

УДК 550.837

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАЛЬДЕРЫ УЗОН НА КАМЧАТКЕ

© 2014 г. Ю. Ф. Мороз^{1, 2}, Г. А. Карпов¹, Т. А. Мороз¹, А. Г. Николаева¹, В. А. Логинов¹

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9, e-mail: morozyf@kscnet.ru

² Геологический институт СО РАН
670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: moroz@irlan.ru

Поступила в редакцию 05.11.2013 г.

Рассмотрены результаты магнитотеллурических и магнитовариационных исследований кальдеры Узон. На основе анализа магнитотеллурических параметров определена методика интерпретации. Инверсия кривых МТЗ выполнена в рамках двумерной модели с помощью программы REBOSS. Построены геоэлектрические разрезы кальдеры по двум ортогональным профилям. Выявлены аномалии повышенной электропроводности в осадочном чехле и фундаменте, которые приурочены к выходам геотермальных источников. Повышенная проводимость аномалий связывается с наличием высокоминерализованных гидротермальных растворов. По удельному электрическому сопротивлению пород выполнена приближенная оценка пористости пород осадочного чехла и фундамента. На глубинах 1.5–3.5 км в кальдере выделена субвертикальная зона повышенной пористости, связываемая с каналом, по которому флюиды поднимаются вверх в осадочный чехол. Предполагается, что здесь высокоминерализованные растворы разбавляются вадозными водами и по трещинам поступают на дневную поверхность в виде горячих источников. По комплексу полученных данных предложена концептуальная модель, характеризующая основные особенности формирования гидротермальных источников в кальдере Узон.

DOI: 10.7868/S020303061405006X

ВВЕДЕНИЕ

Кальдера Узон, приурочена к крупному плейстоценовому вулканическому центру и является частью Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии. Ее центр расположен почти в осевой зоне Восточного вулканического пояса Камчатки. Кальдера занимает западную часть депрессии и представляет собой впадину (9 × 12 км) с относительно плоским заболоченным дном (рис. 1). С юга, запада и севера она обрамлена крутыми уступами высотой от 200 до 800 м. Кальдере заполняют многочисленные озера, речки и ручьи, дренирующиеся р. Шумной. Возникла эта структура при обрушении кровли магматического очага после извержения в этом районе больших объемов пемзы и игнимбригов [Эрлих, 1966].

В кальдере проявлена мощная гидротермальная деятельность. По разнообразию видов термопроявлений Узонское термальное поле является уникальным и не имеет себе равных на Камчатке. Изучение глубинного строения этого района представляет большой научный интерес. Здесь в 2012 г. выполнены магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования с целью изучения глубинного строения кальдеры. Методике исследований и обсуждению полученных результатов посвящена настоящая статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Сведения по геологии, тектонике, гидротермальной активности и геофизическим данным рассматриваемого района приведены из работ [Аверьев и др., 1971; Зубин и др., 1971; Брайцева и др., 1974; Пилипенко, 1974; Белоусов и др., 1983; Карпов, 1988; Леонов и др., 1991; Леонов, Гриб, 1998; Леонов, Гриб, 2004].

Здесь выделяется три комплекса пород плиоцен-четвертичного возраста: докальдерный, синхронный кальдерообразованию и посткальдерный, соответствующие трем крупным этапам вулканической деятельности [Брайцева и др., 1974].

Породы докальдерного комплекса (N₂–Q₁) представлены базальтами и прослоями туфобрекчий. Они слагают постройку вулкана Узон и более древнего щитового вулкана, разрезы которых можно наблюдать в борту кальдеры. Общая мощность этого комплекса до 800 м.

Комплекс кальдерообразующей фазы представлен игнимбригами с прослоями не спекшейся пирокластике кислого состава. В северо-западном борту кальдеры [Флоренский, 1984] установлены вулканогенные отложения, интерпретируемые как взрывные брекчии (среднеплейстоценового воз-



Рис. 1. Схема термопроявлений кальдеры Узон [Пилипенко, 1974].

1 – участки проявления современной гидротермальной деятельности; 2, 3 – участки гидротермального изменения пород; 4 – холодные грунтовые источники; 5 – пресные озера; 6 – горизонталы через 100 м; 7 – скальные обрывы сопки Узон; 8 – обрывы внутренних склонов борта кальдеры и мелких вулканических аппаратов. Цифры на рисунке (названия термальных участков): 1, 2, 3 – участки Восточного поля; 4, 5, 6 – площадки Цепочка; Оранжевая; Северная; 7 – площадки Восьмерка и Крайняя; 9 – участок оз. Фумарольного; 10 и 11 – участки Теплых болот и Южный; 12 – участок Береговой; 13 – Западное поле; 14 – участок горы Белой.

Черными кружками изображены пункты МТЗ по профилям I–I и II–II.

раста). Общая мощность пород комплекса достигает 200 м.

Посткальдерный комплекс представлен изверженными породами (дацитовые экструзии и пемзовые покровы), а также озерными и пирокластическими отложениями (пачками слоистых алевропелитовых туфов, агломератовых пемзовых туфов, слоистых псефитовых и псаммитовых туфов, пемзовыми песками). Одновременно с озерными отложениями формировались и дацитовые экструзии, в частности ближайшая экструзия – г. Белая, в западной части которой породы претерпели кислотное выщелачивание, связанное с древней фумарольной деятельностью.

Самое молодое проявление вулканизма в кальдере – маар оз. Дальнего. Вокруг маара $\varnothing \sim 1$ км располагается кольцевой вал, образованный по [Леонов и др., 1991] 7.5 тыс. лет назад. Вал сложен преимущественно шлаками, бомбами, лапиллями и глыбами лавы андезито-базальтового состава. Юго-западную часть кальдеры занимает обширное поле моренных отложений второй фазы верхнеплейстоценового оледенения. Вал конечной морены (высотой 20–40 м) пересекает каль-

дере в центре с СЗ на ЮВ. Морены перекрывают большую часть разреза озерных отложений. Голоценовые отложения – это торфяники (болотные отложения), а также делювиально-пролювиальные гравийно-галечные отложения.

По гравиметрическим данным в депрессии выделяется ряд разновысоких блоков фундамента [Зубин и др., 1971]. По зонам повышенных градиентов поля силы тяжести предполагаются разломы субширотного и северо-западного простирания, к узлу пересечения которых и приурочены зоны термальных полей.

Современная гидротермальная деятельность сосредоточена в центральной, наиболее раздробленной части кальдеры Узон. Эта зона в прошлом (верхний плейстоцен) являлась центром эксплозивной деятельности, сопровождающейся выбросом пемз. Здесь образовалась крупная взрывная воронка размером 4–5 км, которая выполнена молодыми отложениями Узонского озера. Она выражена гравитационным минимумом, имеющим почти изометричную в плане форму и значительную амплитуду. Минимум связывается с отложениями пониженной плотности мощностью до 1 км. Во-

