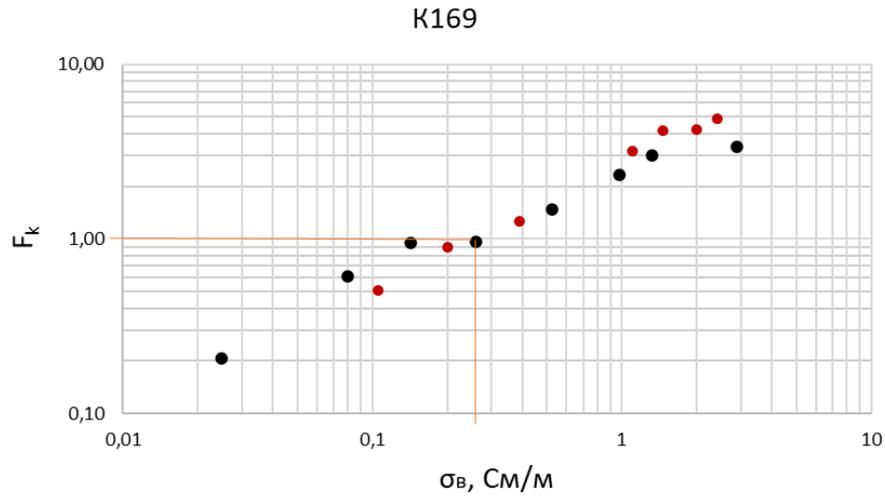


Рисунок 24. Зависимость кажущегося параметра пористости (F_k) от электропроводности порового раствора для образца K169 (черные точки – значения при повышении минерализации, красные точки – при понижении).

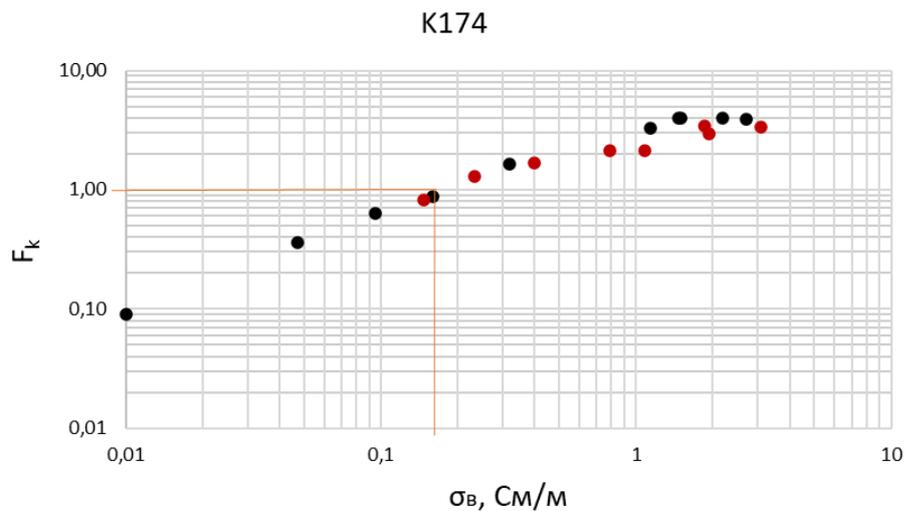


Рисунок 25. Зависимость кажущегося параметра пористости (F_k) от электропроводности порового раствора для образца K174 (черные точки – значения при повышении минерализации, красные точки – при понижении).

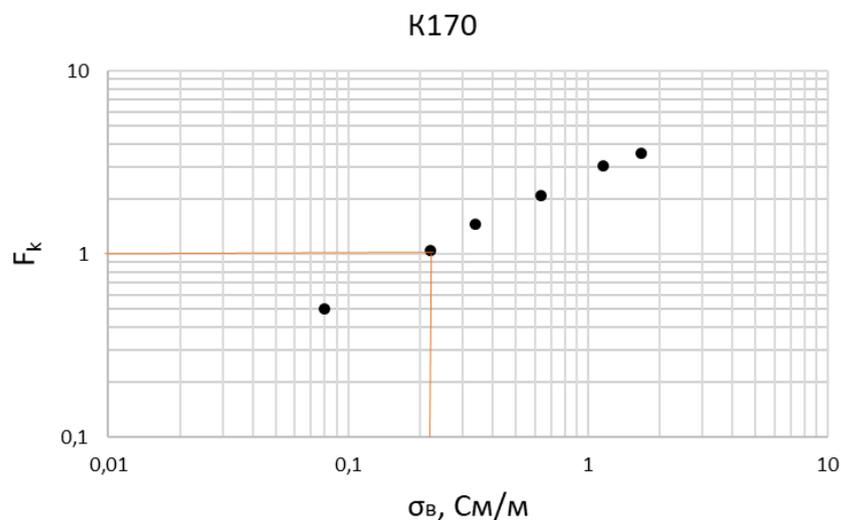


Рисунок 26. Зависимость кажущегося параметра пористости (F_k) от электропроводности порового раствора для образца K170.

Значения мнимой части электропроводности (σ'') представлены на Рис. 27. Как видно, они превышают на 1-2 порядка таковые для песчаных пород. Кроме того, отмечается экстремальный характер зависимости мнимой части от электропроводности порового раствора (рис.27), типичный для σ'' , полученных на песчано-глинистых породах (Weller and Slater, 2012). Однако, положение максимума σ'' по

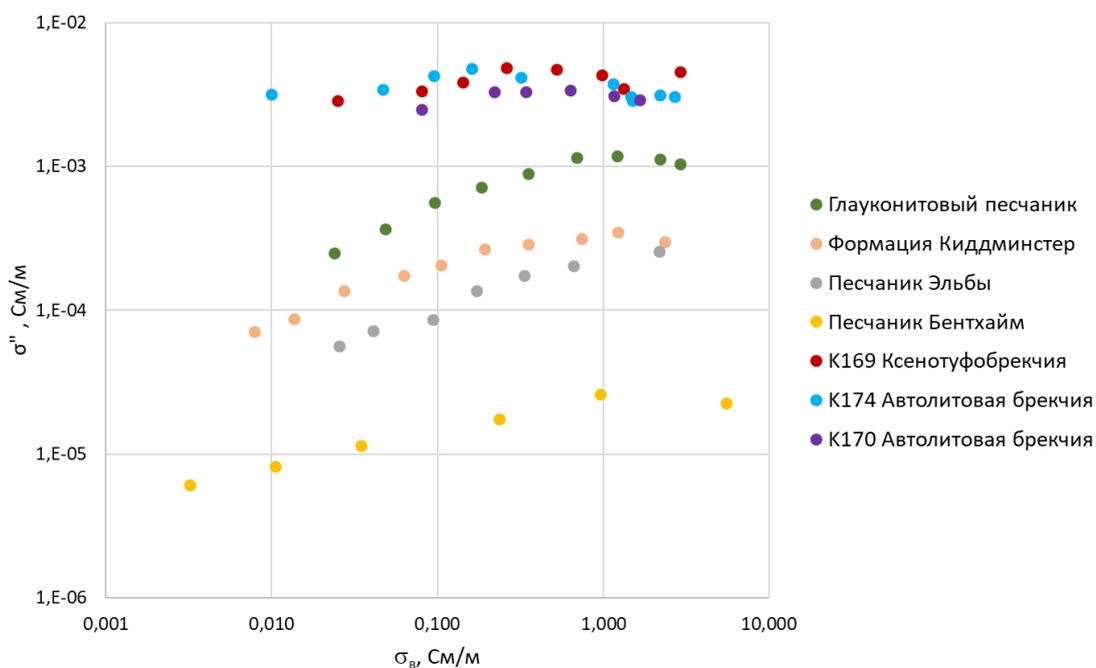


Рисунок 27. Зависимость мнимой части электропроводности исследуемых образцов от электропроводности поровой влаги в сравнении с аналогичными данными для песчаников.

опубликованным данным для типичных осадочных пород (Weller and Slater, 2012) находится в области более высоких значений электропроводности поровой влаги (1 – 10 См/м), чем для исследуемых образцов (~ 0.3 См/м).

