

ОДНОМЕРНЫЕ СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ПО ДАННЫМ ГСЗ И ЛОКАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ РАВНЫХ УСЛОВИЯХ ЭКСПЕРИМЕНТА

Т.А. Смагличенко¹, А.В. Смагличенко², М.К. Саянкина¹, Б.Н. Чигарев¹

1 – Институт проблем нефти и газа РАН, 2 – Институт сейсмологии и геодинамики
(структурное подразделение Крымского федерального университета
им. В.И. Вернадского), e-mail: tasmaglichr@gmail.com

Введение

Методы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) являются одним из основных инструментов для определения неоднородного строения земной коры и верхней мантии. Они имеют достаточно широкое применение: для определения структуры нефтегазоносных областей [1], для моделирования геометрии геотермальных источников [2], для понимания процессов, происходящих в очаговых зонах [3], картирования зон разломов [4], флюидонасыщенности среды [5], для поиска полезных ископаемых [6], для обеспечения априорной информации о геологической среде других методов разведки [7]. Достоинство методов – в возможном одновременном использовании данных регистрации как преломленных, так и отраженных глубинных сейсмических волн, распространяющихся от источников, положение которых заранее известно. Недостатки – в дорогой стоимости экспериментов, в возможности получения результатов только вдоль профиля (2D изображение), в неоднозначности решений.

Методы сейсмической томографии часто базируются на данных, записанных от других источников сейсмической активности, которыми являются землетрясения. Теоретическая основа методов локальной томографии – инверсия времен пробега сейсмических волн от местных землетрясений. Первый результат по определению составных частей залежи УВ с использованием местной сейсмичности в нефтегазовом секторе Оман был получен в работе [7], где применялся разработанный авторами алгоритм метода двойных разностей [8]. Основа алгоритма – общепринятое в теории численных методов сингулярное разложение. Альтернативным является дифференцированный подход, базирующийся на новом алгебраическом методе [9] и зарекомендовавшим себя при просвечивании зон разломов [10]. В [10] приводятся результаты тестирования метода двойных разностей и дифференцированного подхода, которые показали преимущество последнего для просвечивания крупномасштабных неоднородностей и выявили различие обоих подходов при изучении зоны разлома Нагано, Япония. Дифференцированный подход пока не применялся для данных сейсмичности

нефтегазодобывающих площадей, однако его алгоритм оказался эффективным для изучения свойств имитационной модели углеводородной залежи [11].

Методы сейсмической томографии, включая рассмотренные выше, применяются для 3D картирования неоднородной скоростной структуры геологической среды. Одним из условий использования методов является предварительная информация об увеличении скорости волн с глубиной, то есть знание 1D скоростной модели. Эти начальные сведения могут быть получены из данных ГСЗ. Тогда можно предположить, что методы ГСЗ и 3D-томографии дополняют друг друга. Однако недавно была разработана концепция минимальной 1D градиентной модели [12], согласно которой параметры градиента могут быть устойчиво определены, если в качестве начальной информации применяются произвольные численные значения параметров линейной градиентной модели, и, таким образом, знания ГСЗ не являются обязательными. Данный факт приводит к необходимости исследования различия в результатах определения скоростей сейсмических волн по данным ГСЗ и методом поиска минимальной 1D скоростной модели. Поэтому в настоящей статье мы сравниваем значения скорости продольной сейсмической волны, полученные двумя методами построения 1D модели для одного и того же района южной Исландии, относительно небольшого по площади, в течение одного и того же периода времени.

Используемые данные

Данные регистрации взрывов по профилю ГСЗ были получены в 1990 г. В том же году были установлены первые 8 сейсмологических станций в южной сейсмической зоне Исландии; расстояние между станциями в пределах 15–30 км. В 2002 г. число станций выросло до 35 [13]. Каждая станция имеет трехкомпонентный сейсмометр и синхронную запись GPS наблюдений, что позволяет избежать ошибки в регистрации времени. Данные регистрируются до частоты 100 Гц. Отметим, что в России станции обеспечивают регистрацию волн до 40 Гц [14]. Среднее расстояние между российскими станциями – до 50 км.

