

(19)



**Евразийское
патентное
ведомство**

(11) **038781**

(13) **B1**

(12) **ОПИСАНИЕ ИЗОБРЕТЕНИЯ К ЕВРАЗИЙСКОМУ ПАТЕНТУ**

(45) Дата публикации и выдачи патента
2021.10.19

(21) Номер заявки
201891718

(22) Дата подачи заявки
2017.02.20

(51) Int. Cl. **G01V 99/00** (2009.01)
G06F 17/00 (2006.01)

(54) **СПОСОБ ВЫЧИСЛЕНИЯ ВЫРАБОТКИ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА**

(31) **1602935.7**

(32) **2016.02.19**

(33) **GB**

(43) **2019.01.31**

(86) **PCT/NO2017/050044**

(87) **WO 2017/142422 2017.08.24**

(71)(73) Заявитель и патентовладелец:
ЭКВИНОР ЭНЕРДЖИ АС (NO)

(72) Изобретатель:
**Хокстад Кетиль, Дуффеут Кеннет,
Фишлер Кристине, Кюркьебе Руне,
Аласонати Тасарова Зузана (NO)**

(74) Представитель:
Медведев В.Н. (RU)

(56) **US-B2-7130758**

WO-A1-2014029415

Dischleret, E. et al., Bayesian anisotropic Dix inversion. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013: pp. 4853-4857 <http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2013-0098.1>

MUKAI, M. et al., Measurement of radioactive heat generation in rocks by means of gamma ray spectrometry, Vertical distribution of heat source in the island arc crust, Proc. Japan Acad., 75, Ser. B, 1999, pp 181-185 https://www.jstage.jst.go.jp/article/pjabl977/75/7/75_7_181/_pdf

(57) Способ вычисления выработки радиогенного тепла (ВРТ) в геофизической структуре, в котором предусмотрен по меньшей мере один геофизический параметр геофизической структуры, при этом способ содержит обращение упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра для оценивания ВРТ в геофизической структуре.

B1

038781

038781

B1

Настоящее изобретение относится к способу вычисления выработки радиогенного тепла в геофизической структуре, базального теплового потока и поверхностного теплового потока.

Изменение подповерхностной температуры на протяжении геологического времени имеет важное значение для нефтяной перспективности седиментационного бассейна. Тепловая история регулирует созревание материнских пород и качество пород-коллекторов. Уменьшение пористости, связанное с кварцевой цементацией, непосредственно зависит от температуры. Тепловой режим седиментационного бассейна регулируется двумя основными факторами: базальным тепловым потоком с вкладами из мантии Земли и земной коры и профилем удельной теплопроводности седиментационной последовательности.

Распределение температуры по глубине и на протяжении геологического времени определяется в основном взаимосвязью этих эффектов первого порядка. Тепловое моделирование является частью моделирования бассейна (Allen и Allen, 2005). Обычное моделирование бассейна основано на входных данных из геологических дисциплин и геохимии. Однако предложенный способ предпочтительно основан на геофизических данных.

В уровне техники выработку радиогенного тепла (ВРТ) обычно находили оценением количества радиоактивных элементов, таких как уран, торий и калий (которые являются основными вкладчиками в ВРТ), при использовании спектрометрического гамма-каротажа. Например, в работе 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2015, Oliveira et al, "Radiometric and thermal signatures of turbidite flows in Namorado oil field", pages 799-803, рассмотренный способ вычисляет ВРТ с использованием непосредственного измерения радиоактивного распада. Способ основан на спектрометрическом гамма-каротаже в буровых скважинах. Это стандартный подход и он использует эмпирические уравнения, предложенные Rybach (1986). В этом способе для получения отдельной информации о вкладах от урана, тория и калия требуются спектральные (зависящие от частоты) записи гамма-лучей, поскольку различные элементы излучают в разных частотных диапазонах.

С другой стороны, известна ручная регулировка значений ВРТ при сборе данных о температуре во время моделирования бассейна. Для этих способов характерна тенденция быть неточными, и требуется сбор данных для решения конкретной задачи вычисления ВРТ.

В другом примере из уровня техники, *Geochemistry International*, vol. 44, №10, 2006, Kronrod et al, "Determining heat flows and radiogenic heat generation in the crust and lithosphere based on seismic data and surface heat flows", pages 1035-1040, изложено использование скоростей распространения сейсмических волн для оценивания температуры земной коры (при использовании предположения о том, что давление известно, и при использовании уравнения состояния, которое связывает давление и температуру со скоростью распространения сейсмических волн). После этого уравнение теплопроводности решается для установления связи температуры земной коры с поверхностным тепловым потоком и ВРТ в земной коре. В журнале *Physics of the solid earth*, vol. 43, №1, 2007, Kronrod et al, "Modeling of the thermal structure of continental lithosphere", pages 91-101, изложен во многом подобный способ.

Согласно одному аспекту изобретения предложен способ вычисления выработки радиогенного тепла (ВРТ) в геофизической структуре, в котором предусмотрен по меньшей мере один геофизический параметр геофизической структуры, при этом способ содержит: обращение упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра для оценивания ВРТ в геофизической структуре.

Изобретатели обнаружили, что ВРТ в геофизической структуре можно находить путем обращения по меньшей мере одного геофизического параметра геофизической структуры, такого как плотность, скорость распространения сейсмических волн (предпочтительно скорость распространения сейсмических продольных волн) или магнитная восприимчивость. Этот способ является предпочтительным, поскольку для него не требуется тщательный отбор образцов геофизической структуры для нахождения ВРТ на всем протяжении геофизической структуры. Точнее, поскольку значения геофизических параметров могут быть получены на всем протяжении геофизической структуры путем поверхностных измерений и наблюдений, способ по настоящему изобретению позволяет вычислять ВРТ при использовании поверхностных измерений и наблюдений.

В отличие от способов из уровня техники, упомянутых выше (таких как Oliveira и соавторы, упомянутый выше), для которых требуется использовать гамма-каротаж, настоящее изобретение может быть основано просто на значениях геофизических параметров (которые могут быть уже/полностью иметься и которые могут быть получены на земной поверхности, а не в буровой скважине) для вычисления ВРТ. Кроме того, в отличие от уровня техники (Kronrod др., упомянутый выше), который включает многочисленные промежуточные этапы при преобразовании скоростей распространения сейсмических волн в оценки ВРТ, в предложенном способе используется решение обратной задачи для вычисления ВРТ непосредственно по геофизическому параметру (параметрам).

ВРТ, вычисленная настоящим способом, предпочтительно, может быть ВРТ на текущий момент. Это может быть в случае, когда используют значение геофизического параметра на текущий момент. Конечно, при желании можно использовать исторические значения для вычисления исторической ВРТ. Предпочтительно, чтобы геофизическая структура могла быть земной корой или литосферой Земли. Земная кора является слоем между мантией и поверхностью или осадочным слоем. Литосфера Земли

является слоем между вязкой мантией и поверхностью или осадочным слоем (то есть, литосфера включает в себя земную кору и (преимущественно) хрупкую верхнюю мантию). Особенно целесообразно вычислять ВРТ в земной коре или литосфере, поскольку это значение ВРТ можно использовать для вычисления поверхностного теплового потока, описанного ниже. Результат вычисления поверхностного теплового потока можно использовать для вычисления распределений температур, которые являются важными при определении, существуют ли подходящие условия для образования углеводородов, а если существуют, то в осадочном слое или земной коре.

Обращение или решение обратной задачи является хорошо известным термином в данной области техники. На основании по меньшей мере одного наблюдаемого/измеренного параметра она описывает процесс вычисления причинности параметра (или по меньшей мере одной из причинностей параметра). Таким образом, в представленном случае, если говорить о физике, ВРТ влияет на геофизический параметр. Однако он является геофизическим параметром, который измеряют, но не является ВРТ. Поэтому вычисление ВРТ по геофизическому параметру можно описать как обращение. Решение обратной задачи можно рассматривать как вычисление, при котором используют одну или более моделей (таких как модель (модели) физических свойств породы, таких как прямая модель, рассмотренная ниже, которая связывает один или более геофизических параметров с ВРТ) для вычисления ВРТ непосредственно по одному или более геофизическим параметрам.

На всем протяжении описания используются термины, такие как "вычисление" и "оценивание". Они не предполагаются ограничивающими; точнее, они обозначают только определение среднего или получение значения фактической физической величины, такой как ВРТ (или получение по меньшей мере (хорошего) приближения физической величины).

Геофизический параметр может быть любым свойством геофизической структуры, таким как плотность, магнитная восприимчивость, скорость распространения сейсмических волн (предпочтительно скорость распространения сейсмических продольных волн), электрическая удельная проводимость, удельное сопротивление или остаточная намагниченность. В частности, геофизический параметр может быть значением (значениями), описывающим такое свойство. В частности, геофизический параметр может быть любым таким свойством, которое находится под влиянием ВРТ.

Этап обращения может содержать выбор прямой модели, которая задает соотношение между упомянутым по меньшей мере одним геофизическим параметром и ВРТ в геофизической структуре.

