

Глава 6 ТЕРМОРАЗВЕДКА

Геотермическая разведка (терморазведка или термометрия) объединяет физические методы исследования естественного теплового поля Земли с целью изучения строения земной коры и верхней мантии, выявления геотермических ресурсов, решения поисково-разведочных и инженерно-гидрогеологических задач. Меньшее применение находят методы искусственных тепловых полей. Тепловое поле определяется внутренними и внешними источниками тепла и тепловыми свойствами горных пород. При терморазведке регистрируют радиотепловое и инфракрасное излучение земной поверхности, измеряют температуру, ее вертикальный градиент или тепловой поток. Распределение этих параметров в плане и по глубине несет информацию о термических условиях и геологическом строении изучаемого района.

Основными методами терморазведки являются: радиотепловые (РТС) и инфракрасные (ИКС) съемки; региональные термические исследования на суше и акваториях; поисково-разведочные термические исследования, направленные на выявление и изучение месторождений полезных ископаемых; инженерно-гидрогеологические термические исследования, предназначенные для изучения мерзлотных условий и движения подземных вод; термический каротаж, который служит для документации разрезов скважин по теплопроводности вскрытых горных пород; лабораторные измерения термических свойств горных пород; методы искусственных тепловых полей при работах на акваториях и в скважинах.

6.1 Физико-геологические основы терморазведки

Теория терморазведки построена на основе математического и физического моделирования, натурных наблюдений и установления связей с другими полями Земли. В физике Земли и терморазведке достаточно хорошо изучены тепловое поле и тепловые параметры горных пород.

6.1.1 Тепловое поле Земли

Общая характеристика теплового поля Земли. Источниками теплового поля Земли являются процессы, протекающие в ее недрах, и тепловая энергия Солнца. К внутренним источникам тепла относят радиогенное тепло, которое создается благодаря распаду рассеянных в горных породах изотопов урана, тория, калия и иных радиоактивных элементов, и тепло, обусловленное различными процессами, протекающими в Земле (гравитационной дифференциацией, плавлением, химическими реакциями с выделением или поглощением тепла, деформацией за счет приливов под действием Луны и Солнца и некоторыми другими). Ниже приведены сведения об основных составляющих теплового баланса Земли (в эргах в год):

- излучение Солнца – 10^{32} эрг/год (подавляющая часть отражается),
- радиогенный – 10^{28} эрг/год,
- дифференциация вещества (гравитационная) и физико-химические процессы в земной коре и мантии – 10^{27} - 10^{28} эрг/год,
- тектонические процессы (тепловая конвекция), землетрясения – 10^{25} эрг/год,
- приливно-отливное воздействие Луны и Солнца - 10^{26} эрг/год

Внутреннее тепловое поле отличается высоким постоянством. Оно не оказывает влияния на температуру вблизи земной поверхности или климат, так как энергия, поступающая на земную поверхность от Солнца, в 10000 раз больше, чем из недр. Вместе с тем, среднее тепловое воздействие Солнца не определяет теплового состояния Земли и способно поддерживать постоянную температуру на поверхности Земли около 0°C . Практически же благодаря изменению солнечной активности температура приповерх-

ностного слоя воздуха изменяется, а с некоторым запаздыванием изменяется и температура горных пород.

Суточные, сезонные, многолетние и многовековые изменения солнечной активности приводят к соответствующим циклическим изменениям температур воздуха. Чем больше период цикличности, тем больше глубина их теплового воздействия. Например, суточные колебания температуры воздуха сказываются на изменении температур в почвенном слое глубиной 1—1,5 м. Это связано с переносом солнечного теплового потока за счет молекулярной теплопроводности пород и конвекции воздуха, паров воды, инфильтрующихся осадков и подземных вод. Сезонные (годовые) колебания вызывают изменения температур на глубинах до 20—40 м. На таких глубинах теплопередача осуществляется в основном за счет молекулярной теплопроводности, а также движения подземных вод. На глубинах 20—40 м располагается нейтральный слой (или зона постоянных годовых температур), в котором температура остается практически постоянной и в среднем на $3,7^\circ$ выше среднегодовой температуры воздуха. Многовековые климатические изменения сказываются на вариациях температур сравнительно больших глубин. Например, похолодания и потепления в четвертичном периоде влияли на тепловой режим Земли до глубин 3—4 км.