Помимо этого, важным параметром в методе спектральной ВП является стационарная поляризуемость, которая характеризует поляризацию интегрально, в отличие от мнимой части электропроводности на одной частоте. Значения стационарной поляризуемости возможно получить при помощи декомпозиции Дебая (Nordsiek, Weller, 2008). Также Дебаевская декомпозиция, помимо оценки стационарной поляризуемости, позволяет восстановить распределение времен релаксации τ (РВР). Положение экстремумов на графике РВР будет определяться размером зёрен, а также характером их поверхности (гладкая, шероховатая).

Значения стационарной поляризуемости и РВР были получены в программе FDSPEC (А. В. Тарасов). На рис.28 представлен график зависимости стационарной поляризуемости от электропроводности равновесного раствора. Наиболее высокие значения (20 – 25 %) отмечаются в области низкой электропроводности раствора. С увеличением минерализации значения поляризуемости монотонно уменьшаются, что характерно для ионопроводящих пород. В дополнение рассмотрим поведение нормированной стационарной поляризуемости. Значения M нормируются на значения модуля комплексного УЭС, полученные при насыщении образца каждым из растворов. Отметим, что именно нормированная стационарная поляризуемость характеризует интенсивность эффекта ВП.

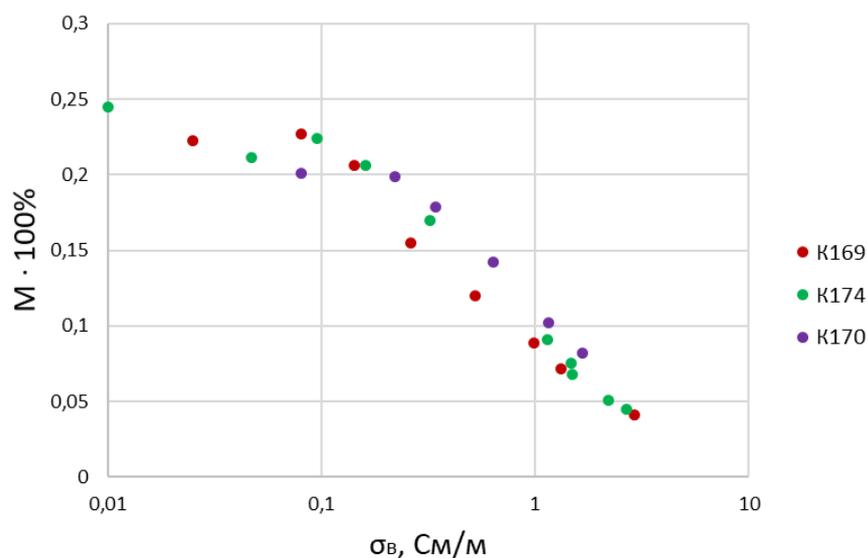


Рисунок 28. График зависимости стационарной поляризуемости от электропроводности поровой влаги.

На рис.29 показана зависимость нормированной поляризуемости от электропроводности порового раствора. Можно заметить, что поведение M_n идентично таковому для σ'' (рис.27). Некоторое хаотичное поведение в области сильно-соленых растворов ($\sigma_v > 2$ См/м) скорее связано с пределом измерений электропроводности раствора лабораторным кондуктометром. Для использованного в работе прибора Hanna DIST-4 предел составляет 1.999 См/м, выше этого значения электропроводность порового раствора вычислялась по их солености по табличным значениям. Для уточнения концентрации (в процессе установления равновесия она меняется) используемый раствор разбавлялся в n раз, после чего измерялась его электропроводность. Путем подстановки в формулу на рис.30 находилась концентрация разбавленного раствора. Последующее умножение на n приводит значение к истинной концентрации и нахождению электропроводности используемого раствора с использованием той же формулы.

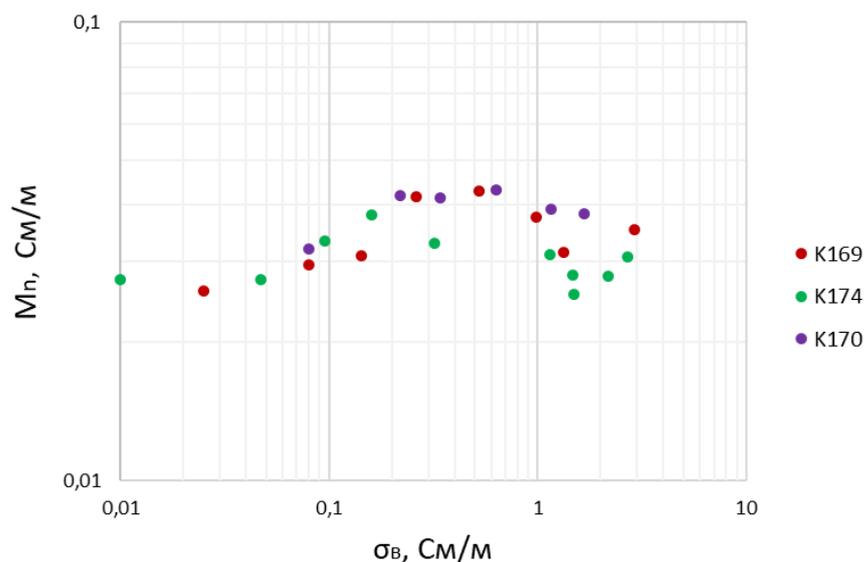


Рисунок 29. График зависимости нормированной поляризуемости от электропроводности поровой влаги.

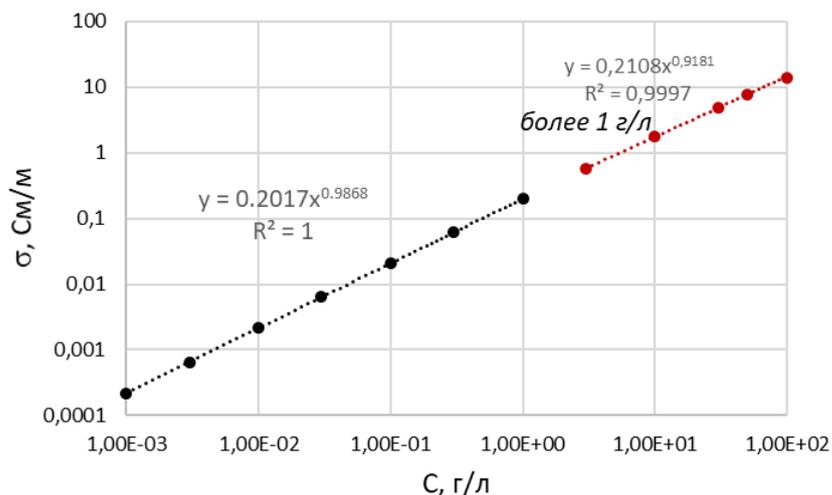


Рисунок 30. График зависимости электропроводности водного раствора NaCl от концентрации.

На графиках (рис. 31, 32) представлены восстановленные РВР для двух образцов при схожей минерализации равновесного раствора. Для образца K170 восстановить РВР не удалось, ввиду отсутствия пиковых значений на полученном спектре. Характерное τ для автолитовой брекчии составляет 10 с (K174). Ксенотуфобрекчия K169 принимает значение времени релаксации, равное 18 с.