Записи локальных землетрясений, произошедших на юге Исландии со 2 февраля по 31 декабря 1991 г. и зарегистрированных первыми станциями, были предоставлены Исландским метеорологическим офисом, г. Рейкьявик. Взрывы ГСЗ были проведены вдоль профиля, длина которого достигала 170 км. Расстояние между точками взрывов 10–20 км. Расстояние между приемниками 0.5–1 км. Профиль брал начало в южной

сейсмической зоне и простирался на северо-запад в направлении западной вулканической зоны Исландии [15]. Всего было 11 точек взрывов. В рассматриваемый нами район восточного побережья центральной части реки Тьюурсау вошло 2 точки взрыва TA (координаты 63.9538N 20.5385W) и YR (координаты 63.8677N 20.2985W). На рис. 1 показаны: южная зона Исландии, расположение профиля, включающего точки взрыва TA и YR, распределение гипоцентров локальных землетрясений 1991 г. и расположение сейсмических станций.

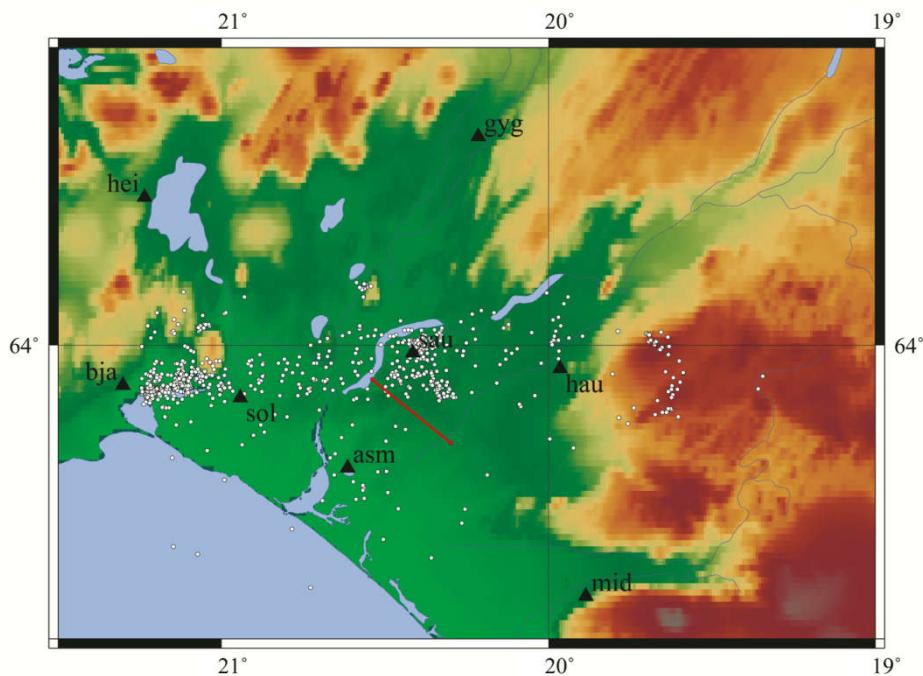


Рис. 1. Южная Исландия: сейсмические станции обозначены треугольниками; точки белого цвета соответствуют гипоцентрам землетрясений; линия красного цвета соответствует профилю ГСЗ, включающему точки взрыва TA и YR; зеленый и оттенки коричневого цвета соответствуют низменности и нагорьям

Концепция 1D минимальной модели

Концепция минимальной 1D модели для локальных землетрясений была впервые предложена в [16]. Параметры минимальной модели вычислялись путем минимизации различий между наблюдаемыми реальными временами пробега сейсмических волн от гипоцентров к станциям и временами пробега, рассчитанными на основе исходной 1D слоистой модели. То есть выходными данными решения задачи были значения скорости сейсмической волны, найденные для каждого слоя геологической среды. Метод нахождения слоистой минимальной модели активно применяется до сих пор [17]. Другой

