

## О РАЗЛИЧИИ ФИЗИЧЕСКИХ МЕХАНИЗМОВ РАЗНОГЛУБИННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ХАРАКТЕРА ИХ ИОНОСФЕРНОГО ОТКЛИКА

© 2023 г. М. В. Родкин<sup>1, 2, \*</sup>, Е. В. Липеровская<sup>3, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: rodkin@mitp.ru

\*\*E-mail: liper@ifz.ru

Поступила в редакцию 30.10.2022 г.

После доработки 13.11.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Согласно парадоксу сейсмичности, землетрясения по механизму обычного хрупкого разрушения не могут возникать на глубинах более нескольких десятков км. Для объяснения более глубоких землетрясений было предложено несколько моделей, которые, однако, не были убедительно подкреплены данными об изменении с глубиной параметров очагов землетрясений. В статье даны примеры прекращения сейсмичности на уровне земной коры, несмотря на несомненное продолжение аналогичных сдвиговых смещений и глубже. По мировым данным продемонстрировано изменение ряда средних параметров землетрясений от глубины. Характер этих изменений согласуется с ожидаемым различием физических механизмов землетрясений по глубине и существенно уточняет принятое разделение землетрясений на мелкие, промежуточные и глубокие. Различие физических механизмов землетрясений предполагает возможное различие характера их предвестников. По часовым данным станции вертикального зондирования ионосферы “Токио” за 1957–2020 гг. показано различие характера сейсмоионосферного эффекта для разноглубинных землетрясений (по данным о более 300 событий) с предположительно разным доминирующим механизмом сейсмогенеза. Оценена средняя амплитуда вариаций критической частоты  $f_oF_2$ , обеспечивающая возникновение наблюдаемых аномалий, она составляет всего 2–3% от величины  $f_oF_2$ . Разграничение землетрясений по глубине позволило повысить статистическую значимость наблюдаемого сейсмоионосферного эффекта.

**Ключевые слова:** физические модели землетрясений, физика разноглубинных землетрясений, сейсмоионосферные эффекты, F-область ионосферы.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030110, **EDN:** KBCOKA

### ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения традиционно разделяют на обычные, с глубиной до 70 км, промежуточные или среднеглубокие, с глубиной от 70 до 300 км, и глубокие – с очагами глубже 300 км; причем эти границы достаточно условны. Землетрясения с глубиной в сотни километров являются загадкой с самого момента их открытия [Bridgman, 1945; Griggs, Handin, 1960; Julian et al., 1998; Houston, 2015; и др.]. Но проблема не ограничивается случаем глубоких землетрясений; парадоксы сейсмичности касаются также и менее глубоких событий [Rodkin, 1995; 1996; Sornette, 1999; Role of water ..., 2001]. Действительно, при высоких давлениях и температурах земных недр деформации должны реализовываться в режиме пластичности. Теоретически было показано, что землетрясения, по общепринятой модели хрупкого разру-

шения, не могут реализовываться на глубинах более нескольких десятков километров.

Для объяснения возникновения более глубоких землетрясений было предложено несколько моделей [Bridgman, 1945; Griggs, Handin, 1960; Калинин и др., 1989; Rodkin, 1995; Julian et al., 1998; Houston, 2015; и др.]. Промежуточные землетрясения обычно связываются с охрупчиванием породы при выделении в ходе реакций дегидратации флюида под высоким давлением [Iidaka, Furukawa, 1994; Role of water ..., 2001; Houston, 2015; Jian Wang et al., 2017; и др.]. С глубиной возможные источники флюида исчерпываются и их роль в сейсмогенезе обычно полагается несущественной (см., однако, альтернативные представления [Shirey et al., 2021; Zulian, 2021]). Механизм возникновения глубоких землетрясений принято связывать с твердотельными превращениями.

Это модель весома подкрепляется тем, что в погружающихся плитах в диапазоне развития глубоководной сейсмичности происходит несколько фазовых превращений; при этом максимумы сейсмичности по глубине коррелируют с границами основных фазовых превращений [Kirby, 1987; Калинин и др., 1989; Kirby et al., 1991; Родкин, Рундквист, 2017; и др.].

Легко видеть, что модели реализации обычных, промежуточных (среднеглубоких) и глубоких землетрясений различны, что должно было бы, видимо, отражаться в различии параметров землетрясений, реализующихся различным способом. Однако до недавнего времени таких существенных различий выявлено не было. Было установлено только, что величины сброшенных и кажущихся напряжений в очагах глубоких землетрясений в среднем выше; что у глубоких землетрясений обычно мало афтершоков; что картина излучения при глубоких землетрясениях имеет более симметричные фазы нарастания и спада [Julian et al., 1998; Wiens, 2001; и др.]. Но эти различия еще не указывают на различие физических механизмов разноглубинных землетрясений и, тем более, не дают свидетельств в пользу какой-либо из возможных моделей. Долгое время не было приведено даже убедительных свидетельств, что обычные приповерхностные землетрясения действительно прекращаются на глубине нескольких десятков километров.

Свидетельства прекращения обычной сейсмичности глубже нескольких десятков километров были недавно представлены в работе [Родкин, 2020]. Далее кратко обсуждаются возможные физические механизмы реализации разноглубинных землетрясений и приводятся (развивая результаты работы [Rodkin, 2022]) указания на различия очаговых параметров, отвечающих разным механизмам землетрясений. Но если физические механизмы разноглубинных землетрясений различны, то видимо могут различаться и их прогнозные признаки. Поиск таких различий реализуется на основе данных станции ионосферного зондирования Токио (Kokubunji).

### ФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕНЕРАЦИИ РАЗНОГЛУБИННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Прежде чем искать и обсуждать различия в характеристиках очагов разноглубинных землетрясений, кратко напомним основные физические модели возникновения землетрясений [Griggs, Handin, 1960; Калинин, Родкин, 1982; Kalinin, Rodkin, 1989; Julian et al., 1998; Rodkin, 1996; Green, 2017; и др.]. Давно показано, что в условиях недр Земли хрупкое разрушение по модели Риды невозможно на глубинах более 30–50 км; смещения при больших давлениях и температурах должны реализовываться путем медленных пла-

стических деформаций. Однако землетрясения продолжают до глубин 700 км, причем никаких существенных различий в характере очагов разноглубинных землетрясений установлено не было. Указывались только второстепенные различия; у глубоких землетрясений в среднем меньше афтершоков; величины сброшенных и кажущихся напряжений в среднем выше; а характер излучения глубоких очагов имеет более симметричные нарастание и спад; иногда отмечают, что в очагах глубоких землетрясений заметнее объемная компонента [Julian et al., 1998; и др.].

Для объяснения генезиса промежуточных и глубоких землетрясений были предложены модели, предполагающие, соответственно, решающую роль процессов дегидратации и фазовых переходов. Модель дегидратации применяется для объяснения промежуточных землетрясений, с глубинами примерно до 200 км [Калинин и др., 1989; Iidaka T., Furukawa, 1994; Julian et al., 1998; Jian Wang et al., 2017; и др.]. Предполагается, что высокое давление выделяющегося флюида компенсирует рост давления с глубиной и позволяет реализоваться обычным сдвиговым подвижкам. Отметим, такой механизм промежуточных землетрясений предполагает возможность реализации подобного механизма и в вышележащих слоях, куда этот флюид внедряется под высоким давлением.

На глубинах примерно от 150 до 350 км наблюдается широкий минимум сейсмической активности. Для землетрясений с глубиной очага более 200–300 км обычно предполагалась связь с фазовыми превращениями в верхней мантии. Эта модель весома подкрепляется тем, что в распределении числа землетрясений с глубиной на глубинах основных фазовых превращений намечаются максимумы сейсмичности [Griggs, Handin, 1960; Калинин, Родкин, 1982; Кусков, 1987; Kalinin, Rodkin, 1989; Iidaka, Furukawa, 1994; и др.].

В фазовой модели глубоководной сейсмичности обычно предполагается задержка фазовых превращений с последующей скачкообразной их реализацией. Это предположение подкреплялось тем, что в разных зонах субдукции сейсмичность прекращается на разной глубине – в зависимости от скорости субдукции и возраста (мощности) погружающейся плиты. По оценкам глубинных температур получаем, что область развития землетрясений ограничена условием: температура данного сегмента погружающейся плиты не выше примерно 900°C, а это та температура, выше которой трудно предполагать замораживание и задержку фазовых превращений в погружающихся плитах [Калинин, Родкин, 1982; Калинин и др., 1989]. Заметим, однако, что высокая температура будет способствовать крипу и препятствовать быстрым подвижкам при любом механизме зем-

Различия характера сейсмоионосферных аномалий для разноглубинных землетрясений  $M6.0+$

Диапазон глубин, км	Число землетрясений	Знак аномалии	Интервал времени проявления сейсмоионосферного эффекта (ч)	Число часовых значений за указанный интервал	Вероятность случайного характера отклонения от фона
$H < 35$ $R < 600$	177	+	-50...0	3247	$P < 0.6\%$
		-	+20...+60	2632	$P < 2\%$
$35 \leq H \leq 60$ $R < 600$	77	+	-120...-50	2420	$P < 0.001\%$
		-	-25...+100	4628	$P < 0.001\%$
$H \leq 60$ $R < 600$	254	+	-90...-40	1940	$P < 1\%$
		-	0...+90	7652	$P < 0.01\%$
$H > 60$ $R < 1000$	96	-	-60...-30	1723	$P < 9\%$
		+	-20...+70	4525	$P < 0.001\%$

летрясений, а не только в случае фазовых превращений.