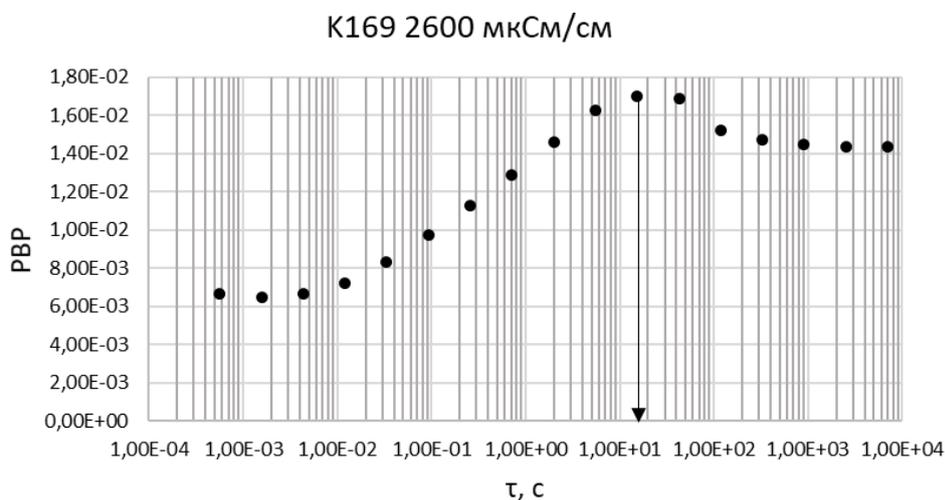


Рисунок 31. Распределение времен релаксации образца K169.

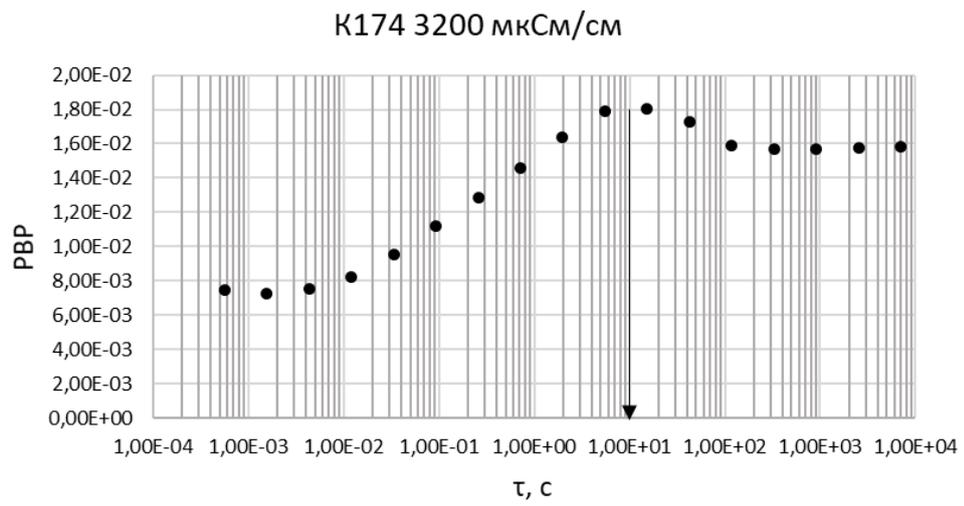


Рисунок 32. Распределение времен релаксации образца K174.

3. Результаты дополнительных методов исследования

3.1. Ёмкость катионного обмена

Ёмкость катионного обмена (ЕКО) – мера, характеризующая способность частиц удерживать катионы одного рода (рис.33), обычно применяется при исследовании почв. На величину ЕКО прежде всего влияет размер зерен, слагающих минеральный скелет (главным образом, - содержание глинистых частиц), а также содержание органического вещества. В случае с кимберлитовыми породами, ЕКО будет определяться наличием вторичных глинистых минералов.

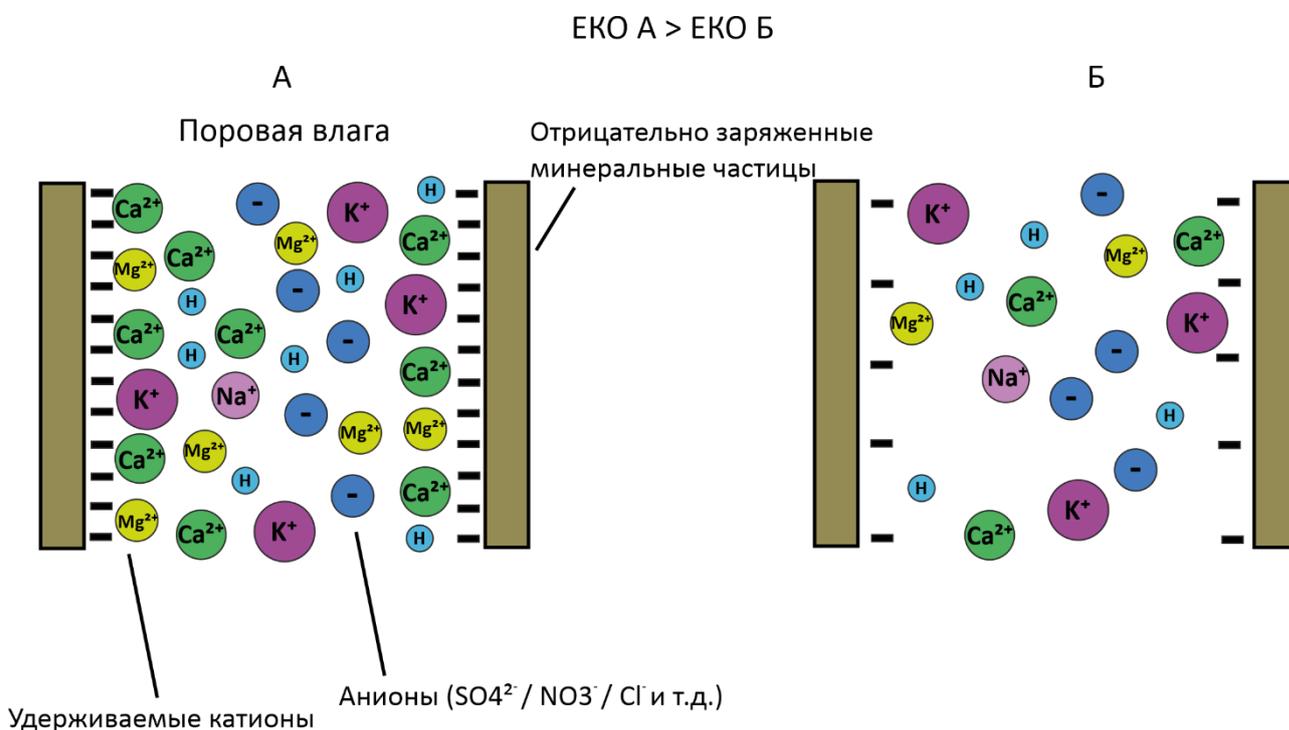


Рисунок 33. К понятию ёмкости катионного обмена. Высокая (А) и низкая (Б) ЕКО.

Значения ЕКО получены в соответствии с инструкцией, указанной в ГОСТ 17.4.4.01-84 для карбонатных почв (так как в минеральном составе исследуемых образцов присутствуют карбонаты). Навеску кимберлитового порошка массой 2,5 г взбалтывали с 50 см³ раствора уксуснокислого магния концентрацией 0,25 моль/дм³. Затем отстоявшийся раствор фильтровали. К пробе добавляли 50 см³ раствора уксуснокислого магния концентрацией 0,5 моль/дм³ и снова взбалтывали и фильтровали. Такую же процедуру проводили с 50 см³ раствора концентрацией 0,025 моль/дм³. После того, как раствор полностью отфильтровывался, остатки пробы из колбы смывали на фильтр дистиллированной водой. По окончании фильтрования пробу на фильтре 2 раза промывали дистиллированной водой и

оставляли на воздухе на 12 часов для подсушивания. На следующий день воронку с фильтром помещали над чистой сухой конической колбой вместимостью 200 см³. Поглощенный магний из пробы вытесняли 100 см³ раствора хлористого калия концентрацией 0,5 моль/дм³. Раствор хлористого калия приливали на фильтр с пробой в четыре приема порциями по 25 см³. Новую порцию вытесняющего раствора приливали после того, как полностью отфильтруется предыдущая.