подход к поиску минимальной модели предложен в [12]. Параметры минимальной модели задаются как два параметра a и b линейного градиента скорости:

$$V(z) = a + bz,$$

где z – глубина. Минимизация разностей реальных и модельных значений осуществлялась относительно неизвестных a и b . Таким образом, в первом случае решалась система линейных уравнений относительно числа неизвестных, равного определенному числу слоев, а в другом – относительно только двух неизвестных. Для преодоления численных проблем, благодаря предельно ограниченному числу неизвестных параметров, модель линейного градиента может рассматриваться как более надежная. Однако надо учитывать, что в случае, когда существуют слои контрастного изменения скорости, многослойная минимальная модель может быть предпочтительнее для некоторых регионов. Для улучшения качества градиентной модели в будущих исследованиях предполагается вводить дополнительные градиенты.

Самой важной отличительной чертой метода поиска линейной градиентной модели от общепринятого метода определения слоистой минимальной модели является устойчивость параметров градиентной модели по отношению к стартовому приближению. Поиск параметров градиента осуществляется в процессе итераций до тех пор, пока статистические характеристики минимальной модели не достигают оптимальных значений. Как было показано в [12], с каких бы стартовых значений a и b итерационный процесс не начался, он приводит к одним и тем же финальным значениям a и b , определяющим решение.

Сопоставление значений скорости продольной волны по данным минимальной 1D градиентной модели и по данным ГСЗ

По данным времен вступлений продольных волн от гипоцентров, расположенных на площади размером 17x12 км (прилегающей к восточному побережью центральной части реки Тьюурсау) и зарегистрированных станцией «sau», была найдена минимальная градиентная модель $V(z)=4.7+0.18z$. В процессе итераций были получены следующие оценки разницы реальных наблюдаемых времен пробега сейсмических и модельных волн: $mean=-0.01$, $std=0.057$.

Табл. 1 иллюстрирует значения скорости, полученные в работе [15] по данным профиля (точки взрыва ТА-YR), и значения скорости в соответствии с найденной градиентной моделью для одних и тех же глубин.

Таблица 1

Численные значения скорости по двум типам данных

Глубина, км	Скорость Р-волны вдоль профиля, км/сек	Скорость Р-волны согласно минимальной градиентной модели, км/сек
0	4.5	4.7
1	5.0	4.88
2	5.3	5.06
3	5.7	5.24
4	5.9	5.42
5	6.1	5.6

Представленные результаты показывают достаточно хорошую корреляцию скоростей до глубины 2 км и незначительное завышение скорости по данным ГСЗ в сравнении со скоростями минимальной модели в диапазоне глубин 3–5 км. Отметим, что более глубокие толщи, по результатам ГСЗ, характеризуются присутствием сильной высокоскоростной неоднородности, которая была определена 3D локальной томографией [13].

Заключение

В работе было проведено сравнение результатов определения скорости распространения продольной волны: по данным, полученным от регистрации взрывов (методы ГСЗ) и по записям локальной сейсмичности (метод поиска минимальной 1D линейной градиентной модели) для одного и того же района на юге Исландии. Получено соответствие найденных значений скорости вдоль профиля до глубины 5 км. Важно отметить, что на исследуемой площади размером 17x12 км регистрация местной сейсмичности проводилась только одной станцией. Это позволяет предположить, что в условиях неплотной сейсмической сети РАН могут быть получены достаточно качественные результаты по определению градиентной сейсмической модели линейного роста скорости с глубиной. Кроме того, это не потребует дорогостоящих экспериментов. Рекомендации могут быть сделаны в направлении оснащения станций дополнительным оборудованием (например, GPS) для уменьшения ошибки снятия данных времен вступления волн с сейсмограмм и, соответственно, ошибки параметров гипоцентров.

Мы выражаем благодарность Исландскому метеорологическому управлению, г. Рейкьявик за предоставленные данные (RANNIS-ID-152432-051).

