

УДК 550.341

ПОЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В БЛИЖНЕМ РАЙОНЕ ПЛОЩАДОК АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА (НА ПРИМЕРЕ АЭС “АККУЮ”, ТУРЦИЯ)

© 2019 г. О.И. Аптикаева¹, С.Ф. Аптикаев²

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

² *АО “Атомстройэкспорт”, г. Москва, Россия*

Рассмотрена возможность использования для изучения поля поглощения S-волн данных сейсмического мониторинга, проводимого в районах размещения атомных электростанций (АЭС). Анализировались каталоги и волновые формы взрывов и локальных землетрясений с $M_L=0.5-3.0$, произошедших в радиусе 50 км от площадки АЭС “Аккую” (Турция).

Распределение поля поглощения S-волн в ближнем районе площадки АЭС получено по кода-волнам рассматриваемых событий в интервале частот $f=1-10$ Гц. Поглощающие свойства среды оценивались по скорости затухания колебаний в коде (наклону огибающих коды). В рамках выбранной авторами модели формирования короткопериодной коды увеличение или уменьшение наклона ее огибающих связано с существованием в изучаемом районе зон соответственно повышенного или пониженного поглощения S-волн. Эти качественные характеристики поля поглощения приписывались эпицентрам событий.

Области сильного поглощения в ряде случаев тяготеют к разломным зонам. Кроме того, сильное поглощение характерно для кластеров, где периодически появляются рои микроземлетрясений, которые по времени совпадают с моментами возникновения в Восточном Средиземноморье землетрясений с $M \geq 5.0$ и глубиной очага более 35 км.

Ключевые слова: сейсмический мониторинг, рои сейсмической активности, поглощение поперечных волн.

Введение

На практике результаты сейсмического мониторинга районов размещения АЭС привлекаются для оценки текущего сейсмического режима территории и отдельных её зон, а также для выявления (или уточнения) связи очагов землетрясений с элементами современной тектоники. Вместе с тем, те же данные могут быть использованы для оценки затухания и прогноза параметров сейсмических колебаний на площадке АЭС, а также выявления вариаций поля поглощения вблизи станции. Подобная информация может быть полезной при оценке параметров сейсмических воздействий на действующих и проектируемых АЭС.

Накопленный в районах с высокой сейсмической активностью и в эпицентральных зонах сильных землетрясений опыт выявления неоднородностей поля поглощения S-волн по кода-волнам слабых локальных событий [Аптикаева, Конничев, 1992; Аптикаева и др., 1995] в предлагаемой работе использован для изучения характеристик поля поглощения в сейсмически относительно спокойном районе. В качестве района исследований была выбрана территория, прилегающая к площадке турецкой АЭС “Аккую”. Восемь ближайших к АЭС сейсмических станций, записи которых использовались для анализа, далее мы будем называть “локальной сетью сейсмических станций”. Специфика использованных данных состоит в том, что большинство событий, зарегистрированных локальной сетью сейсмических станций, – промышленные взрывы.

Так, в зоне радиусом 50 км вокруг площадки АЭС в период с января по май 2014 г. в рамках сейсмического мониторинга было зарегистрировано 190 событий, из которых только 20 событий с магнитудой $M_L=1.4-2.6$ идентифицированы как землетрясения. Совместное использование записей событий малой длительности (слабых землетрясений и взрывов), зарегистрированных двумя–тремя станциями с различными станционными условиями, потребовало выработки специального подхода к анализу материала при построении распределения поля поглощения *S*-волн в районе.

Цель работы – оценка возможности использования данных сейсмического мониторинга района размещения АЭС, осуществляемого локальной сетью сейсмических станций, для изучения поля поглощения в земной коре и верхней мантии в ближнем районе АЭС “Аккую” (Турция). С учётом того, что в ряде сейсмически активных районов выявлена связь пространственных вариаций поля поглощения *S*-волн с тектоническим строением района и сейсмичностью [Антикаева, Копничев, 1992; Антикаева и др., 1995], в настоящей работе предпринята попытка получения аналогичных оценок.

Методы и использованные материалы

Анализировались огибающие коды 200 сейсмических событий, произошедших в 50-километровой зоне вокруг площадки АЭС “Аккую”; за редким исключением эпицентральные расстояния событий не превышали 50 км (рис. 1). Записи получены на сейсмических станциях локальной сети, подведомственных Обсерватории Кандили и Института по исследованию землетрясений Босфорского Университета (Стамбул, Турция, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>).

Рассматривались две выборки событий. Выборка I включала записи событий с локальной магнитудой $M_L=0.5-3.0$, которые произошли с 05.07.2011 по 26.10.2011 гг. (на этапе, когда еще не были надёжно определены дискриминационные критерии, позволяющие различать взрывы и землетрясения [Gilbert, Velasco, Zandt, 2007; Zeiler, Velasco, 2009]). Судя по сейсмической активности района исследований, эта выборка представлена, главным образом, взрывами.

Выборка II включала события, зарегистрированные с января по май 2014 г. ($M_L=0.6-2.1$) и идентифицированные как взрывы, а также землетрясения за период 03.05.2012–17.12.2015 гг., $M_L=1.0-3.9$, среди которых самое сильное из рассмотренных землетрясение 03.05.2012 г. с $M=3.9$ (на рис. 1 эпицентр этого события обозначен большим красным кружком).

Записи событий осуществлены широкополосными сейсмометрами *Guralp CMG-3ESP* и *Guralp CMG-3TD* в диапазоне частот от 0.00833 до 50 Гц. Точность определения гипоцентров в пределах сети станций – ± 2 км; для событий за пределами сети ошибка несколько больше.

Работы по изучению пространственно-временных неоднородностей поля поглощения в сейсмически активных районах основаны на экспериментальных данных, свидетельствующих, что определяющее влияние на формирование сейсмического волнового поля оказывает структура поля поглощения и что кода местных землетрясений в основном сформирована *S*-волнами, отраженными от многочисленных слабых субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии [Антикаева, Копничев, 1992]. Согласно этой модели, на достаточно больших временах кода-волны сравнительно круто пересекают низы коры и верхи мантии и несут информацию о строении среды в области между эпицентром и станцией. Существование в этой области зон повышенного или пониженного поглощения *S*-волн отражается на характеристиках коды, приводя соответственно к заметному увеличению или уменьшению ее наклона.