В фильтрате определяли содержание магния, которое эквивалентно емкости катионного обмена. Для этого, ко всему объему фильтрата, полученного при вытеснении магния раствором хлористого калия, приливали 2 см³ гидроксида натрия концентрацией 2 моль/дм³, 5-7 капель раствора кислотного хрома темно-синего и титровали раствором трилона Б до перехода розовой окраски раствора в сиреневую. Объем трилона Б, пошедший на первое титрование, не учитывали. Затем раствор нейтрализовали соляной кислотой концентрацией 2 моль/дм³ до перехода сиреневой окраски индикатора в розовую, приливали 5 см³ хлоридно-аммиачного буферного раствора и титровали магний раствором трилона Б до перехода розовой окраски раствора в синюю.

ЕКО вычисляли следующим образом:

$$EKO = \frac{(V-V_1) \cdot C \cdot 2 \cdot 100}{m}, \quad (5)$$

где: V – объем трилона Б, пошедший на титрование магния, см³;

V_1 – объем трилона Б, пошедший на контрольное определение, см³;

C – молярная концентрация раствора трилона Б, моль/дм³;

2 – коэффициент перевода в мг·экв;

100 – коэффициент пересчета на 100 г пробы;

m – масса воздушно-сухой пробы.

Итоговые значения для каждого из образцов являются средним результатов для трех навесок.

Как видно из табл. 1 значения ЕКО для исследуемых образцов достаточно высокие и схожи с таковыми для различных групп глинистых минералов (Christidis, 2011). Такие значения, вероятно, обусловлены широким распространением глинистого минерала группы смектитов – сапонита в пределах минерального скелета.

Таблица 1

Ёмкость катионного обмена исследуемых образцов и типичная для минералов по литературным данным (Christidis, 2011).

Образцы и минералы	ЕКО, мг-экв/100г
K169	46,6
K174	54,5
K170	36,5
Каолинит	1-15
Иллит	10-40
Хлорит	10-40
Смектит	70-150
Вермикулит	130-210

3.2. Микроскопические исследования

Для качественной оценки минералогического состава исследуемых образцов были изготовлены шлифы. На рис. 34, 35 представлены фотографии шлифов образца K169 – ксенотуфобрекчии. Образец имеет среднеобломочную, флюидальную текстуру. Размеры обломков варьируют от 0.4 до нескольких миллиметров. Структура литокристаллокластическая. Общее число обломков составляет около 65% от общей массы, а именно: около 30% кварца, 30 % псевдоморфоз по оливину, присутствуют обломки вмещающих пород (песчаников венда), а также пород автолитовой фации в виде кристаллокластов метаоливина. Остальную часть составляет цементосвязующая масса, представленная сапонитом, серпентином, кальцитом и хлоритизированным флогопитом. Также в пределах как цемента, так и обломков, присутствуют гидроокислы железа.

Образец K174 (автолитовая брекчия) имеет средне-обломочную, автолитовую текстуру (рис.36, 37). Размер автолитов может достигать сантиметра. Общее число обломков составляет примерно 30%, представленных серпентином, сапонитом, карбонатами. Обломки характеризуются сферолитовой и пертитоподобной структурами. Структура цементосвязующей массы базально-поровая и представлена сапонитом, гидроокислами железа и карбонатами.

Образец K170 (автолитовая брекчия) (рис.38, 39) также характеризуется средне-обломочной, автолитовой текстурой. Обломки составляют 30%, из которых 15% представлены вторичным сапонитом, а другие 15% - собственно кимберлитами. В базально-

поровой цементосвязующей массе преобладает сапонит, а также присутствуют серпентин и флогопит.

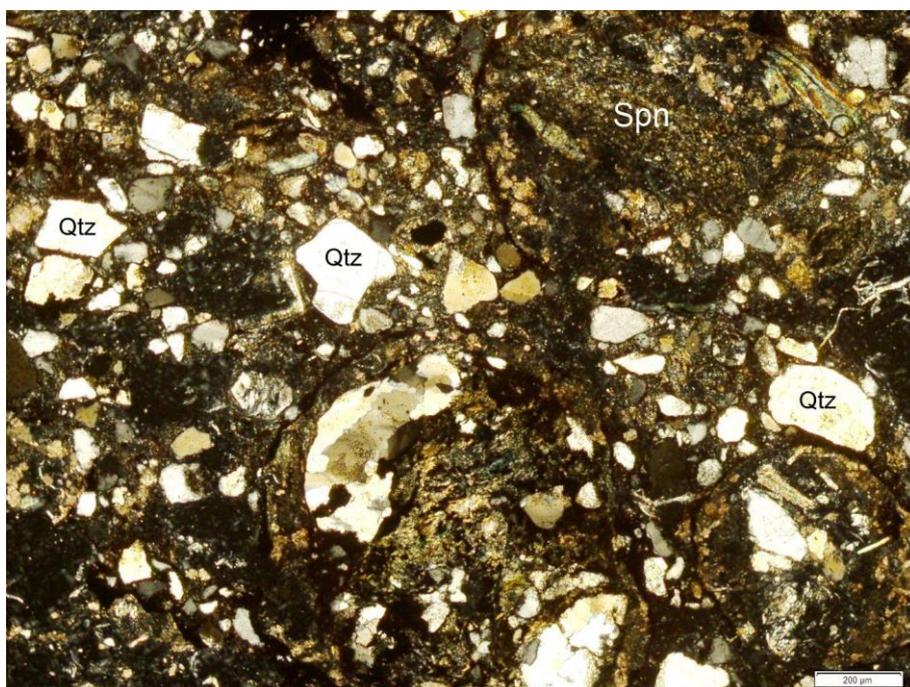


Рисунок 34. К169, туффит с многочисленными обломками кварца (Qtz – кварц, Spn - сапонит, масштаб в правом нижнем углу – 200 микрон).

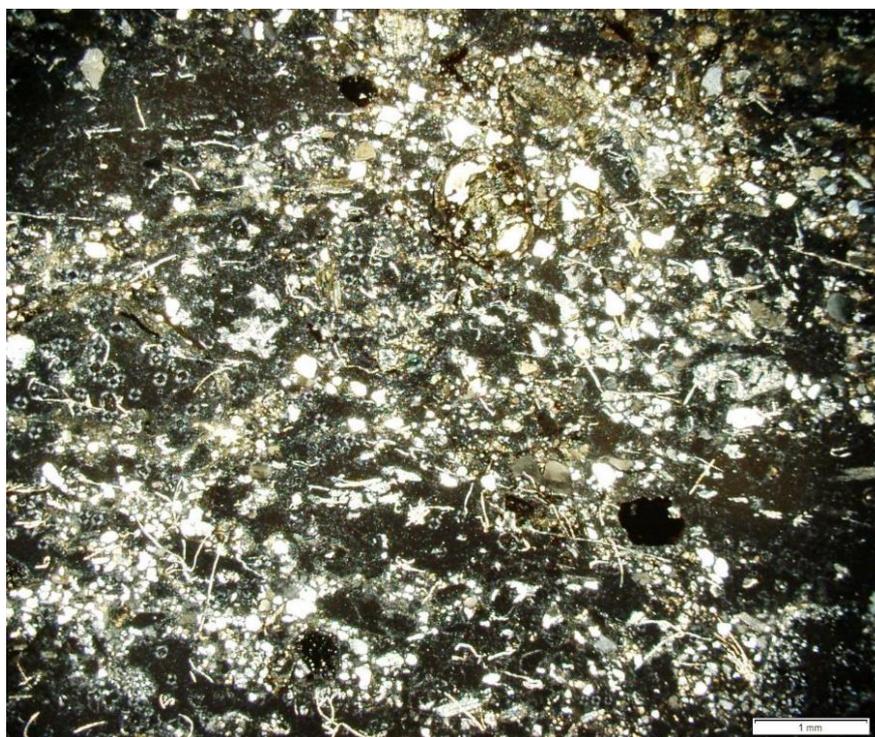


Рисунок 35. К169, туффит с флюидальной текстурой (масштаб – 1мм, волоски и пузыри – дефекты шлифа).



Рисунок 36. К174, автолитовая текстура, псевдоморфозы сапонита и карбонатов по оливину (Srp – серпентин, Spn – сапонит, масштаб – 1мм).

