

УДК 550.34

А. НИКОНОВ, Х. СИЛЬДВЭЭ

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЭСТОНИИ И ИХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ*

Землетрясение в Осмуссааре с магнитудой 4,7 ($M_{LH}=4,3\pm 0,5$) и интенсивностью в эпицентре 6—7 баллов (Ананьин и др., 1980; Кондорская и др., 1988), происшедшее 25 октября 1976 г., было воспринято как возникшее неожиданно по месту и времени. В тот период сейсмологи СССР занимались в основном изучением высокосейсмических территорий, интересуясь слабыми и умеренными землетрясениями постольку, поскольку они коррелировались с землетрясениями разрушительного характера. Территория Эстонии не относилась к сейсмически активным и поэтому вообще выпала из поля зрения сейсмологов. Так, в Новом каталоге (Новый каталог..., 1977) землетрясения Эстонии вообще не фигурируют. На карте сейсмического районирования СССР (Карта..., 1983) и на карте максимальных зарегистрированных землетрясений Европы (Radu и др., 1983) Эстония, как, впрочем, и некоторые другие части Фенноскандии и Восточно-Европейской платформы оказалась представленной в качестве асейсмических территорий.

Такое представление не отражало уровень знаний относительно прошлых землетрясений Эстонии. Достаточно вспомнить прежние каталоги (Hoff, 1840; Перрей, 1846; Мушкетов, Орлов, 1893) и некоторые более свежие публикации (Ананьин, 1968; Никонов, 1977а, б).

Упомянутые обстоятельства побудили авторов после Осмуссаарского землетрясения 1976 г. обратить специальное внимание на материалы по землетрясениям прошлых лет на территории Эстонии с целью более полных и обоснованных суждений на современном уровне о сейсмичности этой части Восточно-Европейской платформы.

Макросейсмические данные. До настоящего времени отсутствует каталог землетрясений Эстонии, соответствующий современным стандартам. Стремясь к составлению такого каталога, авторы обратились к старым публикациям и историческим источникам. Наиболее информативными оказались публикации Б. Досса конца прошлого и начала нынешнего века, на которые в русской литературе позднее не было обращено должного внимания. В результате проработки источников составлен список землетрясений Эстонии, отмеченных местными жителями начиная с 1670 г., т.е. более чем за 300 лет (табл. 1). В этом списке вместо трех землетрясений — 1670, 1823, 1881 гг., отмеченных на карте И. В. Ананьина (1968) согласно каталогу И. Мушкетова и А. Орлова (1893), содержится 13, включая землетрясение 1976 г. без учета повторных толчков.** Восемь из них относятся к XIX в., пять — к XX. Девять землетрясений представляют локальные толчки, отмеченные в одном

* Статья представляет изложение доклада авторов на Советско-Финском симпозиуме в Москве в январе 1984 г.

** Позднее, с учетом наших материалов, землетрясения Эстонии были частично включены в дополненный каталог финских авторов (Ahjos, Arhe, 1983).

Землетрясения Эстонии

1	Дата	3	4	5	6	7	8
1.	1670 1 февр.	Ночь	Не известно	4 км севернее Пярну	6	Никаких серьезных повреждений, но трещины на сырой почве	Doss, 1898, 1910;
2.	1823 5 февр.	Ночь	Куйкаце	Ст. Куйкаце, 7 км в ЮВ от южного конца оз. Выртсъярв	4—5	Сильный толчок ошущен всеми в помещениях	Doss, 1910
3.	1827 28 сент.	Около полудня	К сев. от Хаапсалу		(5)		Doss, 1898, 1905
4.	1844 12 или 17 янв.	Ночь	Пос. Карузе	Верхняя Курляндия (южнее Матсалуского залива)	4		Толчки; возможно разные события
5.	1853 26 марта	Утро, ≈ 04.00—05.00	Около Таллина	Широкие окрестности Таллина	(3)		Люди пробуждались, но сотрясений не ошущали
6.	1858 15 янв.	14 ч 10 мин и 14 ч 26 мин	К северу от о-ва Хийумаа	—	5	Две волны (цунами) на северном берегу о-ва Хийумаа	Doss, 1898; Мушкетов, Орлов 1893
7.	1869 15 февр.	03 ч 00 мин	Около Таллина	Окрестности Таллина	4	Сильное дребезжание посуды, стекол, скрип дверей, пробуждение спящих	Doss, 1910
8.	1877 16 окт.	05 ч 25 мин	Около или севернее Хаапсалу	См. табл. 3.	4 и 5	Два толчка с интервалом 10 с	Über ..., 1877; Doss, 1905, 1910
9.	1881 28 янв.	14 ч 15 мин	Около Нарвы	Окрестности Нарвы	5—6	Звенели стекла, падали вещи, сыпалась штукатурка	Bericht ..., 1881; Doss, 1898, 1910