Сильный аргумент против описанного варианта фазовой модели состоит в том, что при внезапных фазовых превращениях следовало бы ожидать сильных изменений объема очаговой области, а таких изменений в очагах глубоких землетрясений не фиксируется. Объемная деформация часто наблюдается в очагах глубоких землетрясений, но эта компонента деформации заведомо не является основной. Усовершенствованный вариант фазовой модели основан на учете аномалии реологических свойств вещества в процессе твердотельных (в частности, фазовых) превращений [Greewood, Johnson, 1965; Калинин, Родкин, 1982; Kalinin, Rodkin, 1989; Калинин и др., 1989; Rubie, 1986; Poirier, 1985; Kirby, 1987; Kirby et al., 1991; Rodkin, 1995; 1996; Green, 2017]. В процессе твердотельных превращений изменяются плотность вещества и конфигурация кристаллической решетки, чему часто отвечает развитие высоких локальных напряжений. Под действием таких сильных внутренних микронапряжений, даже при слабых внешних негидростатических напряжениях, вещество приобретает аномальную пластичность. Дополнительный механизм деформирования порождается развитием в ходе твердотельного превращения микрозернистой среды (зародышей новой фазы); это способствует резкому росту зернограницных смещений и деформаций. Совокупный эффект принято называть трансформационной сверхпластичностью [Poirier 1985; Калинин и др., 1989; Rodkin, 1995; и др.].

Уравнение трансформационной сверхпластичности задает пропорциональность деформации претерпевшего превращение образца  $\varepsilon$  от относительного изменения объема при превращении  $(\Delta V/V)$  и от величины малого внешнего одноосного напряжения  $\sigma$  [Greewood, Johnson, 1965; Poirier, 1985; и др.]. Это соотношение может

быть переписано в дифференциальном виде, тогда оно приобретает вид уравнения течения вязкой жидкости [Kalinin, Rodkin, 1989]

$$d\varepsilon/dt = R(\Delta V/V)(\sigma/I)dc/dt, \quad (1)$$

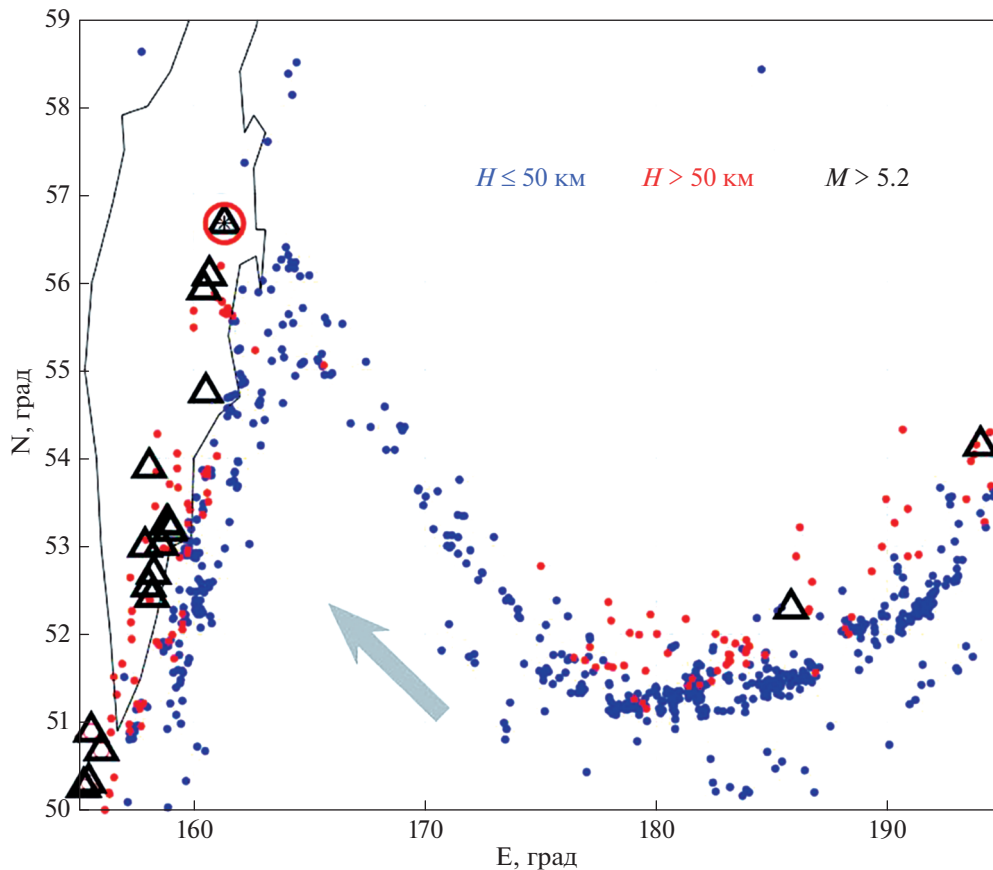
где:  $dc/dt$  – скорость фазового превращения;  $I$  – предел пластичности слабейшей из фаз;  $R$  – коэффициент. При  $(\sigma/I) \ll 1$ , коэффициент  $R$  близок к единице; при  $(\sigma/I) \approx 1$ ,  $R \approx 10$  [Poirier, 1985; Калинин и др., 1989; Rodkin, 1995].

Эффект сверхпластичности был использован для объяснения асейсмичности глубоких частей зон субдукции [Brodie, Rutter, 1987; Ito, Sato, 1991; Ferrand, Deldicque, 2021]. Но возможна и иная интерпретация, когда этот эффект используется для объяснения глубокофокусной сейсмичности. В [Kalinin, Rodkin, 1989; Rodkin, 1995; 1996; Panasyuk, Hager, 1998; Green, 2017] приведены оценки, что при реализации заторможенного фазового превращения в поле относительно высоких негидростатических напряжений возможны деформации, только около 10% которых отвечают объемной компоненте, а скорости смещений сравнимы со скоростями подвижек при землетрясениях.

Таким образом, модель глубокого землетрясения на основе эффекта трансформационной сверхпластичности на полуколичественном уровне отвечает эмпирическим данным. Открытым, однако, остается вопрос, происходит ли реально задержка фазовых превращений в зонах субдукции, и насколько систематически наблюдается в очагах глубоких землетрясений малая объемная компонента деформации.

#### ИЗМЕНЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ СЕЙСМОГЕНЕЗА С ГЛУБИНОЙ – СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДТВЕРЖДЕНИЯ

Как уже отмечалось выше, убедительных сейсмологических свидетельств различий физиче-



**Рис. 1.** Соотношение развития приповерхностной и более глубокой сейсмичности (синие и красные точки соответственно) и активных вулканов (треугольники). Стрелкой дано направление движения Тихоокеанской плиты. Красным кружком обведен вулкан Шивелуч.

ских механизмов разноглубинных землетрясений до недавнего времени предложено не было. Убедительный пример прекращения обычной сейсмичности на уровне глубин земной коры приведен на рис. 1, где для Алеутской и Камчатской зоны субдукции даны положения эпицентров неглубоких ( $H \leq 50$  км) и промежуточных ( $H > 50$  км) землетрясений. Также показаны современные вулканы и направление смещения Тихоокеанской океанической плиты. Неглубокая сейсмичность распространена вдоль всей зоны субдукции. Однако землетрясения глубже 50 км и современные вулканы отсутствуют на Командорском сегменте зоны субдукции, где направление движения плиты почти параллельно простиранию островной дуги. При этом скорость смещения Тихоокеанской плиты вдоль желоба довольно велика, около 8 см/год. Вулканизм островной дуги объясняется снижением температуры плавления под воздействием водного флюида, выделяющегося в зоне субдукции при дегидратации. Отсюда естественно заключить, что отсутствие современных вулканов и землетрясений с  $H > 50$  км на Командорском участке зоны субдукции связано с

отсутствием здесь процесса погружения океанической плиты. При движении по горизонтали в плите не происходит быстрых изменений  $P$ - $T$ -условий, соответственно, не происходит и активных процессов дегидратации. На севере Камчатки глубокофокусная сейсмичность и вулканическая цепь резко обрывается особенно активным вулканом Шивелуч, что также указывает на роль погружения материала плиты для возникновения более глубоких землетрясений и развития вулканизма.