При вычислениях в процессе решения обратной задачи из прямой модели получают соотношение между известным/измеренным параметром (геометрическим параметром в этом случае) и неизвестной величиной (ВРТ в этом случае).

Прямая модель может быть выбрана на основании ожидаемых тенденций, связывающих релевантный геофизический параметр с ВРТ. Например, в общем случае геофизический параметр может увеличиваться или уменьшаться (в зависимости от типа геофизического параметра) при возрастании ВРТ. Когда геофизическим параметром является плотность, или скорость распространения сейсмических волн (предпочтительно скорость распространения сейсмических продольных волн), или удельная проводимость, геофизический параметр может уменьшаться при возрастании ВРТ. Когда геофизическим параметром является магнитная восприимчивость, геофизический параметр может увеличиваться при возрастании ВРТ. Конкретная используемая прямая модель не является существенной для настоящего изобретения, несколько таких прямых моделей известны в данной области техники, и специалисту в данной области техники следует знать, какую модель (модели) можно использовать. Действительно, различные прямые модели можно использовать для достижения аналогичных результатов, если только прямая модель способна моделировать общую тенденцию между геофизическим параметром и ВРТ.

Когда геофизический параметр уменьшается при возрастании ВРТ, модель может быть любой убывающей функцией. Например, геофизический параметр может быть пропорционален обратной величине ВРТ (A) или (натуральному) логарифму обратной величины ВРТ, то есть геофизический параметр

$$\propto \ln\left(\frac{a}{A}\right) \quad \text{или} \quad \propto \frac{1}{A},$$

где a является постоянной.

Когда геофизический параметр увеличивается при возрастании ВРТ, модель может быть любой сигма-функцией.

В качестве иллюстративного примера соотношения между геофизическим параметром и ВРТ Rybach, 1978, предложил экспоненциальное соотношение между ВРТ и скоростью распространения сейсмических продольных волн,

$$A(v_p) = ae^{-b \cdot v_p},$$

где A является ВРТ, v_p является скоростью распространения сейсмических продольных волн и a и b являются постоянными.

Конечно, этот пример является только иллюстративным и можно использовать другие соотношения между ВРТ и скоростью распространения сейсмических волн.

Таким образом, как можно понять из приведенного выше, точная прямая модель может быть вы-

брана специалистом в области техники на основании знания физических свойств породы.

Предпочтительно, чтобы модельное соотношение между ВРТ и геофизическим параметром не зависело от любой другой переменной, например, от любых других геофизических параметров. Конечно, могут иметься другие постоянные множители, но предпочтительно, чтобы была только одна переменная. Например, при повторном обращении к примеру соотношения Rybach, 1978, между ВРТ и скоростью распространения сейсмических продольных волн видно, что одной переменной, от которой зависит ВРТ, является скорость распространения сейсмических продольных волн. Другие множители (a и b) в приведенном выше уравнении Rybach, 1978, являются только постоянными. Как будет рассмотрено ниже, постоянные множители можно находить с помощью калибровочных данных.

Следует понимать, что модель (модели) может не отражать всю сложность системы, то есть модель может быть намеренно упрощена, чтобы геофизический параметр зависел только от ВРТ. В действительности, в общем случае геофизический параметр (параметры) зависит от многих переменных. Однако в модели (моделях), используемой в предложенном способе, геофизический параметр (параметры) может зависеть только от представляющей интерес переменной, в этом случае от ВРТ.

Могут иметься калибровочные данные, содержащие по меньшей мере одно измерение упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра и ВРТ по образцу геологической структуры. Кроме того, способ может содержать получение калибровочных данных. Предпочтительно, чтобы калибровка могла содержать множество измерений упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра и ВРТ по образцу геофизической структуры. Предпочтительно, чтобы упомянутое по меньшей мере одно измерение упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра и измерение ВРТ могли регистрироваться практически с одного и того же места в образце или могло быть общее/среднее измерение для образца в целом.

Этап обращения способа может содержать оптимизацию прямой модели на основании калибровочных данных. Эта оптимизация может содержать использование калибровочных данных для нахождения оптимальных значений постоянных множителей в прямой модели. Как правило, чем больше количество данных, тем лучше будет оптимизация.

И в этом случае из примера соотношения между геофизическим параметром и ВРТ, установленного Rybach, 1978, видно, что множители a и b можно найти при использовании калибровочных данных.

Чтобы оптимизировать прямую модель, можно предположить, что прямая модель (по которой вычисляется геофизический параметр на основании данной ВРТ) применительно к обеспеченному геофизическому параметру имеет некоторое распределение погрешностей (то есть, разность между имеющимся/наблюдаемым геофизическим параметром и геофизическим параметром, вычисленным с помощью соответствующей прямой модели, дает распределение погрешностей). Предпочтительно, распределение погрешностей предполагается гауссовым распределением погрешностей, предпочтительно с нулевым средним. Прямую модель оптимизируют путем снижения распределения погрешностей с тем, чтобы оно было как можно меньше, например, чтобы среднее распределения погрешностей было как можно ближе к нулю за счет как можно меньшей дисперсии распределения погрешностей. Оптимизация может быть достигнута нахождением значения (значений) постоянного множителя (множителей) (таких как a и b в соотношении Rybach, 1978) в прямой модели, и этим оптимизировать прямую модель.

После этого оптимизированную прямую модель можно использовать при решении обратной задачи для получения более точного решения обратной задачи.

Прямую модель можно использовать при решении обратной задачи для вычисления распределения вероятностей (и/или среднего и/или значений дисперсии (непосредственно)) геофизического параметра данного конкретного значения ВРТ (см. уравнение 13 ниже). Функцию распределения вероятностей можно использовать для вычисления распределения вероятностей ВРТ (и/или среднего, и/или значений дисперсии (непосредственно)) для данных конкретных значений геофизического параметра (см. уравнения 4-7 ниже).

Могут иметься по меньшей мере два геофизических параметра геофизической структуры. В этом случае способ может содержать обращение упомянутых по меньшей мере двух геофизических параметров для оценивания ВРТ в геофизической структуре.

Предпочтительно использовать по меньшей мере два геофизических параметра, поскольку при этом решение обратной задачи для геофизического параметра в значительной степени ограничивается относительно ВРТ. При использовании только одного геофизического параметра для оценивания ВРТ могут оставаться большие погрешности и неопределенности в результате вычисления ВРТ. Однако, как только другие геофизические параметры используются при том же самом решении обратной задачи для вычисления той же самой ВРТ, неопределенности существенно уменьшаются. Фактически, при использовании большего количества геофизических параметров вычисленная ВРТ может становиться более точной. Таким образом, по меньшей мере три, четыре или пять геофизических параметров можно использовать при решении обратной задачи. Можно использовать только один, два, три, четыре или пять геофизических параметров.

Этап обращения может содержать использование модели, в которой имеется статистическая (условная) независимость между упомянутыми по меньшей мере двумя (или тремя, четырьмя, пятью и т.д.)

геофизическими параметрами и статистическая зависимость между каждым соответствующим геофизическим параметром и ВРТ в геофизической структуре.

В этом описании "модель" означает просто математические соотношения, используемые при решении обратной задачи, такие как прямая модель (модели).

Статистическая зависимость ВРТ от различных геофизических параметров и статистическая (условная) независимость различных геофизических параметров друг от друга является важной концепцией, которую обнаружили изобретатели. При моделировании обратной задачи таким образом это позволяет рассматривать геофизические параметры и ВРТ как сеть, в которой использованием многочисленных геофизических параметров ограничиваются значения, которые находятся для ВРТ, и поэтому уменьшаются погрешности/неопределенности в ВРТ.

При использовании этого предположения и использовании такой модели соотношение между геофизическими параметрами и ВРТ можно описать в понятиях байесовской сети, которую можно показать направленным ациклическим графом (НАГ), таким как на фиг. 1. Таким образом, предложенное решение обратной задачи может быть байесовской формулировкой обратной задачи. Решение обратной задачи можно выполнять в байесовской статистической формулировке.

Иначе говоря, математические соотношения, которые используются при решении обратной задачи, можно выбирать на основании предположения, что вероятность ВРТ является раздельно условной относительно каждого из соответствующих геофизических параметров и отсутствует условная вероятность между геофизическими параметрами.

Известно использование в геофизике байесовского подхода к обратной задачи. Например, Afonso, 2013a, 2013b, предложил использовать байесовский подход. Однако отсутствует методика использования байесовского подхода для вычисления ВРТ.

Например, Afonso, 2013a, 2013b, фактически использовал ВРТ в качестве входных данных для выполнения вычислений в процессе решения обратной задачи, чтобы оценивать температуру и состав мантии. Вводимое значение ВРТ Afonso, 2013a, 2013b, находил просто оцениванием состава геофизической структуры и связыванием оцененного состава с ожидаемым опубликованным значением ВРТ для этого состава. В традиционных способах отсутствует идея или рекомендация вычислять ВРТ по геофизическим параметрам, не говоря уже об использовании многочисленных геофизических параметров в статистической сети, описанной выше.