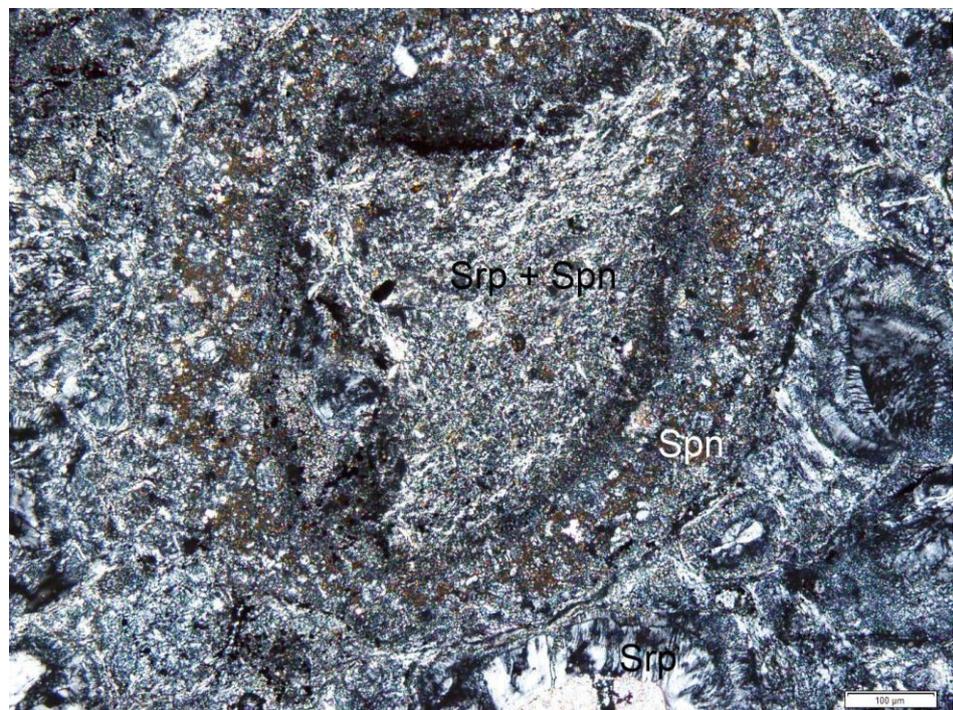


Рисунок 37. К174, автолит сложного состава (Srp – серпентин, Spn – сапонит, масштаб 100 микрон).

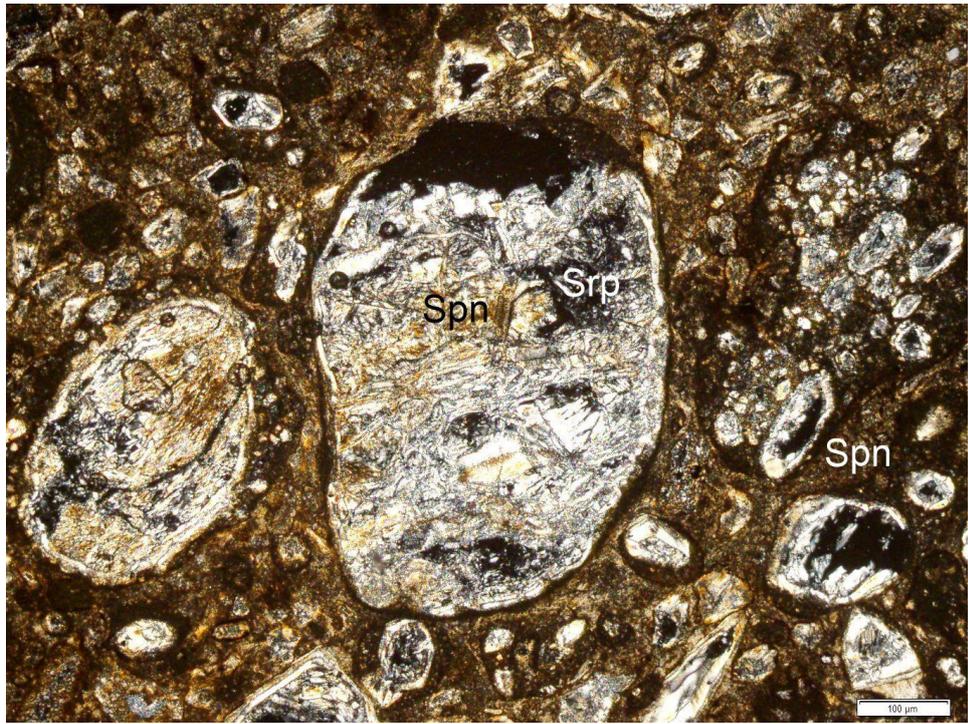


Рисунок 38. К170, реликты серпентина в псевдоморфозах по оливину, в матрице преобладает сапонит (Srp – серпентин, Spn – сапонит, масштаб 100 микрон).

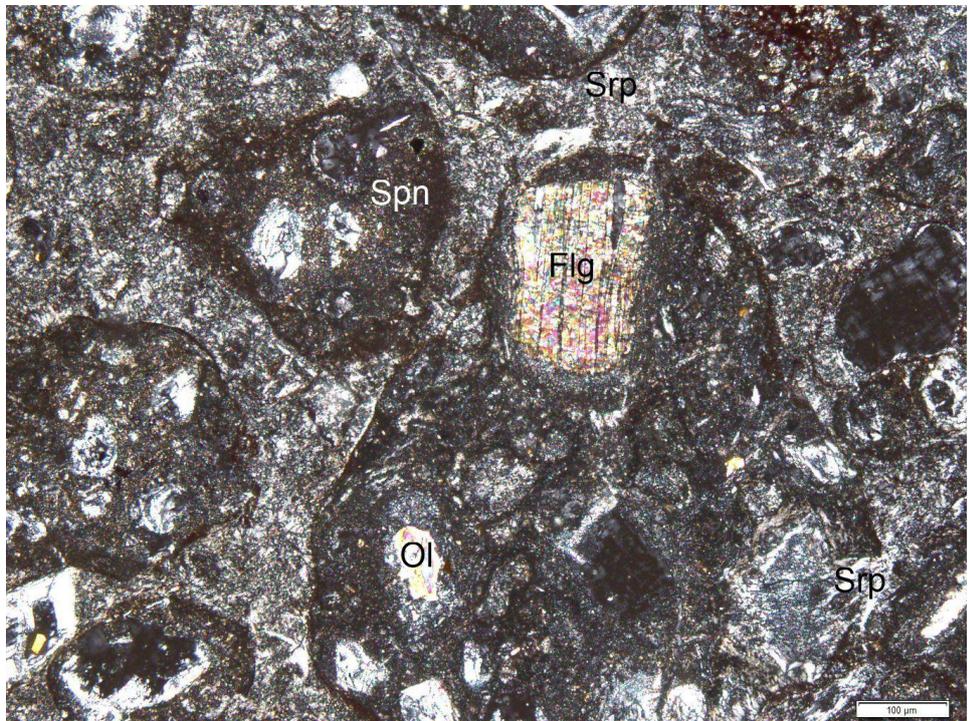


Рисунок 39. К170, фенокристы флогопита в первичном автолитовом кимберлите (Srp – серпентин, Spn – сапонит, Ol – оливин, Flg – флогопит, масштаб 100 микрон).

Таким образом, характерной чертой всех исследуемых образцов является обломочная текстура, повсеместное развитие сапонита по первичным минералам (до 70%) как среди обломков, так и в цементосвязующей массе.

3.3. Компьютерная томография

Набор снимков для двух консолидированных образцов был получен с помощью рентгеновского микротомографа BRUKER Scyscan. С помощью специализированного программного обеспечения CTvox (рис.40) массив снимков был преобразован в 3D-модель образца. В качестве стандартной принимается черно-белая шкала распределения плотности, где чёрный цвет отвечает наименьшим значениям (воздух). С помощью кривой на цветовом спектре можно регулировать прозрачность, тем самым выделяя объекты с интересующей плотностью. Размеры обломков посчитаны вручную с использованием программы DataViewer, где томографический массив предстает в виде комбинации 2D-сечений в интересующих плоскостях (рис.41). Для каждого образца было выбрано по 10 сечений, в каждом сечении измерено по 10 характерных обломков.