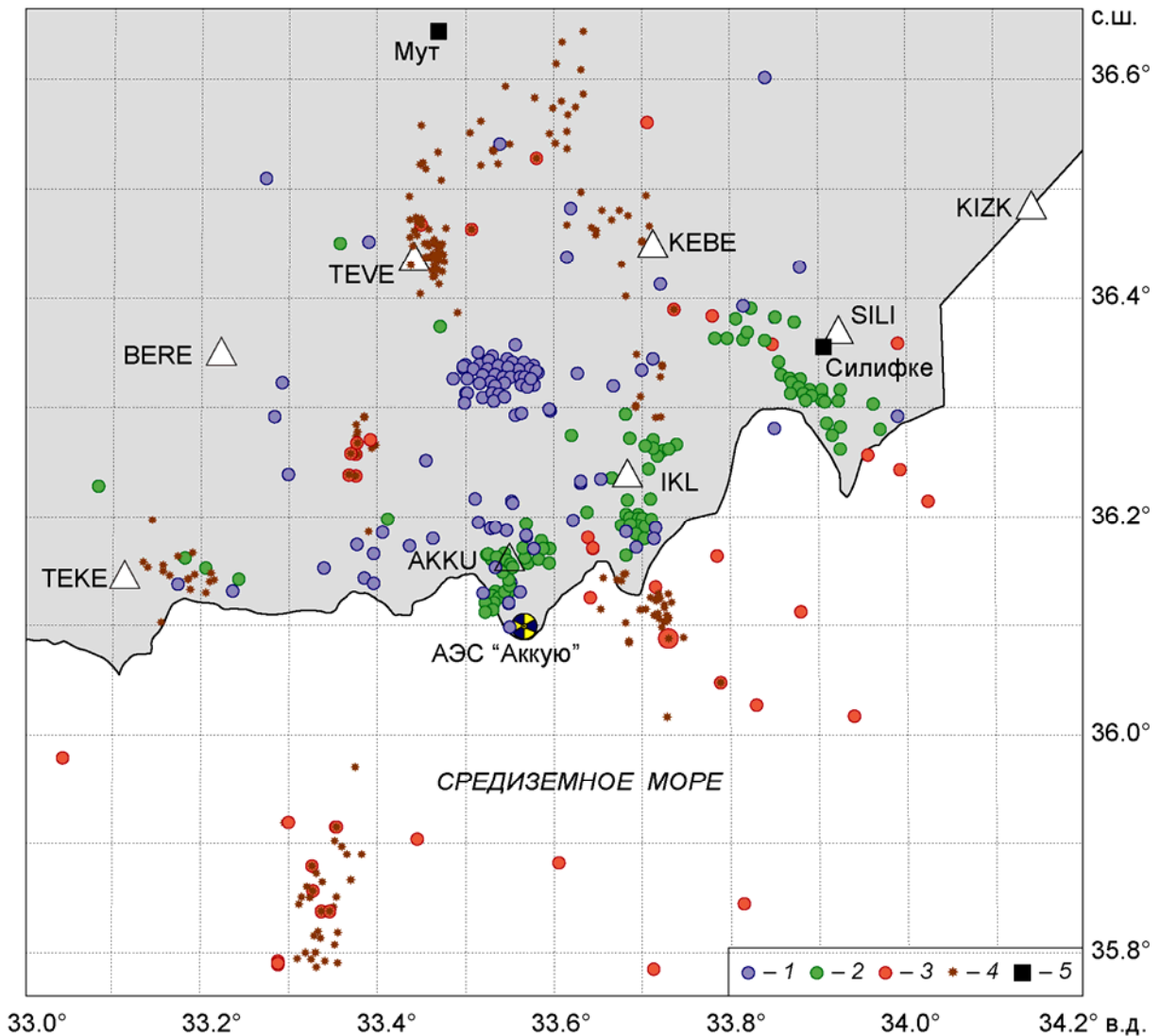


Рис. 1. Схема расположения регистрирующих станций локальной сейсмической сети (треугольники) и эпицентров использованных в работе событий. 1 – эпицентры событий из выборки I; 2, 3 – эпицентры взрывов (2) и землетрясений (3), вошедших в выборку II (период наблюдений 03.05.2012–17.12.2015, $M_L=1.0-2.8$); 4 – эпицентры роевых землетрясений (период наблюдений 2011–2017 гг., $M_L=1.2-2.8$); 5 – населенные пункты

Fig. 1. Layout of the stations of local seismic network (triangles) and event epicenters used in the work. 1 – epicenters of events from sample I; 2, 3 – epicenters of explosions (2) and earthquakes (3) from sample II (for the period of 03.05.2012–17.12.2015, $M_L=1.0-2.8$); 4 – epicenters of swarm earthquakes (for the period of 2011–2017, $M_L=1.2-2.8$); 5 – settlements

Таким образом, огибающие коды состоят из участков, соответствующих большому или меньшему затуханию, которые могут быть описаны выражением вида

$$A(t) \sim \exp\left(-\frac{\pi t}{Q_s T}\right) / t, \quad (1)$$

где $A(t)$ – амплитуда коды в окрестностях времени t ; Q_s – эффективная добротность; T – период колебаний.

По имеющемуся набору огибающих коды для многих гипоцентров землетрясений можно построить трехмерную структуру поля поглощения в коре и верхней мантии. Для этого в предположении, что кода формируется однократно отраженными волнами, нужно найти положение в пространстве кровли и подошвы слоев сильного и слабого поглощения, и оценить эффективную добротность (коэффициент поглощения) в этих слоях [Аптикаева, Копничев, 1992]. Здесь будет рассмотрен более простой случай, когда при картировании поля поглощения, его характеристики приписываются области эпицентров. Достоинством метода является большая детальность и высокая точность картирования неоднородностей поля поглощения *S*-волн, точность которого зависит, главным образом, от точности локации очагов.

Метод короткопериодной коды успешно используется для изучения строения литосферы районов со сложным тектоническим строением и высокой сейсмической активностью, в частности, эпицентральных зон сильных землетрясений [Аптикаева, Копничев, 1992; Аптикаева и др., 1995; Аптикаева, 2015]. Поле поглощения в коре и верхней мантии в сейсмически активных районах весьма неоднородно. Резкий контраст характеристик коды (отметим, что очаги сильных землетрясений с $m \geq 5.0$ приурочены к зонам максимального контраста поглощения) зачастую наблюдается на расстояниях менее 5 км, что можно объяснить волноводными эффектами. Короткопериодные поперечные волны попадают в каналы, скорость в которых ниже по сравнению с окружающей литосферой, что приводит к захвату ими волн, формирующих коду.

В сейсмоактивных районах прослеживаются линейные области сильного поглощения, которые тяготеют к разломным зонам и уходят корнями в мантию. Наряду с ними выделяются блоки слабого поглощения, имеющие изометричную форму; причем горизонтальные размеры блоков всегда меньше вертикальных, а поглощение уменьшается в направлении от границ к центральным областям блоков.

Вывод о существовании в тектонически активных районах узких вертикальных зон повышенного поглощения был сделан также на основании анализа характеристик короткопериодной коды *P* и *Lg* волн в промежуточной зоне эпицентральных расстояний [Каазик, Копничев, 1984; Копничев, 1989].

В рамках выбранной нами модели формирования короткопериодной коды, вариации поглощения *S*-волн мы связываем с содержанием флюидов в соответствующих слоях земной коры и верхней мантии. Одним из примеров, свидетельствующих в пользу наличия в низкодобротных зонах жидкой фазы, является тот факт, что выявленные в сейсмоактивном районе Западного Тянь-Шаня в результате магнитотеллурических исследований [Sass et al., 2014] протяженные по вертикали и латерали проводники (некоторые из них протягиваются на глубину до 150 км) совпали с низкодобротными зонами, локализованными методом короткопериодной коды [Аптикаева, 2019].

Сейсмическая активность района площадки АЭС “Аккую” сравнительно невысока, в связи с чем основным источником информации были записи взрывов.

Особенности сейсмической коды рассмотренных событий

Для изучения пространственных неоднородностей поля поглощения используются крупные морфологические детали огибающих коды локальных событий. Как показывают наблюдения в сейсмоактивных районах, наибольшие изменения в огибающих коды землетрясений отмечаются во временном окне от 5 до 50–80 с. Таким образом, рассчитывать на успешное решение поставленной задачи можно только при наличии достаточного количества записей длительностью $t-t_0$ (t_0 – время в очаге) более 50 с.

Пример записи одного из немногих относительно сильных событий приведен на рис. 2. Это событие зарегистрировано большинством станций локальной сети в полосе частот 1–10 Гц. Можно видеть, что длительность записи события на разных станциях варьирует от 50 с на ближних к эпицентру станциях до 100 с на дальних.

