

Вычисления по Тейлору: одномерная сейсмическая модель ледникового района выброса метана

Т. А. Смагличенко¹, А. В. Смагличенко², М. К. Саянкина¹

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

² Институт сейсмологии и геодинамики, КФУ им. В. И. Вернадского, Симферополь, Крым, Россия

Аннотация. В работе, для идентификации зон повышенного экологического риска в связи с выбросом метана в арктических районах построена модель изменения скорости сейсмической волны с глубиной. Разработанный ранее авторами метод минимальной одномерной линейной градиентной модели впервые используется для нахождения параметров сейсмической модели в системе «вулкан-ледник» на юге Исландии. Оригинальность метода заключается в том, что линеаризация функции по Тейлору осуществляется не по отношению к переменным, от которых зависит функция, а по отношению к параметрам, описывающим другую функцию, определяющую поведение исходной функции. В работе представлено расширенное описание приближенных расчетов, реализующих метод в случае рефрагированных волн. Найденная оценка модели может быть использована при планировании добычи нефти и газа в Арктике. Уточнение модели возможно на основе обработки данных для разных временных интервалов.

Ключевые слова: линейно-градиентная модель, аппроксимация по Тейлору, сейсмическая томография, биогенный метан в ледниках.

DOI 10.14357/20718632230307

Введение

Редкий тип месторождения огромного количества метана приурочен к природной системе «вулкан-ледник» на юге Исландии, что требует создания банка данных об особенностях модели этого сложного объекта с информацией о специфике применения методов к зарегистрированным наблюдениям. Выбросы метана происходят из-под ледяной покрывки ледника Соульхеймажкютль, расположенного вблизи вулкана Катла, периодически извергающегося и имеющего прирост геотермальной активности [1]. На основании проведенных полевых работ [2] было

установлено, что геотермальная активность под вулканом поддерживает биогенное происхождение метана в водах, усиливая ежедневное высвобождение более 40 тонн метана в атмосферу. Предполагается, что органические вещества на дне ледника разлагаются под воздействием температур геотерм вулкана, особенно в летний период, и образуют углеводороды, из которых происходит миграция метана. Для специалистов, работающих на производственных объектах добычи газа, является уникальным тот факт, что под ледниками могут создаваться условия для хранения газа.

* Работа выполнена в рамках государственного задания ИПНГ РАН (тема № 122022800270-0).

С другой стороны, изучение узлов типа «вулкан-ледник» может дать необходимую информацию для вопроса безопасности таких аномальных территорий как Арктика. Известно, что с годами лед становится более тонким, что говорит об изменении климата в сторону потепления. Согласно [3] в Арктике высвобождается много метана, и это может быть причиной ускорения потепления со временем. В работе [4] приводятся временные ряды по измерению концентраций метана на станциях «Териберка» (Кольский полуостров) и «Новый Порт» (полуостров Ямал). Авторы [4] связывают выбросы метана с антропогенной деятельностью на месторождениях нефти и газа. В то же время, анализ временных рядов на станции «Тикси» (берег моря Лаптевых) показал другой результат: максимальная эмиссия приходилась на летний период, имеющий высокую температуру воздуха, расположенного близко к Земле, что косвенно согласуется с выбросом данного газа в системе «вулкан-ледник», исследованном в [2]. В [4] дан краткий обзор работ по методам решения обратных задач, используемых для оценки объемов метана. Таким образом, добыча полезных ископаемых угля, нефти и газа, возможное развитие металлургической промышленности в Арктике должно учитывать все модели предполагаемых источников метана, включая вулканические зоны.

Системы «вулкан-ледник» хорошо представлены группой Авачинских вулканов на Камчатке. Авторы [5] применили лихонетрический метод решения прямой задачи для оценки возраста ледниковых отложений по данным наблюдений диаметров лишайников. Это дало важную информацию о динамике распределения ледниковых отложений и их пространственной структуре. Основной Авачинский узел представляет собой вулкан, окруженный пятью ледниками. В [6] отмечается, что десятикратное увеличение выхода метана из отверстий на склонах вулкана связано с повышением температуры газов, там же находятся термальные площадки. Применение электроразведочных и гравиметрических методов позволило открыть у подножия группы Авачинских вулканов Кеткинское месторождение термальных вод. Модель зависимости геофизического параметра (низкоомной доминанты) от глубины построена автором [7]

для района вулканов по обобщенным данным магнитотеллурического зондирования.