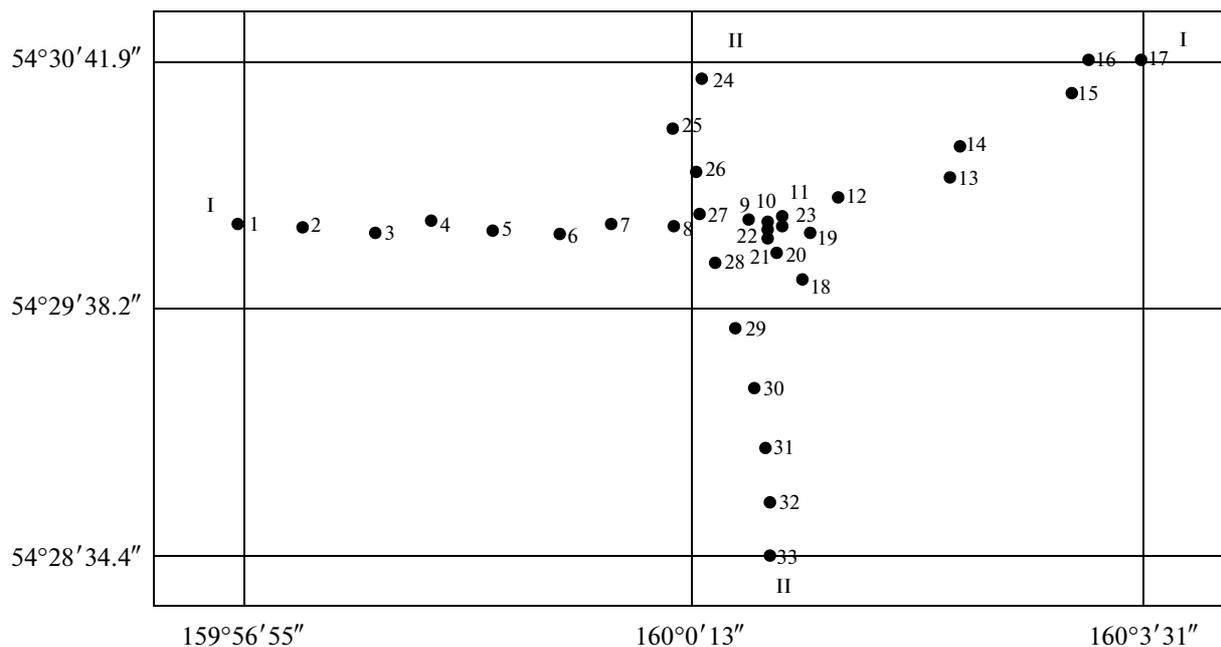


Рис. 2. Схема расположения пунктов МТЗ по профилям I–I, II–II (см. рис. 1). Цифрами обозначены номера МТЗ.

ронка взрыва, сформировавшаяся в узле пересечения тектонических разломов и нарушившая сплошность толщи туфогенных осадков, стала играть роль центрального термовыводящего канала. Помимо этого кальдера осложнена серией мелких воронок взрыва.

Трещиноватость пород посткальдерного комплекса создала условия для поступления глубинных термальных вод и пара, проявившихся в виде горячих и кипящих источников, грязевых котлов и вулканчиков, парящих и в разной степени прогретых площадок с рассредоточенными выходами газов. Температура источников – 45–96°C, максимальная температура газопаровых струй – 102°C. Общая минерализация горячих источников меняется от 0.5 до 5 г/л. Источники характеризуются пульсирующим режимом излива, в редких случаях переходящим в гейзерный [Пилипенко, 1974].

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Геоэлектрический разрез изучен по двум ортогональным профилям, пересекающим депрессию в субширотном и субмеридиональном направлениях (см. рис. 1). Наблюдения магнитотеллурического поля выполнены с помощью аппаратуры MTU-5A Канадской фирмы “Phoenix Geophysics Ltd”. Регистрация магнитотеллурического поля осуществлялась в диапазоне звуковых частот от 10000 Гц до десятых долей Гц. Шаг наблюдений –

200–500 м (рис. 2). Азимут направлений горизонтальных составляющих поля – 30° и 120°. Длина электрических диполей – 100 м. Горизонтальные магнитные датчики укладывались в ямы глубиной около 30 см и сверху присыпались землей. Для установки вертикального датчика магнитного поля использовалась тренога.

Обработка МТ-данных выполнена с помощью специальных программ. В результате обработки получены тензоры импеданса и магнитного тippers в диапазоне периодов 0.0001–10 с. Повышенное внимание уделялось редакции результатов по устранению влияния “отскоков” значений магнитотеллурических параметров, связанных с искусственными электромагнитными источниками, ветровыми помехами и влиянием гроз. Следует отметить, что на большинстве кривых МТЗ и МВЗ в диапазоне периодов 0.0004–0.0009 с, проявляются “отскоки” МТ-параметров, достигающих одного-двух и более порядков. Однозначно природу этих “отскоков” установить не удалось. Анализ показывает, что они сильно выражены на пунктах зондирования, расположенных в районе “бурлящих” и “кипящих” гидротермальных источников. Предполагается, что аномальные эффекты могут быть вызваны электрокинетическими явлениями. Данное предположение требует проверки с помощью специальных более глубоких исследований в районе действия активных гидротермальных источников.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Вариации магнитотеллурического поля содержат информацию об электропроводности геологической среды. В методе МТЗ для получения этой информации используется соотношение между горизонтальными векторами электрического и магнитного полей на земной поверхности [Бердичевский, Дмитриев, 2009]:

$$\mathbf{E}_{\text{гор}} = [\mathbf{Z}] \mathbf{H}_{\text{гор}},$$

$$\text{где } [\mathbf{Z}] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

или в развернутом виде:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y,$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y,$$

где $[\mathbf{Z}]$ – тензор импеданса; Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} – комплексные компоненты тензора импеданса, зависящие от частоты, распределения удельных электрических сопротивлений в Земле и ориентации координатных осей.

Тензор импеданса дает возможность оценить характер геоэлектрической неоднородности среды. Полярные диаграммы основного импеданса (амплитудного) в средней части кальдеры в диапазоне периодов 0.0009–0.5 с, характеризующего осадочный чехол, имеют вид окружности или эллипса со слабым сжатием (0.8–0.9). При этом отношение дополнительных и основных импедансов по направлению осей геоэлектрической симметрии среды составляет десятые и сотые доли. Параметр неоднородности (амплитудный) – параметр Бара [Bahr, 1988] на указанных периодах имеет значения сотые – первые десятые доли. Это дает возможность геоэлектрическую модель осадочного чехла в первом приближении аппроксимировать в виде одномерной модели. В краевых частях кальдеры параметр N возрастает до 0.5 и более, что свидетельствует об увеличении геоэлектрической неоднородности осадочного чехла. Также следует отметить возрастание параметра N до 0.6 и более на большинстве пунктов МТЗ в диапазоне периодов 0.5–5 с. Это возрастание параметров N связано с увеличением геоэлектрической неоднородности докальдерного комплекса пород. В большей мере неоднородность выражена в районе центральной части депрессии. Параметр асимметрии Свифта [Swift, 1967] свидетельствует о том, что на длинных периодах геоэлектрические неоднородности можно аппроксимировать в качестве двумерных, что связано с субширотным разломом.

Представление о характере геоэлектрического разреза кальдеры дают кривые кажущегося элек-

трического сопротивления и фазовые кривые импеданса. Они получены по двум направлениям в кальдере – вдоль и в крест ее простирания (см. рис. 1). Данные направления отвечают главным направлениям тензора импеданса. Кривые МТЗ, ориентированные по простиранию и вкрест простирания разлома обозначены – xy и yx , соответственно. Форма кривых МТЗ отвечает определенному типу геоэлектрического разреза.

На рис. 3 и 4 приведены характерные кривые МТЗ. В центральной части кальдеры кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} в высокочастотной области практически совпадают (МТЗ 5, 8, 11). На них хорошо выражен минимум на периодах 0.001–1 с, связанный с низкоомными породами посткальдерного комплекса. Кажущиеся сопротивления кривых в минимуме около 1 Ом м. В пунктах 8–11 кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} в области низких частот расходятся по форме в виде “ножниц”. Этот эффект расхождения проявляется на фазовых кривых с более коротких периодов, чем на амплитудных кривых. Данное преимущество фазовых кривых импеданса дает возможность “увидеть” в ограниченном длиннопериодном диапазоне периодов геоэлектрическую неоднородность в докальдерном комплексе пород. В восточной части профиля I–I кривые кажущегося электрического сопротивления (МТЗ 12, 15) имеют более протяженную левую нисходящую ветвь, свидетельствующую об увеличенной мощности высокоомных образований, перекрывающих проводящий осадочный чехол. На этом профиле в восточной краевой части кальдеры кажущееся электрическое сопротивление в минимуме кривой возрастает почти на порядок (МТЗ 15).