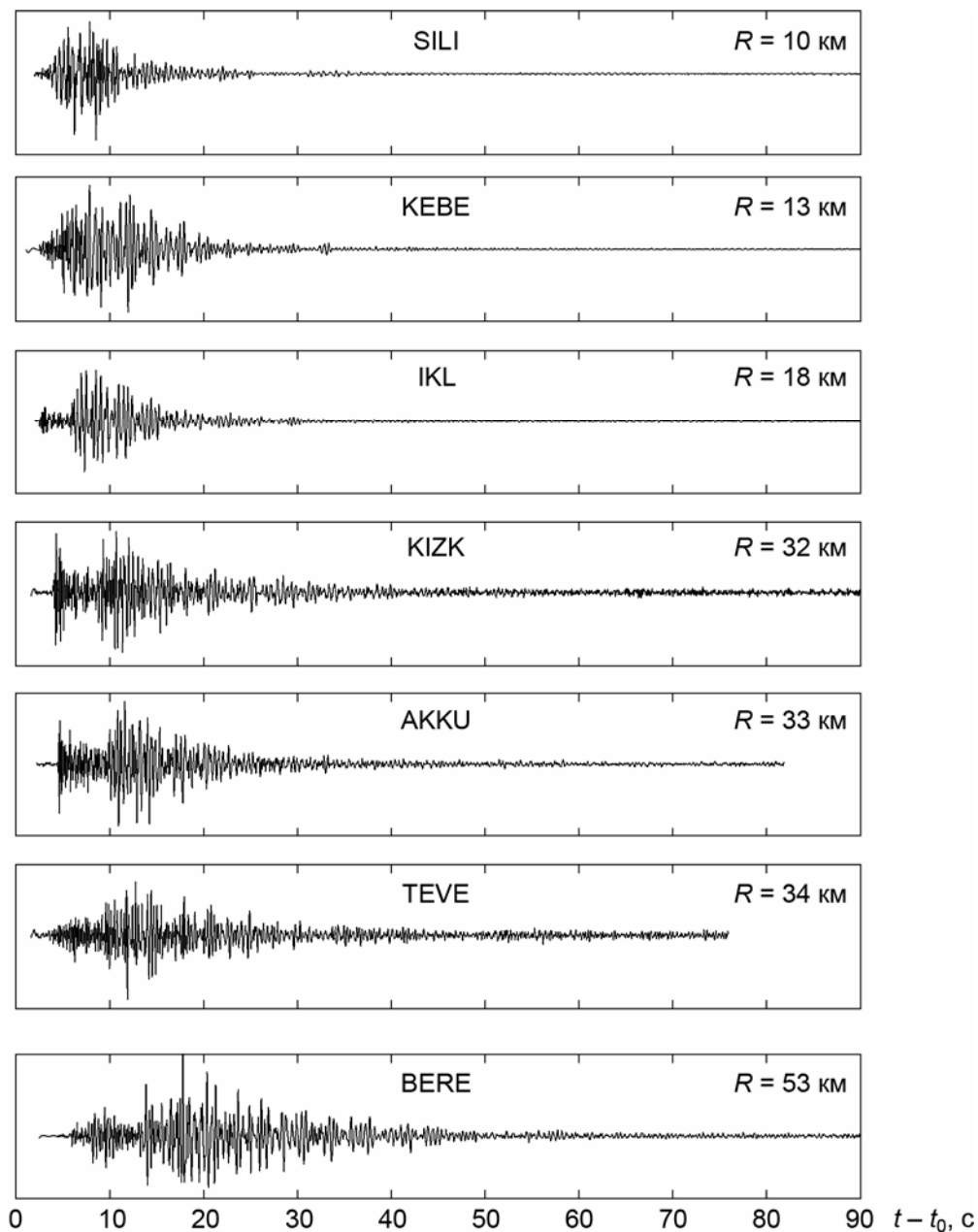


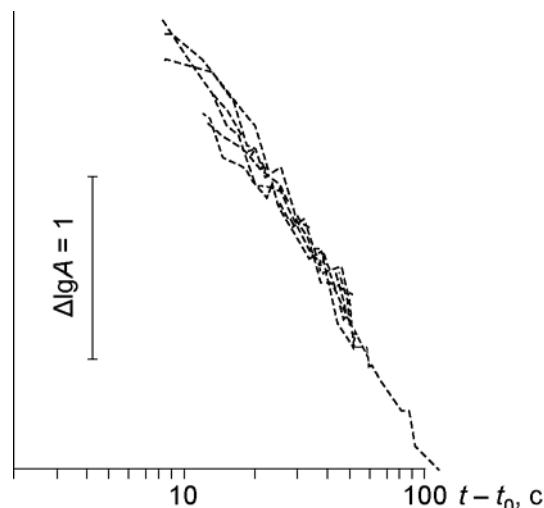
Рис. 2. Записи события 07.05.2014 г. ($t_0=13:19:41.22$, $\varphi=36.3627^\circ$, $\lambda=33.8152^\circ$, $M_L=2.0$) семью станциями локальной сети АЭС “Аккую”. Возле трасс указаны международные коды станций (см. рис. 1) и эпицентральные расстояния R , км; $F=1-10$ Гц

Fig. 2. Event records of 07.07.2014 ($t_0=13:19:41.22$, $\varphi=36.3627^\circ$, $\lambda=33.8152^\circ$, $M_L=2.0$) by seven stations of the local network of the “Akkuyu” NPP. The international station codes (see Fig. 1) and epicentral distances R , km are indicated near the records; $F=1-10$ Hz

Огибающие коды события 07.05.2014 г. показаны на рис. 3.

Рис. 3. Огибающие коды события 07.05.2014 г. ($t_0=13:19:41.22$, $\varphi=36.3627^\circ$, $\lambda=33.8152^\circ$, $M_L=2.0$), записи которого приведены на рис. 2

Fig. 3. Coda waves envelopes of event 07.05.2014 ($t_0=13:19:41.22$, $\varphi=36.3627^\circ$, $\lambda=33.8152^\circ$, $M_L=2.0$) which records are shown in Fig. 2



Более слабые события, длительность записей которых не превышает 50 с, в большинстве своем зарегистрированы меньшим числом станций. Неоднородности поля поглощения в тектонически активных районах впервые были обнаружены по огибающим коды на частоте около 1 Гц. Впоследствии нюансы поля поглощения рассматривались и по огибающим коды на более высоких частотах. По мере увеличения частоты колебаний различия в форме огибающих коды в интервале $t-t_0=20-80$ с уменьшаются. Они сохраняются достаточно отчетливыми только при $t-t_0 < 40$ с, отражая особенности строения поля поглощения верхних слоев литосферы.

Поскольку огибающие коды рассматриваемых событий характеризуются небольшой длительностью, выбор оптимальной полосы частот, наиболее чувствительных к нюансам поля поглощения верхних слоев литосферы, представляется первоочередной задачей.

В коде зарегистрированных взрывов и землетрясений на временах порядка 20 с преобладают колебания с частотой 5–10 Гц. При подборе оптимальной полосы частот важно иметь представление о частотной зависимости параметров поглощения, в данном случае – эффективной добротности. Частотная зависимость параметров поглощения сейсмических колебаний на пути их распространения может привлекаться также при прогнозировании спектрального состава сейсмических колебаний на площадке АЭС.

Для сопоставления результатов настоящих исследований с результатами, полученными ранее [Раутиан и др., 1981; Антикаева, 1991], частотная зависимость эффективной добротности по огибающим коды оценивалась в нескольких полосах частот – 0.5–0.8, 1–1.6, 2–3.2, 4–6.4, 8–13, 16–20 и 24–30 Гц, которые аналогичны полосам каналов частотно-избирательной сейсмической станции (ЧИСС) [Запольский, 1971].

Оказалось, что во временном интервале $t-t_0$ до 50 с (в ряде случаев – до 80 с) на частотах от 1 до 27 Гц огибающие коды спадают примерно одинаково, т.е. величина $Q_s T$ остается практически постоянной. Другими словами, в рассмотренных выборках для преобладающего числа событий показатель степени частотной зависимости эффективной добротности Q_s близок к единице. Например, частотная зависимость добротности $Q_f = Q_0 (f/f_0)^n$, где Q_0 – добротность на частоте $f_0=1$ Гц, имеет вид $Q_f = 25 (f/f_0)^{1.1}$ для станции АККУ, $Q_f = 29 (f/f_0)^{1.0}$ для станции IKL, $Q_f = 93 (f/f_0)^{0.9}$ для станции SILI. Похожие результаты были получены ранее для слабых землетрясений Гармского (Таджикистан) и смежных с ним районов [Антикаева, 1992].

Следует отметить, что в работе [Pavlenko, Kozlovskaya, 2018] указывается на существование неопределенности в оценке добротности на низких частотах по слабым землетрясениям и на необходимость привлечения стохастического моделирования для

проверки функции $Q(f)$. В настоящей работе частотные зависимости добротности приведены только в качестве иллюстрации анализируемых материалов. На данном этапе исследований не предполагается использование этих оценок для прогноза параметров сейсмических колебаний на площадке АЭС.

Значения эффективной добротности для одной и той же частоты (например, Q_0) по огибающим коды записей взрывов сильно варьируют. Так, по записям взрывов, зарегистрированных станцией АККУ, Q_0 варьирует в 3–4 раза. При этом эпицентры взрывов, огибающим коды которых соответствуют большие ($Q_0 \sim 40$) или меньшие ($Q_0 \sim 10$) значения эффективной добротности, дифференцированы в пространстве.