Отметим, что основой настоящего исследования не являются интерпретационные приемы по обобщению результатов других работ. А именно, модель зависимости геофизического параметра от глубины получена в результате применения к сейсмическим данным инновационного математического метода, разработанного авторами данной статьи и основанного на специальном приближении по Тейлору и методе наименьших квадратов. Краткое описание так называемого метода линейно-градиентной модели для обработки данных регистрации упругих волн дано в [8].

В настоящей статье мы расширяем объяснение метода для случая, когда преломленный луч волны достигает своего максимального опускания в связи с преломлением в среде постепенного возрастания скорости, а затем при достижении критического угла поднимается к пункту регистрации. Такие волны принято называть рефрагированными. Аналитические выкладки описания поведения такого луча можно найти в работе [9]. Также мы впервые представляем результаты, полученные для района системы «вулкан-ледник» на юге Исландии.

1. Преобразование аппроксимации Тейлора для случая возвращения луча в линейно-градиентную среду

Рассмотрим упругую среду, состоящую из однородных слоев, каждый из которых представлен глубинами z_i, z_{i+1} , и характеризуется своим средним значением v_i скорости прохождения упругой волны в слое. Рис. 1 иллюстрирует такую среду. Модель, которая ей соответствует, принято считать дискретной. Если дискретный набор значений v_i можно представить линейной функцией, зависящей от глубины, то такую непрерывную модель принято считать линейно-градиентной $v(z) = a + b * z$, где z - глубина. Вариация угла наклона линии по отношению к оси OZ показывает, как меняется угол линейного градиента. Коэффициент b , равен тангенсу этого угла и соответственно

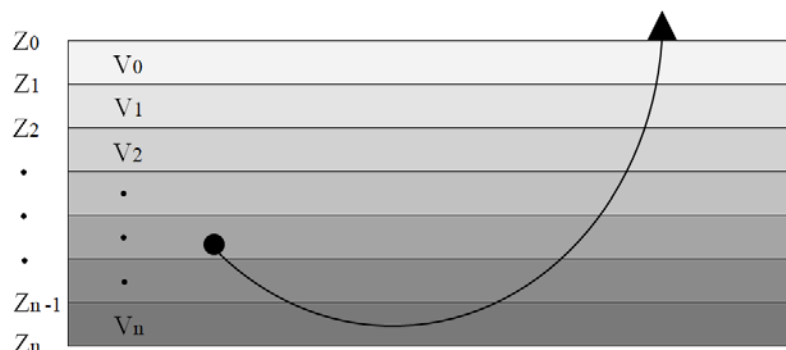


Рис. 1. Преломление и рефракция луча упругой волны в линейно-градиентной среде

На пути от источника, обозначенного черным кругом, луч достигает своего максимального опускания и поднимается к приемнику, обозначенному треугольником

указывает на направление наискорейшего роста значения скорости.

Понятно, что реальная среда отличается от модельной линейно-градиентной среды. Чтобы оценить параметры реальной среды ищутся их отклонения от наиболее подходящей линейно-градиентной модели. Поэтому ставится задача определения такой опорной модели. В сейсмологии для получения информации о модели среды используются данные наблюдений - времен прохождения сейсмических волн от источников к приемникам, которые регистрируют вступления волн на сейсмограммах. Реальное время пробега волны является произвольной функцией, которую можно традиционно аппроксимировать рядом Тейлора в окрестности выбранной точки декартовой системы координат (x, y, z) . Разработанный метод применяет разложение Тейлора не обычным способом [8]. Приближение произвольной функции осуществляется не в окрестности выбранной дифференцируемой точки декартового пространства, а для параметров степенной функции, которая связана с исходной функцией через эти параметры. Рассмотрим простой вариант линейной функции. Пусть начальные параметры a_0 и b_0 описывают стартовую линейно-градиентную модель сейсмической скорости $v(z) = a_0 + b_0 z$. Время пробега волны зависит от скорости и соответственно, от данных параметров, которые могут быть откорректированы предложенным способом. Разложение Тейлора запишется для окрестностей параметров a_0 и b_0 в следующем виде:

$$t(a, b) = t(a_0, b_0) + \frac{\partial t}{\partial a}(a - a_0) + \frac{\partial t}{\partial b}(b - b_0) + r, \quad (1)$$