Таким образом, если не учитывать многовековых климатических изменений, то можно считать, что ниже зоны постоянных температур (на глубинах свыше 40 м) влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород.

Региональный тепловой поток в земной коре. Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на $3,3^\circ\text{C}$ при погружении на каждые 100 м. Это объясняется наличием регионального теплового потока от источников внутреннего тепла Земли, поднимающегося к поверхности. Его величину принято характеризовать плотностью теплового потока (или просто тепловым потоком) q . Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах одинаково и составляет $0,06 \text{ Вт/м}^2$, отклоняясь от него не более чем в 5—7 раз. Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком изменении мощностей и строения земной коры свидетельствует о различии в тепловом строении верхней мантии. Поэтому аномалии тепловых потоков, т. е. отклонения от установленных средних потоков, несут информацию о строении и земной коры, и верхней мантии.

Установлено, что основным источником тепла на континентах является энергия радиоактивного распада. Это объясняется большей концентрацией радиоактивных элементов в земной коре, чем в мантии. В океанах, где мощность земной коры мала, основным источником тепла являются процессы в мантии на глубинах до 700—1000 км. Расчеты показывают, что радиогенное тепло является основным среди других видов тепловой энергии недр. За время существования Земли оно более чем в 2 раза превысило потери за счет теплопроводности.

Тепловой поток определяется не только природой и мощностью источников тепла, но и его переносом через горные породы. Тепло передается посредством молекулярной теплопроводности горных пород, конвекции и излучения. На больших глубинах (свыше 10 км) передача тепла осуществляется в основном за счет излучения нагретого вещества недр и конвекции, обусловленной движением блоков земной коры, магматических расплавов и деятельности гидротермальных систем. На меньших глубинах перенос тепла связан с молекулярной теплопроводностью и конвекцией подземных вод.

В теории терморазведки получена следующая формула для расчета вертикального теплового потока:

$$q_z = -\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + \sigma \cdot c \cdot v_z \cdot T, \quad (6.1)$$

где $\frac{\partial T}{\partial z} \approx \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} = \Gamma$.

Здесь Γ — температурный градиент или изменение температур T_2 и T_1 на глубинах z_2 и z_1 (ось Z направлена вниз по нормали к поверхности); λ_T — коэффициент теплопроводности; σ — плотность; c — теплоемкость; v_z — вертикальная скорость конвекции (или скорость фильтрации подземных вод, если считать, что конвекция осуществляется в основном за счет подземных вод); T — температура на глубине $z=(z_1+z_2)/2$ (см. п. 4.1). Если конвекция вод идет вверх, что наблюдается в слабопроницаемых слоях на глубинах свыше 100 м, то теплопроводный и конвективный тепловые потоки складываются ($-v_z$), при фильтрации вниз — вычитаются (v_z).

В скальных породах, а также в условиях стационарного теплообмена конвекцией можно пренебречь ($v_z = 0$), и плотность теплового потока $q_z = -\lambda_T \cdot \Gamma$, т. е. он определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом. Таким образом, региональный тепловой поток Земли может быть рассчитан через измеренные на разных глубинах температуры и тепловые свойства среды, в основном теплопроводность.

Локальные составляющие теплового потока. Источники локальных тепловых потоков, вызывающих аномалии температур, разнообразны: наличие многолетнемерзлых пород, т. е. мощных (до сотен метров) толщ с отрицательными температурами; наличие пород и руд с повышенной радиоактивностью; влияние экзотермических и эндотермических процессов, происходящих в нефтегазоносных горизонтах, залежах угля, сульфидных и других рудах; проявление современного вулканизма и тектонических движений; циркуляция подземных, в том числе термальных, вод и др. Роль каждого из этих факторов определяется геолого-гидрогеологическим строением. Локальные тепловые потоки, как и региональные, зависят не только от наличия источников, но и от условий переноса тепла за счет теплопроводности горных пород и конвекции почвенного воздуха и подземных вод.

6.1.2 Тепловые и оптические свойства горных пород

Кроме перечисленных выше (λ_T , c , σ), к тепловым свойствам относят температуропроводность $a = \lambda_T / c\sigma$ и тепловую инерцию $Q = (\lambda_T c\sigma)^{1/2}$, а к оптическим — альбедо A , коэффициент яркости r_λ , степень черноты ε_λ и др. (см. п. 4.1).