В южной части профиля II–II кривые МТЗ имеют более сложную форму (см. рис. 4). Здесь в области нисходящей левой ветви кривой кажущегося электрического сопротивления проявляется дополнительный максимум, связанный с наличием высокоомного слоя (МТЗ 29). Значения кажущегося электрического сопротивления в минимуме возрастают в несколько раз по сравнению с северной частью профиля. Кривые МТЗ имеют более резкий минимум, связанный с осадочным чехлом. Значения ρ_{xy} и ρ_{yx} заметно расходятся по уровню сопротивлений в диапазоне периодов 0.001–1 с (МТЗ 29–31).

Выполненный анализ свидетельствует, что в целом геоэлектрический разрез кальдеры в рассматриваемом диапазоне периодов можно аппроксимировать в виде двумерной модели. Поэтому, для решения обратной задачи целесообразно использовать двумерное численное моделирование магнитотеллурического поля.

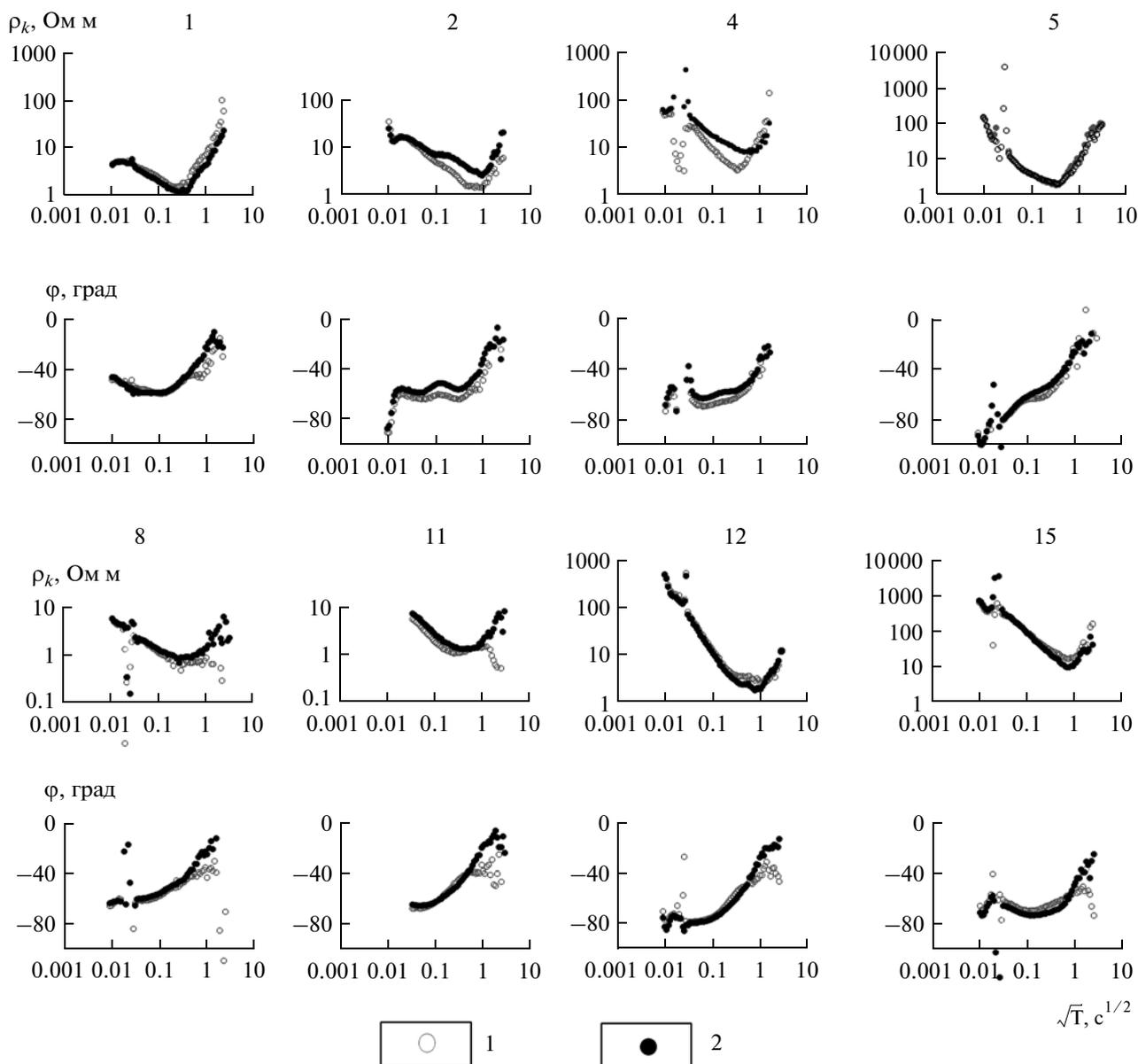


Рис. 3. Характерные кривые МТЗ по профилю I–I. Цифрами обозначены номера кривых МТЗ (см. рис. 2).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МВЗ

В методе МВЗ для получения информации об электропроводности геологической среды используется соотношение Визе–Паркинсона между вариациями вертикальной и горизонтальными составляющими геомагнитного поля [Wiese, 1965; Паркинсон, 1986]. В матричных обозначениях соотношение Визе–Паркинсона имеет вид:

$$H_z = [\mathbf{W}] \mathbf{H}_{\text{гор}},$$

$$\text{где } [\mathbf{W}] = [W_{zx}, W_{zy}], \mathbf{H}_{\text{гор}} = \begin{bmatrix} H_y \\ H_x \end{bmatrix}, \text{ или}$$

$H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y$. $[\mathbf{W}]$ – матрица Визе–Паркинсона. H_z и H_x, H_y – вариации вертикальной и горизонтальных составляющих геомагнитного поля, W_{zx}, W_{zy} – компоненты матрицы, зависящие от распределения электропроводности геологической среды, направления измерительных каналов и частоты вариаций геомагнитного поля. Матрицу Визе–Паркинсона можно представить в векторной форме:

$$\mathbf{W} = W_{zx} \mathbf{1}_x + W_{zy} \mathbf{1}_y.$$

Вектор \mathbf{W} называется типпером Визе–Паркинсона или индукционной стрелкой Визе–Паркинсо-