где r - остаточный член. Обозначим: $\tau = t(a, b) - t(a_0, b_0)$. Очевидно, что параметр τ определяет разницу между наблюдаемым временем пробега волны для отдельно взятого источника и приемника и теоретическим временем, которое соответствует начальной модели. Обозначим: $\Delta a = a - a_0$, $\Delta b = b - b_0$. Эти две величины (поправки к стартовой модели) являются неизвестными. Введем вектор $\vec{d} = \left(\frac{\partial t}{\partial a}, \frac{\partial t}{\partial b} \right)$ и перепишем уравнение (1), игнорируя многочлены разложения более высокого порядка (величину r):

$$\tau = d \begin{pmatrix} \Delta a \\ \Delta b \end{pmatrix}. \quad (2)$$

Отметим, что компоненты вектора $\vec{d}$ могут быть определены (см. далее секцию 1.1) и вычислены относительно a_0 и b_0 , используя известное аналитическое выражение, для функции $t(a, b)$ [10]. Итак, уравнение (2) содержит два неизвестных, и это уравнение для одного сейсмического луча. На практике мы можем при определенных технических условиях собрать информацию о десятках, сотнях и тысячах лучей для исследуемого района. Таким образом, мы можем записать систему уравнений, которая на практике является переопределенной:

$$\hat{\tau} = D \begin{pmatrix} \Delta a \\ \Delta b \end{pmatrix}, \quad (3)$$

для которой элементы вектора $\hat{t}$ определяются наблюдаемыми известными значениями t , а матрица D состоит соответственно из векторов $\vec{d}$. Неизвестный вектор системы, состоящий всего из двух элементов - поправок к начальной модели, вычисляется, применяя метод наименьших квадратов. При этом информация о стартовой модели берется из приближенных сведений об исследуемом районе (петрологические особенности, возможные данные глубинного зондирования и т.д.). Поправки корректируются итерационно до тех пор, пока не будет достигнута близость к нулю оценок математического ожидания и среднеквадратичного отклонения наблюдаемого вектора системы (3).

1.1. Определение функции времени пробега и ее производных по параметрам a и b

Авторы [10] разработали формулу для вычисления времени пробега упругой волны в случае, когда луч волны преломляется до глубины, на которой расположен источник. Часто при регистрации волны на большом расстоянии от источника волна имеет рефракцию на определенной глубине, что приводит к возвращению луча в среду с теми же свойствами (Рис. 1). В таких случаях эпицентральное расстояние превышает расстояние, соответствующее точке максимального погружения луча, и путь складывается из двух составляющих: от источника до точки рефракции, и затем от этой точки к приемнику [9]. Поэтому мы пересматриваем формулу, предложенную в [10] и определяем функцию времени следующим образом:

$$t(a, b) = t^{(1)} + t^{(2)} = \frac{1}{b} \ln \frac{(a + bz^{\text{ист}})}{(a + bz_{\text{max}})(1 + \cos \theta_1)} + \frac{1}{b} \ln \frac{(a + bz_{\text{max}})(1 + \cos \theta)}{(a + bz^{\text{прием}})}, \quad (4)$$

где $z^{\text{ист}}$ и $z^{\text{прием}}$ - глубины источника и приемника, z_{max} координата точки максимального опускания луча, θ_1 и θ углы, определяющие выходы луча относительно вертикальной оси OZ для источника и приемника.