1	2	3	4	5	6	7	8
10.	1909 2 июня	11 ч 30 мин	Около Вильянди	Вильянди	3	Толчки	Hergmann, 1970
11.	1912 8 апр.	Между 16 и 17 ч	О-в Кери (Кок-шер) в 30 км к СВ от Таллина	О-в Кери	3	—	Doss, 1915
12.	1912 8 апр.	Около 23 ч 10 мин	"	"	2—3	—	"
13.	1912 до 15 июня		"	"	3—4	Частые сотрясения и подземный грохот	"
14.	1931 12 июля	Ночь	Пос. Ания	35 км восточнее Таллина	4—5	3—4 толчка в течение одного часа	Kuuskaand, 1935
15.	1976 25 окт.	11 ч 39 мин	59,3°N; 23,5°E, 3—7 км к СВ от о-ва Осмуссаар	Основная часть территории Эстонии и Южная Финляндия	6—7	Три толчка, колебания грунта, сильный грохот	Klaamann, 1977; Ананын, Кондорская и др., 1980
16.	1976 25 окт.	11 ч 49 мин	"	Северо-Западная Эстония*	4—5	Афтершок	"
17.	1976 25 окт.	12 ч 07 мин	"	"	3—4	"	"
18.	1976 17 нояб.	13 ч 17 мин	"	"	4—5	"	"
19.	1976 22 нояб.	15 ч 14 мин	"	"	(3)	"	"

* Инструментальные данные. В скобках приведены приблизительные значения интенсивности.

пункте. Интенсивность землетрясений составляла от 3 до 5—6 баллов (по шкале MSK-64). Локализация эпицентров представлена на рис. 1.