Упомянутые по меньшей мере два геофизических параметра могут содержать по меньшей мере один электромагнитный геофизический параметр (такой как магнитная восприимчивость, электрическая удельная проводимость, или удельное сопротивление или остаточная намагниченность) и по меньшей мере один механический геофизический параметр (такой как плотность или скорость распространения сейсмических волн (предпочтительно скорость распространения сейсмических продольных волн)). Предпочтительно используют по меньшей мере магнитную восприимчивость и плотность, поскольку сила тяжести и магнитные геофизические данные (по которым можно вычислять магнитную восприимчивость и плотность) обычно доступны или их легко получить с трехмерным охватом по большим площадям Земли. Конечно, можно использовать любое сочетание магнитной восприимчивости, электрической удельной проводимости, удельного сопротивления, остаточной намагниченности, плотности или скорости распространения сейсмических волн, предпочтительно скорости распространения сейсмических продольных волн (или любого другого геофизического параметра, от которого зависит ВРТ).

Аналогично случаю использования только одного геофизического параметра, когда используют по меньшей мере два геофизических параметра, этап обращения может содержать выбор прямой модели для каждого соответствующего геофизического параметра, при этом каждой из прямых моделей задается соотношение между соответствующим геофизическим параметром и ВРТ в геофизической структуре.

Прямые модели можно выбирать на основании ожидаемых тенденций во взаимосвязи релевантного геофизического параметра и ВРТ. Например, в общем случае геофизические параметры могут увеличиваться или уменьшаться (это зависит от типа геофизического параметра) при возрастании ВРТ. Когда одним из геофизических параметров является плотность или скорость распространения сейсмических волн (предпочтительно скорость распространения сейсмических продольных волн), геофизический параметр может уменьшаться при возрастании ВРТ. Когда одним из параметров является магнитная восприимчивость, геофизический параметр может увеличиваться при возрастании ВРТ. Точная прямая модель не является важной для настоящего изобретения, и специалист в области техники должен быть осведомлен о потенциальных моделях, которые можно использовать для моделирования соотношения между геофизическим параметром (параметрами) и ВРТ. Фактически, различные прямые модели можно использовать для достижения одинаковых результатов, если только прямые модели способны моделировать общую тенденцию взаимосвязи геофизических параметров и ВРТ. В качестве иллюстративного примера взаимосвязи геофизического параметра и ВРТ Rybach, 1978, предложил экспоненциальное соотношение между ВРТ и скоростью распространения сейсмических продольных волн,

$$A(v_p) = ae^{-b \cdot v_p},$$

где A является ВРТ, v_p является скоростью распространения сейсмических продольных волн и a и b

являются постоянными.

Конечно, этот пример является только иллюстративным и можно использовать другие соотношения между ВРТ и скоростью распространения сейсмических волн. Таким образом, из приведенного выше можно понять, что точная прямая модель может быть выбрана специалистом в области техники на основании знания физических свойств породы.

Кроме того, как рассматривалось выше, предпочтительно, чтобы соотношение между ВРТ и каждым геофизическим параметром не зависело от любой другой переменной, такой как любой другой геофизический параметр (параметры). Конечно, могут иметься другие постоянные множители, но предпочтительно, чтобы имелась только одна переменная. Например, при повторном обращении к примеру соотношения Rybach, 1978, между ВРТ и скоростью распространения сейсмических продольных волн видно, что переменная, от которой зависит ВРТ, является только скоростью распространения сейсмических продольных волн. Другие множители (a и b) в уравнении Rybach, 1978, приведенном выше, являются только постоянными. Поэтому соотношение Rybach, 1978, статистически (условно) не зависит от других геофизических параметров, таких как плотность или магнитная восприимчивость. Поэтому оно пригодно для использования в байесовской сети, рассмотренной выше. Иначе говоря, только переменная в каждой из таких соответствующих прямых моделей является ВРТ в геофизической структуре.

Следует понимать, что модели могут не отражать всю сложность системы, то есть, модель может быть намеренно упрощена, чтобы геофизический параметр зависел только от ВРТ. В действительности, в общем случае геофизические параметры зависят от многих переменных. Однако в моделях, используемых в предложенном способе, геофизические параметры могут зависеть только от представляющей интерес переменной, в этом случае от ВРТ.

Могут иметься калибровочные данные, содержащие по меньшей мере одно измерение каждого из упомянутых по меньшей мере двух геофизических параметров и ВРТ в геофизической структуре из образца геофизической структуры. Кроме того, способ может содержать получение калибровочных данных. Предпочтительно, чтобы калибровка могла содержать множество измерений каждого из геофизических параметров и ВРТ по образцу геофизической структуры.

Этап обращения может содержать оптимизацию соответствующей прямой модели (моделей) на основании калибровочных данных. Оптимизация может содержать использование калибровочных данных для нахождения оптимальных значений постоянных множителей в прямой модели. Как правило, чем больше количество данных, тем лучше будет оптимизация.

И в этом случае при рассмотрении примера соотношения между геофизическим параметром и ВРТ, установленного Rybach, 1978, видно, что множители a и b можно найти при использовании калибровочных данных.

Чтобы оптимизировать прямые модели, можно предположить, что каждая из прямых моделей (по которой вычисляется соответствующий геофизический параметр на основании данной ВРТ) применительно к соответствующему предусмотренному геофизическому параметру имеет некоторое распределение погрешностей (то есть, разность между каждым предусмотренным/наблюдаемым геофизическим параметром и каждым соответствующим геофизическим параметром, вычисленным с помощью соответствующей прямой модели, дает распределение погрешностей). Предпочтительно, распределение погрешностей является гауссовым распределением погрешностей, предпочтительно с нулевым средним. Прямые модели можно оптимизировать путем снижения распределения погрешностей с тем, чтобы оно было как можно меньше, например, чтобы среднее распределения погрешностей было как можно ближе к нулю за счет как можно меньшей дисперсии распределения погрешностей. Оптимизацию можно получать нахождением значения (значений) постоянного множителя (множителей) (таких как a и b в соотношении Rybach, 1978) в прямой модели, и этим оптимизировать прямые модели.

После этого оптимизированную прямую модель (модели) можно использовать при решении обратной задачи для получения более точного решения обратной задачи.

Различные прямые модели можно использовать для каждого геофизического параметра.

Прямые модели можно использовать при решении обратной задачи для вычисления распределения вероятностей (и/или среднего и/или значений дисперсии (непосредственно)) каждого из геофизических параметров для определенного конкретного значения ВРТ (см. уравнение 13 ниже). Эти функции распределения вероятностей можно сочетать для вычисления распределения вероятностей ВРТ (и/или среднего, и/или значений дисперсии (непосредственно)), определенных конкретных значений геофизических параметров (см. уравнения 4-7 ниже).

Могут быть предусмотрены геофизические данные по меньшей мере одного типа для геофизической структуры, при этом способ содержит обращение упомянутого по меньшей мере одного типа геофизических данных для вычисления упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра. Кроме того, могут иметься геофизические данные по меньшей мере двух типов для геофизической структуры, при этом способ содержит обращение геофизических данных упомянутых по меньшей мере двух, трех, четырех или пяти типов для вычисления упомянутых по меньшей мере двух, трех, четырех или пяти геофизических параметров.

Когда геофизическим параметром является плотность, скорость распространения сейсмических

волн (предпочтительно скорость распространения сейсмических продольных волн), магнитная восприимчивость, электрическая удельная проводимость, электрическое удельное сопротивление или остаточная намагниченность, геофизическими данными могут быть данные о силе тяжести, сейсмические данные, магнитные данные или магнитотеллурические данные, соответственно. Данные могут быть собраны с использованием известных способов, таких как регистрация сейсмических данных и т.д. Способ может содержать сбор/получение геофизических данных.

Обращение геофизических данных для вычисления упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра можно выполнять при использовании известных способов, таких как однодоменное решение обратной задачи или совместное решение обратной задачи, которая может быть двумерным или трехмерным решением обратной задачи. Например, при обращении данных о силе тяжести и магнитных данных в плотность и магнитную проницаемость можно использовать, например, стандартный способ решения обратной задачи Gravmag, который обеспечивается программным обеспечением Geosoft. Специалисту в данной области техники должны быть известны многочисленные способы решения обратной задачи для обращения геофизических данных в геофизические параметры, и нет необходимости рассматривать их в настоящей заявке.

Как рассматривалось выше, упомянутый по меньшей мере один геофизический параметр может быть любым геофизическим параметром, который является зависимым от ВРТ, но предпочтительно, чтобы не был зависимым или мог быть смоделирован как условно независимый от других геофизических параметров, таких как плотность, скорость распространения сейсмических волн (предпочтительно скорость распространения сейсмических продольных волн), магнитная проницаемость, электрическая удельная проводимость, электрическое удельное сопротивление или остаточная намагниченность. Можно использовать любое другое свойство геофизической структуры, которое может быть выражено как параметр и которое зависит от ВРТ (и предпочтительно, чтобы оно могло быть выражено как зависимое от ВРТ и в то же время как независимое от любого другого геофизического параметра/переменной). Можно использовать сочетание любого количества таких параметров.