Основным параметром в терморазведке является теплопроводность, характеризующая способность сред и горных пород передавать тепло. В теории терморазведки доказано, что при температурах до 1000 °С теплопроводность обратно пропорциональна температуре. В связи с этим средняя теплопроводность до глубин около 100 км, где ожидаются такие температуры, должна понижаться по сравнению со средней теплопроводностью поверхностных отложений. Но с глубиной возрастает давление и роль лучистого теплообмена, что фактически приводит к росту теплопроводности горных пород с увеличением глубины более 40-50 км. На глубинах свыше 100 км теплопроводность резко возрастает, что объясняется проявлением астеносферной конвекции.

В целом теплопроводность горных пород зависит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры. Минеральный состав магматических, метаморфических и осадочных пород не очень влияет на их теплопроводность. Плотность, пористость и давление, под которым находятся горные породы, связаны между собой. При повышении плотности и давления, а значит, пониже-

нии пористости теплопроводность пород повышается. С увеличением влажности горных пород их теплопроводность резко увеличивается. Например, изменение влажности с 10 до 50 % может увеличить теплопроводность в 2—4 раза. Повышение температуры снижает теплопроводность кристаллических и сухих осадочных пород и увеличивает у водонасыщенных. В целом влияние различных, иногда взаимно противоположных природных факторов на теплопроводность горных пород весьма сложно и недостаточно изучено. Магматические и метаморфические породы обладают коэффициентом теплопроводности 0,2—0,4 (в среднем 0,3) Вт/(м·град), осадочные — 0,03—0,5 (в среднем 0,125) Вт/(м·град), нефтегазонасыщенные—меньше 0,05 Вт/(м·град).

Теплоемкостью горных пород объясняется их способность поглощать тепловую энергию. Она отличается сравнительным постоянством и возрастает с увеличением водонасыщенности. У магматических и метаморфических пород при обычных температурах теплоемкость изменяется в пределах $(0,6—0,9) \cdot 10^3$ Дж/(кг·град), у осадочных— $(0,7—1) \cdot 10^3$ Дж/(кг·град), у металлических руд — $(0,9—1,4) \cdot 10^3$ Дж/(кг·град). С ростом температуры она увеличивается.

Температуропроводность характеризует скорость изменения температур при поглощении или отдаче тепла. У различных горных пород она изменяется в пределах $(4—10) \cdot 10^{-7}$ м²/с.

Тепловая инерция пород [Дж/(м² · с^{1/2} · К), где К — градусы Кельвина] является одной из обобщенных тепловых характеристик земной поверхности. Она используется при тепловых аэрокосмических съемках и характеризует суточный ход температур над разными ландшафтами и горными породами. Породы со слабой тепловой инерцией (сухие почвы и пески) характеризуются низкими ее значениями $Q < 500$ Дж/(м² · с^{1/2} · К) и большим колебанием суточных температур (до 60 °С). Породы и среды с высокой тепловой инерцией (обводненные породы, заболоченные участки) характеризуются значениями Q до 3000 Дж/(м² · с^{1/2} · К) и суточным изменением температур до 30 °С. Над акваториями крупных рек, морей и океанов $Q > 10\,000$ Дж/(м² · с^{1/2} · К), а суточный ход температур составляет несколько градусов.

Перечисленные тепловые свойства горных пород определяют лабораторными методами. Для этого образцы горных пород помещают в плоские, цилиндрические или сферические датчики, через которые пропускают стационарный или импульсный тепловой поток от источника тепла. Измеряя прошедший поток, градиент температур за время измерений и зная геометрические размеры датчика, можно определить тепловые свойства пород.

Знание тепловых свойств горных пород необходимо для интерпретации результатов термометрии скважин и донных осадков; при глубинных геотермических исследованиях; выявлении тех или иных полезных ископаемых; проведении тепловых расчетов с целью установления зависимостей тепловых свойств от физических, геологических, водно-коллекторских параметров.