Как правило, регистрация сейсмическими станциями ведется на поверхности, поэтому положим $z^{\text{прием}} = 0.0$. Производная функции по

параметру a складывается соответственно из двух частей:

$$\frac{\partial t}{\partial a} = \frac{\partial t^{(1)}}{\partial a} + \frac{\partial t^{(2)}}{\partial a}. \quad (5)$$

Производная $\frac{\partial t^{(1)}}{\partial a}$ является производной функции натурального логарифма, которая также зависит от параметра a :

$$\begin{aligned} \frac{\partial t^{(1)}}{\partial a} &= \frac{1}{b} \frac{(1 + \cos \theta_1)(a + bz_{\text{max}})}{(a + bz^{\text{ист}})} \frac{\partial \left(\frac{(a + bz^{\text{ист}})}{(a + bz_{\text{max}})(1 + \cos \theta_1)} \right)}{\partial a}. \\ \text{После взятия этой производной и соответствующей подстановки получаем:} \\ \frac{\partial t^{(1)}}{\partial a} &= \frac{1}{b} \frac{(1 + \cos \theta_1)(a + bz_{\text{max}})}{(a + bz^{\text{ист}})(1 + \cos \theta_1)} \frac{b(z_{\text{max}} - z^{\text{ист}})}{(a + bz_{\text{max}})^2} = \\ &= \frac{(z_{\text{max}} - z^{\text{ист}})}{(a + bz^{\text{ист}})(a + bz_{\text{max}})}. \end{aligned} \quad (6)$$

Подобным образом находим производную $\frac{\partial t^{(2)}}{\partial a}$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial t^{(2)}}{\partial a} &= -\frac{1}{b} \frac{a}{(a + bz_{\text{max}})(1 + \cos \theta)} \frac{(1 + \cos \theta)bz_{\text{max}}}{a^2} = \\ &= -\frac{z_{\text{max}}}{a(a + bz_{\text{max}})}. \end{aligned} \quad (7)$$

Подставляя (6) и (7) в (5), после преобразований получаем выражение для вычисления производной функции времени по параметру a :

$$\frac{\partial t}{\partial a} = -\frac{z^{\text{ист}}}{a(a + bz^{\text{ист}})} \quad (8)$$

Таким образом, после сокращений мы приходим к выводу, что данная производная зависит от двух параметров: глубины источника и скорости, соответствующей местоположению источника. Аналогичным образом, найдем выражение для производной функции времени по параметру b . После преобразований и сокращений получает следующее выражение для вычисления этой производной:

$$\frac{\partial t}{\partial b} = -\frac{1}{b} t(a, b) + \frac{1}{b} \frac{z^{\text{ист}}}{(a + bz^{\text{ист}})}. \quad (9)$$

Разницу в результатах вычислений $\frac{\partial t}{\partial b}$ для преломленных и рефрагированных лучей определяет величина теоретического времени пробега сейсмической волны (см. уравнение (4)), которая может быть значительно больше для рефрагированного луча.

Заметим, что вычисления производных сделаны при предположении, что углы θ и θ_1 не сильно меняются с вариацией параметров модели. Более того, источники часто распределены кластерным образом, что предполагает приблизительно равные углы выхода для отдельного пункта регистрации.

2. Результаты построения минимальной линейно-градиентной модели

Метод минимальной линейно-градиентной модели, описанный в предыдущей секции, был применен к данным локальных землетрясений, которые произошли на юге Исландии в непосредственной близости ледника Соульхеймажкютль и вулкана Катла. Данные были предоставлены Метеорологическим офисом Исландии в рамках совместного исследовательского проекта (RANNIS ID-152432-051). Локальные события были зарегистрированы в течение всего 1995 г. тремя постоянно действующими сейсмическими станциями «mid», «snb» и «skh» (0.132, 0.245 и 0.07 км над уровнем моря), расположенными с трех различных азимутов по отношению к кластерам событий (Рис. 2). Белым цветом обозначены события, которые находятся ближе всего к поверхности в диапазоне глубин 0.0 - 0.2 км, светло-серый соответствует уровню глубин от 0.2 до 1.2 км, серый включает диапазон 1.5 - 2.5 км, черным цветом представлена сейсмичность самого глубокого слоя 2.5-3.5 км. Отметим, что гипоцентры событий находились в пределах ледника Мирдальсейкудль, имеющего среднюю толщину льда 750 метров. Станции принимали сигналы от событий, располагаясь на окраинах ледника.