Аналогичны отсутствие вулканизма и более глубокой сейсмичности и в других случаях, когда направление движения плиты становится субпараллельным ориентации глубоководного желоба. Такая ситуация наблюдается, например, на западе Северной Америки, в районе Южно-Сандвичевой и Карибской островных дуг, в ряде других мест. Заметим, что аналогичный характер имеет сейсмичность надрегиональных сдвиговых зон, типа Северо-Анатолийского разлома или разлома Сан-Андреас. Относительные скорости смещений по этим разломам составляют 2–3.5 см/год, сейсмичность прекращается на глубине 20–30 км. При этом вполне очевидно, что движения по раз-

ломам не ограничиваются верхней корой, но продолжают и в более глубоких горизонтах литосферы [Savage et al., 1999]. В этих случаях также значительных изменений  $P$ - $T$ -условий в плите не происходит; соответственно метаморфические превращения не активны, нет и землетрясений. Заметим также, что намечается связь глубины нижней границы сейсмоактивной зоны со скоростью смещения вдоль границы раздела. На Командорском сегменте зоны субдукции скорости относительных смещений составляют около 8 см/год, и землетрясения здесь продолжают до глубин 40–50 км; в области Северо-Анатолийского разлома и разлома Сан-Андреас скорости смещений составляют 2–3.5 см/год, и землетрясения глубже 30 км не наблюдаются.

Вышеприведенные примеры убедительно иллюстрируют, что промежуточные землетрясения связаны с процессами дегидратации, и что землетрясения обычного типа не возникают на глубинах более 30–50 км, как то теоретически и предполагалось.

Известные по мировым данным максимумы сейсмичности, приуроченные к предполагаемым глубинам фазовых превращений, не выразительны. В целом, в верхних 300 км наблюдается систематический и сильный спад сейсмической активности. На глубинах 200–500 км наблюдается минимум числа землетрясений, осложненный слабым максимумом в районе 400 км, обычно ассоциируемым с фазовым превращением (сейсмической границей) на глубине 400–420 км. Ниже наблюдается явный рост числа землетрясений, с максимумом в районе глубин 600 км и резким уменьшением числа землетрясений, и прекращением сейсмичности в интервале до 700 км. В целом изменение сейсмичности от глубины представляется довольно монотонным и может быть объяснено не только совокупностью фазовых переходов, но и неким “упиранием погружающейся плиты” в области кровли нижней мантии, на уровне фазового перехода и сейсмической границы 600–640 км.

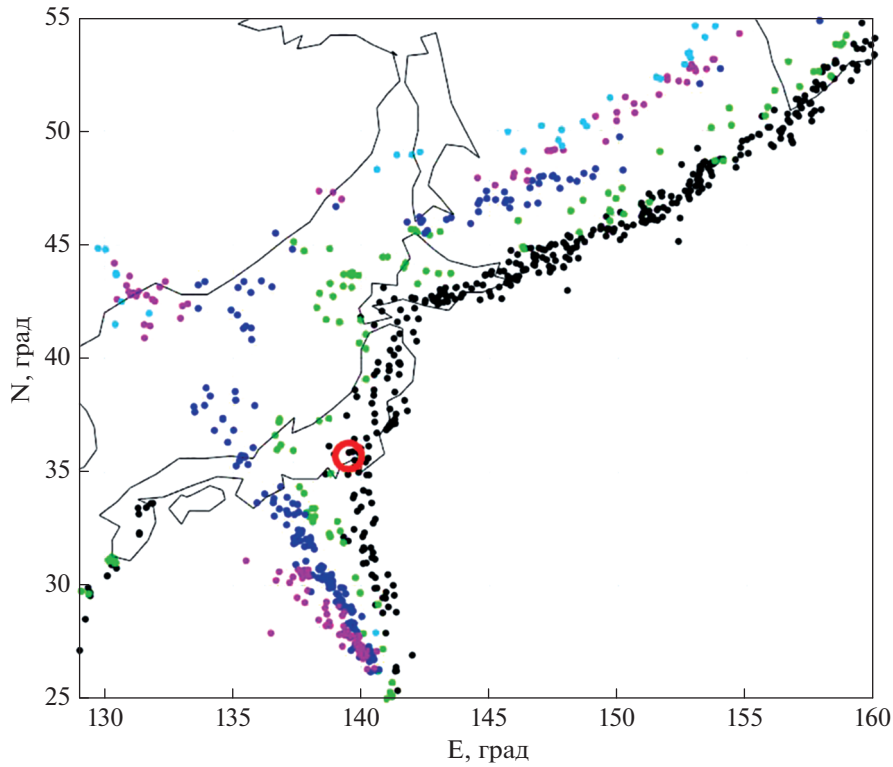
Переход на региональный уровень, однако, резко меняет картину глубокой сейсмичности. На рис. 2 показано расположение разноглубинных землетрясений Курило-Камчатской и Японской зон субдукции. Интервалы глубин выбраны с учетом предполагаемых глубин фазовых превращений. Видно, что для отдельной зоны субдукции распределение землетрясений по глубине отнюдь не непрерывное; землетрясения приурочены к нескольким довольно узким интервалам глубины, которые могут отвечать положению фазовых превращений в данной зоне субдукции. Сравнение данных GCMТ каталога (Global Centroid Moment Tensor Catalog, с 1976 г., <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) с данными ISC-GEM ката-

лога (<http://www.isc.ac.uk/iscgem>, с 1904 г.) указывает на постоянство интервалов глубин землетрясений на интервале времени более 100 лет. Отсюда можно предположить, что непрерывность распределения землетрясений по глубине по общемировым данным связана с различиями теплового режима разных зон субдукции и с соответствующими им смещениями зон фазовых превращений по глубине.

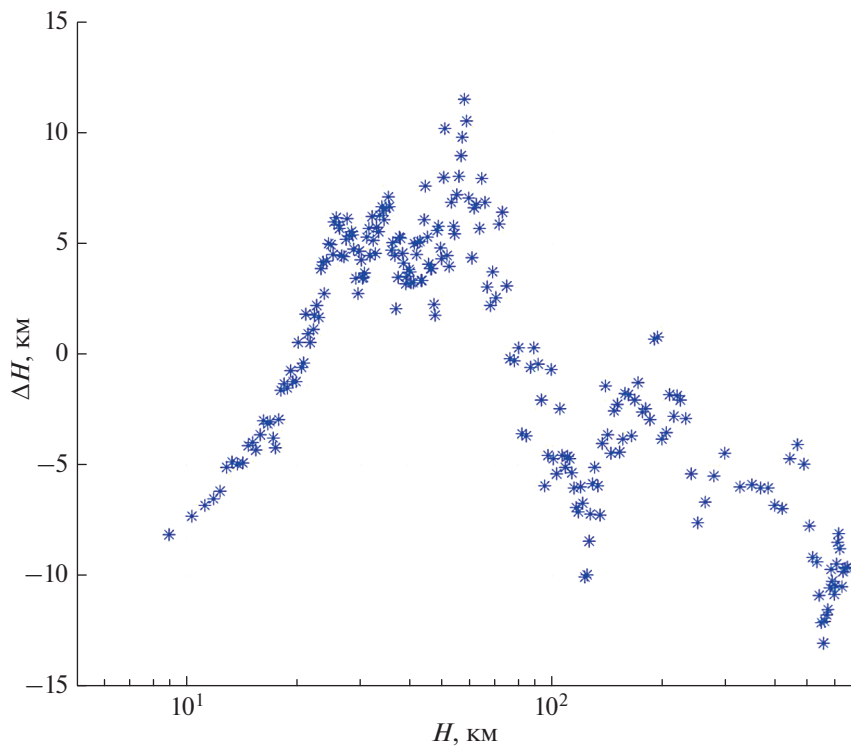
Согласно вышесказанному, можно предположить отличие характера среднеглубоких землетрясений, предположительно существенным образом обусловленных присутствием в очаговой области заметной доли флюида малой плотности. В очагах менее и более глубоких землетрясений также не исключается возможность присутствия флюида, но его роль полагается второстепенной. На рис. 3, по данным GCMТ каталога (1976–2020 гг.), представлены средние значения разницы глубины землетрясений, как они оценены по данным о положении гипоцентра и по решению сейсмического момента. Приведены средние значения для последовательных по глубине групп из 120 землетрясений с шагом 60 событий. Используются данные по предположительно удовлетворительно полно регистрируемым событиям с  $M_w \geq 5.4$ . Видно, что в интервале глубин от 20 до примерно 90 км глубины землетрясений, определенные по данным о первых вступлениях (положения гипоцентра), систематически больше, чем по решению сейсмического момента. Соответственно сейсмический процесс преимущественно развивается вверх, как то и следует ожидать, если в очаговой зоне заметно присутствие флюида низкой плотности. Заметим также, что интервал глубин преимущественного развития очагов землетрясений вверх примерно соответствует области развития так называемых двойных сейсмофокальных зон, происхождение которых связывается с процессом дегидратации вещества погружающейся плиты [Iidaka, Furukawa, 1994]. Таким образом, предположение о связи промежуточных землетрясений с процессами дегидратации получает дополнительное подкрепление.