Оптические свойства пород — альbedo, характеризующее отражательные свойства поверхности (%); коэффициент яркости, т. е. отношение яркости поверхности в рассматриваемом направлении к яркости белой идеально рассеивающей поверхности; степень черноты, показывающая, во сколько раз плотность излучения данного объекта при длине волны λ , меньше плотности излучения абсолютно черного тела при той же температуре, и др.— играют основную роль при инфракрасной съемке.

6.1.3 Принципы теории терморазведки

Теория терморазведки основывается на решении уравнения теплопроводности

$$a \cdot \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (6.2)$$

характеризующего изменение температуры T по осям координат (x, y, z) во времени t с учетом теплопроводности a . Решая это уравнение с учетом выражения (6.1), можно получить следующую формулу для расчета суммарного теплового потока из недр Земли:

$$q_{\text{сум}} = \lambda_T \left[\frac{v_z}{a} T_1 - \Gamma \cdot e^{v_z(z_1 - z_2)^{1/2}} \right], \quad (6.3)$$

где T_1 — температура на глубине z_1 ; Γ — геотермический градиент, или перепад температур $(T_2 - T_1)$ на двух глубинах z_2 и z_1 ; v_z — вертикальная скорость конвекции.

При решении прямых задач терморазведки часто Землю принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком $q_{\text{сум}}$. Решая уравнение (6.2) с учетом выражения (6.3) и граничных условий для тел простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр и т. п.) или горизонтально-слоистой среды с разными тепловыми свойствами, можно получить аналитические выражения для аномальных тепловых потоков или температур. При сравнении теоретически рассчитанных кривых с наблюдаемыми можно получить сведения о геотермических аномалиях и провести количественную интерпретацию данных терморазведки, т. е. оценить положение, глубины залегания аномалиеобразующих локальных объектов.

6.2 Аппаратура для геотермических исследований

Для геотермических исследований используют разного рода тепловизоры, термометры, термоградиентометры и тепломеры.

6.2.1 Тепловизоры.

Для аэрокосмических и полевых радиотепловых и инфракрасных съемок изготавливают тепловизоры, работающие в тех или иных участках спектра длин электромагнитных волн от микрометрового до миллиметрового диапазона. Фоточувствительным элементом (фотодетектором) тепловизора являются особые кристаллы, чувствительные к электромагнитному излучению определенных длин волн. Для достижения высокой чувствительности (доли градуса) и безынерционности кристаллы должны находиться при очень низких температурах (меньших — 203 °С). С этой целью их помещают в охлаждающее устройство на жидком азоте или гелии. Измеренные излучения преобразуются в электрические сигналы, которые усиливаются и трансформируются в такую форму, чтобы их можно было передать на экран телевизора или на фотопленку, как при обычных фототелевизионных съемках.

В портативных переносных тепловизорах температуры фиксируются на цифровых индикаторах. Существуют также приборы с записью на магнитную ленту. Тепловизоры-спектрометры содержат устройства для спектрального разделения принятых излучений и последующей их обработки с помощью ЭВМ. В тепловизорах для аэрокосмической съемки имеется сканирующее электронно-механическое устройство для развертки фотодетектора перпендикулярно к направлению полета, чтобы осуществить развертку изображения по строкам и кадрам, т. е. провести обзорную съемку.

6.2.2 Термометры.

При терморазведке температуру пород или воду измеряют с помощью скважинных (шпуровых) или донных термометров. Чувствительным элементом таких термометров являются термочувствительные сопротивления или термисторы, включаемые в мостиковую схему, которая работает на постоянном токе. Изменение температуры окружающей среды приводит к разбалансу «моста» и появлению в нем пропорционального этому изменению тока. В термоградиентометрах имеется несколько чувствительных элементов, расположенных на расстояниях 1—2 м друг от друга. С помощью специальных электрических схем измеряют разности температур между ними. Тепломеры, построенные на базе термометров, служат для оценки тепловых потоков. Сигналы, полученные со скважинного или донного термометров, усиливаются и по кабелю передаются на автоматические регистраторы, как и в серийных каротажных станциях для геофизических исследований в скважинах (см. гл. 7).