Как показывает опыт, для получения качественной картины распределения поля поглощения S -волн по коде слабых событий, спектры которых различаются несущественно, можно использовать широкополосные записи [Раутиан и др., 1981; Антикаева, 1991]. Предварительный анализ данных, полученных на станциях локальной сейсмической сети АЭС “Аккую”, показал, что в условиях имеющейся системы наблюдений для конкретных выборок сейсмических событий ($M_L=0.5-3.0$) и конкретного временного интервала в коде наиболее чувствительными к нюансам поля поглощения в литосфере и астеносфере изучаемого района являются колебания в полосе частот 1–10 Гц. Как известно, величина отношения t_c/t_S (где t_c и t_S – соответственно время вступления коды и S -волны) уменьшается с частотой, а на частотах 5–10 Гц время вступления коды $t_c=1.5t_S$ [Раутиан и др., 1981]. Примем, что время вступления коды t_c соответствует t_c на частотах 5–10 Гц, на том основании, что в спектрах сейсмических колебаний преобладают частоты 5–10 Гц.

Учитывая сказанное выше, все приведенные далее оценки $Q_S T$ получены по огибающим коды событий в полосе частот 1–10 Гц и во временном интервале от $t_c=1.5t_S$ до момента достижения амплитуды колебаний уровня микросейсмического фона.

Существенным также представляется вопрос о влиянии на характеристики огибающих коды поглощающих свойств верхней части литосферы в районе станции. Опыт предыдущих исследований показывает, что условия под станцией влияют в большей степени на уровень огибающих коды, а не на их форму. Форма огибающих коды совокупности землетрясений, записанных одной станцией (рис. 4), во временном окне от 5 до 50–80 с варьирует в больших пределах, чем форма огибающих коды одного и того же события, записанного разными станциями (см. рис. 3).

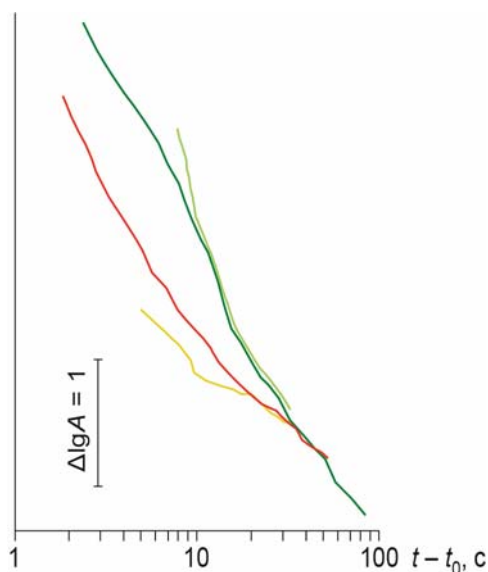


Рис. 4. Сводные огибающие коды всех рассмотренных событий, записанных одной из станций локальной сети АЭС “Аккую” – станцией АККУ. Цвет кривых соответствует разному поглощению: светло-зеленый – очень сильное; темно-зеленый – сильное; красный – слабое; желтый – очень слабое

Fig. 4. Generalized coda waves envelopes of all considered events recorded by AKKU station (one of the stations of the “Аккую” NPP local network). The color of the curves corresponds to different attenuation: light green – very strong; dark green – strong; red – weak; yellow – very weak

Отмеченный выше факт свидетельствует в пользу отнесения параметров поля поглощения к области эпицентров. Кроме того, экспериментально установлено, что наилучшая сходимость данных по разным станциям соответствует случаю, когда параметры поля поглощения относятся к области эпицентра данного землетрясения. Скорее всего, это связано с тем, что наиболее ярко волноводные эффекты проявляются, когда низкоскоростной (сильно поглощающий) канал лежит непосредственно под очагом землетрясения (если регистрирующая станция находится в “нормальных” условиях) [Антикаева, Копничев, 1992]. Если же станция расположена вблизи разломной зоны, то наклон огибающей коды землетрясения больше по сравнению с огибающими коды того же землетрясения, зарегистрированного другими станциями [Копничев, Соколова, 2002].

В рассматриваемом случае различие формы огибающих коды одного и того же события, записанного разными станциями, по-видимому, нельзя игнорировать. Степень вариабельности можно оценить по соотношению уровней “ближней” и “дальней” коды. При совмещении до наилучшего совпадения на временах $t-t_0 > 50$ с огибающих коды события, записанного всеми станциями локальной сети, максимальные различия уровней огибающих коды на временах $t-t_0 \sim 15$ с достигают 0.3–0.4 ед. лог. Поэтому авторами рассматривались огибающие коды событий, зарегистрированных каждой станцией в отдельности.

По характеру спадания огибающие коды были разделены на четыре группы, сводные огибающие которых для станции АККУ показаны на рис. 4. Можно видеть, что при их совмещении до наилучшего совпадения на временах > 35 с на меньших временах характер их спадания существенно различается. Поэтому говорить об обобщённой огибающей по всем событиям, записанным отдельно взятой станцией, затруднительно, а огибающую коды на всем ее протяжении нельзя аппроксимировать одной кривой, описываемой выражением (1).

Сводные огибающие коды землетрясений по записям одной станции выходят на асимптоту на временах $t-t_0 \sim 30-40$ с (см. рис. 4). В предположении, что кода формируется однократно отражёнными волнами, временам $t-t_0 = 30-40$ с соответствует глубина 60–65 км; ниже по разрезу поле поглощения более однородно. Эти наблюдения согласуются с положением в районе исследований скоростной литосферно-астеносферной границы, прослеживаемой на глубине 60 км, ниже которой до глубины примерно 100 км скорости, как и поглощение, варьируют незначительно [Винник и др., 2014].

Таким образом, рассмотренные выше данные позволяют сделать два главных вывода, которые состоят в следующем. На временах $t-t_0 \leq 30-40$ с значения $Q_S T$ событий, локализованных в разных районах и записанных одной отдельно взятой станцией, различаются на порядок и более. Это обстоятельство дает основания полагать, что вариации огибающих коды землетрясений и в рассматриваемом случае связаны с вариациями поглощающих свойств среды в районе очага, т.е. параметры поглощения можно приписывать области эпицентра. При этом форма огибающих коды одного и того же события по записям разных станций заметно различна, и наблюдаемые различия не удастся уменьшить введением станционных поправок. Поэтому на данном этапе исследований не представляется возможным получить пространственное распределение $Q_S T$ в количественном выражении. Однако качественную картину распределения поля поглощения построить можно. Для этого сначала строились сводные огибающие коды по каждой станции, которые разделялись на четыре группы с разным наклоном – очень сильным, сильным, слабым и очень слабым, как это сделано, например, на рис. 4. Затем для каждой станции строились схемы пространственного распределения поля поглощения по этим грациям, после чего все результаты интегрировались в одной схеме (рис. 5).