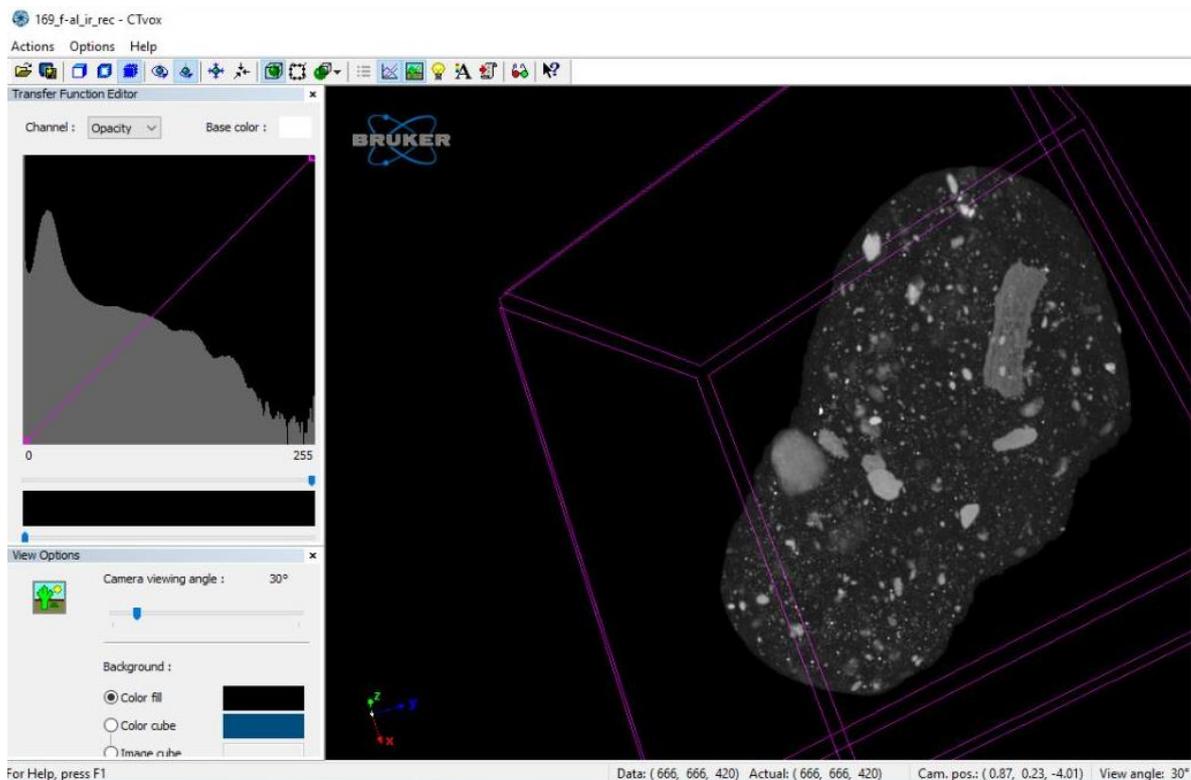


Рисунок 40. Интерфейс программы CTvox на примере образца K169.

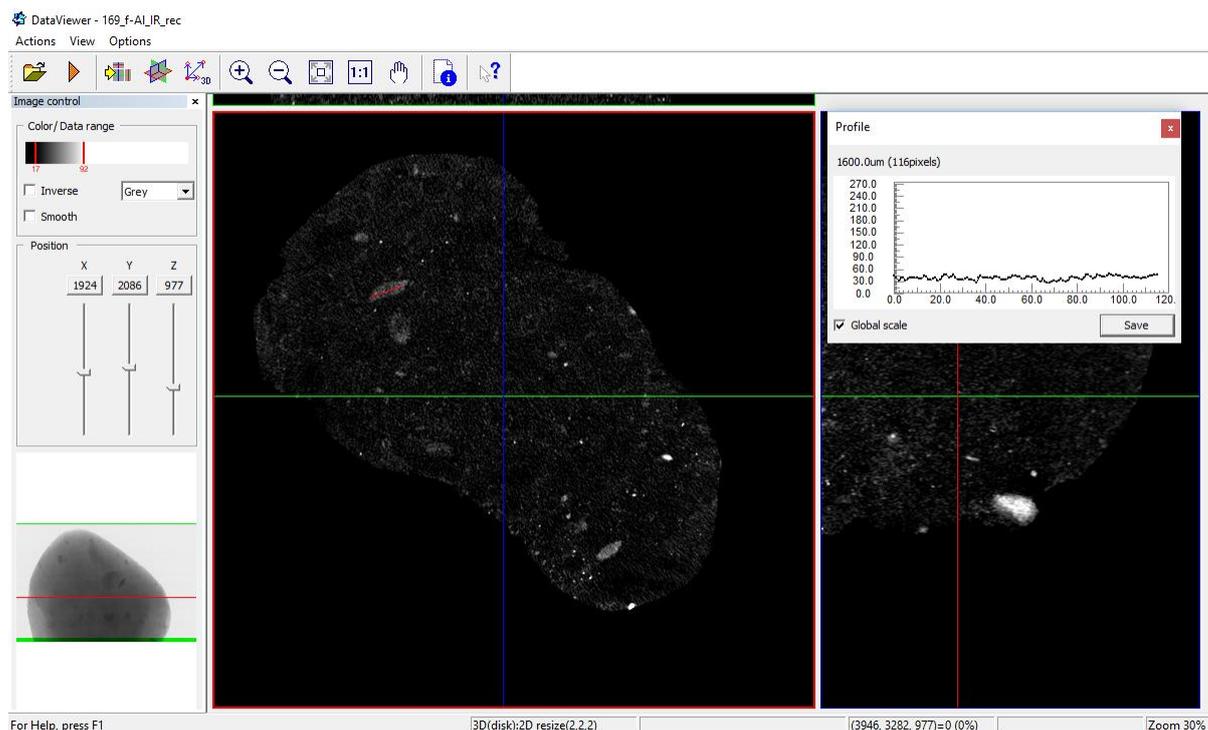


Рисунок 41. Интерфейс программы DataViewer, в качестве примера – срез образца K169. В правом верхнем углу выводится длина построенного отрезка в мкм.

На рис. 42, 43 представлены изображения образца K169. На рис.42 видно множество обломков различной плотности. Сопоставляя снимки с описанием шлифов из раздела 3.2., можно предполагать, что они представлены кварцем, частицами вмещающих пород (терригенных отложений венда), также можно отметить присутствие листовых минералов, предположительно, - флогопита. Минимальный размер обломков составляет 54 мкм, максимальный – 2800 мкм, средний арифметический– 381 мкм. Уменьшая цветовую интенсивность, можно рассмотреть структуру порового пространства (рис.43). На рисунке можно отметить множество поровых каналов, но предел измерения методом микрокомпьютерной томографии не позволяет определить точный размер пор. Ширина пор не превышает 50-60 мкм. Общая томографическая пористость образца составляет 7,74 %, из них 5,50 % - открытая и 2,24 % - закрытая. Точность определения пористости компьютерной томографией определяется конечным разрешением, поэтому представленные значения занижены.

Образец K174 (рис.44) отличается меньшим количеством обломочной части и её большей однородностью. Минимальный размер обломков – 55 мкм, максимальный – 3000 мкм, средний арифметический – 376 мкм. Структура цементосвязующей массы (рис.45) схожа с таковой у образца K169. В пределах всего образца наблюдается система мелких пор,

меньших по размеру, чем у К169. Общая пористость образца – 15,44 %, из которых 15,12 % - открытая и 0,32 % - закрытая.