Для землетрясений глубже 90–100 км, и для верхнекоровых событий с глубиной менее 20 км, преимущественное развитие очага направлено вниз. Можно предположить, что это связано с ростом температур с глубиной и отвечает развитию процесса подвижки в область больших значений температуры.

Выше подчеркивалось, что с ростом давления и температуры следует ожидать изменения характера разрушения с хрупкого и внезапного на более растянутый во времени и пластичный. Признаками постепенного прекращения возможности реализации хрупкого разрушения могли бы являться рост величин напряжений, необходи-



**Рис. 2.** Расположение землетрясений с разной глубиной гипоцентра, GСMT каталог (1976–2019 гг.): 80–160 км – черные точки; 160–320 км – зеленые; 320–460 км – синие; 460–570 км – розовые; 570–720 км – голубые. Видно, что землетрясения отвечают достаточно узким полосам, соответственно и малым интервалам глубины. Большим красным кружком показано положение станции вертикального зондирования ионосферы “Токио”.



**Рис. 3.** Средние значения разницы глубин землетрясений по данным о положении гипоцентра и по решению сейсмического момента. Даны средние значения для групп из 120 событий с шагом 60 событий.

мых для возникновения разрушения, и рост длительности процессов разрушения. Оба эти параметра, с некоторыми допущениями, могут быть оценены по данным GСMT каталога.

Величины кажущихся напряжений  $\sigma_a$  могут быть оценены стандартным образом из соотношения [Abe, 1982]:

$$\sigma_a = \mu Es / M_0, \quad (2)$$

где  $\mu$  – модуль сдвига;  $M_0$  – сейсмический момент;  $Es$  – сейсмическая энергия, оцениваемая, например, по значению магнитуды  $M_b$  [Касахара, 1985]. Модуль сдвига зависит от глубины, его значение для разноглубинных землетрясений было аппроксимировано линейной функцией от глубины по данным работы [Буллен, 1978].

Поясним характер величин кажущихся напряжений  $\sigma_a$ . Как известно, значения  $\sigma_a$ , даже для близкорасположенных очагов землетрясений весьма изменчивы, а распределение величин  $\sigma_a$  имеет большой разброс и может быть описано логнормальным распределением. Эти обстоятельства порождают среди сейсмологов определенное недоверие к этой характеристике очага. Но столь же большой разброс и такой же закон распределения характерен также для более тщательно определяемой характеристики – для величин сброшенных напряжений  $\Delta\sigma$ . При этом между значениями  $\sigma_a$  и  $\Delta\sigma$  наблюдается тесная корреляционная связь [Baltay et al., 2011]. Заметим также, что большой разброс и близкий к логнормальному закон распределения величин  $\Delta\sigma$  и  $\sigma_a$  вполне ожидаемы, там как обе эти характеристики являются результатом перемножения слабо коррелированных параметров землетрясений (напомним, что распределение результатов перемножения независимых характеристик описывается логнормальным законом). Вышесказанное позволяет относиться к осредненным значениям  $\sigma_a$  с определенным доверием.

На рис. 4, как и на рис. 3, приведены медианы величин  $\sigma_a$  для последовательных по глубине групп из 120 землетрясений и шагом 60 событий (GСMT каталог, 1976–2020 гг.) На рис. 4 (ось глубин снова дана в логарифмическом масштабе) хорошо выделяются несколько максимумов величин  $\sigma_a$  на глубинах примерно 10–12, 40–50 и в районе 100 км. Еще один слабый максимум намечается вблизи 600 км. Первый максимум отвечает характерному положению нижней границы области свободной циркуляции подземных вод и глубине так называемого слоя отделителя по С.Н.Иванову [Иванов, 1999]. Максимум на глубине 40–50 км приблизительно отвечает нижней границе возможности реализации землетрясений по механизму хрупкого разрушения. Максимум в области глубин 100 км отвечает ожидаемому положению границы между областью реализации

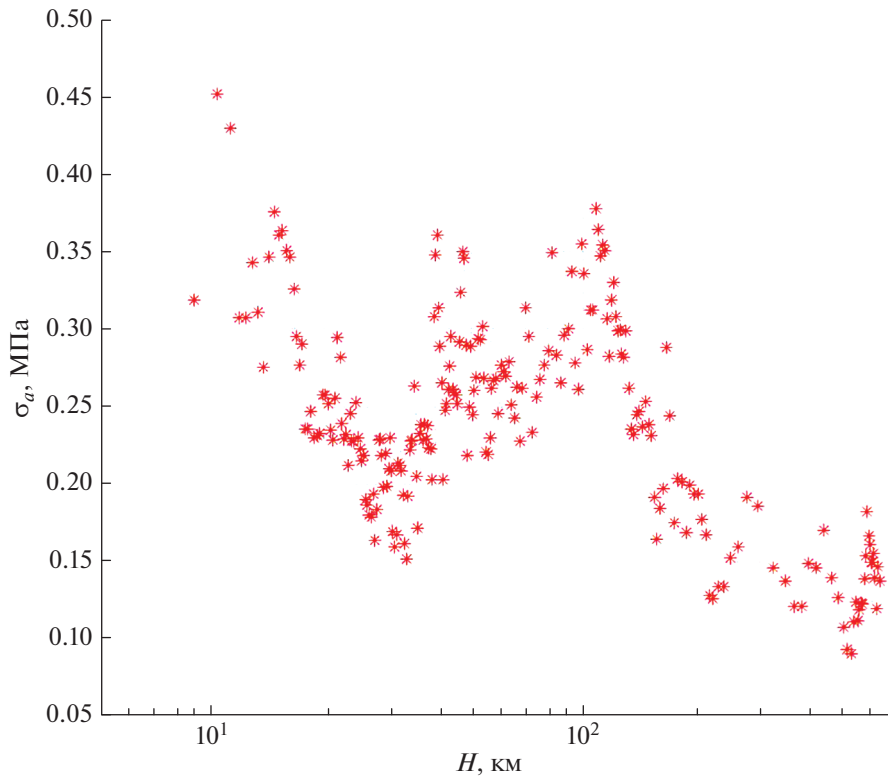
землетрясений по модели гидроразрыва и по модели фазовых превращений. На рис. 3 граница между этими областями располагается чуть выше – на глубинах 80–90 км. Последний (слабый) максимум отвечает области резкого уменьшения сейсмичности, которая полностью прекращается в районе 700 км. Качественно аналогичный результат выделения характерных интервалов изменения режимов сейсмического процесса получается при анализе оценок нормированной средней продолжительности процесса вспарывания [Rodkin, 2022, Fig. 6]. Изменчивость нормированной на кубический корень из сейсмического момента продолжительности процесса вспарывания грубо характеризовалась по данным GСMT каталога двумя способами: 1) по разнице момента сейсмического события по решению сейсмического момента и по первым вступлениям, 2) по продолжительности процесса излучения – от начала до конца значимого превышения сигнала над фоном. Оба подхода дали схожие результаты.

Из вышеизложенного получаем, что сейсмические данные довольно убедительно свидетельствуют в пользу различия физических механизмов реализации землетрясений с разной глубиной очага. При этом характер выявленных различий очаговых характеристик хорошо согласуется с ранее предложенными физическими моделями генерации соответствующих типов землетрясений. Характерные глубины смены преимущественных режимов разрушения составляют 30–50 и 80–120 км; варьируя в разных регионах в зависимости от их теплового режима, концентрации флюида и характера напряженного состояния.

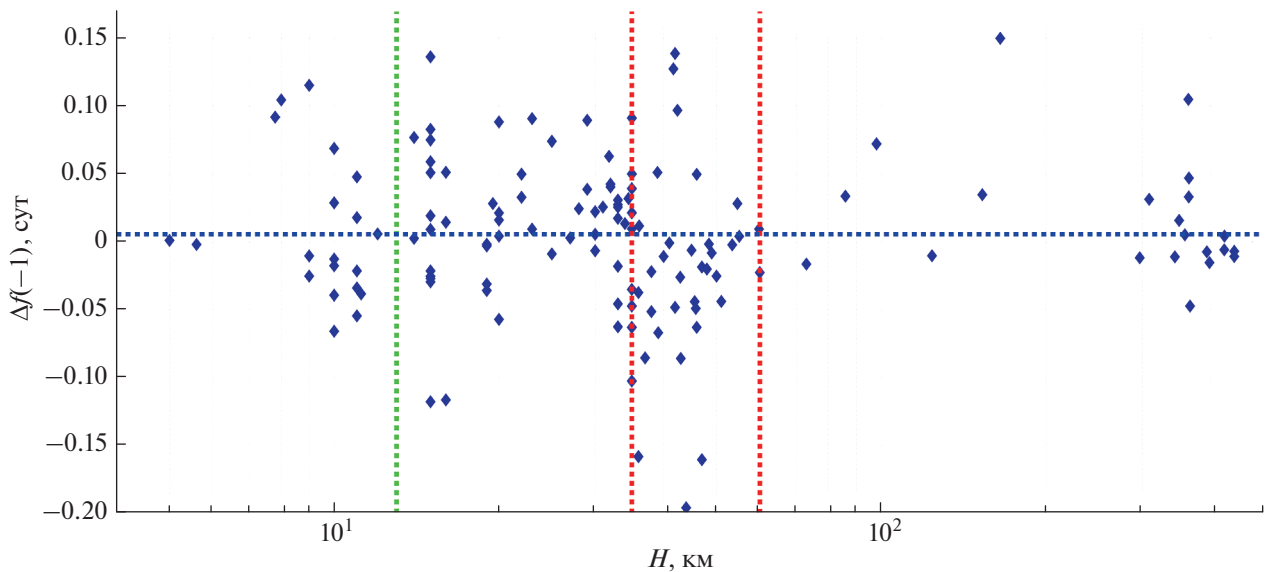
Можно ожидать, что разным физическим механизмам землетрясений будут отвечать различающиеся прогнозные признаки. Учет таких различий может оказаться важным при разработке алгоритмов прогноза землетрясения. Ниже мы рассмотрим вопрос возможного различия прогнозных признаков разноглубинных землетрясений на примере сейсмоионосферных эффектов.