В качестве стартовой модели была использована обобщенная модель юга Исландии, линейно-градиентная SIL (South Iceland Lowland)-модель: $v(z) = 3.926 + 0.479z$ [8]. Для этой модели были получены следующие статистические оценки вектора $\hat{\tau}$ системы (3): $mean = 0.091$; $std = 0.15$. После четырех итераций была вычислена минимальная модель $v(z) = 3.67 + 0.51z$, для которой имели место следующие статистические оценки: $mean=0.001$; $std=0.17$. Рис. 3 показывает, как сместилась нулевая линия для

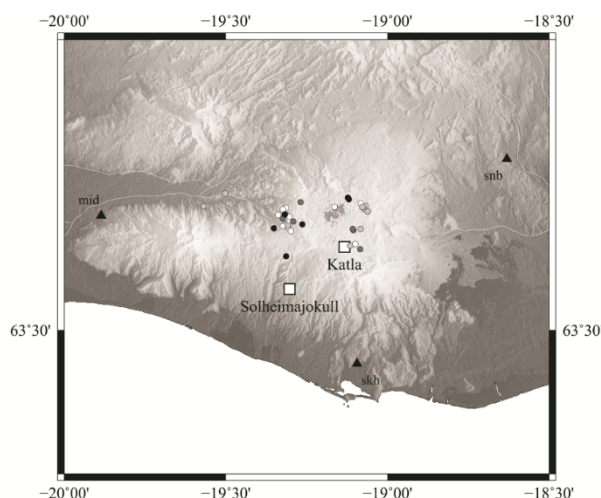


Рис. 2. Распределение локальных сейсмических событий (обозначены оттенками серого цвета для разных диапазонов глубин) в районе системы «вулкан-ледник»

Вулкан Катла и ледник Соульхеймажкютль - квадраты белого цвета, станции - черные треугольники

наблюдаемых невязок времен пробега, соответствующих минимальной модели. Можно отметить несимметричное распределение точек по отношению к нулевой линии для различных эпицентральных расстояний в случае стартовой модели (Рис. 3-а) и наоборот, их симметрию, если используется найденная минимальная модель (Рис. 3-б). Обе модели были проанализированы в деталях, сопоставляя значения скоростей продольных волн, распространяющихся близко к поверхности, с геологической картой Исландии [11]. От поверхности ледяного покрова до предела его толщины в соответствии со стартовой моделью скорость продольной волны варьируется в диапазоне 3.26 - 3.6 км/с, в то время как полученная модель оценивает подобное изменение скорости как 2.96 - 3.29 км/с.

Сопоставим эти результаты с выводами авторов работы [12] по исследованию вечной мерзлоты, содержащей крупнозернистые отложения, насыщенные льдом, на шельфе моря Бофорта, США. Толщина вечной мерзлоты от 204 до 660 м вблизи береговой линии. Эксперимент по изучению преломленных волн проводился с помощью специализированной пневматической пушки, выстрелы которой регистрировались многоканальными сейсмическими станциями. Сбор сейсмических записей проводился