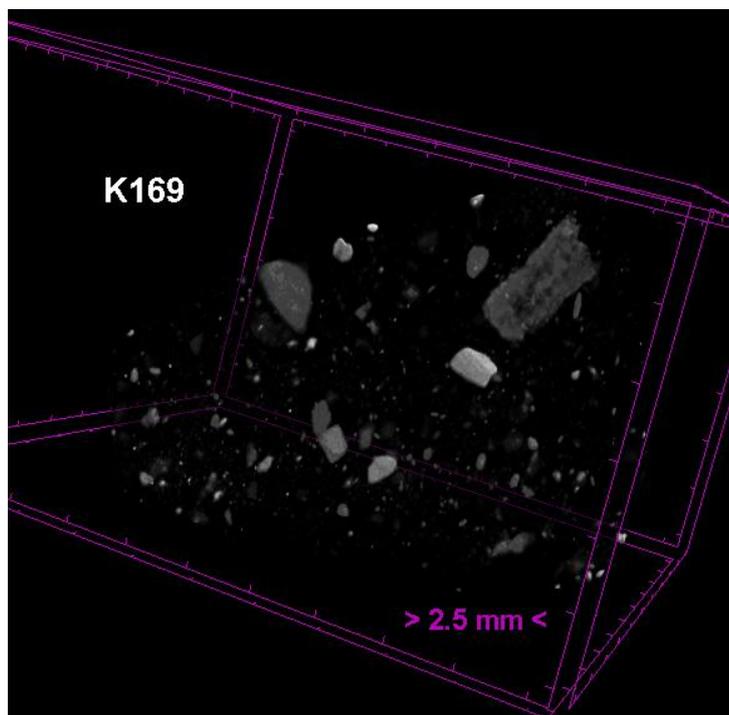


Рисунок 42. 3D-изображение образца К169 с выделением обломочной части.

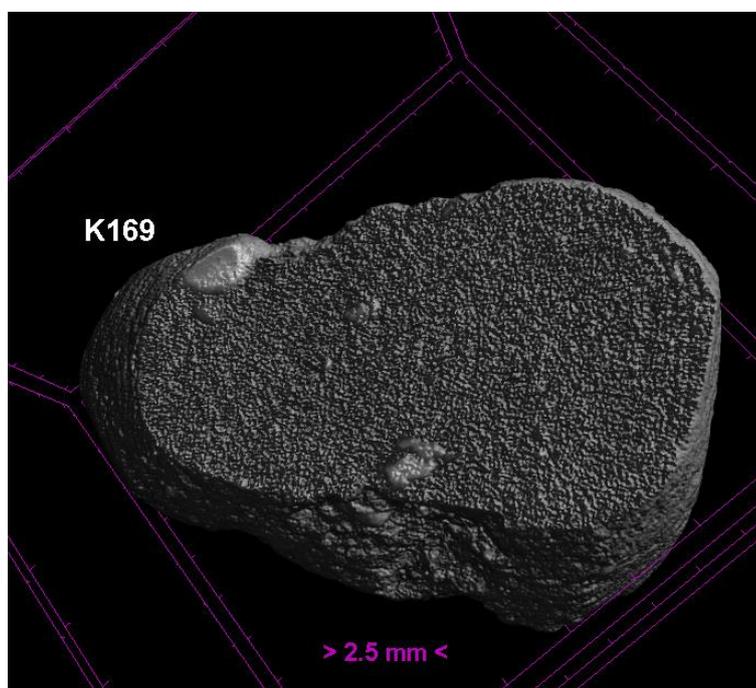


Рисунок 43. 3D-изображение образца К169 с выделением цемента.

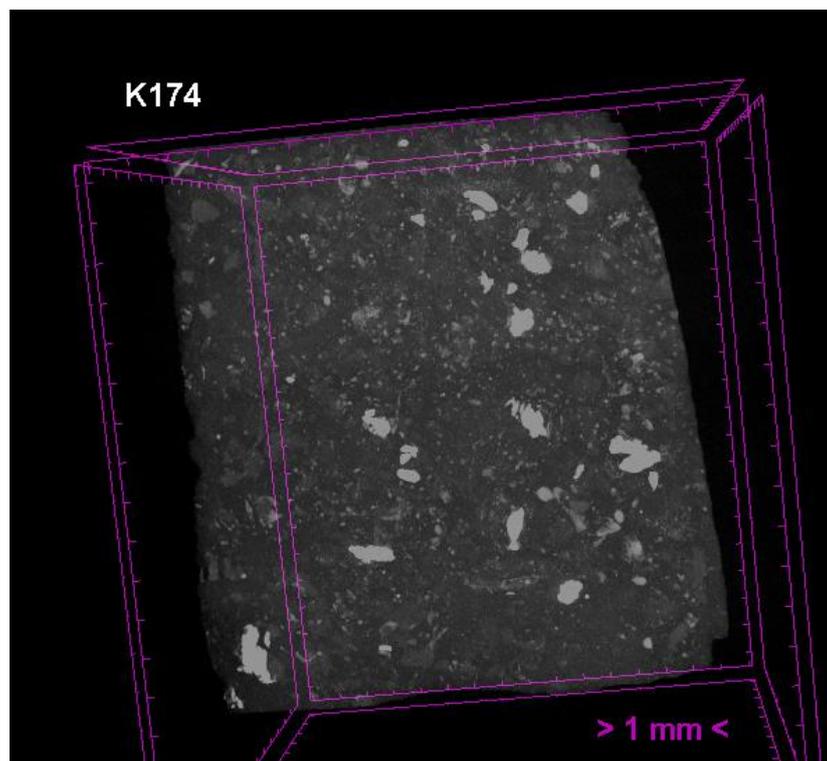


Рисунок 44. 3D-изображение образца K174 с выделением обломочной части.

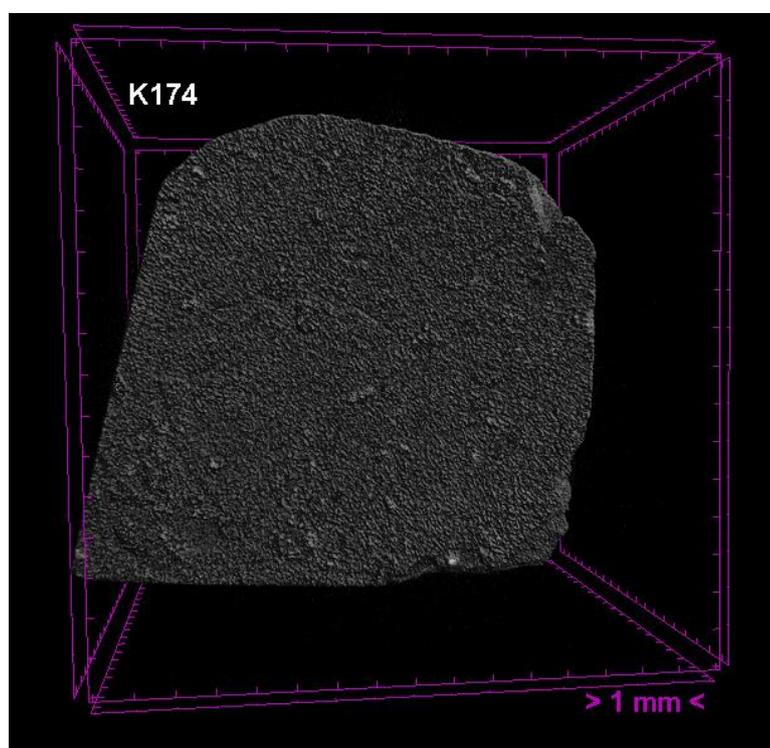


Рисунок 45. 3D-изображение образца K174 с выделением цемента.

Обсуждение результатов

В рассмотренных примерах полевых работ большинство кимберлитовых тел характеризуется аномально высокой электропроводностью, что подтверждается лабораторными исследованиями образцов. Применение метода спектральной вызванной поляризации позволило истолковать причину аномально высокой электрической проводимости кимберлитовой брекчии.