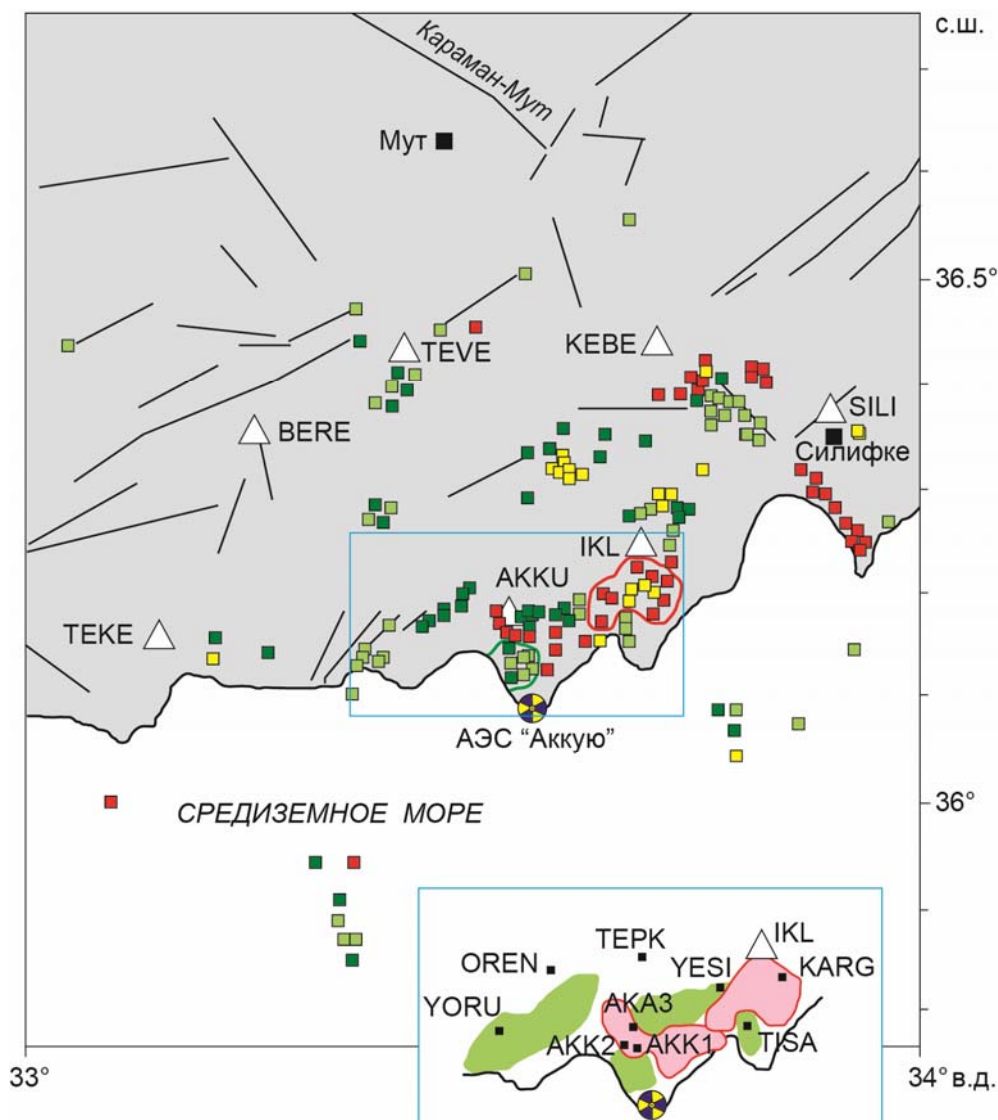


Рис. 5. Схема распределения в ближней зоне площадки АЭС “Аккую” эпицентров четырех групп событий с разным поглощением: светло-зеленые квадраты – очень сильное поглощение; темно-зеленые – сильное; красные – слабое; желтые – очень слабое. Отрезки прямых линий – разломы; утолщенная красная кривая оконтуривает эпицентры событий, записанных станцией АККУ, для которых на частоте 1 Гц значение добротности $Q_0 \sim 40$, зеленая – на той же частоте $Q_0 \sim 10$ (см. пояснения в тексте). Голубой контур – граница участка, вынесенного на врезку. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

На врезке: черными квадратами отмечено местоположение станций сильных движений (см. пояснения в тексте); светло-зеленым цветом выделены зоны сильного поглощения, розовым – слабого

Fig. 5. The distribution scheme in the near zone of the Akkuyu NPP site of the epicenters of four groups of events with different attenuation: light green squares – a very strong attenuation; dark green – strong; red – weak; yellow – very weak. Segments of straight lines – faults; the thick red line contours the epicenters of events recorded by AKKU, for which the Q -factor value is $Q_0 \sim 40$ at 1 Hz, and the green one is $Q_0 \sim 10$ at the same frequency (see the explanations in the text). The blue contour is the boundary of the section that is shown on the sidebar. The rest of legend see in Fig. 1

Sidebar: black squares indicate the location of strong motion stations (see explanations in the text); light green areas correspond to strong attenuation, pink correspond to weak attenuation

Описанная процедура выполнялась отдельно по двум упомянутым в начале статьи независимым выборкам, после чего результаты по ним, в свою очередь, сводились воедино. Следует заметить, что на рис. 5 в местах, где взрывные работы не проводились, а землетрясения происходят редко, показаны эпицентры всех рассмотренных событий. Там же, где проводились интенсивные взрывные работы и отмечена высокая плотность эпицентров землетрясений, показаны выборочные эпицентры, чтобы отразить основные тенденции, не загромождая при этом рисунок.

Обсуждение результатов

При том, что эпицентры событий покрывают рассматриваемую территорию фрагментарно, зоны сильного и слабого поглощения все же идентифицированы в пространстве (см. рис. 5). Отчетливо видна линейная зона сильного поглощения (ослабленная низкодобротная зона) к юго-западу от станции АККУ, которая ассоциируется с разломной зоной, представленной несколькими параллельными разломами простирания ЮЗ–СВ, согласно карте тектонических разломов, подготовленной для района размещения АЭС. Цепочка землетрясений к северо-западу от станции ИКЛ тяготеет к разломам юго-западного–северо-восточного и субширотного простирания. Эта ослабленная зона оконтуривает небольшой добротный блок. Узел разломов между станциями КЕВЕ и СИЛІ отмечен низкодобротной зоной.

В работе [Антикаева, Антикаев, 2018] сравнивались пиковые ускорения грунта (*PGA*) одних и тех же землетрясений по записям сети станций сильных движений с записями на опорной станции АКК1, установленной непосредственно на площадке АЭС. Грунтовые условия в месте расположения АКК1 по результатам геофизических исследований отнесены к грунтам категории I по сейсмическим свойствам. Среди рассмотренных станций выявлены такие, где значения зарегистрированных *PGA* заметно выше, чем на станции АКК1. Это, прежде всего, станции ТИСА, YORU и YESI (см. врезку на рис. 5) – средние невязки $\Delta \lg PGA = \lg PGA_{st} - \lg PGA_{AKK1}$ на них составляют соответственно 0.45, 0.2, 0.2.

На врезке к рис. 5 видно, что станции сильных движений ТИСА, YORU и YESI расположены над зонами сильного поглощения. Есть надежда, что результаты изучения пространственного распределения поля поглощения могут оказаться полезными при выявлении зон наибольшей сейсмической опасности. Этот вопрос, конечно, требует более серьезной проработки, для чего необходимо продолжение мониторинга слабой сейсмичности района площадок АЭС и более тщательный анализ его результатов.

Переходя к вопросу о связи пространственных вариаций поля поглощения *S*-волн с тектоническим строением района и сейсмичностью, следует отметить, что полученные результаты, конечно, не позволяют осветить его в полной мере, но некоторые аспекты все-таки можно отметить.

При анализе временных вариаций сейсмичности в пределах рассматриваемого района (на суше и в море) были выявлены компактные кластеры, в которых происходит активизация слабых землетрясений в виде краткосрочных роев или активизация, более растянутая во времени. Отмеченную активизацию иллюстрирует рис. 6, где вместо эпицентров роев микроземлетрясений показаны их примерные границы.

Три роя микроземлетрясений, которые имели место в период с 2011 по 2015 гг., описаны в [Антикаев, Антикаева, 2017]. Один из них, зарегистрированный 24–25.06.2013 г. в кластере В, включал 38 событий с магнитудами в диапазоне $M_L=1.0–2.9$.

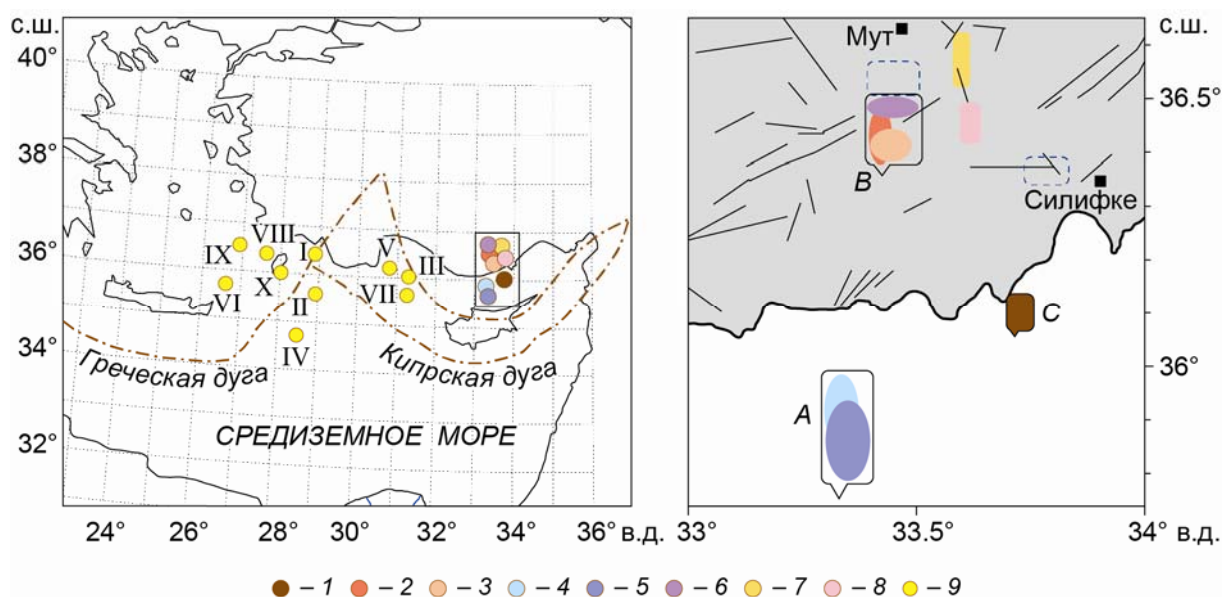


Рис. 6. Сейсмическая активность Восточного Средиземноморья в 2011–2017 гг. Слева: площадное распределение эпицентров афтершоков землетрясения 03.05.2012 г. с $M_L=3.9$ (I), роев землетрясений (2–8) и событий с $M \geq 5.0$ и глубиной очага > 35 км (9: I–X). Справа: контуры A, B, C – выявленные компактные кластеры активизации слабых землетрясений; штриховые контуры – границы геотермальных областей по [Uluocak, Pysklywec, Gogus, 2016]. Разные цвета соответствуют разным временным периодам активизации. Основа – упрощенная тектоническая карта Восточно-Средиземноморского региона по [Gulen et al., 2002]. Расшифровку цветowych обозначений см. в таблице