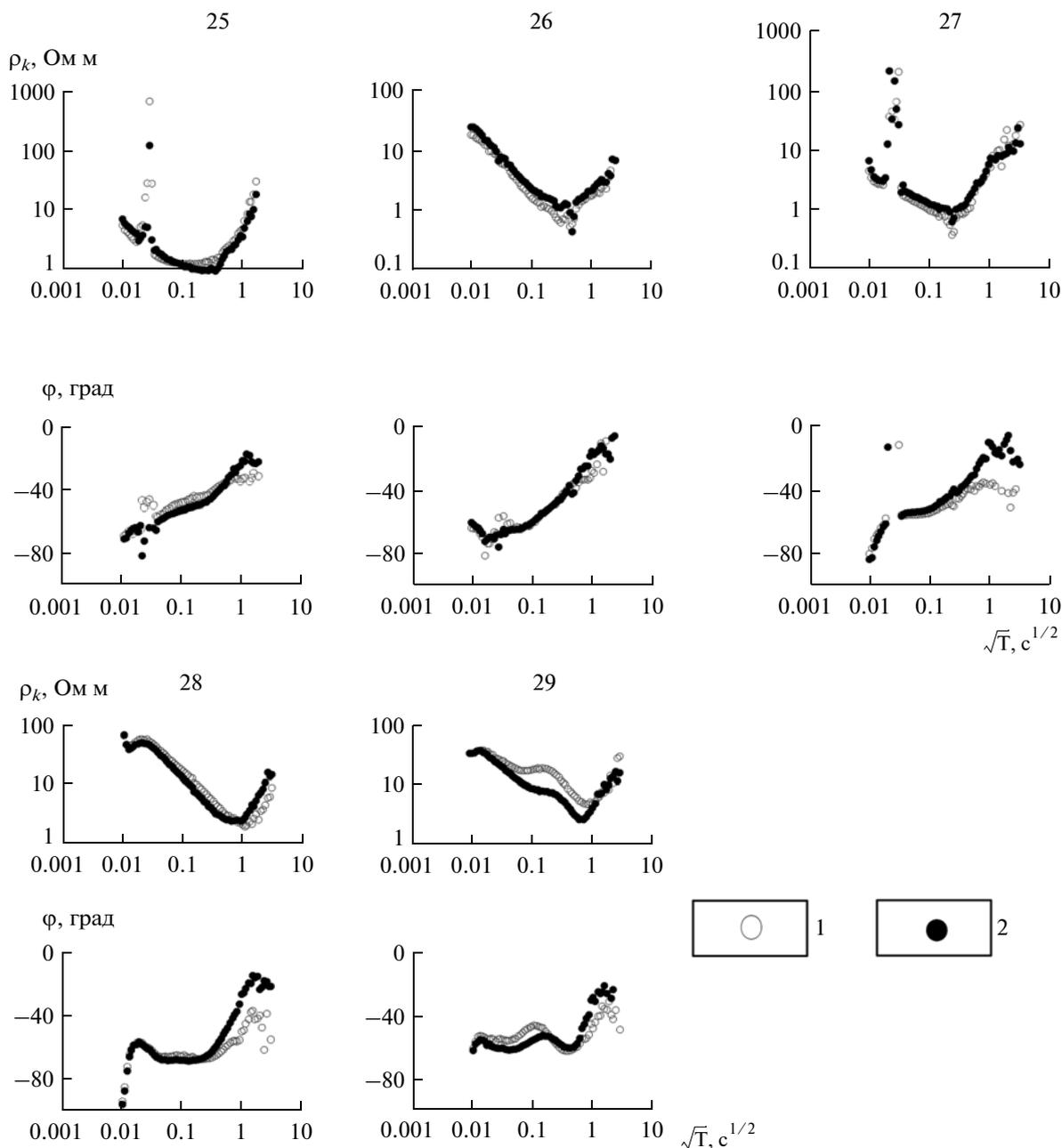


Рис. 4. Характерные кривые МТЗ по профилю II–II. Цифрами обозначены номера кривых по пунктам МТЗ (см. рис. 2).

на. Комплексный типпер \mathbf{W} можно представить в виде вещественного и мнимого типпера (вещественной и мнимой индукционных стрелок).

$$\mathbf{W} = \text{Re}\mathbf{W} + i\text{Im}\mathbf{W}, \text{ где}$$

$$\text{Re}\mathbf{W} = \text{Re}W_{zx} \mathbf{1}_x + \text{Re}W_{zy} \mathbf{1}_y,$$

$$\text{Im}\mathbf{W} = \text{Im}W_{zx} \mathbf{1}_x + \text{Im}W_{zy} \mathbf{1}_y.$$

По Визе, вещественные типперы направлены от зон повышенной электропроводности (кон-

центрации токов) к зонам пониженной электропроводности (деконцентрации токов). Компоненты W_{zx} , W_{zy} отражают горизонтальную асимметрию избыточных токов гальванической и индукционной природы, возникающих в Земле вследствие горизонтальных изменений электропроводности по вертикали.

Обратимся к экспериментальным данным. Вещественные и мнимые типперы (индукционные стрелки) получены, в диапазоне периодов от

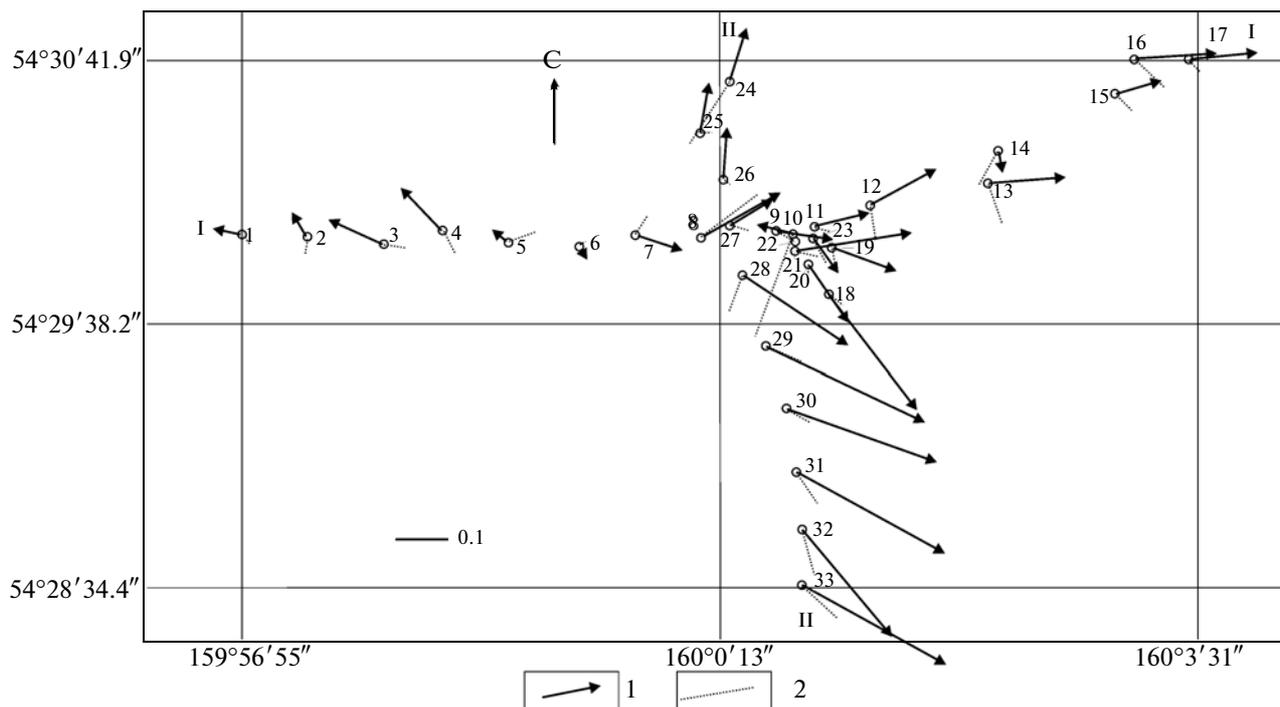


Рис. 5. Вещественные (1) и мнимые (2) индукционные стрелки на периоде 3 с. Линия с цифрой 0.1 — масштаб индукционных стрелок.

0.00001 до 2–3 с. С увеличением периода индукционные стрелки слабее реагируют на влияние приповерхностных локальных геоэлектрических неоднородностей и в большей мере отражают особенности распределений глубинной структуры электропроводности. Поэтому, рассмотрим поведение векторов индукции на длинных периодах, на которых проявились глубинные проводящие зоны по данным МТЗ. На рис. 5 в качестве примера приведены вещественные и мнимые индукционные стрелки на периоде 3 сек, на котором получены более надежные данные на большинстве пунктов. Величина и ориентировка индукционных стрелок меняется, что связано с влиянием геоэлектрических неоднородностей среды. На большинстве пунктов вещественные индукционные стрелки превышают мнимые. Величина вещественных стрелок меняется, от первых сотен долей до 0.3 с. По ориентации вещественных стрелок можно судить о наличии глубинных проводящих зон. На профиле II–II вещественные индукционные стрелки на пунктах 24–26 ориентированы на северо-восток, а на пунктах 28–33 на юго-восток. Такое поведение стрелок свидетельствует в пользу существования субширотного разлома в районе профиля I–I между пунктами 26 и 28. “Веерообразное” направление вещественных стрелок на пунктах 9, 10, 11, 19–21, 23 ука-

зывает также на аномалию повышенной электропроводности в районе их расположения на профиле I–I. Таким образом, мы приходим к выводу, что магнитные типперы отражают наличие проводящей зоны в районе указанного профиля.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МТЗ И МВЗ

Инверсия кривых МТЗ и МВЗ выполнена по программе REBOCC [Siripunvaraporn, Egbert, 2000]. Стартовые геоэлектрические модели по профилям I–I и II–II заданы по данным формальной интерпретации кривых МТЗ и магнитного типпера. Геоэлектрические параметры осадочного чехла получены по кривым МТЗ, ориентированным вдоль вытянутой оси кальдеры. В глубинные части разреза по эффекту расхождения кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} и индукционным стрелкам на качественном уровне введена проводящая вертикальная зона с примерными параметрами, исходящими из разрешающей способности продольных и поперечных кривых МТЗ и магнитного типпера к проводящим вертикальным разломам [Бердичевский, 2009].