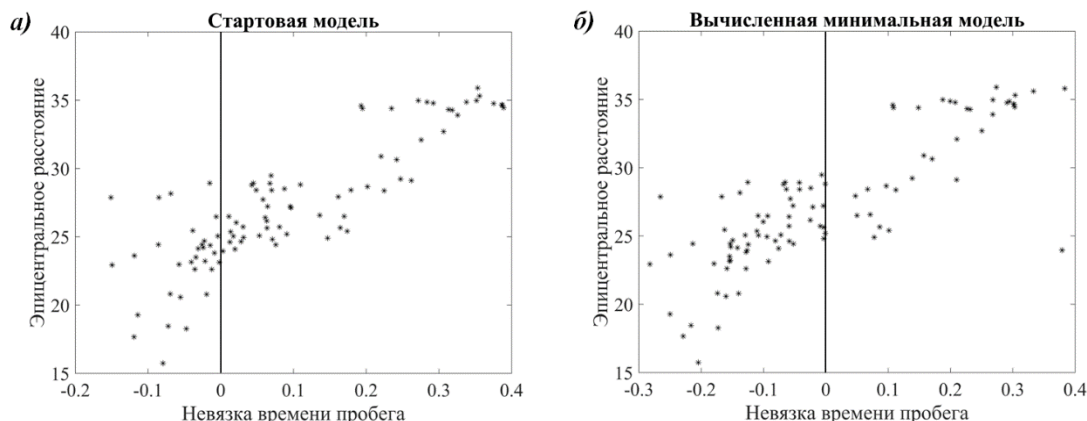


Рис. 3. Иллюстрация эффективности линейно-градиентной минимальной модели

- (а) отсутствие симметрии невязок времен пробега относительно нулевой линии для стартовой модели
(б) значительное улучшение симметрии распределения невязок для вычисленной модели

в течение 15 лет. Результаты фильтрации данных и анализа амплитуд показали увеличение значений сейсмической скорости от 2.3 до 4.5 км/сек в направлении моря. 67% зарегистрированных преломлений волн имели скорости более 2.8 км/с. Таким образом, нижняя граница значений может быть установлена в диапазоне 2.3-2.8 км/с.

Метод анализа волновых полей, полученных от общего источника возбуждения сейсмических волн (от взрыва), был применён в [13] для выявления причин выбросов газа в центральной части моря Лаптевых. По результатам исследования, проведенного в [12], авторы работы [13] также отметили диапазон пониженных скоростей 2.3-2.8 км/сек и проинтерпретировали данные скорости возможным присутствием палеотермокарстовых озер.

В исследуемом нами районе покров вулкана Мирдальсйекудль представляет собой грубозернистые базальтовые отложения, насыщенные льдом [14]. Сравнивая значения нижней грани скоростей на шельфе моря Бофорта [12] со значениями, полученными для ледового покрова на изучаемых ледниках юга Исландии (для стартовой модели 3.26 - 3.6 км/сек, для минимальной модели 2.96 - 3.29 км/сек) мы предполагаем, что оценки скорости на основе минимальной модели лучше соответствуют результатам работы [12].

Заключение

Мы рассмотрели метод минимальной линейно-градиентной модели, основанный на разработанном преобразовании формулы приближенных вычислений по Тейлору [8]. В данной работе описание метода расширено для нахождения модели в случае, когда исследуются рефрагированные волны. Результаты применения метода к сейсмическим данным локальных неглубоких событий, собранным на юге Исландии в 1995 г. в районе системы «вулкан-ледник», выявили следующую линейно-градиентную модель $v(z) = 3.67 + 0.51z$. Данная модель позволила оценить скорость в ледяном покрове района вулкана Мирдальсйекудль, внутри которого расположен центральный вулкан Катла и связанный с ним ледник Соульхеймажкютль. От поверхности покрова до его средней толщины значения скорости варьируют от 2.96 до 3.29 км/с. Важно отметить, что район характеризуется колоссальным выбросом биогенного метана. Следовательно, полученная модель и оценки могут иметь практическое значение для определения скрытых мест предполагаемых выбросов метана из-под ледяной толщи в Арктике и соответственно, для контроля экологических рисков добычи нефти и газа.