Fig. 6. Seismic activity of the Eastern Mediterranean in 2011–2017. Left: distribution of aftershock epicenters of the earthquake 03.05.2012 with $M_L=3.9$ (1), earthquake swarms (2–8), and events with $M \geq 5.0$ and source depth > 35 km (9: I–X); right: clusters of weak earthquakes (contours A, B, C); dashed contours – the boundaries of geothermal areas (according to [Uluocak, Pysklywec, Gogus, 2016]). Different colors correspond to different time intervals of seismic activity. The basis is a simplified tectonic map of the Eastern Mediterranean Region [Gulen et al., 2002]. Interpretation of color designations see in the Table

| Эпицентры роевых землетрясений | | Эпицентры землетрясений с $M_L \geq 5.0$ (I–X) | |
|--------------------------------|--|--|--------------------------|
| 1 | Афтершоки землетрясения 03.05.2012 ($M_L=3.9$) | I | 10.06.2012 г., $M_L=6.0$ |
| | | II | 09.07.2012 г., $M_L=5.6$ |
| 2 | 24.06–25.06.2013 г. | III | 28.12.2013 г., $M_L=5.9$ |
| 3 | 06.11–13.11.2013 г. | | |
| 4 | 04.05–13.05.2014 г. | IV | 11.06.2014 г., $M_L=5.0$ |
| | | V | 04.09.2014 г., $M_L=5.3$ |
| 5 | 19.02–27.03.2015 г. | VI | 27.03.2015 г., $M_L=5.2$ |
| 6 | 12.08–26.08.2015 г. | VII | 18.08.2015 г., $M_L=5.0$ |
| 7 | 29.07.2016 – 20.02.2017 г. | VIII | 27.09.2016 г., $M_L=5.3$ |
| | | IX | 20.12.2016 г., $M_L=5.4$ |
| 8 | 12.09–17.11.2017 г. | X | 01.09.2017 г., $M_L=5.1$ |

Значительная сейсмическая активность отмечалась также в акватории Средиземного моря (кластер *A*, см. рис. 6, *справа*) при диапазоне магнитуд от 1.5 до 3.0. В течение рассмотренного периода здесь зарегистрировано два роя землетрясений.

Вблизи кластера *B* (см. рис. 6, *справа*) наибольший интерес представляет группа связанных разломов Караман-Мут¹, которая хорошо заметна на аэрофотоснимках. Эта группа разломов состоит из сегментов протяжённостью от 1 до 20 км, которые ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях. Рои землетрясений в кластере *B* не связаны с данной зоной разломов и локализованы заметно южнее. Рои кластера *A* также не связаны с известными тектоническими элементами района.

В работе [Антикаев, Антикаева, 2017] отмечалось, что активизация слабой сейсмичности в кластерах в 2013–2015 гг. происходила более или менее синхронно с землетрясениями Восточного Средиземноморья с магнитудой $M > 5.0$ и глубиной очагов > 35 км, эпицентры которых показаны на рис. 6. При этом сильные землетрясения связаны с известными в регионе разломами, тогда как кластеры слабой сейсмичности явной связи с тектонической структурой района не имеют. Схема, показанная на рис. 6, включает также новые данные о сейсмических активизациях в 2016–2017 гг. (согласно каталогу <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>). Результаты анализа каталога за 2016–2017 г. не противоречат сделанным ранее выводам.

Характеристики поля поглощения в кластерах близки между собой [Антикаев, Антикаева, 2017] и аналогичны характеристикам, полученным по землетрясениям, локализованным вблизи разломов, и афтершокам землетрясения 03.05.2012 г. Поглощение *S*-волн за пределами разломов и кластеров заметно меньше.

Как уже отмечалось, в рамках выбранной модели формирования короткопериодной коды вариации поглощения *S*-волн связываются с содержанием флюидов в соответствующих слоях земной коры и верхней мантии [Антикаева, Копничев, 1992]; повышенная или пониженная флюидонасыщенность отражается на характеристиках коды, приводя, соответственно, к заметному увеличению или уменьшению её наклона. Исходя из этого, выделенные кластеры, наряду с зонами разломов, могут быть отнесены к ослабленным флюидонасыщенным зонам.

Показанные на рис. 6, *справа* геотермальные области по [Uluocak, Pysklywec, Gogus, 2016] пересекаются с некоторыми выявленными нами ослабленными флюидонасыщенными зонами.

В работе [Антикаев, Антикаева, 2017] было показано, что кластеры *A* и *B* в плане близки к изометричным и вытянуты по глубине. Подобные структуры в сейсмоактивных зонах интерпретируются как локальные источники деформаций (за счет проникновения в пределы верхней коры глубинных флюидов, привносящих дополнительный минеральный материал, что обуславливает субгоризонтальные напряжения распора) [Лукк, Шевченко, 2004; Шевченко, Арефьев, Лукк, 2011; Шевченко, Лукк, Гусева, 2017]. Такие сейсмогенные области часто совпадают с ослабленными зонами сильного поглощения *S*-волн [Антикаева, 2015].

В настоящее время у нас нет достаточных оснований для уверенной сейсмогеологической интерпретации полученных результатов, но сведения, полученные другими авторами, побуждают продолжить исследования в этом направлении. Так, по мнению ряда авторов, есть убедительные доказательства, свидетельствующие, что поднятие Центрально-Анатолийского плато и региональная тектоническая эволюция могут быть связаны с вертикальными воздействиями, например, с движением мантии [Cosentino et al., 2011; Özsayın et al., 2013; Yurur, Temel, Kose, 2002; Schildgen et al., 2012].

¹ Положение разлома Караман-Мут см. на рис. 5.

В работах [Шевченко и др., 2014; Шевченко, Лукк, Гусева, 2017] также отмечается, что в регионе в целом привнесение дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов в верхнюю часть земной коры происходило в позднеюрское, меловое и палеогеновое время (и продолжается в настоящем). Высокий тепловой поток, термоминеральные источники, сольфатарные и фумарольные поля, кайнозойский вулканизм можно рассматривать как признаки такого восходящего потока [Aydin, Karat, Kocak, 2005; Dhont et al., 1998; Tezcan, 1995].

Следует отметить, что в большей степени подобные проявления характерны для смежных с районом размещения АЭС “Аккую” зон, окаймляющих его с запада, севера и востока [Uluocak, Pysklywec, Gogus, 2016]. Кроме того, рассматриваемый район является для Турции зоной с наименее выраженными деформациями, минимальными напряжениями [Allmendinger, Reilinger, Loveless, 2007], а также наименьшей сейсмической активностью [Tan, Tapirdamaz, Yoruk, 2008]. Описанные выше сейсмические активизации случаются здесь довольно редко и представлены слабыми событиями. Поэтому рассматривать описанные выше кластеры как локальные сейсмогенные зоны, подобные выявленным в зонах с высокой сейсмической активностью (несмотря на то, что признаки таких зон здесь присутствуют), пока нет достаточных оснований. Такие зоны могут быть просто индикаторами сеймотектонической обстановки в регионе в целом. Вопрос о связи активизаций микроземлетрясений в районе исследований с глубокими сильными региональными землетрясениями представляется интересным и важным, однако, он также требует дополнительных исследований на основе мониторинга слабой сейсмичности района.