Статья написана в рамках выполнения государственных заданий по теме «Энергетика, динамика и дегазация Земли, теоретические и экспериментальные основы инновационных сейсмоакустических технологий исследования геологической среды и контроля за объектами нефтегазодобычи» (№ AAAA-A16-116021510125-7) и по теме «Исследование физических процессов в очагах и очаговых зонах землетрясений Крымско-Черноморского региона и сопредельных территорий» (№ 5.6370.2017/БЧ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснопевцева Г.В., Кузин А.М. Новые данные по изучению глубинного строения Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления по профилю ГСЗ «Черемшан-Мелеуз» // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы: Материалы Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2008. С. 233–236.
2. Riedel M., Dutsch C., Alexandrakis C., Dini I., Ciuffi S., Buske S. Seismic depth imaging of a geothermal system in Southern Tuscany // Geophysical Prospecting. 2015. Vol. 63, No 4. P. 957–974.
3. Сологуб Н.В. Структура земной коры Горного Крыма по данным ГСЗ // Геофизический сборник АН УССР. Киев: Наук. думка, 1977. Вып. 77. С. 27.
4. Сологуб В.Б., Павленкова Н.И., Чекунов А.В. Критерии выделения разломов земной коры по данным ГСЗ // Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 1967. С. 72–83.
5. Кузин А.М. Флюиды в классификации разрывных нарушений. Отображение фазового состава флюида в зонах разрывных нарушений в параметрах сейсмического поля. Часть 3 [Электронный ресурс] // Актуальные проблемы нефти и газа. 2017. Вып. 1(16). 35 с. – Режим доступа: <http://oilgasjournal.ru> (Дата обращения 1.06.2018).
6. Караев Н.А., Лукашин Ю.П., Рабинович Г.Я. и др. Сейсмический метод отраженных волн в рудных районах: Методическое руководство. Л.: Недра, 1982. 308 с.
7. Zhang H., Sarkar S., Toksöz M.N., Kuleli H.S., Al-Kindy F. Passive seismic tomography using induced seismicity at a petroleum field in Oman // Geophysics. 2009. Vol. 74, № 6. P. WCB57–WCB69.
8. Zhang H., Thurber C.H. Double-Difference Tomography: The Method and Its Application to the Hayward Fault, California // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. Vol. 93. P. 1875–1889.

9. *Smaglichenko T.A.* Modification of Gaussian elimination for the complex system of seismic observations // Founded by Stephen Wolfram. 2012. Vol. 20, № 3. P. 229–241.
10. *Smaglichenko T.A., Shigeki H., Kaori T.* A differentiated approach to the seismic tomography problem: method, testing and application to the western Nagano fault area (Japan) // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 2012. Vol. 16. P. 27–41.
11. *Смагличенко А.В., Саянкина М.К.* Структурный алгоритм для многоленточных матриц, возникающих в задаче сейсморазведки // Сеточные методы для краевых задач и приложения: Материалы Десятой Междунар. конф. Казань: Казанский ун-т, 2014. С. 536–541.
12. *Smaglichenko T.A., Bjarnason I.Th., Smaglichenko A.V., Jacoby W.R.* Method to find the minimum 1D linear gradient model for seismic tomography // Fundamenta Informaticae. 2016. Vol. 146, № 2. P. 211–217.
13. *Tryggvason A., Rognvaldsson S.Th., Florenz O.G.* Three-dimensional imaging of the *P*- and *S*-wave velocity structure and earthquake locations beneath Southwest Iceland // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 151. P. 848–866.
14. *Старовойт О.Е.* Инstrumentальные сейсмические наблюдения в России // Вестник «ВНИЦ». 2004. № 4. С. 8–12.
15. *Bjarnason I.Th., Menke W., Florenz O.G., Caress D.* Tomographic image of the Mid-Atlantic Plate Boundary in Southwestern Iceland // Journal of Geophysical Research. 1993. Vol. 98, № B4. P. 6607–6622.
16. *Kissling E.* Geotomography with Local Earthquake Data // Reviews of Geophysics. 1988. Vol. 26, № 4. P. 659–698.
17. *Husen S., Kissling E., Clinton J.* Local and Regional Minimum 1D Models for Earthquake Location and Data Quality Assessment in Complex Tectonic Regions: Application to Switzerland // Swiss Journal of Geosciences. 2011. Vol. 104, № 3. P. 455–469.