6.3 Методика и области применения терморазведки

6.3.1 Радиотепловые и инфракрасные съемки

Методики радиотепловых и инфракрасных аэрокосмических съемок практически такие же, как и при фототелевизионных съемках. Ценным их преимуществом является возможность вести съемки в темноте, а при соответствующем выборе длин волн и практически при любой погоде. Например, в инфракрасном диапазоне выявлен ряд «окон прозрачности» в диапазоне волн: 0,95—1,05; 1,2—1,3; 1,5—1,8; 2,1—2,4; 3,3—4,2; 4,5—5,1; 8—13 мкм и др., на которых можно вести съемки в тех или иных погодных условиях.

Аномалии на полученных снимках формируются за счет тепловых потоков из недр, отражения солнечной энергии и зависят от оптических, тепловых и в меньшей степени электромагнитных свойств горных пород верхней части геологической среды. Радиотепловые и инфракрасные съемки осложнены термическими помехами, связанными с неравномерным тепловым обменом земной поверхности с атмосферой, изменяющимися климатическими и метеорологическими условиями, состоянием атмосферы и другими факторами.

Обработка и истолкование радиотепловых и инфракрасных снимков в общем такие же, как и при дешифрировании снимков видимого диапазона (аэрокосмоснимков).

Аэрокосмические дистанционные радиотепловые и инфракрасные съемки используют для исследования природных ресурсов Земли и, в частности, для изучения районов активного вулканизма и гидротермальной деятельности, геологического картирования и поисков некоторых полезных ископаемых, инженерно-геологических и гидрогеологических съемок, решения задач почвоведения и мелиорации, изучения снежного, ледяного покрова и динамики ландшафтов, охраны природной среды и решения других задач.

6.3.2 Региональные геотермические исследования

Региональные термические исследования сводятся к высокоточному (погрешность не более 0,01°C) неоднократному измерению температур, их приращений в глубоких скважинах, горных выработках и донных осадках озер, морей и океанов. Чтобы исключить влияние сезонных колебаний температур, замеры на суше ведут на глубинах свыше 50—100 м, а на водных акваториях — на глубине свыше 300 м.

При бурении скважин нарушается температурное равновесие, которое зависит от времени и способа бурения, условий циркуляции промывочной жидкости или продуваемого воздуха во время бурения. В среднем время восстановления температуры до

первоначальных значений превышает 10-кратное время бурения скважины. Поэтому термические измерения проводят после установления температур, т. е. через несколько месяцев (иногда – лет) после бурения глубоких скважин и через несколько недель или дней после бурения скважин или шпуров в горных выработках.

Графики и карты температур (или градиентов температур) используют для расчетов геотермических градиентов, тепловых потоков. Тепловой поток рассчитывают по известному геотермическому градиенту Γ и теплопроводности λ_T горных пород, определяемой на образцах горных пород и донных осадков или с помощью специальных термометров [см. выражения (6.1), (6.2)].

В результате многолетних тепловых съемок Земли накоплены некоторые сведения об особенностях ее теплового поля. Геотермическая ступень (величина, обратная геотермическому градиенту) составляет на кристаллических щитах около 100 м/град, на платформах — около 30 м/град, в складчатых областях — 10—20 м/град, в областях новейшего вулканизма — 5—20 м/град. Минимальные тепловые потоки (0,02— 0,04 Вт/м²) наблюдаются на платформах и особенно на докембрийских щитах, в глубоководных впадинах, максимальные — на срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах и участках современного вулканизма (0,2—0,4 Вт/м²). Тепловой поток увеличивается в направлении от древних к молодым областям складчатости, а в каждой из них наблюдается возрастание потоков от предгорных прогибов к участкам активного орогенеза. В тектонически активных областях наблюдается резкая дифференциация тепловых потоков, например, возрастание втрое от краевых прогибов к областям кайнозойской складчатости. Несмотря на существующее примерное равенство тепловых потоков в океанических и континентальных областях, а также в регионах разновозрастной складчатости, их различия обуславливают существование не только вертикальных, но и горизонтальных градиентов температур.

Для океанских плит наблюдается закономерное уменьшение средних значений теплового потока с увеличением расстояния от срединно-океанических хребтов и, соответственно, — с увеличением возраста океанской литосферы. Эта закономерность описывается теоретической зависимостью Склейтера-Сорохтина

$$q = 473,5 \sqrt{\frac{1}{T}}, \quad (6.4)$$

где q – тепловой поток в мВт/м²; T – возраст океанской литосферы в млн. лет. Данная зависимость достаточно удовлетворительно соответствует наблюдаемым значениям теплового потока для диапазона T от 5 до 70 млн. лет.