### РАЗЛИЧИЕ СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ РАЗНОГЛУБИНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рассмотрим вопрос различия характера отклика на разноглубинные землетрясения по ионосферным данным. Обычно анализируется регистрируемая станциями наземного вертикального зондирования (ВЗ) изменчивость критической частоты  $foF2 \sim \sqrt{N_{\max}}$ , где  $N_{\max}$  – максимальная плотность ионизации области  $F$ . В настоящее время чаще исследуют вариации величины полного электронного содержания ионосферы (ПЭС), основной вклад в которую также дает ионизация в области  $F$ . Под сейсмоионосферной вариаций по-



**Рис. 4.** Медианы значений кажущихся напряжений  $\sigma_a$  для групп из 120 событий последовательных по глубине землетрясений с шагом 60 событий.

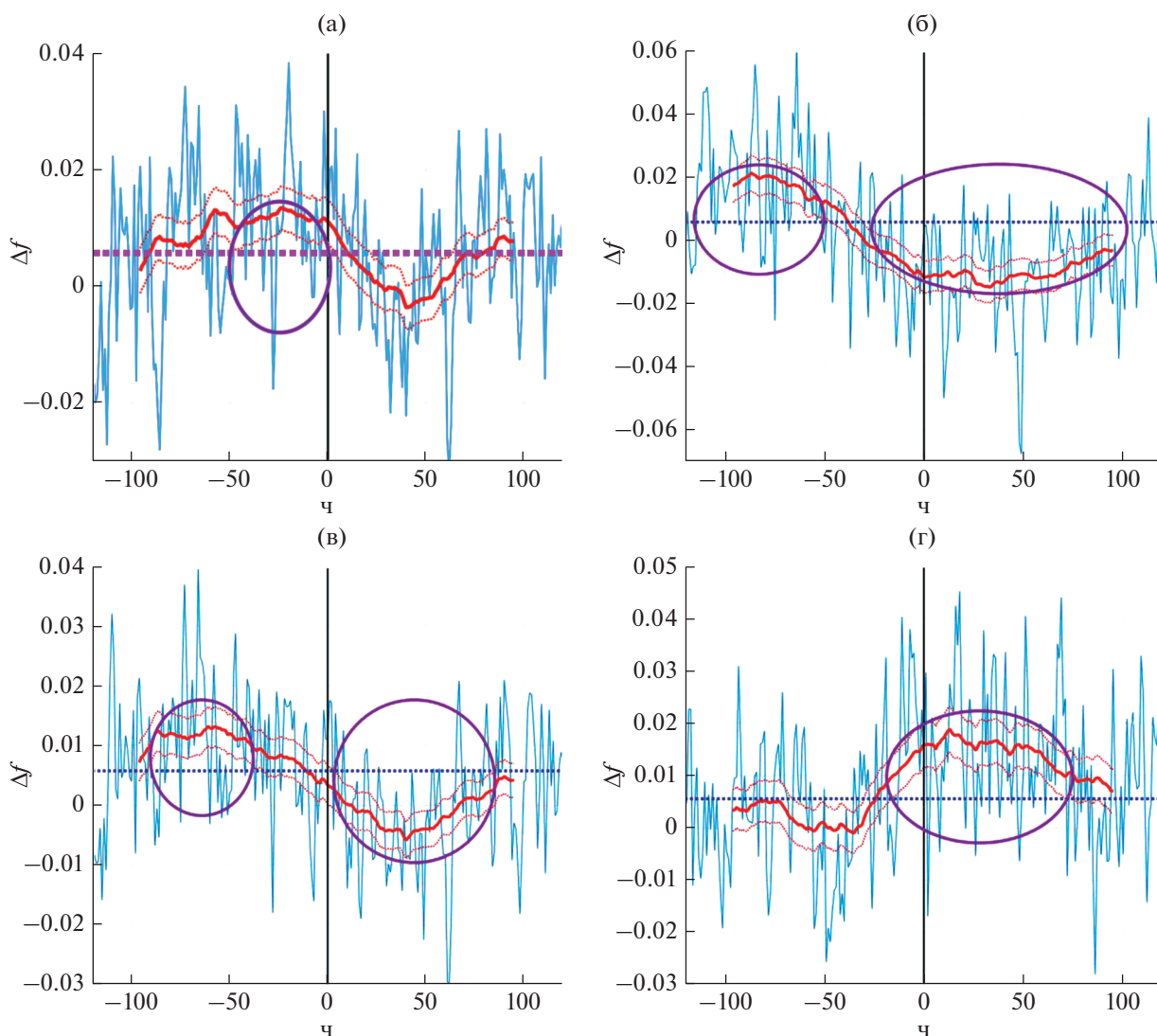


**Рис. 5.** Зависимость средних значений  $\Delta f(-1)$  сутки от глубины землетрясений  $M \geq 6.0$ ,  $R \leq 600$  км. Горизонтальной линией показано среднее значение  $\Delta f$  по всему массиву данных. Вертикальными линиями даны возможные границы смены характера сейсмоионосферного отклика – для глубин землетрясений 12, 35 и 60 км.

нимается относительно повышенное или пониженное значение  $foF2$  или ПЭС, существенно чаще наблюдаемое в окрестности землетрясений,

чем в фоновое время. Исследованию сейсмоионосферных эффектов посвящены сотни публикаций. На увеличение  $foF2$  перед отдельными силь-





**Рис. 6.** Характер отклонения сглаженного значения  $\Delta f$  от среднего фонового для событий с глубиной  $H < 35$  км (а),  $35 \leq H \leq 60$  км (б),  $H \leq 60$  км (в) и  $H > 60$  км (г). Жирной штриховой линией показано среднее фоновое значение, момент землетрясения показан черной линией; усредненные по массиву землетрясений значения  $\Delta f$  для каждого часа (голубая линия); сглаженные по 3 суткам часовые значения и разброс в 2 среднеквадратичные отклонения (жирная красная линия и пунктир). Значимые на уровне свыше 99% отклонения от среднего показаны овалами. По оси  $x$  — отклонения по времени от момента события ( $t = 0$ ), часы.

ными землетрясениями указывается в работах [Pulinets, Boyarchuk, 2004; Корсунова, Хегай, 2018; и др.]. В работах [Hobara, Parrot, 2005; Rios et al., 2004; Singh et al., 2004; и др.], напротив, описывается уменьшение критической частоты  $foF2$  перед землетрясениями (обычно, для  $M6+$ ). В работе [Lipergovskaya et al., 2008] наблюдалась смена знака аномалии — увеличение  $foF2$  за 3–5 дней до землетрясения сменялось уменьшением в день землетрясения. Статистические свидетельства уменьшения  $foF2$  в послеполуденные часы перед землетрясениями с  $M > 5$  на Тайване представлены в работе [Liu et al., 2006]. Согласно этим данным, уменьшение происходит в интервале 12.00–18.00 LT за 0–5 дней

перед землетрясениями и может достигать 25%. В целом, однако, несмотря на большой объем исследований, ситуация с существованием сейсмоионосферных эффектов по-прежнему не вполне ясна. В недавней публикации [Fuying Zhu et al., 2018] на основе статистического анализа данных по ПЭС сделан вывод, что статистически надежных эффектов выявить не удастся. Глубина землетрясений обычно не принималась во внимание, но ионосферные эффекты чаще исследовались в связи с неглубокими землетрясениями.

Нами, по данным станции вертикального зондирования ионосферы Кокубунджи (Токио, 1957–2020 гг., <http://wdc.nict.go.jp/IONO/HP2009/ISDJ/>

manual\_txt-E.html), были проанализированы часовые вариации критической частоты  $foF2$ , предположительно возникающие в связи с землетрясениями. Методика анализа вполне стандартна для такого рода исследований. Сейсмоионосферные эффекты ищут на фоне геомагнитных возмущений, которые обычно намного сильнее обычных сейсмоионосферных эффектов. Поэтому из анализа исключаются дни, когда геомагнитные возмущения относительно большие, обычно принимается порог  $\Sigma Kp > 25$ . Мы используем это ограничение. Поскольку ионосферные возмущения могут продолжаться некоторое время после сильных геомагнитных возмущений, исключались и последующие сутки. Станция ВЗ Кокобунджи выбрана для анализа с учетом ее удачного расположения в высокосейсмичной зоне (рис. 2), а также длительности и регулярности работы этой станции.