Решение обратной задачи сводилось к минимизации расхождений между экспериментальны-

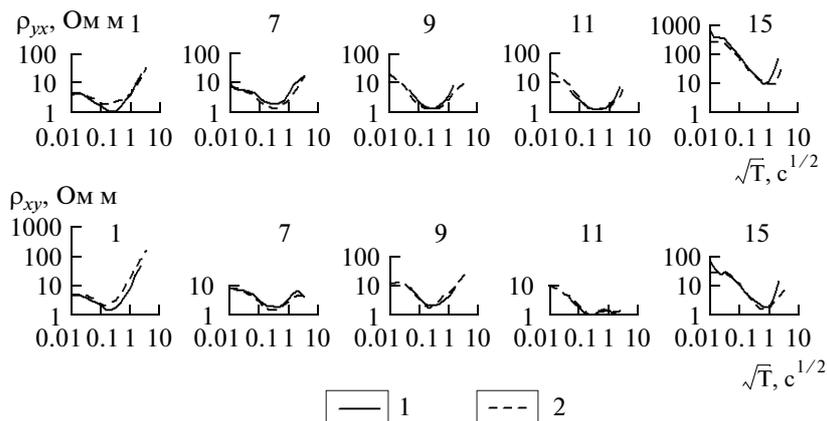


Рис. 6. Сопоставление экспериментальных и модельных кривых МТЗ в пунктах измерений по профилю I–I. Над графиками номера пунктов измерений.

1 и 2 – экспериментальные и модельные кривые МТЗ соответственно.

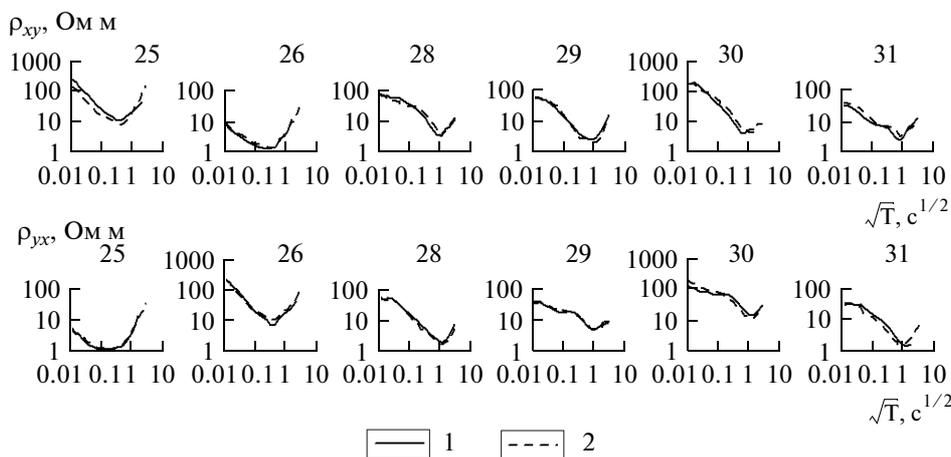


Рис. 7. Сопоставление экспериментальных и модельных кривых МТЗ в пунктах измерений по профилю II–II. Над графиками номера пунктов измерений.

1 и 2 – экспериментальные и модельные кривые МТЗ соответственно.

ми и модельными кривыми МТЗ. Изменение геоэлектрических параметров производилось автоматически в пределах, заданных по данным приближенной интерпретации и априорной геолого-геофизической информации. В результате расчетов удалось согласовать большинство продольных и поперечных модельных кривых с экспериментальными кривыми в пределах 15–20%. Однако, на отдельных пунктах в различных частотных диапазонах модельные и экспериментальные кривые различаются более чем на 20% (МТЗ 15, 31 и др.). Не исключено, что здесь возможны искажения кривых, не учтенные при моделировании. Чтобы не перегружать статью, на рис. 6 и 7 в качестве примера приведено сопо-

ставление характерных экспериментальных продольных и поперечных кривых кажущегося электрического сопротивления с модельными кривыми МТЗ для различных частей профилей I–I и II–II.

Рассмотрим результаты моделирования. Они показаны на рис. 8 и 9, где приведены геоэлектрические разрезы кальдеры по профилям I–I и II–II. Обратимся к геоэлектрическому разрезу по профилю I–I. Изолинии удельного электрического сопротивления приведены в значениях $\lg \rho$. В верхней части разреза на глубинах от 0 до 1 км хорошо выражен слой повышенной электропроводности ($\lg \rho = 0.4$ до -0.6 ; $\rho = 0.8$ – 2.5 Ом м). Он отождествляется с посткальдерной толщей пород,

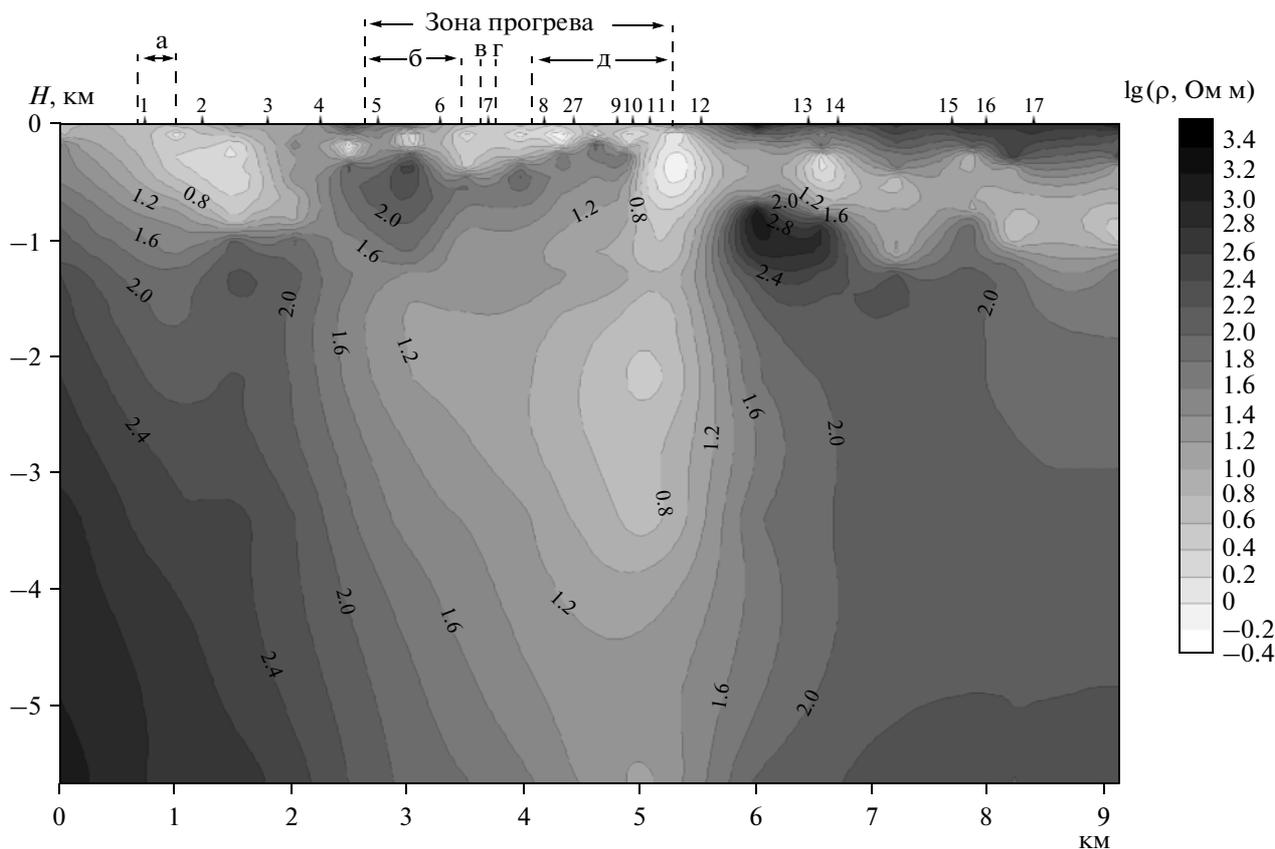


Рис. 8. Геоэлектрический разрез кальдеры по профилю I—I.