Литература

1. Guðmundsson M., Högnadóttir Þ., Kristinsson A., Guðbjörnsson S. Geothermal activity in the subglacial

- Katla caldera, Iceland, 1999–2005, studied with radar altimetry // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 45. P. 66-72. DOI:10.3189/172756407782282444
2. Burns R., Wynn P.M., Barker P. et al. Direct isotopic evidence of biogenic methane production and efflux from beneath a temperate glacier // *Scientific Reports*. 2018. Vol. 8. At. 17118. DOI:10.1038/s41598-018-35253-2
 3. Жилина И.Ю. Потепление в Арктике: возможности и риски // *Экономические и социальные проблемы России*. 2021. № 1. С. 66-87. DOI:10.31249/espr/2021.01.04
 4. Киселев А.А., Решетников А.И. Метан в Российской Арктике: результаты наблюдений и расчетов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 2(96). С. 5-15.
 5. Маневич Т.М., Самойленко С.Б. Колебания ледников Авачинской группы вулканов (Камчатка) в позднем голоцене // *Лед и снег*. 2016. Т.56. №3. С. 399-412. DOI:10.15356/2076-6734-2016-3-399-412
 6. Малик Н.А., Зеленский М.Е., Округин В.М. Температура и состав газа фумарол вулкана Авачинский // *Вестник Краунц. Науки о Земле*. 2017. №1. Вып. 33. С. 21-33.
 7. Нурмухамедов А.Г. Исследование геотермальных ресурсов Авачинской группы вулканов и её флангов // *Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал)*. 2016. № S31. С. 453-477.
 8. Smaglichenko T.A., Bjarnason I.Th., Smaglichenko A.V. Method to find the minimum 1D linear gradient model for seismic tomography // *Fundamenta Informaticae*. 2016. Vol. 146, No. 2. P. 211-217.
 9. Смагличенко Т.А., Смагличенко А.В., Генкин А.Л., Саянкина М.К. Моделирование лучевых траекторий в технологиях просвечивания упругой среды // *Информационные технологии и вычислительные системы*. 2018. № 3. С. 52-58.
 10. Антонова Л.Н., Матвеева Н.Н. Кинематика волн в трёхмерных блоково-градиентных средах // *Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн*. 1975. С. 78-89.
 11. Geological map of Iceland. Reykjavik: Icelandic Institute of Natural History. 1998.
 12. Brothers L.L., Hart P.E., Ruppel C.D. Minimum distribution of subsea ice-bearing permafrost on the US Beaufort Sea continental shelf // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39. L15501. DOI:10.1029/2012GL052222
 13. Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Мерзлота, газогидраты и сипы газа в центральной части моря Лаптевых // *Доклады Российской Академии. Науки о Земле*. 2021. Т. 500. №1. С. 70-76.
 14. Гептнер А.Р. Вулканогенно-осадочный литогенез в наземной рифтовой зоне Исландии. М.: ГЕОС, 2014. 236 с.

Смагличенко Татьяна Александровна. Федеральное государственное бюджетное учреждение науки “Институт проблем нефти и газа Российской академии наук (ИПНГ РАН)”, Москва, Россия. Ведущий научный сотрудник, кандидат физико-математических наук. Область научных интересов: компьютерная томография, геофизика. E-mail: tasmaglichr@gmail.com

Смагличенко Александр Вадимович. Институт сейсмологии и геодинамики, структурное подразделение Крымского Федерального Университета им. В.И. Вернадского, Симферополь. Инженер, кандидат технических наук. Область научных интересов: математическое моделирование, программирование, приборостроение, сейсмическая разведка. E-mail: losaeylin@gmail.com

Саянкина Мария Константиновна. Федеральное государственное бюджетное учреждение науки “Институт проблем нефти и газа Российской академии наук (ИПНГ РАН)”, Москва, Россия. Младший научный сотрудник. Область научных интересов: программирование, геофизика. E-mail: msayankina@gmail.com

Taylor's Calculations: One-Dimensional Seismic Model of the Glacial Area of Methane Release

T. A. Smaglichenko¹, A. V. Smaglichenko², M. K. Sayankina¹

¹Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Institute of Seismology and Geodynamics, a structural subdivision of the V. I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Crimea, Russia

Abstract. In the paper, to identify areas of the increase of ecological risks caused by the release of methane in Arctic districts we constructed the model of the seismic velocity change with depth. The minimum 1D linear gradient model method, developed earlier by the authors, is used for the first time to find the parameters of a seismic model within the system "volcano-glacier" in southern Iceland. The originality of the method is that Taylor's linearization of the function is performed not in relation to variables, on which the function depends, but in relation to the parameters that describe another function that determines the behavior of initial function. The paper presents an extended description of approximate calculations realizing the method in the case of refracted waves. The found estimate of the model

might be used when in the Arctic the mining of oil and gas is planned. The correction of the model is possible on the basis of the data processing for various time periods.