Следует понимать, что рассмотренными выше способами можно вычислять ВРТ для конкретной точки/места/объема/пространства геофизической структуры, при этом упомянутая точка/место/объем/пространство соответствует точке/месту/объему/пространству геофизического параметра, используемого на этапе решения обратной задачи (геофизический параметр (параметры), используемый в этих способах, может быть значением этого параметра в данной точке/месте/объеме/пространстве в геофизической структуре). Поэтому для получения пространственно-зависимой ВРТ-функции $A(x,y,z)$ изложенный выше способ решения обратной задачи можно выполнять поточечно для каждой точки/места/объема/пространства в геофизической структуре. Как можно понять, геофизический параметр (параметры) может изменяться по пространству геофизической структуры и это может соответствовать пространственно-изменяющейся ВРТ.

Таким образом, способ может содержать построение пространственно-зависимой ВРТ-функции, $A(x,y,z)$. Эту функцию можно построить путем вычисления ВРТ для каждой точки/места/объема/пространства геофизической структуры. ВРТ можно вычислять по практически всей геофизической структуре или в пределах конкретной области (xy) и глубины z . (Как является обычным в области техники, оси x и y являются взаимно перпендикулярными по горизонтальным направлениям и ось z продолжается по вертикальному направлению).

Согласно другому аспекту изобретения предложен способ вычисления базального теплового потока в геофизической структуре, в котором представлен вклад теплового потока из мантии, при этом способ содержит вычисление ВРТ в геофизической структуре при использовании любого из рассмотренных выше способов по пространству геофизической структуры; суммирование ВРТ по меньшей мере в некоторой части пространства геофизической структуры; и добавление суммы ВРТ к вкладу теплового потока из мантии.

ВРТ по пространству геофизической структуры может быть пространственной функцией $A(x,y,z)$, рассмотренной выше.

Суммирование ВРТ может содержать суммирование ВРТ по определенному диапазону глубин. Диапазон глубин может быть глубиной от основания земной коры (то есть глубины от верхней части мантии) или от основания литосферы (то есть глубины от верхней части жидкой мантии) до глубины выше основания земной коры или литосферы. Предпочтительно, чтобы глубина выше основания земной коры или литосферы могла быть верхней частью земной коры или литосферы. Таким образом, суммированием ВРТ можно просуммировать ВРТ по всей земной коре или литосфере. Суммирование можно осуществлять интегрированием $A(x,y,z)$ по z между двумя глубинами.

Таким суммированием ВРТ обеспечивается двумерное распределение теплового потока на верхней глубине суммирования (например, верхней части земной коры или литосферы). Двумерное распределение теплового потока может зависеть от x и y .

Способ может содержать получение вклада мантии в базальный тепловой поток. Вклад мантии может возникать в результате конвекции из мантии. Вклад мантии можно вычислять при использовании известных способов и/или известных пакетов программного обеспечения.

Базальный тепловой поток может быть базальным тепловым потоком на текущий момент.

Согласно еще одному аспекту изобретения предложен способ вычисления поверхностного теплового потока на поверхности Земли, в котором представлен вклад осадочного отложения в поверхностный тепловой поток, при этом способ содержит: вычисление базального теплового потока при использовании любого описанного выше способа (способов), при этом геофизическая структура является земной корой или литосферой, а базальный тепловой поток вычисляют для верхней части литосферы; и добавление вклада осадочного отложения к базальному тепловому потоку.

Осадочное отложение является слоем, который может находиться или может не находиться на поверхности Земли, на верхней части земной коры/литосферы. Если осадочный слой отсутствует, то способом вычисления базального теплового потока можно вычислять поверхностный тепловой поток без необходимости учета любого вклада осадочного отложения (или же можно считать, что в этом случае вклад осадочного отложения равен нулю).

Слой осадочного отложения может создавать тепло вследствие наличия радиоактивных элементов в осадочном отложении. Обычно вклад осадочного отложения считают равным приблизительно $1 \text{ (мкВт}\cdot\text{м}^{-3})$. Способ может содержать вычисление вклада осадочного отложения. Вклад в поверхностный тепловой поток на определенном месте земной поверхности можно найти умножением на $1 \text{ мкВт}\cdot\text{м}^{-3}$ осадочного слоя на этом месте земной поверхности.

Предпочтительно, чтобы поверхностный тепловой поток был тепловым потоком на текущий момент (если при вычислении используются данные на текущий момент), но он также может быть историческим тепловым потоком (если используются исторические данные).

Поверхностный тепловой поток можно использовать для получения оценки современного распределения температур и максимальной палеотемпературы геофизической структуры, предпочтительно в стационарном приближении. Специалист в области техники должен быть знаком со способами выполнения этого вычисления.

Стационарное приближение является предположением о том, что тепловое состояние (тепловой поток и распределение температур) не изменяются с течением времени. В стационарном приближении температура определяется законом Фурье, $q=kdT/dz$ в этом одномерном случае. В таком случае при заданных удельной теплопроводности (k) и тепловом потоке (q) интегрированием закона Фурье можно вычислить температуру как функцию глубины.

Если система зависит от времени (то есть отсутствует установившееся состояние), в общем случае она выходит из теплового равновесия, и распределение температур можно вычислять решением зависящего от времени уравнения диффузии (которое может быть получено объединением закона Фурье с принципом сохранения энергии).

Кроме того, способ может содержать моделирование тепловой истории геофизической структуры. Для моделирования тепловой истории тепловой поток на текущий момент можно использовать в качестве целевой точки при кинематическом восстановлении и моделировании тепловой истории.

Согласно еще одному аспекту изобретения предложен способ получения тепловой и/или температурной модели геофизической структуры, содержащий способ по любому предшествующему пункту формулы изобретения.

Как можно понять, изложенные выше способы найдут применение при разведке на углеводороды, например, при планировании и выполнении (разведочных) операций бурения. Кроме того, способ может содержать использование вычисленных ВРТ, поверхностного теплового потока, температуры и тепловой/температурной модели при разведке на углеводороды.

Согласно еще одному аспекту изобретения предложен компьютерный программный продукт, содержащий машиночитаемые инструкции, которые, будучи исполняемыми на компьютере, выполнены так, что заставляют процессор выполнять любой из изложенных выше способов.

Теперь только для примера предпочтительные варианты осуществления изобретения будут рассмотрены с обращением к сопровождающим чертежам.

На фиг. 1 показана байесовская сеть (НАГ), представляющая модельное соотношение между выработкой A радиогенного тепла и геофизическими параметрами $\{\chi, \rho, v_p\}$. Как показано на правой стороне фиг. 1, геофизические параметры также могут зависеть от других параметров, таких как геофизические данные (типа данных (m_z)) о силе тяжести, магнитных данных (g_z) и сейсмических данных (P)), которые могут быть включены в расширенную байесовскую сеть. В способе, изложенном ниже, рассматривается только более простая статистическая модель. Кроме того, на фиг. 1 показано что ВРТ, A , зависит от радиоактивных элементов, таких как Th , U и K .

На фиг. 2 показаны прямая модель физических свойств породы и калибровочные данные. Прямая модель представляет собой логарифмическую модель согласно уравнению 10 (кривая показана на фиг. 2), связывающую скорость v_p распространения сейсмических волн с ВРТ A , и прокалибрована с использованием калибровочных данных (точки данных показаны на фиг. 2).

На фиг. 3 показаны данные образцов, измеренные ВРТ (на верхнем графике), плотность (на втором графике от верхнего), восприимчивость (на втором графике от нижнего) и скорость распространения

сейсмических волн (на нижнем графике). Эти данные образцов используются для показа эффективности предложенного способа.

На фиг. 4 показаны результаты байесовского решения обратной задачи физических свойств породы согласно настоящему раскрытию по данным с фиг. 3. На верхнем графике представлена ВРТ, вычисленная с использованием только плотности. На среднем графике представлена ВРТ, вычисленная с использованием только плотности и восприимчивости. На нижнем графике представлена ВРТ, вычисленная с использованием плотности, восприимчивости и скорости распространения сейсмических волн. Измеренные значения ВРТ для каждого образца показаны ромбическими точками, а вычисленные значения ВРТ для каждого образца показаны квадратными точками. Квадратными точками показано апостериорное среднее $\mu_{A|\chi,\rho,v_p}$, а планки погрешностей приведены в соответствии с $\mu_{A|\chi,\rho,v_p} \pm \sigma_{A|\chi,\rho,v_p}$.

На фиг. 5 показаны плотности вероятности ВРТ, вычисленные в результате байесовского решения обратной задачи физических свойств породы согласно настоящему раскрытию по образцу 1 с фиг. 3. На верхнем графике показано априорное распределение.

На среднем графике показано распределение правдоподобия. На нижнем графике показано апостериорное распределение. Распределения на среднем и нижнем графиках вычислены путем решения обратной задачи только для плотности (штрихпунктирная кривая), плотности и восприимчивости (сплошная кривая) и плотности, восприимчивости и скорости распространения сейсмических волн (сплошная кривая) (для образца 1 распределение для плотности и восприимчивости и распределение для плотности, восприимчивости и скорости распространения сейсмических волн практически наложены друг на друга, так что в итоге можно видеть только две кривые).