а — Западное термальное поле, б — термальное поле оз. Фумарольное, в — ист. Строматолитовый, г — ист. Углекислые, д — Восточное термальное поле. Изолинии обозначены в значениях $\lg \rho_k$ (Ом м).

сложенной озерными и пирокластическими отложениями. Этот слой приближен к дневной поверхности в районах термальных полей: Западное, оз. Фумарольное и Восточное. Мощность слоя не превышает одного километра. В районе пунктов 6—10 мощность слоя сокращается до 100—200 м. В восточном направлении (пункты 13—17) слой погружается до 1 км, а мощность его вырастает до 400—500 м. При этом электропроводность слоя уменьшается.

В нижней части разреза в районах оз. Фумарольного и Восточного термального поля выделяется субвертикальная проводящая зона с $\lg \rho = 0.6-1.4$ ($\rho = 5-20$ Ом м). Повышенная электропроводность зоны отмечается на глубинах 1.5—3 км. Она имеет продолжение до глубины 4 км и более. Проводящая зона связана с низкоомными аномалиями в осадочном чехле в районе пунктов 1—3 и 10—12. За пределами проводящей зоны удельное электрическое сопротивление пород возрастает до 100—700 Ом м ($\lg \rho = 2-2.8$).

Рассмотрим профиль II—II. Здесь в верхней части разреза выделяется слой повышенной электропроводности с $\lg \rho = 0.2-1.4$. Удельное электрическое сопротивление слоя 1—20 Ом м. Слой приближен к дневной поверхности в районе термальных полей: Северное, Оранжевое, Восточные поля и Цепочка. Здесь он имеет мощность около 200 м. Удельное электрическое сопротивление слоя составляет первые единицы Ом м ($\lg \rho = 0.2-0.6$). В районе п.п. 27—29 в нижней части разреза также выделяется субвертикальная зона повышенной электропроводности с $\lg \rho$ от -0.6 до 2. Она имеет продолжение на глубину 4 и более км. Зона связана с аномалиями повышенной электропроводности осадочного слоя, приближенными к дневной поверхности в районе п.п. 24—27. Она имеет продолжение в районе пунктов 30—32 в виде слоя повышенной электропроводности на глубинах 300—500 м, который погружается в южном направлении на глубину около 1 км. Зона ограничена высокими градиентами удельного электрического сопротивления.

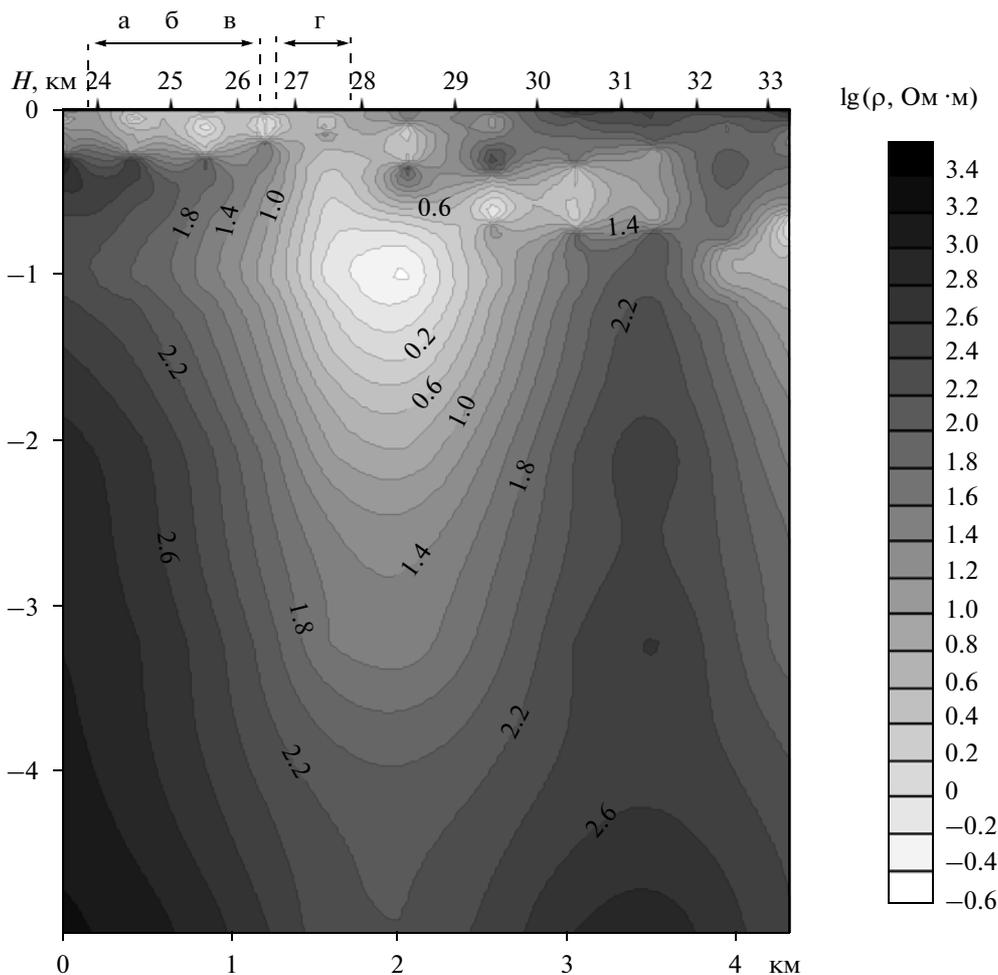


Рис. 9. Геоэлектрический разрез кальдеры по профилю II–II.

Термальные поля: а, б, в – Северное поле, Оранжевое поле и поле Цепочка; г – Восточное поле. Изолинии обозначены в значениях $\lg \rho_k$ (Ом м).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Электропроводность горных пород зависит от минералогического состава, структуры, степени влагонасыщенности и термодинамических условий. Рассмотрим посткальдерный комплекс, сложенный озерными и пирокластическими отложениями. Удельное электрическое сопротивление осадочного слоя меняется от первых единиц до первых десятков Ом м. Самые низкие сопротивления отмечаются в районе выхода гидротермальных источников. Наличие высокоминерализованных растворов в осадочном слое, по-видимому, определяет его повышенную электропроводность. Минерализация вод в гидротермальных источниках в области разгрузки составляет 1.5–5.0 г/л [Пилипенко, 1974]. При удалении от очагов разгрузки минерализация вод уменьшается до десятых долей г/л. Воды с минерализацией в первые едини-

цы г/л при температуре 18°C характеризуются удельным электрическим сопротивлением в первые единицы Ом м [Дахнов, 1962]. При повышении температуры раствора до 100°C его удельное электрическое сопротивление возрастает почти в 2 раза. Наличие в породах минерализованного раствора в связанном состоянии приводит к уменьшению их удельного электрического сопротивления в десятки и сотни раз [Ваньян, 1997].