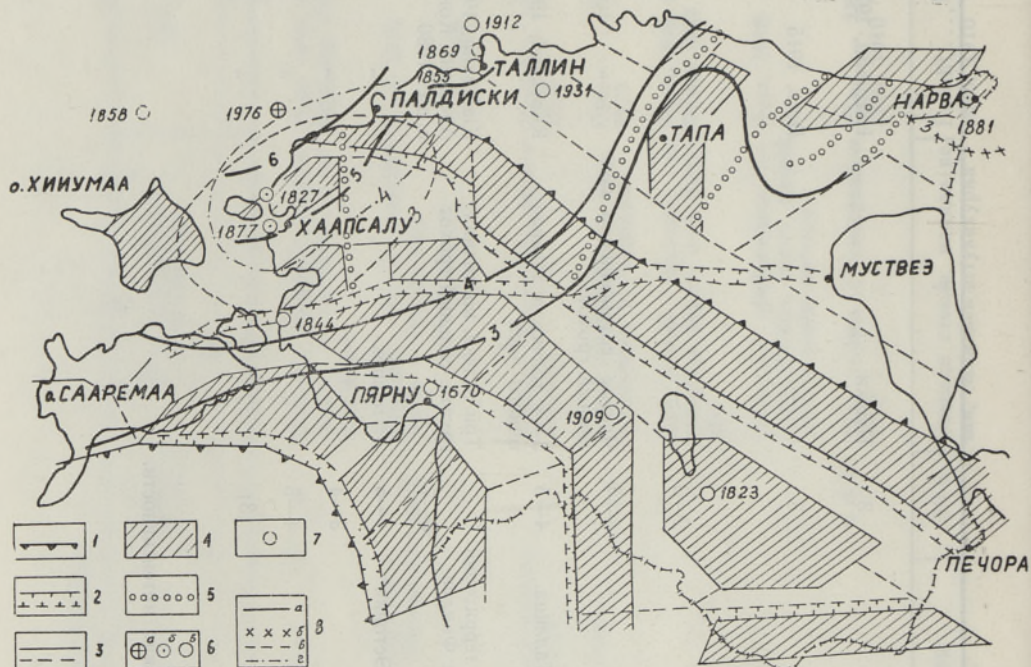


Рис. 1. Тектоника фундамента и землетрясений на территории Эстонии. 1—4 — элементы структуры фундамента по геофизическим данным: 1 — границы крупнейших блоков; 2 — зоны глубинных разломов; 3 — разломы, ограничивающие блоки; 4 — относительно плотные блоки фундамента, выделенные по гравитационным аномалиям; 5 — элементы тектоники по геологическим данным: разрывы в палеозойском осадочном чехле; 6—8 — элементы сейсмичности; 6 — эпицентры землетрясений с интенсивностью: а) $I_0 = 6-7$ баллов, б) $6 < I_0 > 5$ баллов, в) $I < 5$ баллов; 7 — плохо локализованные эпицентры; 8 — изосейсты землетрясений с указанием силы в баллах: а) 1976 г., б) 1881 г., в) 1877 г., г) 1827 г.

По некоторым землетрясениям имеются лишь словесные описания. Эта информация относится в основном к землетрясениям 1827, 1877, 1881, 1904 гг. (последнее вне территории Эстонии). Поскольку первичная информация труднодоступна, следует привести некоторые макросейсмические описания, заимствованные у Б. Досса.

16/28 сентября 1827 г. в северной части Хаапсалуского р-на (приход Нукке)***, в Пюркси (Гютерн Биркасе), Сааре (Лукхольм) и Ригулди (Рикхольц) около полудня послышался легкий шум, который напоминал проезд большой телеги в течение нескольких секунд. Подобные наблюдения (дрожание полов, толчок) в то же время сделаны в дер. Вяйке-Ныммкюла (Клейнномкюль), неподалеку от имения Нийби (Ныби), а также в имениях Килтси (Вейссенфельд), Ляэне-Нигула (Саллайоги), далее в Падизе и Харью-Ристи (Крейце) (Carlblom, 1854; Doss, 1898).

*** В скобках приведены исторические географические наименования.

По рассказу очевидцев спустя более 70 лет, в Вазалемма имело место сильное землетрясение, в результате чего маленький ребенок упал со скамьи (Doss, 1905).

На основании этих сведений мы наметили площадь четырехбалльных сотрясений, которая заняла крайний северо-запад Эстонии (рис. 1). Площадь четырехбалльной зоны составила примерно 2700 км² (табл. 2), будучи вытянутой в северо-восточном направлении.

Таблица 2

Сравнение характеристик макросейсмического поля основных землетрясений Эстонии

Год	l_{\max} , км			l_{\min} , км			S , км ²			H , км	M	I_a баллы
	5	4	3	5	4	3	5	4	3			
1827		80		50		2700			14±2	4,0±0,3	5	
1877 второй толчок	(15)	90		(10)	40	65	(150)	2000	4400	10±2	3,5±0,3	5
1881	10	70		30		70	1600		5±3	3,0±0,7	5—6	
1976 главный толчок	275—325		450	60—75	325		16000— 18000		98000	10±3	4,75	6—7

l_{\max} — длинная ось изосейсты, l_{\min} — короткая ось изосейсты, S — площадь зоны сотрясений. В скобках приблизительные значения.

О землетрясении 4/16 октября 1877 г. (Über..., 1877) Б. Досс собрал значительно больше сведений (Doss, 1905). В 5 ч 25 мин утра в Хаапсалу внезапно раздался страшный треск, глухой как при залпе крупнокалиберных орудий, и одновременно толчок с запада на восток. Фурнитура в комнате загрела, все оконные стекла дребезжали. Непосредственно после треска послышался сильный вибрирующий свист («виф-виф-виф»). При каждом таком звуке ощущалось сильное волнообразное движение земли. Звук и движение убывали, продолжаясь примерно 7 с. Затем явление повторилось с большей силой, при которой мебель (кровать) передвигалась, движения шли с запада на восток. В небольших каменных домах никаких трещин не обнаружили. В бухте поднялось волнение и в гавани раскачивались все суда, гремели спущенные в море якорные цепи.

Оба толчка произошли в течение 5 мин, по другим сведениям — с промежутком в 10 с.

В Хаапсалу в домах сыпалась штукатурка с потолков. В одном из домов с этажерки были сброшены коробки так, что можно заключить о северо-запад—юго-восточном направлении толчка, хотя по ощущениям присутствующих оно казалось юго-запад—северо-восточным.

В 4—5 км юго-восточнее Хаапсалу на хорошей дороге сильно трясло и бросало карету, с треском смякали верхушки деревьев (без ветра).