Keywords: linear gradient model, Taylor approximations, seismic tomography, biogenic methane release in glaciers.

DOI 10.14357/20718632230307

References

1. Guðmundsson M., Högnadóttir P., Kristinsson A., Guðbjörnsson S. Geothermal activity in the subglacial Katla caldera, Iceland, 1999–2005, studied with radar altimetry // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 45. P. 66–72. DOI:10.3189/172756407782282444
2. Burns R., Wynn P.M., Barker P. et al. Direct isotopic evidence of biogenic methane production and efflux from beneath a temperate glacier // *Scientific Reports*. 2018. Vol. 8. At. 17118. DOI:10.1038/s41598-018-35253-2
3. Zhilina I.Y. Warming in the Arctic: opportunities and risks // *Economic and social problems of Russia*. 2021. No. 1. P. 66–87. DOI:10.31249/espr/2021.01.04
4. Kiselev A.A., Reshetnikov A.I. Methane in the Russian Arctic: results of observations and calculations // *Problems of the Arctic and Antarctic*. 2013. No. 2(96). P. 5–15.
5. Manevich T.M., Samoylenko S.B. Oscillations of glaciers of the Avacha group of volcanoes (Kamchatka) in the Late Holocene // *Ice and snow*. 2016. Vol. 56.No. 3. P. 399–412. DOI:10.15356/2076-6734-2016-3-399-412
6. Malik N.A., Zelensky M.E., Okrugin V.M. Temperature and gas composition of the fumaroles of the Avachiesky volcano // *Herald Kraunz. Earth Sciences*. 2017. No.1(33). P. 21–33.
7. Nurmukhamedov A.G. Study of geothermal resources of the Avacha group of volcanoes and its flanks // *Mining information and analytical bulletin (scientific and technical journal)*. 2016. No. S31. P. 453–477.
8. Smaglichenko T.A., Bjarnason I.Th., Smaglichenko A.V. Method to find the minimum 1D linear gradient model for seismic tomography // *Fundamenta Informaticae*. 2016. Vol. 146, No. 2. P. 211–217.
9. Smaglichenko T.A., Smaglichenko A.V., Genkin A.L., Sayankina M.K. Modeling of ray trajectories in the technologies of translucence of an elastic medium // *Information technology and computing systems*. 2018. No. 3. P. 52–58.
10. Antonova L.N., Matveeva N.N. Kinematics of waves in three-dimensional block-gradient media // *Questions of the dynamic theory of seismic wave propagation*. 1975. P. 78–89.
11. Geological map of Iceland. Reykjavik: Icelandic Institute of Natural History. 1998.
12. Brothers L.L., Hart P.E., Ruppel C.D. Minimum distribution of subsea ice-bearing permafrost on the US Beaufort Sea continental shelf // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39. L15501. DOI:10.1029/2012GL052222
13. Bogoyavlensky V.I., Kishankov A.V., Kazanin A.G. Permafrost, Gas Hydrates and Gas Seeps in the Central Part of the Laptev Sea, *Doklady Earth Sciences*. 2021. Vol. 500. No 1. P.766–771. DOI:10.1134/S1028334X2109004X
14. Geptner A.R. Volcanic-sedimentary lithogenesis in the terrestrial rift zone of Iceland. Moscow: GEOS, 2014. 236 p.

Smaglichenko Tatyana A. PhD. Oil and Gas Research Institute of Russian Academy of Sciences, 119333, 3, Gubkina str., Moscow, Russia. E-mail: tasmaglichr@gmail.com

Smaglichenko Alexander V. PhD. Engineer. Institute of Seismology and Geodynamics, a structural subdivision of the V.I. Vernadsky Crimean Federal University, 295007, Prospekt Vernadskogo 4, Simferopol, Crimea, Russia. E-mail: losaeylin@gmail.com

Sayankina Maria K. Junior researcher. Oil and Gas Research Institute of Russian Academy of Sciences, 119333, 3, Gubkina str., Moscow, Russia. E-mail: msayankina@gmail.com