Измерения температур в структурных и разведочных (на нефть и газ) скважинах позволяют рассчитать геотермические градиенты и их изменения с глубиной и по площади. Так, например, в породах Украинского щита геотермический градиент очень мал: 0,010— 0,015 °С/м, а в Ставропольском крае высок—0,032—0,067 °С/м. По нефтяным скважинам Краснодарского края геотермический градиент имеет промежуточные значения — 0,020— 0,046 °С/м.

Региональные термические исследования служат для выявления термического режима и состояния недр Земли, что является важным источником информации для геофизики и теоретической геологии. Практически эти исследования направлены на изучение геотермических ресурсов и выявление участков, перспективных на использование глубинного тепла в качестве источника энергии. Эти участки располагаются в районах с повышенным тепловым потоком (свыше 0,1 Вт/м²) и геотермическим градиентом (5—20° на 100 м). В таких районах на глубинах свыше 1—3 км могут находиться скопления либо парогидротерм, либо термальных вод, либо прогретых пород. В настоящее время используют не только парогидротермы и термальные воды, но и под-

земные тепловые котлы, т. е. зоны разрушенных перегретых пород, куда можно закачивать воду и после ее нагрева использовать для получения электроэнергии, теплофикации и других целей.

6.3.3 Поисково-разведочные геотермические исследования

Поисково-разведочные геотермические исследования в комплексе с другими наземными и подземными геофизическими методами проводят на рудных, угольных, нефтяных и газовых месторождениях. Температуры пород измеряют в скважинах наземного и подземного бурения. Систему наблюдений приспособляют к имеющейся сети скважин, поскольку специальное бурение скважин для терморазведки экономически невыгодно и проводится лишь изредка. Температуры измеряют в отдельных точках по стволу скважины.

Большие трудности при терморазведке связаны с необходимостью получения установившихся температур, чтобы охарактеризовать естественное температурное поле горных пород. Оно оказывается нарушенным в результате искажающего влияния таких факторов, как разогрев пород при бурении, влияние промывочной жидкости, вентиляция горных выработок, усиленное окисление руд и углей, вскрытых горных выработок и др. По измеренным естественным температурам строят графики их изменения с глубиной, а для постоянных глубин — с расстоянием. При достаточной густоте точек площадных наблюдений строят карты изотерм (постоянных температур) для одинаковых глубин, карты средних геотермических градиентов и др.

Интерпретация геотермических профилей и карт обычно качественная и сводится к выделению локальных аномалий термического поля и сопоставлению их с аномалиями других геофизических методов, а также с геологическими материалами.

6.3.4 Инженерно-гидрогеологические геотермические исследования

Инженерно-гидрогеологические геотермические исследования обычно проводят в неглубоких (10—30 м) скважинах с установившимся температурным режимом. Желательно изолировать водоносный горизонт от скважины. В разных природных условиях получаемые геотермические профили и карты служат для оконтуривания многолетнемерзлых и талых горных пород; изучения динамики подземных вод (приток глубинных вод создает положительные аномалии температур, поверхностных—отрицательные); прогноза приближения забоя выработок к обводненным зонам и решения других задач.

Особый интерес представляет определение скорости фильтрации подземных вод. Как отмечалось выше, тепловой поток в условиях заметной конвекции тепла за счет подземных вод зависит от геотермического градиента, коэффициента температуропроводности и скорости фильтрации подземных вод. Приведенные формулы (6.1) и (6.3) положены в основу практического использования терморазведки для определения скорости, а затем и коэффициента фильтрации подземных вод. Для выявления мест фильтрации вод из водохранилищ, каналов, рек и стволов скважин, а также интервалов, где утечки отсутствуют, можно использовать измерение не только естественных, но и искусственных тепловых полей. Участки сосредоточенной фильтрации выделяют по температурным аномалиям, знак которых зависит от температурного режима акваторий. Более четкие результаты получают при искусственном электрическом подогреве воды во всех точках измерений. По скорости восстановления температур можно не только качественно выявить места утечек, но и оценить скорости фильтрации.