Частота  $foF2$  зависит от 11-летнего и 27-дневного солнечных циклов, от времени суток и от сезона. С целью минимизации вклада сильных длиннопериодных вариаций при поиске предполагаемых сейсмоионосферных аномалий величина  $foF2$  для каждого часа рассматривались отклонения  $foF2$  от скользящей медианы, нормированные на эту же медиану

$$\Delta fi = (foF2_i - median(foF2)) / median foF2, \quad (3)$$

где  $median(foF2)$  – медиана значений  $foF2$  за  $(-7, +7)$  суток вокруг данного  $i$ -го часа. В данных по разным причинам присутствуют пропуски – медиана нами вычислялась, если имеется не менее 8 значений из 15 возможных часовых значений. Заметим, что качественно аналогичные результаты получаются и при другом (близком) выборе анализируемого параметра, например, при нормировке отклонений на дисперсию. Вариант нормировки на медиану нам представляется предпочтительным.

Специфический момент нашего анализа состоял в том, что, учитывая вышесказанное, мы исходно предполагаем возможность разного характера сейсмоионосферного эффекта для разноточных землетрясений. На рис. 5 представлены средние значения параметра  $\Delta f$  для  $(-1)$  дня перед землетрясением в зависимости от глубины землетрясения. Использовались землетрясения магнитудой  $Mw6.0+$  на расстоянии  $R < 600$  км от станции вертикального зондирования. Выбор  $(-1)$  дня, расстояния до событий, и интервала магнитуд сделан с учетом данных предыдущих исследований, где наблюдались сейсмоионосферные эффекты.

Выше мы писали, что изменения характера сейсмического процесса следует ожидать в интервалах глубин чуть более 10 км, от 30 до 50 км, и примерно от 80 до 120 км. Причем эти границы не

резкие, а представляют собой некие переходные зоны, слегка различающиеся в разных регионах по глубине. На начальном этапе статистического исследования большую роль играет так называемый “разведывательный анализ” [Тьюки, 1981]. Рис. 5 играет именно эту роль. На рис. 5 видно, что намечается различие характера сейсмоионосферного отклика для землетрясений с глубиной менее 35 км и более 35 км и, возможно, в интервале 10–12 км. Эти границы согласуются с зонами, выявленными выше по сейсмическим данным. Глубже 60 км в рассматриваемой области начинается слабосейсмичный интервал, и следующее скопление землетрясений наблюдается вблизи 300 км. Отсюда предположим, что для рассматриваемого региона границы смены характера сейсмоионосферного отклика могут происходить на глубинах около 10, 35 и 60 км. Далее это, пока бездоказательное, предположение, будет частично проверено статистически.

Число событий с глубиной до 10–12 км невелико, а вариабельность их ионосферного отклика (см, рис. 5) велика. Учитывая это, объединим события до 10 км и от 10 до 35 км в одну группу. Будем, таким образом, независимо анализировать характер сейсмоионосферного отклика для событий в диапазоне глубин от 0 до 35 км, от 35 до 60 км, и глубже 60 км. По вышеприведенным данным полагаем интервал времени  $\pm 5$  сут относительно момента землетрясения типичным временем проявления сейсмоионосферных эффектов. Будем анализировать далее 5 сут (120 ч) до и после сильнейшего землетрясения. При этом исключаем возможность неоднократного учета одних и тех же интервалов времени. Выберем вокруг сильнейшего землетрясения 241 часовое значение и исключим их из дальнейшего анализа; затем повторим эту процедуру для следующего по магнитуде землетрясения. Час землетрясения полагаем (0) часом. Далее проведем процедуру наложения эпох для всех землетрясений на интервале  $(-120, +120)$  ч.

На рис. 6, для разных интервалов глубины показаны усредненные по массиву землетрясений значения  $\Delta f$  для каждого часа. Далее эти значения сглаживались по 3 суткам  $(-36...+36)$  ч; показаны сглаженные значения и разброс в 2 среднеквадратичные отклонения относительно них. Для нормального распределения вероятность отклонения более  $2\sigma$  в какую-либо сторону составляет менее 5%. Характер распределения сглаженных величин  $\Delta f$  близок к нормальному.

Для рис. 6а–6в рассматриваются события на расстояниях  $R < 600$  км от станции; в связи с меньшим числом событий для рис. 6г использовано ограничение  $R < 1000$  км.

На рис. 6а–6г видно, что характер усредненно-го сейсмоионосферного эффекта для землетрясе-

ний глубиной менее 35 км, от 35 и до 60 км, и глубже 60 км различен. Но во всех трех случаях на уровне более  $2\sigma$  выявляются довольно продолжительные по времени аномалии. Отметим, что, несмотря на максимальное число событий для интервала глубин до 35 км, статистическая значимость осредненной сейсмоионосферной аномалии для этих событий оказалась меньше (впрочем, вполне статистически достоверной); возможно для коровых землетрясений вариабельность сейсмоионосферного отклика максимальна. В целом, для интервалов глубин  $H < 35$  км и  $35 \leq H \leq 60$  км наблюдается некое единообразие среднего характера аномалии. В предвестниковое время преобладает положительная аномалия, в афтершоковое – отрицательное. Но для больших глубин от 35 до 60 км область развития аномалий охватывают больший интервал времени до и после события, а отрицательная компонента аномалия выражена намного сильнее и захватывает также и некоторое время перед землетрясением. Доминирование этой аномалии и определило различие знака аномалии на рис. 5.

Для землетрясений с глубиной более 60 км (рис. 6г) знак аномалии меняется. Статистически выраженная положительная аномалия имеет место в афтершоковых период, а небольшая и статистически слабозначимая положительная развивается перед землетрясениями.

Информация о числе землетрясений и часовых данных для совокупности этих землетрясений в использованных для каждого глубинного интервала выделенных интервалах времени, а также статистические параметры аномалий, выявленных для каждого глубинного интервала, представлена в таблице. В последней колонке жирным шрифтом выделены аномалии с достоверностью более 99%. Данные рассчитаны для событий с  $H \leq 60$  км на расстояниях  $R < 600$  км от станции ВЗ; для более глубоких – на расстояниях  $R < 1000$  км (изменение расстояния обусловлено малым числом глубоких событий на расстоянии до 600 км от станции).

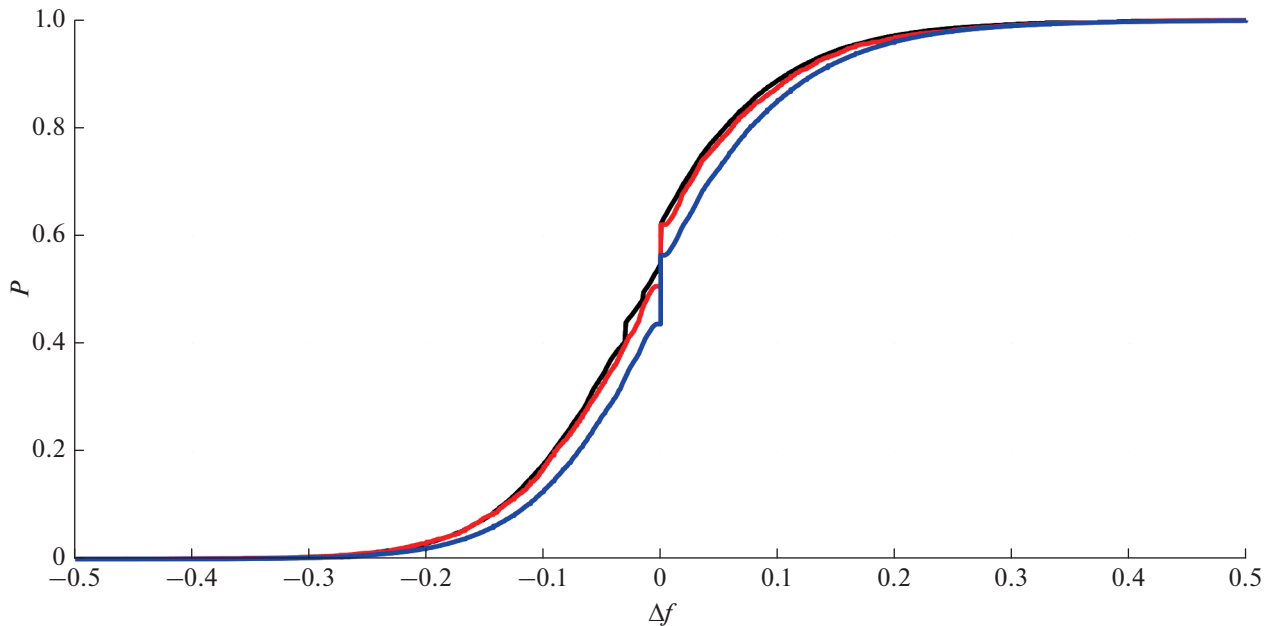
В таблице указаны результаты применения критерия статистической достоверности эффекта. Для этой оценки использовался критерий однородности двух эмпирических распределений Смирнова: сравнивались распределение  $\Delta f$  за время “сейсмоионосферного эффекта” и фоновое распределение – за остальное время (~300 тыс.) часовых значений.