Спектры мнимой части отличаются для каждого из образцов. Это открывает перспективу разделять кимберлиты на фации по данному признаку. В то же время, для разработки такой методики необходимо исследование большего количества образцов.

Высокие значения вещественной части электропроводности обусловлены наличием системы мелких пор, заполненных электролитом. Значения мнимой части, превосходящие таковые для типичных осадочных пород на несколько порядков, указывают на значимый вклад вызванной поляризации. Аномальные значения получены для всего диапазона концентраций равновесного раствора.

В случае низкой минерализации равновесного раствора электропроводность образцов превышает таковую для равновесного раствора, что отвечает так называемому эффекту «капиллярной сверхпроводимости». Предполагается, что этот эффект связан с влиянием поверхностной проводимости, то есть дополнительной электропроводности, отмеченной ранее для богатых органическим материалом почв (рис.46), но не для консолидированных горных пород. Это необходимо учитывать при интерпретации электроразведочных данных в полевых условиях.

Высокие значения мнимой части электропроводности и ёмкости катионного обмена связаны с присутствием в образцах глинистого минерала – сапонита (до 70% в шлифах). Обладая высокими значениями ЕКО и, как следствие, хорошей сорбционной способностью данный минерал может выступать в роли аномального ионного проводника.

Следует ещё раз отметить, что лабораторные исследования велись с образцами кимберлитового порошка. Это может приводить к небольшим различиям в результатах (как в случае с образцом К174). В дальнейшем, при применении такого же подхода, необходимо подобрать наиболее удачный алгоритм упаковки образца в ячейку путём тестовых измерений с различными способами набивки.

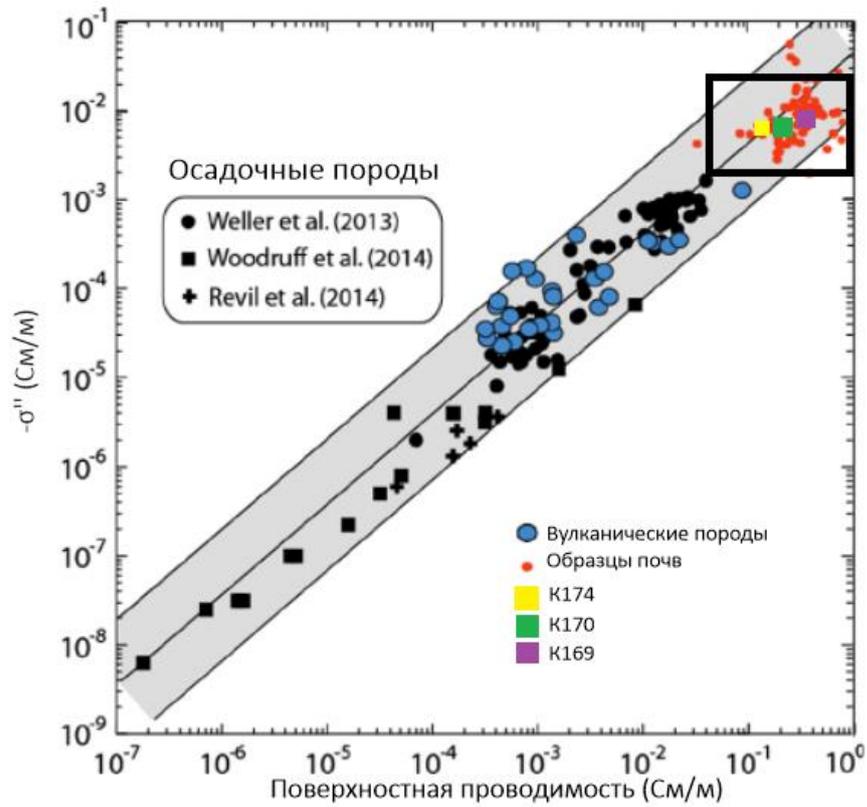


Рисунок 46. График зависимости поверхностной проводимости от величины мнимой части электропроводности для осадочных, вулканических пород, почв и исследуемых образцов (по Revil et al., 2017 с дополнениями).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам экспериментальной работы было установлено:

1. аномально высокие значения электропроводности кимберлитов (электропроводность образцов выше электропроводности порового раствора), которые нельзя объяснить только высокой электропроводностью порового раствора или высокой пористостью, как это делают другие исследователи;
2. сложный механизм электропроводности кимберлитов, который включает себя не только открытые поры, заполненные электролитом (высокие значение вещественной части), но и проявление эффекта ВП при насыщении пресными и сильно минерализованными растворами (высокие значения мнимой части);
3. мнимая часть комплексной электропроводности изученной коллекции образцов кимберлитов достигает экстремальных значений при меньшей минерализации поровой влаги и принимает значения на два порядка больше, чем в случае типичных осадочных пород;
4. для объяснения аномально высоких значений электропроводности кимберлитов необходим учет поверхностной проводимости сапонита и, возможно, - серпентина.

Дальнейшее развитие данного исследования возможно с образцами наименее измененных «твёрдых» кимберлитов с глубин более 1 км. Необходимо применение метода компьютерной нанотомографии для лучшей оценки цементирующей массы. Для подтверждения данных по ЕКО следует провести измерение удельной поверхности. Наконец, в дополнение целесообразны петрофизические исследования мономинеральных образцов сапонита и серпентина.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002, 330 с.
2. Сараев А.К., Антащук К.М. Возможности аудиоманнителлурических зондирований при поисках кимберлитовых трубок// Геофизика №4, СПб, 2011.
3. Сараев А.К., Антащук К.М., Никифоров А.Б., Прокофьев О.М., Романова Н.Е., Денисов Р.В. Возможности аудиоманнителлурических зондирований при решении структурных и поисковых задач в алмазоносных районах// Вопросы геофизики, СПб, 2010.
4. Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии: Учеб. для вузов. –2-е изд., испр. – СПб.: Химия, 1984.
5. Шпилевая Д.В. К вопросу о сапонитизации кимберлитов.: Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. М.: Изд. Институт прикладной минералогии, 2008. –173 с.
6. Bournas N., Prikhodko A., Kwan K., Legault J., Polianicjko V., Treshchev S. A new approach for kimberlite exploration using helicopter-borne TDEM data. — 2018.
7. Christidis, G.E. Industrial Clays. — 2001. DOI: 10.1180/EMU-notes.9.9.
8. Cunio E. Comparison of ground TEM and VTEM responses over kimberlites in the Kalahari of Botswana // Exploration Geophysics. —2009. — vol. 40(4). — p. 308—319.
9. Kaminski V. and Viezzoli A. Airborne IP: examples from the Mount Milligan deposit, Canada, and the Amakinskaya kimberlite pipe, Russia // Exploration Geophysics. — 2016. — vol. 47(4). — p. 269—278.
10. Kang S., Fournier D., Oldenburg D. Inversion of airborne geophysics over the DO-27/18 kimberlites, Part III: Induced Polarization. Interpretation. 5. — 2017. DOI: 10.1190/int-2016-0141.1.
11. Macnae, J. Applications of geophysics for the detection and exploration of kimberlites and lamproites // J. Geochemical Explor. 53. — 1995. — p.213–243.

12. Nordsiek S., Weller A. A new approach to fitting induced-polarization spectra // *Geoph.*, 2008, v. 75, No 6, p. F235—F245.
13. Power M., Hildes D. Geophysical strategies for kimberlite exploration in northern Canada // In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration". — 2007. — p. 1025—1031.
14. Revil A., Skold M., Hubbard S., Wu Y., Watson D., Karaoulis M. Petrophysical properties of saprolites from the Oak Ridge Integrated Field Research Challenge site, Tennessee. // *GEOPHYSICS* 78. — 2013. — p. 21–40.
15. Revil, A., et al. Complex conductivity of soils. // *Water Resour. Res.*, 53. — 2017. — p. 7121–7147.
16. Weller, A. & Slater, L. Salinity dependence of complex conductivity of unconsolidated and consolidated materials: Comparisons with electrical double layer models // *Geophysics* 77. — 2012.