На фиг. 6 показаны плотности вероятности ВРТ, вычисленные в результате байесовского решения обратной задачи физических свойств породы согласно настоящему раскрытию по образцу 7 с фиг. 3. На верхнем графике показано априорное распределение. На среднем графике показано распределение правдоподобия. На нижнем графике показано апостериорное распределение. Распределения на среднем и нижнем графиках вычислены путем решения обратной задачи только для плотности (пунктирная кривая), плотности и восприимчивости (штрихпунктирная кривая) и плотности, восприимчивости и скорости распространения сейсмических волн (сплошная кривая).

Как показано ниже в примере способа, оценивание базального и поверхностного тепловых потоков выполняют, используя, предпочтительно, решение обратной задачи для по меньшей мере двух геофизических параметров. Во-первых, в качестве общей последовательности действий этого способа геофизические параметры получают путем однодоменного или совместного решения обратной задачи (например, силы тяжести и магнитных данных, необязательно сейсмических данных). Это может быть двумерное или трехмерное решение обратной задачи. Во-вторых, геофизические параметры (такие как плотность, магнитная восприимчивость и необязательно скорость распространения сейсмических волн) обрабатывают, чтобы получить выработку радиогенного тепла (ВРТ), используя соотношения физических свойств породы земной коры. Тепловой поток на текущий момент получают объединением ВРТ с вкладом мантии в тепловой поток. Для вычисления доли мантии в тепловом потоке можно использовать программное обеспечение LitMod3D, которое разработали Afonso и соавторы (2008) и Fullea и соавторы (2009). Оцененный базальный и поверхностный тепловые потоки можно непосредственно применять для вычисления температуры в стационарном приближении. Для моделирования тепловой истории тепловой поток на текущий момент можно использовать в качестве целевой точки при кинематическом восстановлении и моделировании истории теплового потока. Для осуществления такого кинематического восстановления имеются способы, известные из уровня техники (McKenzie, 1978).

Таким образом, в настоящем раскрытии представлена последовательность действий, в соответствии с которой характерные признаки ВРТ используются для получения оценок имеющейся на текущий момент ВРТ в земной коре на основании решения обратной задачи для геофизических данных и геофизических параметров. В приведенном ниже примере рассматриваются геофизические данные трех типов: магнитные данные, гравитационные данные и сейсмические данные. Наиболее важными для региональных исследований являются гравитационные и магнитные данные, которые обычно доступны при трехмерном покрытии съемкой больших площадей. Магнитотеллурические (МТ) данные, остаточная намагниченность и удельное сопротивление также могут быть включены. На основании геофизических данных путем решения обратной задачи получают магнитную восприимчивость, плотность и скорость распространения сейсмических продольных волн. Для случая сейсмических данных термин "решение обратной задачи" следует понимать либо как томографию, либо как полноволновое решение обратной задачи. Для магнитных и гравитационных данных решение обратной задачи представляет собой решения обратной задачи Gravmag, подчиненное геометрическим ограничениям.

В примере способа, приведенном ниже, выработку радиогенного тепла (ВРТ), существующие на текущий момент базальный тепловой поток и поверхностный тепловой поток вычисляют в результате выполнения решения обратной задачи геофизики.

ВРТ обусловлена долгоживущими изотопами Th, U и K в породах земной коры. В предложенном способе предполагается, что соотношение между геофизическими данными и ВРТ можно моделировать

на основании байесовской сети или направленного ациклического графа (НАГ), показанного на фиг. 1.

Совместное распределение вероятностей для байесовской сети определяется маргинальными распределениями родительских узлов и условными распределениями подчиненных узлов. В таком случае совместное распределение переменных (x_1, \dots, x_n) имеет вид:

$$p(x_1, \dots, x_n) = \prod_i p(x_i | x_i^{Pa}), \quad (1)$$

где x_i^{Pa} обозначает родительские узлы. Верхние узлы сети не имеют родителей. В случае применения общего правила байесовской факторизации, уравнения 1, к направленному ациклическому графу на фиг. 1 совместную вероятность ВРТ и геофизических параметров можно записать как

$$p(A, m_1, \dots, m_n) = \prod_{i=1}^n p(m_i | A) p(A; \lambda) \quad (2)$$

где $m = (\chi, \rho, v_p)$, χ является магнитной восприимчивостью, ρ является массовой плотностью, v_p является скоростью продольных волн и A является ВРТ. Размерность ВРТ имеет вид мкВт/м³. Априорное распределение $p(A; \lambda)$ зависит от гиперпараметра λ , рассматриваемого ниже. Электрическое удельное сопротивление также может быть включено в m . При использовании условной независимости параметров m_i совместное распределение в уравнении 2 также можно записать как

$$p(A, m_1, \dots, m_n) = p(A | m_1, \dots, m_n) \prod_{i=1}^n p(m_i), \quad (3)$$

и на основании уравнений 2 и 3 можно получить апостериорное распределение для ВРТ

$$p(A | m_1, \dots, m_n) = \prod_{i=1}^n \frac{p(m_i | A)}{p(m_i)} p(A; \lambda), \quad (4)$$

а подстановка фактических параметров для m_i дает следующее уравнение

$$p(A | \chi, \rho, v_p) = \frac{p(\chi | A) p(\rho | A) p(v_p | A) p(A; \lambda)}{p(\chi) p(\rho) p(v_p)}. \quad (5)$$

Когда апостериорное распределение A известно, апостериорное ожидание и апостериорная дисперсия имеют вид

$$\mu_{A | \chi, \rho, v_p} = \int A p(A | \chi, \rho, v_p) dA, \quad (6)$$

$$\sigma_{A | \chi, \rho, v_p}^2 = \int [A - \mu_{A | \chi, \rho, v_p}]^2 p(A | \chi, \rho, v_p) dA. \quad (7)$$

Уравнения 4-7 являются наиболее полезными для вычисления вероятной ВРТ по заданным геофизическим параметрам. Однако, как ясно из уравнений 4 и 5, для этого необходимо знать функции $p(m_i | A)$ правдоподобия для каждого из геофизических параметров m_i . Также необходимо знать априорное распределение $p(A; \lambda)$. Способы вычисления демонстрируются ниже.

Что касается априорного распределения $p(A; \lambda)$, то в предложенном способе оно предполагается гауссовым,

$$A \sim \mathcal{N}(\mu_A(\lambda), \sigma_A^2(\lambda)), \quad (8)$$

где μ_A и σ_A^2 являются априорными ожиданием и дисперсией, соответственно.

Априорное распределение включает в себя априорные сведения пользователя, относящиеся к ВРТ, например, о том, что ВРТ обычно находится в относительно узких пределах, $0 < A < 10$ мкВт/м³. Гиперпараметр λ отражает априорные сведения пользователя относительно выбора геологических или петрологических параметров, например, пользователь знает, что средняя ВРТ всегда выше в континентальной коре, чем в океанической коре, и обычно $\mu_A \sim 2$ мкВт/м³ для фельзических пород и $\mu_A \sim 1$ мкВт/м³ для мафических пород. Если априорные сведения пользователя являются скудными, априорная дисперсия σ_A соответственно должна быть большой.

Таким образом, предпочтительно, чтобы априорное распределение могло быть статистическим распределением, предпочтительно гауссовым распределением. Предпочтительно, чтобы среднее и дисперсия априорного распределения выбирались пользователем на основании априорных сведений пользователя о рассматриваемой геофизической структуре (например, независимо от того, чем является геофизическая структура, океанической или континентальной корой, и сведений о типичных дисперсиях ВРТ).

Функции $p(m_i|A)$ правдоподобия в правой части уравнений 4 и 5 вычисляются с использованием прямых моделей $F_i(A)$. Прямые модели представляют собой математические соотношения, которые позволяют вычислять релевантный геофизический параметр m_i для данной ВРТ A . Что касается предложенного способа, то предполагается, что каждая из прямых моделей $F_i(A)$ имеет соответствующее гауссово распределение погрешностей с нулевым средним при сравнении с соответствующими измеренными/наблюдаемыми геофизическими параметрами, то есть

$$m_i - F_i(A) = e_i \sim \mathcal{N}(0, \sigma_{ei}^2), \quad (9)$$

где σ_{ei} является дисперсией погрешностей.

Как подробно рассмотрено выше, конкретные распространенные прямые модели не являются существенными для этого изобретения и специалисту в области техники следует быть осведомленным о подходящих для использования прямых моделях. Например, когда геофизическим параметром является скорость распространения сейсмических продольных волн, прямой моделью может быть прямая модель с логарифмической зависимостью от ВРТ, раскрытая в работе Rybach, 1978,

$$F_v(A) = \frac{1}{b} \ln \frac{a}{A}. \quad (10)$$

Соответствующие прямые функции могут быть найдены для других геофизических параметров, при этом каждая прямая функция связывает ВРТ A с соответствующими геофизическими параметрами. Например, для плотности, скорости распространения сейсмических волн и/или удельной проводимости можно использовать любую убывающую функцию, такую как геофизический параметр

$$\propto \ln\left(\frac{a}{A}\right) \quad \text{или} \quad \propto \frac{1}{A}$$

Для восприимчивости можно использовать любую сигма-функцию.