Заключение

В работе рассмотрена возможность использования данных мониторинга слабой сейсмичности, осуществляемого локальной сетью станций, для изучения поля поглощения S -волн методом короткопериодной коды на примере ближнего района площадки АЭС “Аккую”. На основе анализа записей взрывов и локальных землетрясений с магнитудой $M_L < 2.5-3.0$ выработан подход к построению распределения поля поглощения S -волн в ближнем районе АЭС “Аккую”.

Получены новые результаты о связи пространственных вариаций поля поглощения S -волн с тектоническим строением района и сейсмичностью. Области сильного поглощения в изучаемом районе в ряде случаев тяготеют к разломным зонам. Кроме того, сильное поглощение характерно для кластеров, где периодически появляются рои микроземлетрясений, не имеющие явной связи с тектонической структурой района. Рои микроземлетрясений по времени совпадают с моментами возникновения в Восточном Средиземноморье землетрясений с $M \geq 5.0$ и глубиной очага более 35 км.

Особенности поля поглощения изучались прежде всего в зонах проведения взрывных работ и в местах возникновения роев микроземлетрясений. Большая часть территории рассмотренного района осталась неохваченной исследованиями, поэтому их следует продолжить.

Литература

Антикаева О.И. Частотная зависимость и пространственно-временные вариации параметра добротности Q по записям аппаратуры ЧИСС и СКМ в районе Гармского полигона // Землетрясения и процессы их подготовки / Под ред. В.Н. Страхова. М.: Наука, 1991. С.153–164.

- Антикаева О.И.* Пространственно-временные вариации параметра добротности Q в районе Гармского полигона // Вопросы инженерной сейсмологии. 1992. № 33. С.117–122.
- Антикаева О.И., Антикаев С.Ф.* Сейсмические ускорения в ближнем районе площадки АЭС “Аккую” (Турция) при сильных региональных землетрясениях // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45, № 3. С.15–26. DOI: 10.21455/VIS2018.3-2
- Антикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5/6. С.101–118.
- Антикаева О.И., Арефьев С.С., Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Мишаткин В.И.* Неоднородности литосферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. // Докл. РАН. 1995. Т. 344, № 4. С.533–538.
- Антикаев С.Ф., Антикаева О.И.* Результаты предварительного анализа данных микросейсмического мониторинга в ближнем районе площадки строительства АЭС “Аккую” // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2017. № 5. С.52–58.
- Винник Л.П., Эрдуран М., Орешин С.И., Косарев Г.Л., Кутлу Ю.А., Чакир О., Киселев С.Г.* Совместное обращение Р- и S-приёмных функций и дисперсионных кривых волн Рэлея: результаты для Центрального Анатолийского плато // Физика Земли. 2014. № 5. С.33–43.
- Запольский К.К.* Частотно-избирательные станции ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С.20–26.
- Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф.* Численное моделирование короткопериодной коды Lg в вертикально неоднородной по поглощению среде // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С.74–84.
- Копничев Ю.Ф.* О природе короткопериодной коды Р-волны на расстояниях до 3000 км // Вулканология и сейсмология. 1989. № 4. С.74–82.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона // Физика Земли. 2002. № 11. С.73–86.
- Лукк А.А., Шевченко В.И.* Роль локальных процессов тектогенеза в деформировании слоистых пород Таджикской депрессии // Физика Земли. 2004. № 11. С.5–25.
- Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С.* Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 144 с.
- Шевченко В.И., Арефьев С.С., Лукк А.А.* Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектонической структурой земной коры // Физика Земли. 2011. № 4. С.16–38.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В.* Автономная и плейттектоническая геодинамика некоторых подвижных поясов и сооружений. М.: Геос, 2017. 610 с.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Е.* Современная геодинамика Средиземноморской-Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса // Физика Земли. 2014. № 1. С.40–58.
- Allmendinger R.W., Reilinger R., Loveless J.* Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano // Tectonics. 2007. V. 26. TC3013. doi: 10.1029/2006TC002030
- Aptikaeva O.I.* The Attenuation Field in the Focal Zone of the 2003 Altai Earthquake, Using the Coda Envelopes of the Aftershocks // Seismic Instruments. 2015. V. 51, N 4. P.367–374.
- Aptikaeva O.I.* Detailed structure of attenuation field in the Western Tien Shan based on short-period coda waves // Seismic instruments. 2019. V. 55, N 2. P.185–195.
- Aydin I., Karat H.I., Kocak A.* Curie-point depth map of Turkey // Geophys. J. Int. 2005. V. 162. P.633–640.
- Cosentino D., Schildgen T.F., Cipollari P., Faranda C., Gliozzi E., Hudackova N., Lucifora S., Strecker M.R.* Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey // Bull. Geol. Soc. Am. 2011. V. 124, N 1-2. P.133–145.
- Dhont D., Chorowicz J., Yururb T., Froger J.-L., Kose O., Gundogdu N.* Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1998. V. 85. P.33–54.

- Gilbert H., Velasco A.A., Zandt G. Preservation of Proterozoic terrane boundaries within the Colorado Plateau and implications for its tectonic evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P.237–248.
- Gulen L., Pinar A., Kalafat D., Ozel N., Horasan G., Yilmazer M., Iskara A.M. Surface Fault Breaks, Aftershock Distribution, and Rupture Process of the 17 August 1999 Izmit, Turkey, Earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2002. V. 92, N 1. P.230–244.
- Özsayın E., Çiner A., Rojay B., Dirik K., Melnick D., Fernández-Blanco D., Bertotti G., Schildgen T.F., Garcin Y., Strecker M.R., Sudo M. Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the TuzGolu Basin, Turkey // *Turk. J. Earth Sci.* 2013. V. 22. P.691–714.
- Pavlenko O., Kozlovskaya E. Characteristics of radiation and propagation of seismic waves in the Northern Finland estimated based on records of local earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2018. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1919-5>
- Sass P., Ritter O., Ratschbacher L., Tympel J., Matiukov V.E., Rybin A.K., Batalev V.Yu. Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tian Shan // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 198, N 1. P.564–579. doi: 10.1093/gji/ggu146
- Schildgen T.F., Cosentino D., Bookhagen B., Niedermann S., Yildirim C. Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 317. P.85–95.
- Tan O., Tapirdamaz M.C., Yoruk A. The Earthquake Catalogues for Turkey // *Turkish J. Earth Sci.* 2008. V. 17. P.405–418.
- Tezcan A.K. Geothermal explorations and heat flow in Turkey // *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia* / Eds. M.L. Gupta, M. Yamano. Oxford and IBH, 1995. P.23–42.
- Uluocak E. S., Pysklywec R., Gogus O.H. Present-day dynamic and residual topography in Central Anatolia // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 206. P.1515–1525. doi: 10.1093/gji/ggw225
- Yurur M.T., Temel A., Kose O. Evidences of Extensional Tectonics at the Southern Boundary of the Galatean Volcanic Province, NW Central Anatolia // *Geol. Bull. Turkey.* 2002. V. 45, N 1. P.85–98.
- Zeiler C., Velasco A.A. Developing local to near-regional explosion and earthquake discriminants // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2009. V. 99. P.24–35.

Сведения об авторах

АПТИКАЕВА Ольга Ивановна – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(499) 254-24-05. E-mail: aptikaevaoi@mail.ru

АПТИКАЕВ Сергей Феликсович – кандидат физико-математических наук, главный специалист АО “Атомстройэкспорт”. 105005, Москва, ул. Бакунинская, д. 7, стр. 1. Тел.: +7(495) 315-91-01. E-mail: aptikaev_sf@aer.ru

S-WAVES ATTENUATION FIELD IN THE NEAR REGION OF NPP SITES ACCORDING TO SEISMIC MONITORING DATA (ON THE EXAMPLE OF THE AKKUYU NPP, TURKEY)

O.I. Aptikaeva¹, S.F. Aptikaev²

¹ *Schmidt Institute of Physics of the Earth Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *JSC “Atomstroyexport”, Moscow, Russia*

Abstract. The possibility of using seismic monitoring data from the areas near the Akkuyu NPP site (Turkey) for the study of attenuation field of S-waves is considered. The catalogs and waveforms of explosions and local

earthquakes with magnitudes $M_L=0.5-3.0$ that occurred in the 50-km zone from the Akkuyu NPP site (Turkey) were analyzed.