Попытаемся оценить пористость осадочного слоя. Для этого воспользуемся зависимостью Арчи для двухфазной системы:

$$\rho = 3\rho_{\phi}/2k,$$

где ρ – удельное электрическое сопротивление осадочного слоя, ρ_{ϕ} – удельное электрическое сопротивление порового флюида, k – пористость.

В этой формуле предусмотрена связанность каналов. Гидротермы при выходе на дневную поверхность имеют температуры 60–90°C [Пилипенко, 1974; Карпов, 1988]. При этих температурах удельное электрическое сопротивление электролита уменьшается примерно в два раза по сравнению с сопротивлением электролита при температуре 18°C.

Рассмотрим вариант с минерализацией гидротермальных источников около 5 г/л. При такой минерализации и температуре 60–90°C удельное электрическое сопротивление раствора будет ~0.3 Ом м. Минимальные значения удельного электрического сопротивления осадочного слоя составляют 0.4–1 Ом м. Из приведенной формулы следует, что пористость пород осадочной толщи в районе выхода термальных источников может быть 60% и более. За пределами выхода термальных источников удельное электрическое сопротивление осадков чехла возрастает до 20 Ом м. Следовательно, пористость пород уменьшается примерно до 25%.

Рассмотрим возможную пористость пород фундамента (докальдерного комплекса).

Он содержит зону повышенной электропроводности, которую ограничим изолинией 30 Ом м ($\lg \rho = 1.3$). В районе зоны гидротермальные источники выходят на дневную поверхность. Как было отмечено выше, минерализация флюида в гидротермальных источниках, выходящих на поверхность, достигает 5 г/л. Можно полагать, что с глубиной при повышении температуры минерализация будет больше. Однако однозначно о повышении минерализации с глубиной судить трудно. Поэтому, для дальнейшего анализа примем минерализацию флюида в 5 г/л. Согласно [Карпов, 1988] температура раствора на глубинах более 1 км будет не менее 250°C. Удельное электрическое сопротивление раствора при такой температуре с учетом соответствующего давления на глубинах 1–5 км составляет примерно 0.2 Ом м [Quist, Marshal, 1968]. Для грубой оценки пористости пород также воспользуемся формулой Арчи. При сопротивлениях раствора 0.2 Ом м и проводящей зоны 30 Ом м пористость пород будет около 1%. Минимальное сопротивление зоны – 4–6 Ом м ($\lg \rho = 0.6–0.8$). В этом случае пористость увеличится примерно до 5–7%. Таким образом, глубинная проводящая зона, ограниченная изолинией $\lg \rho = 1.3$ имеет пористость 1% и более. Увеличенная пористость зоны до 5–7% определяется на глубинах от 1.5 до 3.5 км. Здесь возможно располагается основной гидротермальный резервуар. За пределами проводящей зоны пористость пород уменьшается до первых десятых долей процентов.

На основе полученных геоэлектрических разрезов, представлений о пористости пород докальдерного и посткальдерного комплексов и других геолого-геофизических данных [Белоусов и др., 1983; Карпов, 1988; Мороз, 1991; Кирюхин и др., 2010] построена концептуальная глубинная модель кальдеры Узон, представленная на рис. 10. В этой модели по результатам микросейсмического зондирования на близлежащей площади [Кугаенко и др., 2011] предполагается возможность существования магматического очага на глубинах 7–10 км.

Основным элементом модели является проводящая субвертикальная зона на глубинах 1.5–3.5 км в центральной части кальдеры, которая характеризуется повышенной пористостью пород. Эта зона, по-видимому, представляет собой канал, по которому гидротермальные растворы из области остывающего корового магматического очага и более глубоких зон поступают в осадочный чехол, выполненный озерными и пирокластическими отложениями с высокой пористостью. Гидротермальные растворы, поступившие из глубинных частей разреза, распространяются в осадочном чехле и местами выходят на поверхность в виде “бурлящих” и “кипящих” источников. Здесь отмечается высокая минерализация (до 4.5 г/л) и повышенная температура (до 100°C) растворов. Наряду с этим гидротермальные растворы перемешиваются в осадочном чехле с вадозными водами, которыми насыщены рыхлые породы поскальдерного комплекса. Поэтому в других местах выходы гидротермальных источников имеют меньшую минерализацию и пониженную температуру. За пределами глубинной высокопроницаемой зоны происходит инфильтрация метеорных вод в докальдерный комплекс. Это вполне возможно, так как пористость пород комплекса оценивается в первые десятые доли процентов, что достаточно для проникновения вод в глубинные части разреза. В районе магматического очага воды нагреваются и поступают в зону повышенной пористости, по которой в нагретом состоянии поднимаются в геотермальный резервуар, а из него они проникают к дневной поверхности. Важно подчеркнуть, что процессы смешивания глубинных и метеорных вод, по-видимому, протекают в значительной мере в осадочном чехле с повышенной пористостью пород.

Важную роль в геотермальной активности кальдеры играют глубинные флюиды, выносящие тепло и минеральные соли. О поступлении глубинных флюидов свидетельствует присутствие в их составе спонтанных газов He, H₂, CO₂, а в водных растворах повышенные содержания химических элементов Cl, B, As, Sb, Hg и др.

