

**Хлоридный метод оценки тепловой мощности гидротермальных систем****Т.В. Рычкова, О.О. Усачева, А.В. Кирюхин, А.Ю. Поляков***Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: [tyr62@mail.ru](mailto:tyr62@mail.ru)*

Массовый расход хлора в водных разгрузках гидротермальных систем позволяет оценить скрытую разгрузку глубинной водной компоненты и их тепловую мощность. Использование корреляции между электропроводностью и концентрацией хлор-иона для Йеллоустонской гидротермальной системы и гидротермальной системы Долины Гейзеров на Камчатке позволяет также оценить вариации тепловой мощности гидротермальных систем.

**Введение**

Большая часть хлора в термальных водах имеет магматическое происхождение. Поэтому по выносу хлора реками, дренирующими гидротермальные системы, можно оценить тепловой поток, который трудно измерить напрямую. Долгосрочный мониторинг потока хлора (далее массовый расход Cl-иона в реках) в сочетании с другой геофизической и гидрологической информацией может быть использован для оценки неблагоприятных воздействий на тепловые характеристики гидротермальной системы в результате разработки водных, геотермальных, нефтегазовых ресурсов. Кроме того, изменения в величине массового расхода Cl могут указывать на инфляцию/дефляцию магматического очага, повышение сейсмической активности, изменения в режиме гейзеров, термальных источников, землетрясения, гидротермальные взрывы, последствия циклонов и другие природные явления [6]. По содержанию хлор-иона в термальной воде можно оценить тепловую мощность магматической камеры, питающей гидротермальную систему [6], тепловую мощность гидротермальной системы и вулканическую опасность [7]. Непрерывные (15-минутные) измерения проводимости (электропроводности) предоставляют данные с высокой степенью достоверности, которые можно использовать для быстрого вычисления потока хлора (массового расхода хлора), и обеспечивают экономичную и трудоемкую альтернативу существующим программам, в которых массовый расход хлора оценивается путем ручного отбора многочисленных проб воды и последующим химическим анализом. В работе рассматриваются методы, применяемые в гидротермальной системе Долины Гейзеров (как в одном из крупных гейзерных полей Земли) и в Йеллоустонской гидротермальной системе (как в самом крупном гейзерном поле Земли).

**Хлоридный метод расчета глубинной составляющей термальной разгрузки**

Для оценки суммарной разгрузки глубинной составляющей термальных вод ( $Q_d$ , кг/с) был разработан метод учета речного хлора [5]. Для этого использовались измеренные расходы рек ( $Q_r$ , кг/с) и концентрации Cl, переносимого этими речными водами ( $Cl_r$ , мг/л). Кроме того, учитывался фоновый хлор ( $Cl_b$ , мг/л), который обычно составляет в реках 1-2 мг/л. Этот метод автоматически компенсирует кипение и смешение поднимающихся термальных вод. Массовый расход Cl, ассоциирующегося с глубинной компонентой вод горячего источника, оценивается как  $Q_r \cdot (Cl_r - Cl_b)$ . Концентрация Cl в глубинных водах гидротермальной системы (исходный термальный флюид,  $C_d$ , мг/л) оценивается как максимальная концентрация до разбавления. Для расчета разгрузки глубинной компоненты горячих источников используется следующая формула, полученная из соотношений массового баланса:

$$Q_d = \frac{Q_r \cdot (Cl_r - Cl_b)}{C_d} \quad (1)$$

**Методика определения массового расхода хлора для расчета тепловой мощности гидротермальных систем.** Расход реки  $Q_r$  (л/с, или м<sup>3</sup>/с) и концентрация

Cl-иона в речной воде ( $Cl_r$ , мг/л) являются необходимыми параметрами для массового расхода Cl (г/с, или кг/с) и дальнейшего определения глубинной составляющей ( $Q_d$ , л/с или кг/с) термальной разгрузки гидротермальной системы. До начала 2000-х годов этот классический метод оценки глубинной составляющей термальной разгрузки использовал дискретный набор синхронизированных химических проб и гидрометрических измерений. Данные о расходе рек, дренирующих гидротермальные системы, получали на гидропостах путем прямого измерения скорости потока (в отдельных точках водного сечения) и площади поперечного сечения реки (путем промера глубин по гидроствору):

$$Q_r = S \cdot V, \quad (2),$$

где  $Q_r$  – расход реки, л/с;  $S$  – площадь водного сечения, м<sup>2</sup>;  $V$  – скорость потока, м/с. Концентрация хлора в отобранных пробах речной воды определялась лабораторным путем.

Так, применяя в 1958 г. гидрохимический метод, В.В. Аверьев [1] рассчитал суммарную разгрузку термальных вод и вынос тепла Паужетской гидротермальной системой в ее естественном состоянии. При этом учитывалось поступление хлор-иона в реку на участке, где она протекала мимо термальной площадки (149.7 г/с), и затем – по отнесению его к концентрации хлор-иона в воде кипящих источников (1.58 г/л) – суммарное поступление термальной воды в реку Паужетка (95 л/с, или, учитывая несколько завышенный расход реки выше термальной площадки – около 100 л/с). Опытными работами было определено теплосодержание пароводяной смеси на источнике Парящий I, равное 150 ккал/кг. Исходя из этого положения, вынос тепла водными массами на Паужетском термальном поле в естественных условиях составил 15 000 ккал/сек (100 л/с · 150 ккал/кг).