Как можно понять из уравнения 10, прямые функции могут регулироваться постоянными множителями (такими как a и b в уравнении 10). В предложенном способе эти постоянные множители могут быть определены по калибровочным данным, которые можно получать измерением на образцах породы, взятых из геофизической структуры.

При наличии набора из N измерений $\{m_i^j, A^j\}$ на образцах породы, где j обозначает номер образца, геофизических параметров m_i и ВРТ A , и прямой модели $F_i(A)$, можно найти стандартные оценки для ожидания и дисперсии гауссовых погрешностей в уравнении 9, соответственно, в виде

$$\hat{\mu}_{ei} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N [\hat{m}_i^{(j)} - F_i(\hat{A}^{(j)})], \quad (11)$$

$$\hat{\sigma}_{ei}^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N [\hat{m}_i^{(j)} - F_i(\hat{A}^{(j)}) - \hat{\mu}_{ei}]^2. \quad (12)$$

Оптимальными параметрами (такими как v_∞ , v_0 и β в уравнении 10) являются такие, что σ_{ei}^2 является минимумом и $\mu_{ei} \approx 0$. Их можно найти при использовании любого известного математического способа оптимизации, такого как регрессия. На фиг. 2 показан пример логарифмической прямой в модели для скорости продольных волн и ВРТ (кривая) после калибровки с использованием калибровочных данных (точек данных).

После нахождения с помощью калибровки оптимальных параметров для соответствующих прямых моделей функции максимального правдоподобия (то есть максимального правдоподобия геофизического параметра данного значения ВРТ, $p(m_i|A)$ в уравнениях 4 и 5) в явной форме имеют вид

$$p(m_i|A) = \frac{1}{\sigma_e \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[m_i - F_i(A)]^2}{2\hat{\sigma}_{ei}^2}} \quad (13)$$

Эти функции максимального правдоподобия совместно с априорным распределением, рассмотренным выше, используются для вычисления с помощью уравнений 4-7 апостериорного распределения ВРТ с учетом измеренных/полученных геофизических параметров, $p(A|X, \rho, v_p)$: апостериорного ожидания и апостериорной дисперсии. Это является способом, которым вычисляют ВРТ, то есть этими величинами даются полезные значения ВРТ, которые можно использовать для вычисления базального теплового потока, поверхностного теплового потока и распределения температур.

Должно быть понятно, что при байесовской формулировке обратной задачи в предложенном способе наблюдается то, что предложенные модели физических свойств породы земной коры (прямые модели)

неидеально описывают наблюдения (калибровочные данные). Это несовершенство учитывается дисперсией σ_{ei} погрешностей в распределениях правдоподобия, определенной в уравнении 13. Этим, в свою

очередь, обеспечивается количественная оценка апостериорной дисперсии $\sigma_{A|x,\rho,v_p}^2$ ВРТ,

получаемым решением обратной задачи для физических свойств породы. Таким образом, уравнение 3 по существу является одномерным распределением A , при этом апостериорное среднее и апостериорная дисперсия даются уравнениями 6 и 7.

Кроме того, следует понимать, что на описанных выше этапах может иметься только вычисленная ВРТ, A , для конкретной точки в геофизической структуре. Эта точка является местом, соответствующим местоположению значений соответствующих геофизических параметров, которые используются для вычисления ВРТ. Поэтому предпочтительно, чтобы все геофизические параметры, которые используются на приведенных выше этапах, брались из одних и тех же или по меньшей мере аналогичных местоположений в геофизической структуре.

Чтобы построить картину ВРТ по области или во всей геофизической структуре, приведенные выше этапы вычисления A выполняют для различных местоположений в геофизической структуре. Однако калибровку прямых моделей можно выполнять только один раз, то есть нет необходимости выполнять ее для каждого иного местоположения. В некоторых случаях калибровку можно выполнять для каждого местоположения.

Таким образом, рассмотренное выше решения обратной задачи для физических свойств породы применяется поточечно для получения пространственного изменения ВРТ.

После нахождения $A(x,y,z)$ можно найти базальный тепловой поток. Как упоминалось выше, базальный тепловой поток (который может быть тепловым потоком в верхней части земной коры) состоит из двух основных частей, вклада ВРТ в кору и вклада от конвективной теплоотдачи мантии. Часть земной коры можно аппроксимировать интегрированием $A(x,y,z)$ по глубине z породы (например, от верхней части Z_T земной коры до основания Z_B земной коры). Базальный тепловой поток можно найти добавлением вкладов от земной коры (ВРТ) и мантии (конвективной теплоотдачи), чтобы получить базальный тепловой поток. Поэтому базальный тепловой поток дается формулой

$$q_B(x,y) = q_M + \int_{Z_T}^{Z_B} A(x,y,z) dz, \quad (14)$$

где q_M является вкладом из мантии. Вклад из мантии можно найти при использовании известных способов, таких как программное обеспечение LitMod3D.

Кроме того, после нахождения базального теплового потока можно получить приближенное выражение для поверхностного теплового потока q_0 путем добавления вклада в поверхностный тепловой поток из осадочного отложения в базальный тепловой поток. Например, поверхностный тепловой поток можно найти добавлением средней выработки тепла из осадочного отложения в базальный тепловой поток,

$$q_0(x,y) = q_B(x,y) + (Z_T - Z_S) \hat{A}_S(x,y,z), \quad (15)$$

где $Z_T - Z_S$ является толщиной блока осадочных отложений, а $\hat{A}_S \sim 1$ мкВт/м³, Z_T является глубиной от поверхности и может быть от 0 до 20 км, Z_S является глубиной верхней части осадочного слоя, и она может быть равна 0 на суше или может быть глубиной морского дна на море. Z_B может быть глубиной до границы Мохоровичича или до верхней части нижней земной коры (которая может составлять приблизительно 2/3 расстояния между верхней частью земной коры и границей Мохоровичича).

Кроме того, используя стационарное приближение, по поверхностному тепловому потоку можно найти имеющуюся в настоящее время температуру и максимальную палеотемпературу геофизической структуры (например, земной коры/литосферы и необязательно осадочного слоя).

Таким образом, в приведенных выше этапах согласно настоящему изобретению представлен пример последовательности действий при вычислении ВРТ, базального теплового потока, поверхностного теплового потока и температуры геофизической структуры.

Ниже представлен численный пример, в котором рассмотренный выше способ реализован по измеренным данным. Этот пример показывает эффективность предложенного способа, и в частности, каким образом использованием многочисленных геофизических параметров уточняются вычисления при выполнении решения обратной задачи для нахождения ВРТ.

Что касается фиг. 3, то на ней показаны измеренные значения ВРТ (A) и несколько геофизических параметров (плотность, магнитная восприимчивость и скорость распространения сейсмических волн). (Между прочим, такие измеренные значения образцов можно также использовать для калибровки прямых моделей, упомянутых выше). Показаны 11 образцов геофизических параметров.

Целью численного теста является показ того, как при использовании предложенного способа решения обратной задачи можно точно вычислять ВРТ по геофизическим параметрам.

На фиг. 4 показаны результаты выполнения трех различных тестов согласно предложенному способу оценивания. При выполнении первого теста (верхний график) использовали только один геофизический параметр (только плотность). При выполнении второго теста (средний график) использовали два геофизических параметра из байесовского набора (только плотность и магнитную восприимчивость). При выполнении третьего теста (нижний график) использовали три геофизических параметра из байесовского набора (только плотность, магнитную восприимчивость и скорость распространения сейсмических волн). Квадратными точками показано апостериорное среднее $\mu_{A|\chi, \rho, v_p}$, а планки погрешностей даются $\mu_{A|\chi, \rho, v_p} \pm \sigma_{A|\chi, \rho, v_p}$.

Как можно видеть, при использовании для решения обратной задачи только одного геофизического параметра общий тренд является корректным, различаются образцы с более высокой и более низкой ВРТ, а измеренная ВРТ находится в пределах планок погрешностей решения обратной задачи. Однако планки погрешностей являются довольно большими и некоторые средние значения значительно отстоят от фактических значения образцов ВРТ (ромбические точки). Количественно результат решения обратной задачи находится далеко от измеренных значений для образцов с большой ВРТ. Таким образом, оказалось, что решением обратной задачи только для плотности можно обнаруживать очень низкие ВРТ (вследствие высокой плотности), но нельзя хорошо захватывать количественное значение образцов с высокой ВРТ.

Однако, как можно видеть из двух нижних графиков, в целом точность среднего и величины дисперсии ВРТ можно существенно повысить при использовании двух или предпочтительно трех геофизических параметров. Повышение происходит вследствие лучшего ограничения распределения ВРТ при использовании многочисленных геофизических параметров.

Это улучшение дополнительно показано на фиг. 5 и 6. На фиг. 5 и 6 показаны априорное (верхний график), правдоподобия (средний график) и апостериорное (нижний график) распределения ВРТ, вычисленные в соответствии с предложенным способом решения обратной задачи при использовании данных образца 1 (фиг. 5) и образца 7 (фиг. 6), взятых с фиг. 3. Двумя образцами представлены два основных случая, которые различаются следующим образом: относительно высокая ВРТ (образец 1, фиг. 5) и низкая ВРТ (образец 7, фиг. 6).