Макросейсмические сведения вкратце собраны в табл. 3. Землетрясение 1877 г. ощущалось от Хаапсалу в следующих направлениях: 50—

60 км к северу, 23 км к югу, 31 км к востоку, 18 км к западу. Нанеся указанные в первоисточнике пункты на карту с соответственно определенной балльностью (рис. 1), мы получили приблизительное расположение зон 3—5-балльных сотрясений при втором толчке (табл. 2).

Таблица 3

Макросейсмические сведения о землетрясении 16 октября 1877 г. в Эстонии
(по В. Doss 1905)

Пункт наблюдения	MSK-64, баллы *	Число сообщений	Примечание
Хаапсалу	4	6	Первый толчок
	5		Второй толчок. При обоих толчках колебания распространялись с запада
Мартна (Сен-Мартен)	(4)	1	—
О-в Вормси	4	3	—
Севернее Матсалуского залива (Саардо)	3—4	1	На южном берегу Матсалуского залива и в пос. Лихула (Леал) толчки не ощущались
О-в Осмуссаар (Одинсхольм)	(3)	1	Ощущалось два толчка
4 км от пос. Ристи	3	1	В пос. Ристи толчок не ощущался
Харью-Мадисе, Падизе	3	1	—
О-в Хийумаа, Путкасте (Кейнис)	3	1	—
Пюхалепа, Кярдла	2—3	2	—

* В скобках приведены приблизительные значения интенсивности.

16/28 января 1881 г. около 14 ч 15 мин местного времени отмечено землетрясение в Нарве (Bericht..., 1881). Оно длилось 3—4 сек и сопровождалось подземным грохотом. Колебания земли были замечены 15 км южнее, 26 км восточнее, 10 км севернее и 13 км западнее Нарвы. В помещениях станции Корф, имений Лаагна и Репнику откалывалась штукатурка, звенели оконные стекла (Мушкетов, Орлов, 1893; Doss, 1898). По этим признакам мы определили силу сотрясения в 5—6 баллов. Площадь 2—3-балльных сотрясений составляла около 1600 км² (табл. 2).

В качестве примера локальных толчков приведем описание случая 1912 г. на о-ве Кери в 30 км к северо-востоку от Таллина (Doss, 1915). Толчки были замечены 8 апреля служащим маяка и членами его семьи вне пределов помещения и в доме в виде подземных ударов наподобие треска (стука). Дети в доме при первом толчке испугались и разбежались. Толчки не сопровождалась дребезжанием посуды, сотрясением или повреждением строений.

Позднее, а именно, 15 июня там же толчки сопровождалась частыми сильными сотрясениями и подземным грохотом. Примечательно, что остров представляет собой моренную гряду четвертичных отложений мощностью свыше 115 м.

Предположение о возникновении сотрясений за счет ударов морского льда или взрывов газа (Doss, 1915) не подтверждается никакими фак-

тами и исходит в основном из экстраординарности замеченных толчков, тогдашнего представления о полной тектонической неактивности района и незнания в то время аналогичных фактов в других частях Эстонии (и Фенноскандии), в том числе в континентальных районах и вне газосодержащих пород.

Сопоставление расположения эпицентральных зон рассмотренных землетрясений показывает, что они сосредоточены в основном в северо-западной части Эстонии, вблизи эпицентральной зоны Осмуссаарского землетрясения 1976 г., которое оказывается самым сильным сейсмическим событием за известную 300-летнюю историю этой территории (табл. 1).

Основные параметры исторических землетрясений Эстонии. Проведенное определение основных характеристик макросейсмического поля наиболее значительных землетрясений позволяет перейти к следующему этапу, а именно, — к определению их основных параметров. Для выполнения этой задачи мы пользовались методикой Н. В. Шебалина (Новый каталог..., 1977). Процедура определения магнитуды и глубины очага по размерам зон балльности была стандартной по палеткам (Новый каталог..., 1977 рис. 10б, в, 13). Для локальных толчков, когда сообщения имелись лишь из одного пункта, радиус области ощущаемости землетрясения принимался с учетом отсутствия сообщений из ближайших крупных населенных пунктов.

Некоторая неопределенность возникла при принятии коэффициента затухания, так как у разных авторов он различен. В Новом каталоге (1977) для Балтийского щита принято $\kappa=3,5$, финские исследователи предпочитают $\kappa=4$ (Ahjos, Arhe, 1983). Мы рассчитали M при обоих значениях коэффициента затухания. При $\kappa=4$ глубины увеличиваются на несколько километров, а магнитуда — на 0,3—0,5 единиц. В качестве наиболее вероятных значений взяты средние (табл. 4).