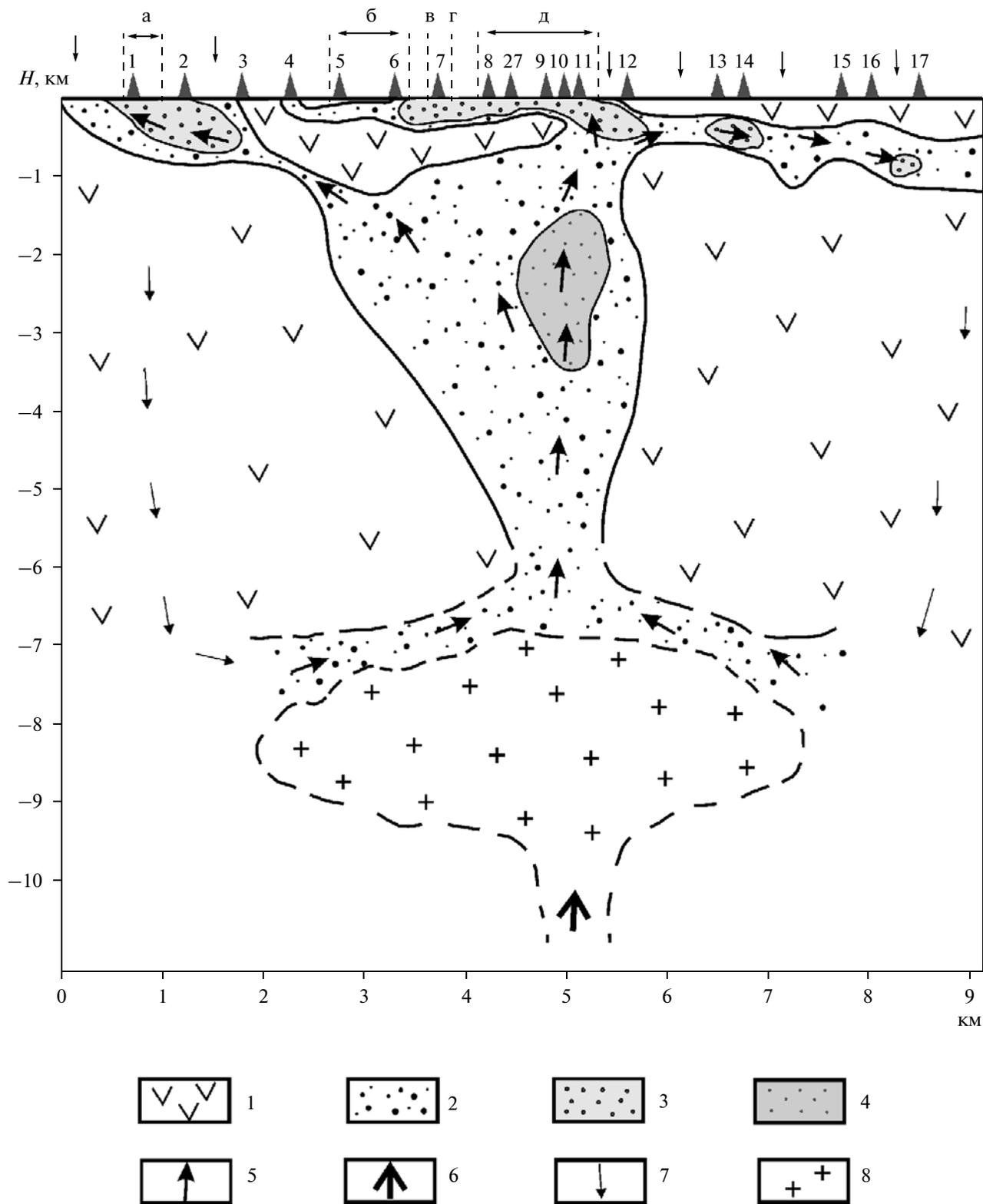


Рис. 10. Концептуальная модель формирования гидротермальных источников в кальдере Узон (профиль I-I). Пористость пород в процентах: 1 – десятые доли процента–1%; 2 – 1–3%; 3 – 5–7%; 4 – от первых десятков до 60%; 5 и 6 – потоки глубинного теплоносителя; 7 – потоки метеорных вод; 8 – предполагаемый магматический очаг (а, б, в, г, д – см. рис. 8).

ВЫВОДЫ

По данным анализа магнитотеллурических параметров определена методика интерпретации магнитотеллурических зондирований. В первом приближении глубинная геоэлектрическая модель кальдеры может быть принята в виде двумерной. Для интерпретации приняты кривые МТЗ по главным направлениям в кальдере Узон — вдоль и в крест ее простирания.

Поведение продольных и поперечных кривых МТЗ и индукционных стрелок указывают на существование глубинной проводящей зоны в центральной части кальдеры. Она проявляется в низкочастотной области в виде эффекта расхождения ориентированных кривых МТЗ и закономерной ориентировки индукционных стрелок относительно центральной части кальдеры.

В результате инверсии кривых МТЗ и МВЗ с помощью численного двумерного моделирования получены геоэлектрические разрезы по двум ортогональным профилям, пересекающим кальдеру. Выявлены основные особенности в распределении электропроводности пород до глубин 4–5 км. В осадочном чехле удельное электрическое сопротивление пород меняется от первых десятков до первых единиц Ом м. Оно в основном зависит от минерализации вод и степени насыщенности ими пород осадочного чехла. Низкие значения удельного электрического сопротивления отмечаются в центральной части кальдеры в районе термальных полей, где минерализация гидротерм достигает 5 г/л. Характерно, что в районе термальных полей аномалии повышенной электропроводности приближены к дневной поверхности.

В основании осадочного чехла (докальдерном комплексе пород) выявлена субвертикальная проводящая зона. Она приурочена к Восточному термальному полю, где проявляется большое число гидротермальных источников. Удельное электрическое сопротивление пород в проводящей зоне составляет первые десятки — первые единицы Ом м. За пределами зоны оно возрастает от первых десятков до первых сотен Ом м.

По удельному электрическому сопротивлению выполнена оценка пористости пород. Она в осадочном чехле с повышенной электропроводностью пород, приуроченных к термальным полям, достигает 60%. По направлению к краевым частям кальдеры пористость пород уменьшается до 15–30% и менее. Проводящая зона в основании кальдеры характеризуется пористостью пород в первые единицы — первые десятки процентов. За пределами проводящей зоны пористость пород уменьшается до десятых долей процента.

На основе полученных и имеющихся геолого-геофизических данных представлена концептуальная модель формирования гидротермальных источников. Центральным элементом модели яв-

ляется проводящая субвертикальная зона в основании осадочного чехла кальдеры, которая характеризуется повышенной пористостью пород. Повышенная проводимость зоны связана с наличием высокоминерализованных растворов, насыщающих породы. Данная проводящая зона, по-видимому, представляет собой канал, по которому глубинные высокотемпературные флюиды поступают из области остывающего корового магматического очага и верхней мантии в геотермальный резервуар, который располагается в районе зоны с высокой проницаемостью пород на глубинах 1.5–3.5 км. Из резервуара геотермальные воды перемещаются в осадочный чехол, где они перемешиваются с вадозными водами и по проницаемым трещинам проникают в различных районах кальдеры на дневную поверхность. Значительную роль в формировании гидротермальных источников играет инфильтрация метеорных вод. Последние, проникая за пределами высокопроницаемой зоны в докальдерный комплекс, нагреваются в районе магматического очага и поступают в геотермальный резервуар.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф.* Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 207–211.
- Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Геологические позиции геотермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 65–80.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 677 с.
- Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 10–32.
- Ваньян Л.Л.* Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
- Дахнов В.Н.* Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М.: Гостоптехиздат, 1962. 364 с.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н.* Четвертичные кальдеры Камчатки // Гидротермы, вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 55–65.
- Карнов Г.А.* Современные гидротермы и ртутно-сурмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 182 с.
- Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф.* Гидрогеология вулканогенов. СПб.: Наука, 2010. 395 с.
- Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю.* Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // ДАН. 2010. Т. 435. № 1. С. 96–101.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Кальдеры и игнимбриты Узон-Семячикского района, Камчатка: новые данные по ре-

зультатам изучения разрезов плато Широкое // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 41–59.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карпов Г.А., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Зубин М.И. Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 94–141.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.

Пилипенко Г.Ф. Гидрогеологическая обстановка кальдер Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 70–83.

Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир, 1986. 528 с.

Эрлих Э.Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма // Геотектоника. 1966. № 6. С. 48–63.

Эрлих Э.Н. Структурная приуроченность Узонско-Гейзерного геотермального района // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 5–10.

Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 102–106.

Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional, induction and local telluric distortion // J. Geophys. 1988. P. 119–127.

Quist A.S., Marshal W.L. Electrical conductance of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 80°C found at pressure to 4000 bars // Phys. Chem. 1968 V. 72. P. 684–703.

Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magneto telluric data // Geophysics. V. 65. № 3. 2000. P. 791–803.

Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Ph. D. Dissertation, MIT, Cambridge. 1967. 248 p.

Wiese H. Geomagnetische Tiefentelluric. Berlin: Deutsche Akad. Wiss. 1965. 146 p.

A GEOELECTRIC MODEL FOR THE UZON CALDERA, KAMCHATKA

Yu. F. Moroz^{a, b}, G. A. Karpov^a, T. A. Moroz^a, A. G. Nikolaeva^a, and V. A. Loginov^a

^a Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bul'var Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia

^b Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Sakhyanovoi 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia

e-mail: moroz@irlan.ru

Received November 5, 2013

Abstract—The results of magnetotelluric and magnetovariational studies in the Uzon caldera are considered. An analysis of magnetotelluric parameters yielded the required method of interpretation. The MTS curves were interpreted in the framework of a 2D model using the REBOCC program. Geoelectric cross sections of the caldera were constructed along two orthogonal lines. Anomalies of high electrical conductivity were identified in the sediments and in the basement and were found to be confined to the locations of geothermal springs. The higher conductivity of these anomalies is here related to the presence of highly mineralized hydrothermal solutions. Electrical conductivity was used for an approximate estimation of porosity in the sediments and basement. A subvertical zone of higher porosity was identified at depths of 1.5–3.5 km in the caldera with a connection to the channelways of fluids rising into the sediments. It is hypothesized that highly mineralized solutions are diluted with vadose water in that zone and come through fissures onto the ground surface in the form of hot springs. The totality of these data suggested a conceptual model to characterize the main features in the generation of hydrothermal springs in the Uzon caldera.