Как можно видеть из верхних графиков на обеих фиг. 5 и 6, априорное распределение является широким (неинформативным), и не сильно влияет на решение обратной задачи.

Как можно видеть из среднего графика на фиг. 5, распределение правдоподобия ВРТ исходно является очень широким (штрихпунктирная кривая), когда используется только один геофизический параметр (плотность). Однако, когда при решении обратной задачи используются два или три геофизических параметра (плотность и магнитная восприимчивость; и плотность, магнитная восприимчивость и скорость распространения сейсмических волн), дисперсия уменьшается и среднее центрируется вокруг измеренного значения ВРТ (которое для образца 1 составляет $A=2,80$ мкВт/м³). Что касается среднего графика на фиг. 5, то оба эти распределения показаны сплошной кривой, поскольку они почти совпадают.

Аналогично этому, как можно видеть из среднего графика на фиг. 6, распределение правдоподобия ВРТ исходно является очень широким (пунктирная кривая), когда используется только один геофизический параметр (плотность). Однако, когда при решении обратной задачи используются два геофизических параметра (плотность и магнитная восприимчивость), дисперсия уменьшается и среднее центрируется вокруг измеренного значения ВРТ (которое для образца 7 составляет $A=0,37$ мкВт/м³). Это показано штрихпунктирной кривой. Кроме того, когда при решении обратной задачи используются три геофизических параметра (плотность, магнитная восприимчивость и скорость распространения сейсмических волн), дисперсия еще более уменьшается и среднее еще больше центрируется вокруг измеренного значения ВРТ (которое в этом случае составляет $A=0,37$ мкВт/м³). Это показано сплошной кривой.

Аналогично распределению правдоподобия, как можно видеть из нижнего графика на фиг. 5, апостериорное распределение ВРТ исходно является широким (штрихпунктирная кривая), когда используется только один геофизический параметр (плотность). Однако, когда при решении обратной задачи используются два или три геофизических параметра (плотность и магнитная восприимчивость; и плотность, магнитная восприимчивость и скорость распространения сейсмических волн), дисперсия уменьшается и среднее центрируется вокруг измеренного значения ВРТ (которое для образца 1 составляет $A=2,80$ мкВт/м³). Что касается нижнего графика на фиг. 5, то оба эти распределения показаны сплошной кривой, поскольку они почти совпадают.

Аналогично этому, как можно видеть из среднего графика на фиг. 6, апостериорное распределение ВРТ исходно является широким (пунктирная кривая), когда используется только один геофизический параметр (плотность). Однако, когда при решении обратной задачи используются два геофизических параметра (плотность и магнитная восприимчивость), дисперсия уменьшается и среднее центрируется вокруг измеренного значения ВРТ (которое для образца 7 составляет $A=0,37$ мкВт/м³). Это показано штрихпунктирной кривой. Кроме того, когда при решении обратной задачи используются три геофизических параметра (плотность, магнитная восприимчивость и скорость распространения сейсмических

волн), дисперсия еще более уменьшается и среднее еще более центрируется вокруг измеренного значения ВРТ (которое в этом случае составляет $A=0,37$ мкВт/м³). Это показано сплошной кривой.

Таким образом, из фиг. 3-6 видно, что предложенный способ решения обратной задачи, предназначенный для вычисления ВРТ по геофизическим параметрам эффективно работает при всего лишь одном геофизическом параметре. Однако из них также ясно видна важность использования решения обратной задачи для многочисленных геофизических параметров для ограничения распределений вероятности ВРТ корректными значениями.

Следует понимать, что приведенные в настоящем описании математические соотношения, этапы и способы должны рассматриваться как охватывающие любые тривиальные изменения соотношений, этапов и способов. Специалисту в данной области техники следует осознавать, что любое незначительное/тривиальное/формальное изменение (то есть изменение, которое не меняет общего математического процесса, используемого в настоящем изобретении, такое как простая перегруппировка членов уравнения, объединение уравнений или тривиальное переупорядочение этапов) является используемым в соотношениях, этапах и способах, приведенных в настоящем описании.

Список литературы

Afonso J., H. Fernandez, G. Ranalli, W. Griffin and J. Connolly, 2008, Integrated geophysical- petrological modelling of the lithosphere and sublithosphere upper mantle: Methodology and applications: G3, 9.

Afonso J., Fullea J., Griffin W., Yang Y., Jones A., Connolly J. and O'Reilly S., 2013a, 3-D multiobservable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle. I: a priori petrological information and geophysical observables, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 118, 2586-2617.

Afonso J., Fullea J., Yang Y., Jones A. and Connolly, 2013b, 3-D multi-observable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle. II: General methodology and resolution analysis, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 118, 1650-1676.

Allen P. and J. Allen, 2005, Basin analysis: Blackwell Publishing.

Fullea J., J. Afonso, J. Connolly, H. Fernandez, D. Garcia-Castellanos and H. Zeyen, 2009, Lit- Mod3D: An interactive 3-D software to model the thermal, compositional, density, seismological, and rheological structure of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: G3, 10.

McKenzie D.P., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: Earth and Planetary Science Letters, 40, 25-32.

Rybach, L., 1978, The relationship between seismic velocity and radioactive heat production in crustal rocks: An exponential law: Pure Appl. Geophys., 117, 75-82.

ФОРМУЛА ИЗОБРЕТЕНИЯ

1. Способ разведки на углеводороды, содержащий вычисление выработки радиогенного тепла (ВРТ) геофизической структуры, в котором предусмотрен по меньшей мере один геофизический параметр геофизической структуры и существует статистическая зависимость между упомянутым по меньшей мере одним геофизическим параметром геофизической структуры и ВРТ, при этом способ содержит:

обращение упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра для оценивания ВРТ геофизической структуры, причем ВРТ геофизического параметра представляет собой одно по меньшей мере из одной причинности упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра; и

использование оцененной ВРТ для разведки на углеводороды,

причем обращение упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра содержит выбор прямой модели, которая задает соотношение между упомянутым по меньшей мере одним геофизическим параметром и ВРТ геофизической структуры.

2. Способ по п. 1, в котором этап обращения содержит использование прямой модели, которая задает соотношение между упомянутым по меньшей мере одним геофизическим параметром и ВРТ геофизической структуры.

3. Способ по п. 1 или 2, в котором предусмотрены калибровочные данные, содержащие по меньшей

мере одно измерение упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра и ВРТ геофизической структуры по образцу геофизической структуры, и причем способ содержит оптимизацию прямой модели на основании калибровочных данных.

4. Способ по пп.1, 2 или 3, в котором предусмотрены по меньшей мере два геофизических параметра геофизической структуры, и при этом способ содержит обращение упомянутых по меньшей мере двух геофизических параметров для оценивания ВРТ геофизической структуры.

5. Способ по п.4, в котором этап обращения содержит использование модели, в которой имеется статистическая независимость между упомянутыми по меньшей мере двумя геофизическими параметрами и статистическая зависимость между каждым соответствующим геофизическим параметром и ВРТ геофизической структуры.

6. Способ по п.4 или 5, в котором упомянутые по меньшей мере два геофизических параметра содержат по меньшей мере один электромагнитный геофизический параметр и по меньшей мере один механический геофизический параметр.

7. Способ по пп. 4, 5 или 6, в котором этап обращения содержит использование прямой модели для каждого соответствующего геофизического параметра, при этом каждая из прямых моделей задает соотношение между соответствующим геофизическим параметром и ВРТ геофизической структуры.

8. Способ по п.7, в котором только одна переменная в каждой из соответствующих прямых моделей является ВРТ геофизической структуры.

9. Способ по п.7 или 8, в котором предусмотрены калибровочные данные, содержащие по меньшей мере одно измерение каждого из упомянутых по меньшей мере двух геофизических параметров и ВРТ геофизической структуры по одному или более образцам геофизической структуры, и причем способ содержит оптимизацию соответствующих прямых моделей на основании калибровочных данных.

10. Способ по любому предшествующему пункту, в котором предусмотрен по меньшей мере один тип геофизических данных геофизической структуры, при этом способ содержит обращение упомянутого по меньшей мере одного типа геофизических данных для вычисления упомянутого по меньшей мере одного геофизического параметра.

11. Способ по п.10, содержащий получение геофизических данных.

12. Способ по любому предшествующему пункту, в котором упомянутый по меньшей мере один геофизический параметр является плотностью, скоростью распространения сейсмических волн, магнитной восприимчивостью, электрической удельной проводимостью, электрическим удельным сопротивлением или остаточной намагниченностью.

13. Способ по любому предшествующему пункту, дополнительно содержащий вычисление пространственно-зависимой функции ВРТ, причем способ содержит вычисление ВРТ геофизической структуры с использованием способа по любому из предшествующих пунктов поточечно для множества точек по геофизической структуре для вычисления ВРТ в каждой из упомянутого множества точек и построение пространственно-зависимой функции ВРТ.