The attenuation field of S-waves in the near region of the NPP site was constructed using the coda waves of these events at the frequencies of $f=1-10$ Hz. The attenuation characteristics of the medium were estimated by the damping rate of oscillations the coda (slope of coda envelopes). The zones of increased or decreased S-wave attenuation in this region are reflected in the characteristics of the coda waves, producing, respectively, a noticeable increase or decrease in the coda decay rate. We attributed all the attenuation characteristics of the coda to the near epicentral areas.

In some cases, weakened zones correspond to faults. In addition, strong attenuation is characteristic of clusters where swarms of microearthquakes periodically appear. The swarms correspond to the moments of the occurrence of Eastern Mediterranean earthquakes with $M \geq 5.0$ and depth $H > 35$ km.

Keywords: seismic monitoring, clusters of seismic activity, shear wave attenuation.

References

- Allmendinger R.W., Reilinger R., Loveless J., Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano, *Tectonics*, 2007, vol. 26, TC3013, doi: 10.1029/2006TC002030
- Aptikaev S.F., Aptikaeva O.I., Results of the microseismic monitoring data preliminary analysis in the near region of the Akkuyu NPP construction site, *Earthquake engineering. Constructions safety*, 2017, no. 5, pp. 52-58.
- Aptikaeva O.I., Detailed structure of attenuation field in the Western Tien Shan based on short-period coda waves, *Seismic instruments*, 2019, vol. 55, no. 2, pp. 185-195.
- Aptikaeva O.I., Frequency dependence and spatial-temporal variations be recording of the CHISS and SKM equipment in the region of the Garm test-site. Earthquakes and processes of their preparation, Strakhov edit. Moscow: Nauka, 1991, pp. 153-164.
- Aptikaeva O.I., Spatial-temporal variations of the Q-factor in the region of the Garm test-site, *Voprosy Ingenernoy Seismologii*, 1992, no. 33, pp. 117-122.
- Aptikaeva O.I., The Attenuation Field in the Focal Zone of the 2003 Altai Earthquake, Using the Coda Envelopes of the Aftershocks, *Seismic Instruments*, 2015, vol. 51, no. 4, pp. 367-374.
- Aptikaeva O.I., Aptikaev S.F., Seismic Acceleration in the Near Area of the Akkuyu NPP Site (Turkey) Caused by Strong Regional Earthquakes, *Voprosy Ingenernoy Seismologii*, 2018, vol. 45, no. 3, pp. 15-26. DOI: 10.21455/VIS2018.3-2
- Aptikaeva O.I., Kopnichev Yu.F., Detailed mapping of the lithosphere and asthenosphere of the Garm region by transverse-wave attenuation, *Volcanology and seismology*, 1992, no. 5-6, pp. 101-118.
- Aptikaeva O.I., Aref'ev S.S., Kvetinskii S.I., Kopnichev Yu.F., Mishatkin V.I., Inhomogeneities of the Lithosphere and Asthenosphere in the Rupture Zone of the Racha Earthquake, *Dokl. RAN*, 1995, vol. 344, no. 4, pp. 533-538.
- Aydin I., Karat H.I., Kocak A., Curie-point depth map of Turkey, *Geophys. J. Int.*, 2005, vol. 162, pp. 633-640.
- Cosentino D., Schildgen T.F., Cipollari P., Faranda C., Gliozzi E., Hudackova N., Lucifora S., Strecker M.R., Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 2011, no. 124(1-2), pp. 133-145.
- Dhont D., Chorowicz J., Yururb T., Froger J.-L., Kose O., Gundogdu N., Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, vol. 85, pp. 33-54.
- Gilbert H., Velasco A.A., Zandt G., Preservation of Proterozoic terrane boundaries within the Colorado Plateau and implications for its tectonic evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, vol. 258, pp. 237-248.
- Gulen L., Pinar A., Kalafat D., Ozel N., Horasan G., Yilmazer M., Isikara A. M., Surface Fault Breaks, Aftershock Distribution, and Rupture Process of the 17 August 1999 Izmit, Turkey, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2002, vol. 92, no. 1, pp. 230-244.
- Kaazik, P.B. and Kopnichev, Yu.F. Numerical Modeling of the Sn Wave Group and Coda in an Earth with Varying Velocity and Attenuation, *Vulkanol. Seismol.*, 1990, no. 6, pp. 74-87.
- Kopnichev Yu.F. About nature of the short-period coda P-wave at distances of up to 3,000 km, *Vulkanol. Seismol.*, 1989, no. 4, pp. 74-82.
- Kopnichev Yu.F., Sokolova I.N., Spatio-temporal variations of the structure of the Attenuation field S-waves in the region of the Semipalatinsk test site, *Physics of the Earth*, 2002, no. 11, pp. 73-86.
- Lukk A.A., Shevchenko V.I. Implications of Local Tectogenesis for the Deformation of Layered Sequences in the Tajik Depression, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2004, vol. 40, no. 11, pp. 897-916.

- Özsayin E., Çiner A., Rojay B., Dirik K., Melnick D., Fernández-Blanco D., Bertotti G., Schildgen T. F., Garcin Y., Strecker M.R., Sudo M., Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the TuzGolu Basin, Turkey, *Turk. J. Earth Sci.*, 2013, vol. 22, pp. 691-714.
- Pavlenko O., Kozlovskaya E., Characteristics of radiation and propagation of seismic waves in the Northern Finland estimated based on records of local earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 2018, <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1919-5>
- Rautian T.G., Khalturin V.I., Zakirov M.S., Zemtsova A.G., Proskurin A.P., Pustovitenko B.G., Pustovitenko A.N., Sinelnikova L.G., Filina A.G., Shengelia I.S., *The experimental study of seismic coda*. M.: Nauka, 1981, 144 p.
- Sass P., Ritter O., Ratschbacher L., Tympel J., Matiukov V.E., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tian Shan, *Geophys. J. Int.*, 2014, vol. 198 (1), pp. 564-579. doi: 10.1093/gji/ggu146
- Schildgen T.F., Cosentino D., Bookhagen B., Niedermann S., Yıldırım C., Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, vol. 317, pp. 85-95.
- Shevchenko V.I., Arefev S.S., Lukk A.A., Subvertical clusters of earthquake hypocenters unrelated to the tectonic structure of the Earth's crust, *Physics of the Solid Earth*, 2011, vol. 47, no. 4, pp. 276-298.
- Shevchenko V.I., Lukk A.A., Guseva T.V., Autonomous and plateau geodynamics of some mobile belts and structures. M.: GEOS, 2017, 612 p.
- Shevchenko V.I., Lukk A.A., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Present-Day Geodynamics of the Mediterranean–Lesser Caucasus Part of the Alpine–Indonesian Mobile Belt, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2014, vol. 50, no. 1, pp. 40-58.
- Tan O., Tapirdamaz M.C., Yoruk A., The Earthquake Catalogues for Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, 2008, vol. 17, pp. 405-418.
- Tezcan A.K., Geothermal explorations and heat flow in Turkey, *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia*, eds. M.L. Gupta and M. Yamano, Oxford and IBH, 1995, pp. 23-42.
- Uluocak E.S., Pysklywec R., Gogus O.H., Present-day dynamic and residual topography in Central Anatolia, *Geophys. J. Int.*, 2016, vol. 206, pp. 1515-1525, doi: 10.1093/gji/ggw225
- Vinnik L.P., Oreshin S.I., Kosarev G.L., Kiselev S.G., Erduran M., Kutlu Y.A., Çakir Ö., Joint inversion of P- and S-receiver functions and dispersion curves of Rayleigh waves: the results for the Central Anatolian Plateau, *Izvestiya. Physics of the solid Earth*, 2014, no. 5, pp. 33-43.
- Yurur M.T., Temel A., Kose O., Evidences of Extensional Tectonics at the Southern Boundary of the Galatean Volcanic Province, NW Central Anatolia, *Geol. Bull. Turkey*, 2002, no. 45(1), pp. 85-98.
- Zapol'skii, K.K., Frequency-Selective ChISS Stations, *Eksperimental'naya seismologiya* (Experimental Seismology), Moscow: Nauka, 1971, pp. 20-36.
- Zeiler C., Velasco A.A., Developing local to near-regional explosion and earthquake discriminates, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2009, vol. 99, pp. 24-35.