Как отмечается в работе [Сурков и др., 2022] в настоящее время затруднительно указать физический механизм реализации сейсмоионосферных взаимодействий, поэтому не будем здесь касаться этого сложного и большого вопроса и ограничимся только некоторыми общими замечаниями. Для неглубоких землетрясений можно ожидать суще-

ственную роль флюидной компоненты; при этом она заведомо более значительна для событий с глубиной от 35 до 60 км. Влияние этой компоненты можно сопоставить с существенно более развитой отрицательной аномалией для событий в этом интервале глубин (рис. 6б).

В очагах более глубоких землетрясений, как предполагается, основную роль играют фазовые превращения вещества погружающейся плиты. Механизм их воздействия на ионосферу вообще не ясен, можно только предположить, что он отличен от воздействия менее глубоких землетрясений. Качественное различие характера сейсмоионосферных эффектов для землетрясений с глубиной более и менее примерно 60 км хорошо видно на рис. 6. В данной работе мы не ставим целью предложить объяснение всем этим, статистически подтверждаемым и различным для разноглубинных землетрясений сейсмоионосферным эффектам. Заметим только, что построение альтернативной модели, допускающей существование некоего фактора, одновременно воздействующего и на разноглубинную сейсмичность, и на ионосферу представляется еще более затруднительным.

Аномалии на рис. 6 представляются достаточно сглаженными, по крайней мере, в среднем, для совокупности землетрясений  $M6.0+$ . Отсюда возникает вопрос, какова должна была бы быть величина изменения среднего уровня  $\Delta f$  для возникновения таких аномалий? Рассмотрим модельный случай, когда процессы литосфере или в атмосфере над областью подготовки землетрясений в течение нескольких дней увеличивают (или уменьшают) плотность ионизации на 4–6%, и, следовательно, меняют критическую частоту на 2–3%. Проведем моделирование вариаций частоты  $foF2$  с помощью случайного процесса. Для примера рассмотрим случай отрицательной аномалии для землетрясений с глубиной  $35 \leq H \leq 60$  км (всего 77 таких событий). Экспериментально наблюдается уменьшение  $foF2$  в течение последовательных 126 ч. Смоделируем 10 серий по 77 виртуальных событий, и для каждого из них в течение 126 ч уменьшим частоту  $foF2$  на 3%; для этих данных повторим процесс вычисления  $\Delta f$  как для реальных землетрясений. Функции распределения для виртуальных и реальных землетрясений оказываются близки, и заметно и единообразно отклоняются от фонового случая (рис. 7). Этот визуальный вывод можно проверить формально по критерию Смирнова. Получаем, что распределения реальных и виртуальных землетрясений могут принадлежать общей генеральной совокупности (с вероятностью 25%), но оба распределения отличны от фонового с вероятностью более 99.5%.



**Рис. 7.** Функции распределения  $\Delta f$  для реальных землетрясений  $M6+$ ,  $35 \leq H \leq 60$  км,  $R < 600$  км за  $(-25, \dots, +100)$  час, 4628 значений, красная линия; для распределения, составленного из 10 серий виртуальных событий (77 событий, 126 ч для каждого события) — 49740 значений, черная линия; и для фона — синяя линия.

Отсюда можно сделать вывод, что подобное отклонение в величине  $foF2$  может объяснить наблюдаемую аномалию. Другие аномалии на рис. 6 такой же амплитуды или даже слабее. Таким образом, могущие вызвать их изменения средней величины  $foF2$  примерно такой же величины или слабее.

Предлагаемые в литературе механизмы передачи воздействия от литосферы к ионосфере к настоящему времени не подтверждены ([Сурков и др., 2022], и ссылки в этой работе). Проведенное выявление статистически значимых сейсмоионосферных эффектов и количественная оценка вероятной амплитуды эффекта (первые проценты) позволяет предложить механизмы, не вызывающие больших аномалий параметров ионосферы.

Выявлению статистически значимых сейсмоионосферных эффектов способствовал учет возможного различия в физике разноглубинных землетрясений. Даже для похожих по характеру аномалий для глубин 0–35 и 35–60 км, объединение их в одну группу снижает статистическую значимость аномалии (таблица). Тем более это имеет место для случая объединения с более глубокими землетрясениями. Напомним, что без учета различий сейсмоионосферного отклика для разноглубинных землетрясений выявляются или отдельные, чаще статистически незначимые (пусть и весьма эффектные) случаи аномалий или, как в работе [Fuying Zhu et al., 2018], делается вывод об отсутствии устойчивых статистически значимых аномалий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хорошо известен парадокс сейсмичности о невозможности возникновения обычных землетрясений глубже 40–50 км, для преодоления которого разными авторами был предложен ряд физических моделей землетрясений для разных интервалов глубин. Однако до недавнего времени практически отсутствовали указания на реально наблюдаемые различия параметров очагов землетрясений и изменения характера сейсмичности с глубиной, отвечающие ожидаемым различиям физических механизмов разрушения в очагах землетрясений.

В работе приведены примеры прекращения сейсмичности глубже 30–50 км, несмотря на несомненное продолжение аналогичных сдвиговых смещений и на больших глубинах. Даны примеры устойчивой (на масштабе сотни лет) приуроченности глубоких землетрясений в ряде зон субдукции к достаточно узким интервалам глубины, что может соответствовать связи этих землетрясений с зонами фазовых (метаморфических) превращений, варьирующих по глубине в разных зонах субдукции.

По мировым данным показана существенная изменчивость ряда осредненных очаговых параметров землетрясений с глубиной. Для области развития среднеглубоких землетрясений (примерно от 20–30 до 60–100 км), предположительно обусловленных выделением в ходе реакций дегидратации флюида, выявлена тенденция разви-

тия процесса испаривания в очагах землетрясений вверх, что может быть связано с прорывом вверх флюида низкой плотности. Для землетрясений с глубинами вне этого интервала устойчиво доминирует тенденция развития процесса испаривания в глубину, в область более высоких температур.

Также по мировым данным выявлена тенденция роста характерных величин кажущихся напряжений  $\sigma_a$  на глубинах примерно 10–12, 40–50 и в районе 100 км. Еще один слабый максимум намечается вблизи 600 км. Первый максимум отвечает характерному положению нижней границы области развития квазигидростатических давлений подземных вод и глубине “слоя отделителя” [Иванов, 1999]. Второй максимум на глубинах 40–50 км отвечает нижней границе возможности реализации землетрясений по механизму хрупкого разрушения. Третий максимум в окрестности 100 км близок к глубине границы между областью преимущественной реализации землетрясений по модели гидроразрыва и по модели фазовых превращений. Последний максимум на глубинах около 600 км отвечает области резкого уменьшения сейсмичности, которая полностью прекращается в районе 700 км.

В совокупности эти результаты подтверждают ранее предложенные модели различия физических механизмов реализации неглубоких, среднеглубоких, и глубоких землетрясения. Но если различны физические механизмы землетрясений, то могут быть различны и их прогнозные признаки. По данным станции вертикального зондирования “Токио” рассмотрен характер сейсмоионосферного отклика на разноглубинные землетрясения. Показан статистически надежный и резко различный характер отклика на землетрясения с глубинами меньше и более 60 км, а также заметное различие сейсмоионосферного отклика для событий с глубинами до 35 км и от 35 до 60 км. Наиболее сильно выражена отрицательная аномалия  $foF2$  для событий с глубиной очага от 35 до 60 км. Для рассматриваемого региона этот интервал глубин отвечает землетрясениям, в очаговых областях которых следует ожидать развитие высокой электропроводности в связи с выделением высоконапорного флюида.