14. Способ по любому предшествующему пункту, дополнительно содержащий вычисление базального теплового потока в геофизической структуре, в котором предусмотрен вклад теплового потока из мантии, при этом способ содержит

вычисление ВРТ геофизической структуры при использовании способа по любому предшествующему пункту по пространству геофизической структуры;

суммирование ВРТ по меньшей мере некоторой части пространства геофизической структуры и

добавление суммы ВРТ к вкладу теплового потока из мантии для вычисления базального теплового потока.

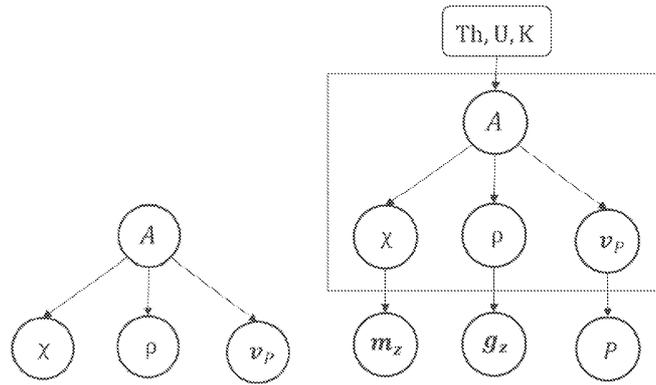
15. Способ по любому предшествующему пункту, дополнительно содержащий вычисление поверхностного теплового потока на поверхности Земли, в котором предусмотрен вклад осадочного отложения в поверхностный тепловой поток, при этом способ содержит

вычисление базального теплового потока при использовании способа по п.14, при этом геофизическая структура является земной корой или литосферой, а базальный тепловой поток вычисляют для верхней части земной коры или литосферы; и

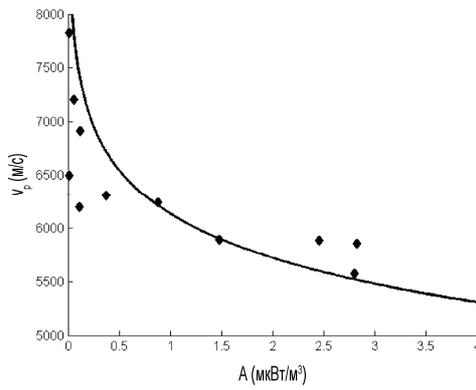
добавление вклада осадочного отложения к базальному тепловому потоку для вычисления поверхностного теплового потока на поверхности Земли.

16. Способ по любому предшествующему пункту, дополнительно содержащий вычисление температуры геофизической структуры с использованием поверхностного теплового потока, вычисленного при использовании способа по п.15.

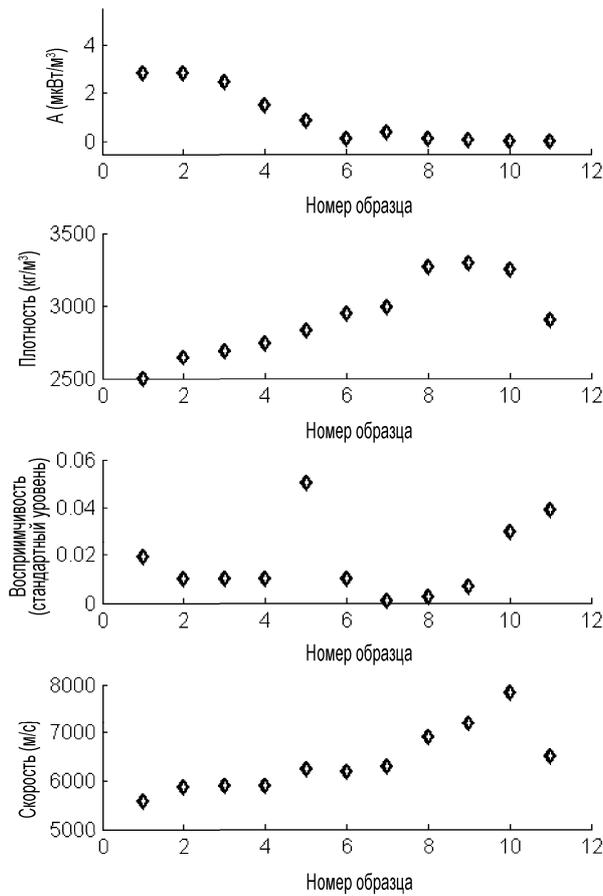
17. Способ по любому предшествующему пункту, дополнительно содержащий получение тепловой и/или температурной модели геофизической структуры с использованием способа по любому из предшествующих пунктов.



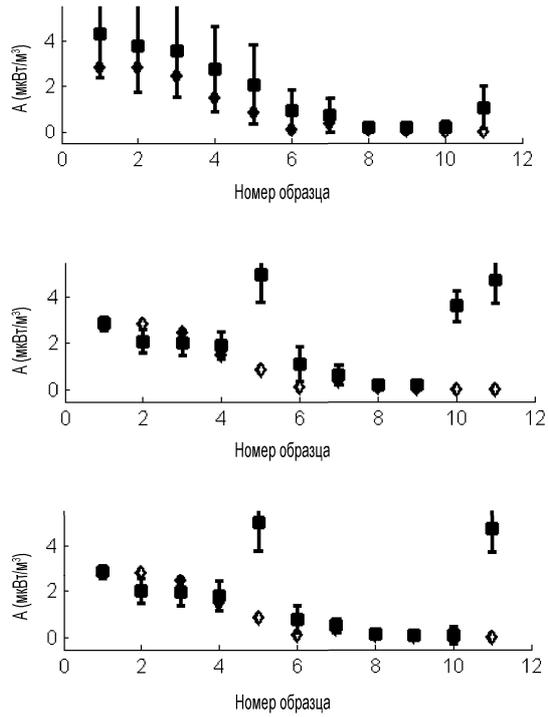
Фиг. 1



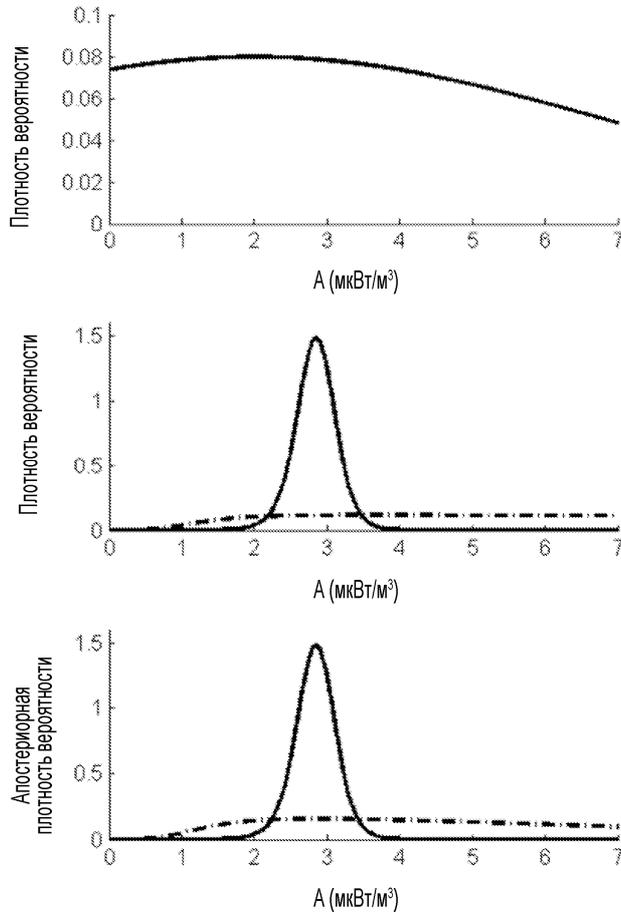
Фиг. 2



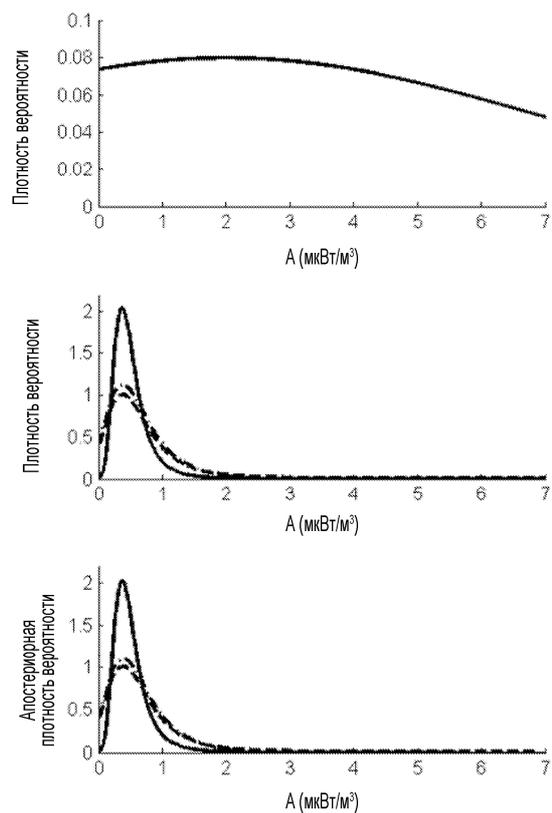
Фиг. 3



Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6