Весной 1963 г. В.М. Сугробов [1] повторил определение суммарной разгрузки паужетских вод тем же гидрохимическим методом, но уже в условиях, нарушенных эксплуатацией. Скважины, уже работавшие на месторождении, выводили в сумме порядка 120 кг/сек пароводяной смеси со средним теплосодержанием 170 ккал/кг. И было отмечено, что величина суммарной естественной разгрузки сократилась от 100 до 78 л/сек (дебит скважин из расчетов был исключен).

Используя хлоридный метод определения глубинной составляющей термальной разгрузки, также В.В. Сугробовым, в 1989 г. была рассчитана тепловая мощность гидротермальной системы Долины Гейзеров [2]. В качестве исходных данных были использованы расход реки ( $Q_r$ , равный 3340 кг/с) и концентрация хлора в речной воде ( $Cl_r$ , равная 85 мг/л), фоновая концентрация хлора в метеорных водах ( $Cl_b$ , равная 1-2 мг/л) и концентрация хлора в глубинных водах Долины Гейзеров ( $Cl_d$ , равная 900 мг/л). Расход глубинной составляющей термальной разгрузки ( $Q_d$ , кг/с) был определен как 315 кг/с. Эта величина может быть выражена в терминах тепловой мощности гидротермальной системы 197 МВт через уравнение:

$$W = Q_d \cdot H \quad (3),$$

где  $W$  – тепловая мощность гидротермальной системы, МВт;  $Q_d$  – глубинная составляющая термальной разгрузки, кг/с;  $H$  – энтальпия глубинного теплоносителя, равная 900 кДж/кг по данным геотермометрии [3].

Этим же методом рассчитан вынос хлора четырьмя крупными реками Йеллоустонского национального парка, дренирующими одноименную магмо-гидротермальную систему. Исследования [5] показали, что скрытая термальная разгрузка в Йеллоустоне составляет 3000 кг/с, энтальпия глубинного теплоносителя равна 1700 кДж/кг [5], что позволяет оценить тепловую мощность гидротермальной системы в 5100 МВт.

Но поскольку параметр  $Q_d$  является зависимым от времени параметром граничных условий разгрузки, то ограниченные частота измерений расхода рек и объем отобранных водных проб несли неполную информацию о расходе глубинной

составляющей термальной разгрузки, или вносили ошибку в результаты ее определения и позволяли пропустить аномалии в ответ на возмущения в гидротермальных системах.

### Современные методы измерения расхода рек и концентрации хлора

Новый этап оценок расхода глубинной составляющей термальных вод пришел с появлением логгеров проводимости и автоматических расходомеров. Для этого разработан метод, использующий удельную проводимость в качестве надежного показателя концентрации растворенных веществ на участках мониторинга. Сильная корреляция между проводимостью речных вод и концентрациями Cl доказана исследованиями [6, 7] для Йеллоустонского национального парка. Концентрация растворенного вещества определяется путем интерполяции из соотношения электропроводность-концентрация [6]. Этот метод позволяет получать непрерывные временные ряды данных и понять сезонные тенденции  $Q_d$ .

Конкретное соотношение между проводимостью и концентрацией растворенных веществ рассчитано по графикам соответствия концентрации хлора (определенной лабораторным методом в пробах воды с участков долгосрочного мониторинга) и электропроводности (по показаниям датчика). На графике соответствия строилась аппроксимационная кривая, которая определяла уравнение корреляции между проводимостью и концентрацией хлора для каждого исследуемого участка Йеллоустонского парка отдельно. Зависимость удельной проводимости и концентрации растворенного вещества можно описать квадратным уравнением  $C=a \cdot SC^2+b \cdot SC+c$  [7]. Однако для многих растворенных веществ зависимость хорошо описывается линейным уравнением ( $a=0$ ) вида:

$$C = b \cdot SC + c \quad (4),$$

где  $C$  – концентрация растворенного вещества, мг/л;  $SC$  – удельная проводимость (мкСм/см) [6]. Корреляция между удельной проводимостью и концентрацией растворенного вещества для рек Йеллоустонского Парка составляет 0.96-1.0.

Современные приборы позволяют автоматически измерять электропроводность в речной воде (для последующего пересчета в концентрацию хлора) и расход реки одновременно. Так, в Йеллоустонской гидротермальной системе [6, 7], начиная с 2010 г. на главных участках долгосрочного мониторинга используют зонд Aqua TROLL 100 (In-situ Corporation) (р. Йеллоустон, Гарднер, Снейк) или Aqua TROLL 200 (р. Файерхол, Гиббон, Мэдисон). Aqua TROLL 100 ранее служил для сбора данных (с 15-минутным интервалом) только по удельной проводимости и температуре воды [7]. Затем он был дополнительно запрограммирован для сбора данных (через каждые 15 мин) по уровню воды (давлению воды) и расходу реки. Aqua TROLL 100 содержит логгер, способный хранить до 380 000 точек данных. AquaTroll 200 (In-situ Corporation) служит для измерения электропроводности, температуры воды и уровня воды (давления воды) и также запрограммирован для измерений расхода (каждые 15 минут) водотоков.