Аномалии, полученные с учетом различия сейсмоионосферного эффекта разноглубинных землетрясений, статистически значимы. В случае объединения разноглубинных аномалий статистическая значимость осредненной аномалии становится дискуссионной. Подчеркнем, что для выявленных нами аномалий достаточно (в среднем, для землетрясений  $M6.0+$ ) весьма незначительного среднего изменения  $foF2$  на 2–3%.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН и Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.Д.Завьялову и анонимному рецензенту за сделанные замечания, способствовавшие как уточнению ряда положений, так и общему улучшению статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир. 1978. 442 с.
- Иванов С. Н. Непроницаемая зона на границе верхней и средней части земной коры // Физика Земли. 1999. № 9. С. 96–102.
- Калинин В.А., Родкин М.В. Физическая модель глубоководных землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 8. С. 3–12.
- Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 157 с.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Корсунова Л.П., Хегай В.В. Возможные краткосрочные предвестники сильных коровых землетрясений в Японии по данным наземных станций вертикального зондирования ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 2018. Т. 58. № 1. С. 94–101. <https://doi.org/10.7868/S001679401801008X>
- Кусков О.Л. Топология фазовых диаграмм минеральных систем и глубоководные землетрясения // Геохимия. 1987. №8.С. 1093–1107.
- Родкин М.В. Прогноз – старые предвидения и новые результаты // Наука и технологические разработки. 2020. Т. 99. № 3. С. 5–18. <https://doi.org/10.21455/std2020.3-2>
- Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: изд-во “Интеллект”. 2017. 288 с.
- Сурков В.В. Пилипенко В.А., Силина А.С. могут ли радиоактивные эманации в сейсмоактивном регионе воздействовать на атмосферное электричество и ионосферу? // Физика Земли. 2022. № 3. С. 3–11.
- Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ. М.: Мир. 1981. 696 с.
- Abe K. Magnitude, Seismic Moment and Apparent Stress for Major Deep Earthquakes // J. Phys. Earth. 1982. V. 30. № 4. P. 321–330.
- Baltay A., Ide S., Prieto G., Beroza G. Variability in earthquake stress drop and apparent stress // Geophys. Res. Letters. 2011. V. 38. L06303. <https://doi.org/10.1029/2011GL046698>

- Bridgman P.W.* Polymorphic Transitions and Geological Phenomena // *Am. J. Sci.* 1945. A 243. № 1. P. 90–96.
- Brodie K.H., Rutter E.H.* The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: natural and experimental examples // *Canad. J. Earth Sci.* 1987. V. 24. № 3. P. 556–564.
- Ferrand T.P., Deldicque D.* Reduced viscosity of  $Mg_2GeO_4$  with minor  $MgGeO_3$  between 1000 and 1150°C suggests solid-state lubrication at the lithosphere–asthenosphere boundary // *Minerals*. 2021. V. 11. P. 600. <https://doi.org/10.3390/min11060600>
- Fuying Zhu, Fanfan Su, Jian Lin.* Statistical analysis of TEC anomalies prior to M6.0+ earthquakes during 2003–2014 // *Pure Appl. Geophys.* 2018. V. 175. P. 3441–3450.
- Green H.W.* Phase-transformation-induced lubrication of earthquake sliding // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2017. V. 375(2103). P. 20160008. PMID: PMC5580448. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.000828827426>
- Greenwood G.W., Johnson R.H.* The deformation of metals under stress during phase transformations // *Proc. R. Soc. London*. 1965. V. 283. P. 403–422.
- Griggs D.T., Handin J.* Observations on fracture and hypothesis of earthquakes // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1960. V. 79. P. 347–373.
- Hobara Y., Parrot M.* Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event // *J. Atmos. Terr. Phys.* 2005. V. 67. № 7. P. 677–685. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2005.02.006>
- Houston H.* Deep earthquakes // *Treatise on Geophysics*. 2nd edition. 2015. V. 4. P. 329–354.
- Iidaka T., Furukawa Y.* Double seismic zone for deep earthquakes in the Izu-Bonin subduction zone // *Science*. 1994. V. 263. № 5150. P. 1116–1118.
- Ito E., Sato H.* Aseismicity in the lower mantle by superplasticity of the descending slab // *Nature*. 1991. V. 351. P. 140–141.
- Jian Wang, Dapeng Zhao, Zhenxing Yao.* Seismic anisotropy evidence for dehydration embrittlement triggering intermediate-depth earthquakes // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 2613. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02563-w>
- Julian B.R., Angus D., Miller G., Foulger R.* Non-double-couple earthquakes 1. Theory // *Reviews of Geophysics*. 1998. V. 36. № 4. P. 525–549.
- Kalinin V.A., Rodkin M.V.* The quantitative deep earthquakes model. High Pressure Investigations in Geosciences. *Academie-Verlag, Berlin*. 1989. P. 213–217.
- Kirby S.H.* Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and application to the physical mechanism of deep earthquakes // *J. Geophys. Res. B*. 1987. V. 92. № 13. P. 13789–13800.
- Kirby S. H., Durham W. B., Stern L. A.* Mantle phase changes and deep earthquake faulting in subducting lithosphere // *Science*. 1991. V. 152. P. 216–225.
- Liperovskaya E.V., Biagi P.-F., Meister C.-V., Rodkin M.V.* foF2 seismo-ionospheric effect analysis: actual data and numerical simulations // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2008. V. 8. P. 1387–1393. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-1387-2008>
- Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Chen C.S.* A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. A05304. <https://doi.org/10.1029/2005JA011333>, 2006
- Panasjuk S.V., Hager B.H.* A model of transformational superplasticity in the upper mantle // *Geophys. J. Intern.* 1998. V. 133. Is. 3. P. 741–755. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00539.x>
- Poirier J.-P.* Creep of Crystals. Cambridge Earth Science Series. xiv Cambridge, London, New York. 1985. 260 p.
- Pulinets S.A., Boyarchuk K.A.* Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. 215 p.
- Rios V.H., Kim V.P., Hegai V.V.* Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977 // *Adv. Space Res.* 2004. V. 33. P. 323–327.
- Rodkin M.V.* Contradictions in the recent seismogenetical notions // *Phys. Chem. Earth*. 1996. V. 21. № 4. P. 257–260.
- Rodkin M.V.* Crustal earthquakes induced by solid-state transformations // *J. Earth. Predict. Res.* 1995. V. 4. P. 215–223.
- Rodkin M.V.* The variability of earthquake parameters with the depth: Evidences of difference of mechanisms of generation of the shallow, intermediate-depth, and the deep earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2022. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02927-4>
- Rodkin M.V.* Crustal earthquakes induced by solid-state transformations: a model and characteristic precursors // *J. Earthquake Prediction Res.* 1995. V. 4. № 2. P. 215–223.
- Role of water in earthquake generation // *Special Issue. Bull. Earth. Res. Inst.* 2001. V. 76. № 3–4.
- Rubie D.C.* Reaction-enhanced ductility: the role of solid-solid reactions in the deformation of the crust and mantle // *Tectonophysics*. 1986. № 6. P. 331–352.
- Savage J.C., Svarc J.L., Prescott W.H.* Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 4995–5002.
- Shirey S.B., Wagner L.S., Walter M.J., Pearson D.G., Keken P.E.* Slab Transport of Fluids to deep focus earthquake depths—thermal modeling constraints and evidence from diamonds // *AGU Advances*. 2021. V. 2. № 2. <https://doi.org/10.1029/2020AV000304>
- Singh B., Kushwah V., Singh O.P., Lakshmi D.R., Redd B.M.* Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India // *Phys. Chem. Earth*. 2004. V. 29. P. 537–550.
- Sornette D.* Earthquakes: from chemical alteration to mechanical rupture // *Physics Reports*. 1999. V. 313. № 5. P. 237–292. [https://doi.org/10.1016/S0370-1573\(98\)00088-X](https://doi.org/10.1016/S0370-1573(98)00088-X)
- Wiens D.A.* Seismological constraints on the mechanism of deep earthquakes: temperature dependence of deep earthquake source properties // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. № 127. P. 145–163.
- Zulian M.* A fluid’s journey into deep earth may explain deep quakes // *Temblor*. 2021. <https://doi.org/10.32858/temblor.183>

## On the Difference in Physical Mechanisms of Different Depth Earthquakes and Their Ionospheric Response Patterns

M. V. Rodkin<sup>a, b, \*</sup> and E. V. Liperovskaya<sup>c, \*\*</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

<sup>b</sup> *Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

<sup>c</sup> *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

\**e-mail: rodkin@mitp.ru*

\*\**e-mail: liper@ifz.ru*

According to the paradox of seismicity, earthquakes that follow the mechanism of ordinary brittle failure cannot occur at depths below a few tens of km. Several models have been proposed to explain deeper earthquakes, but these models have not been convincingly supported by data on the depth changes in earthquake source parameters. In this paper we present the examples of seismicity cutoff at the depth level of the Earth's crust despite the undoubted continuation of similar shear displacements at greater depths. Based on worldwide data, the changes in a number of the average parameters of the earthquakes with depth are demonstrated. The pattern of these changes is consistent with expected differences in the physical mechanisms of the earthquakes with depth and significantly refines the accepted division of earthquakes into shallow, intermediate, and deep. The difference in the physical mechanisms of the earthquakes implies a probable difference in the nature of their precursors. Based on the hourly data of the vertical ionospheric sounding station "Tokyo" for 1957–2020, differences in the character of the seismoionospheric effect are demonstrated for the earthquakes (more than 300 events) occurring at different depths and presumably having different dominant mechanisms of seismogenesis. The average amplitude of the variations in the critical frequency  $foF2$  providing the observed anomalies is estimated to be only 2–3% of the  $foF2$  value. The separation of earthquakes by depth increased the statistical significance of the observed seismoionospheric effect.

*Keywords:* physical models of earthquakes, physics of different depth earthquakes, seismoionospheric effects, ionospheric  $F$ -region