Оценка термальной активности гидротермальной системы Долины Гейзеров на Камчатке в условиях происходящих в последние годы (2007, 2014) оползней и селей стала особенно актуальной. Для этого также используются такие параметры как расход реки и удельная проводимость.

Расход реки Гейзерной определяется по уровню воды в реке, который, в свою очередь, автоматически регистрируется парой логгеров НОВО U20-001-04 с заданным интервалом измерений 20-30 мин (один регистрирует барометрическое давление, другой, будучи размещенным в реке, регистрирует давление водяного столба и атмосферное давление). Формула зависимости *уровень воды в реке – расход воды* была выведена по результатам измерений расхода с использованием прибора Mainstream 400P. Доплеровский расходомер Mainstream 400P, предназначенный для измерений и записи потоков в открытых руслах, измеряет фактическую среднюю скорость реки (точность 1 см/с, диапазон от 1 см/с до 5 м/с).

Скрытая разгрузка термальных источников оценивается хлоридным методом на наблюдательных поперечных профилях в устье р. Гейзерной. Логгер НОВО U24-001 (диапазон 0-10 000 мкСм/см с заданными интервалами записи от 1 до 20 мин) используется для непрерывной регистрации электропроводности раствора в реке. Электропроводность раствора позволяет одновременно оценивать изменения концентрации хлор-иона и, как следствие, динамику изменения величины скрытой разгрузки и тепловой мощности гидротермальной системы. Преобразование проводимости раствора в концентрацию хлора выполняется с использованием планарной регрессии данных прямого отбора проб (10 точек, STD=8.9 мг/л) в наблюдательных поперечных профилях:

$$Cl = -3.461 \cdot T + 0.254 \cdot C + 31.451 \quad (5)$$

где  $Cl$  – концентрация хлора, мг/л;  $T$  – температура, °C;  $C$  – электропроводность, мкСм/см.

### Выводы

Результаты долгосрочного мониторинга массового расхода хлора в гидротермальных системах Гейзерной и Йелоустонской [6, 7] привели к следующим выводам:

1. За период наблюдений 1961-2017 гг. значимого уменьшения суммарной разгрузки глубинной компоненты в водах реки Гейзерной не выявлено, она остается относительно стабильной, и поэтому все изменения объясняются перераспределением разгрузки из-за гигантского оползня 3 июня 2007 г., селевого потока 3 января 2014 г. и других событий, приведших к эрозии относительно водоупорного слоя и инъекции воды в геотермальный резервуар [4]. За период наблюдений 2007-2017 гг. ее среднее значение  $Q_d$  составляет 215 кг/с, а тепловая мощность гидротермальной системы 193.5 МВт. Динамика сезонного изменения термальной разгрузки Гейзерной гидротермальной системы показывает ее снижение (на 31 %) в период весенне-летнего паводка в 2012 г.

2. Для реки Файерхол, принимающей сток из крупнейших и наиболее активных термальных зон в Йеллоустоне и выносящей из парка 30-40 % термальных вод, богатых хлором, за 2011 г. среднее значение глубинной термальной разгрузки на пункте мониторинга FC (перед впадением в р. Медисон) составляет 1300 кг/с [6]. Несмотря на то, что основная термальная разгрузка в р. Файерхол происходит из глубинных систем подземных вод [6], в ней также проявлены сезонные изменения со снижением в период паводка.

### Список литературы

1. *Аверьев В.В., Сугрובה Н.Г.* Естественные термоявления на Паужетском месторождении / Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 41-42.
2. *Кириухин А.В., Рычкова Т.В., Дубинина Е.О.* Анализ гидрогеологического режима ГТС Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) после катастрофы 3.06.2007 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 20-30.
3. *Kiryukhin A.V., Rychkova T.V., Dubrovskaya I.K.* Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kronotsky Nature Reserve, Kamchatka) and triggers of the Giant Landslide // Applied Geochemistry. 2012. V. 27. P. 1753-1766.
4. *Kiryukhin A., Sugrobov V., Sonnenthal E.* Geysers Valley CO<sub>2</sub> Cycling Geological Engine (Kamchatka, Russia) // Geofluids Journal. 2018. V. 17. P. 1-16. <https://doi.org/10.1155/2018/1963618>
5. *Fournier R.* Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park Hydrothermal System // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1989. V. 17. P. 13-53.
6. *McCleskey R.B., Clor L.E., Lowenstern J.B. et al.* Solute and geothermal flux monitoring using electrical conductivity in the Madison, Firehole, and Gibbon rivers, Yellowstone National park // Applied Geochemistry. 2012. V. 27. P. 2370-2381.
7. *McCleskey R.B., Roth D.A., Mahony D. et al.* Sources, fate, and flux of geothermal solutes in the Yellowstone and Gardner Rivers, Yellowstone National Park, WY // Applied Geochemistry. 2019. V. 111. P. 104458.