Расчет по формуле Г. Д. Панасенко (1977) для северной части Балтийского щита был сделан дополнительно, причем площадь ощутимости ограничена изосейстой в 3 балла (финские исследователи берут 2 балла): $M=2,7+\lg S$, где S — площадь ощутимости, тыс. км².

Для основных землетрясений 1827 и 1877 гг. по этой формуле мы получили $M=3,5$ и 3,3 соответственно, т.е. несколько меньше, чем по методике Н. В. Шебалина, но в пределах допустимой неточности.

В каталог финских авторов (Ahjos, Arhe, 1983) включено шесть землетрясений из нашего каталога. Для землетрясений 1670, 1869, 1877 и 1881 гг. они дают более высокие значения магнитуд, соответственно 4,2; 3,6; 4,2; 3,2, приписывая им большую балльность. Балльность землетрясений 1827 и 1853 гг. оценена ими ниже наших определений, соответственно меньше оказались и значения магнитуды ($M=3$ и 2,5).

Результаты определения основных параметров землетрясений Эстонии приведены в табл. 4.

Поскольку собранный первичный материалы сравнительно полно отражает сейсмичность территории, можно сделать следующие выводы. За последние примерно 300 лет на территории Эстонии (включая прилегающую акваторию) произошло одно землетрясение с $M=4,8$, одно с $M\cong 4$, семь с $M=2,5—3,5$, или по интенсивности: одно землетрясение силой 6—7 баллов, четыре 5-балльных и не менее семи 4-балльных (с афтершоками 1976 г.).

Большинство эпицентров землетрясений располагается в северо-западной части Эстонии (10 из 14), в том числе все относительно сильные (кроме Нарвского землетрясения 1881 г.). Пространственно они тяготеют к побережью. Эпицентры четырех из пяти землетрясений с $M\geq 5$ выстраиваются в некую меридиональную линию (через Хаапсалу).

Каталог землетрясений Эстоний (1670—1976)

№	Дата	Время (по Гринвичу)	Эпицентр	Глубина очага, км	Магнитуда		Баллы	Изосейсты	Радиус, км
					5	6			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1.	1670 1 февр.	22.00±3 ч	58,4°N; 24,5°E ±0,2	(8±4)	(3,9±0,6)	6	(3)	(80)	
2.	1823 5 февр.	22.00±3 ч	58,0°N; 26,2°E ±0,2	(7±3)	(3,9±0,5)	4—5	(3)	(40)	
3.	1827 28 сент.	9.00±1 ч	59,0°N; 23,5°E ±0,2	14±2	4,0±0,3	5	4	65	
4.	1844 12 или 17 янв.	22.00±3 ч	58,6°N; 23,7°E ±0,2	(6±2)	(2,5±0,3)	4	4	35	
5.	1853 26 марта	01.30±30	59,5°N; 24,7°E ±0,2	(5±3)	(1,2±0,7)	(3)	(3)	30	
6.	1858 15 янв.	11.10; 11.26	59,3°N; 22,6°E ±0,5	(8±5)	(3,0±0,7)	(5)	(5)	(50)	
7.	1869 15 февр.	00.00±3 ч	59,5°N; 24,7°E ±0,2	(6±3)	2,5±0,3	4	4	30	
8.	1877 16 окт.	02.25±30 с между толчками 10 с	59,0°N; 23,5°E ±0,2	10±2	3,0±0,3 3,5±0,3	4	первый толчок 4 5 второй толчок <4	30 40 70	
9.	1881 28 янв.	11.15±30 с	59,4°N; 28,2°E ±0,1	5±3	3,0±0,7	5—6	5 3	10 50	
10.	1909 2 июня	08.30±15 мин	58,4°N; 25,6°E ±0,2	(7±3)	(1,8±0,5)	3	(3)	(<60)	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
11.	1912 8 апр.	13.30±30 мин	59,7°N; 25,0°E ±0,2	(5±0,5)	(2,0±0,5)	3	3	<30
12.	1912 8 апр.	20.15±10 мин	59,7°N; 25,0°E ±0,2	(5±3)	(1,6±0,5)	2-3	3	<30
13.	1912 до 15 июня		59,7°N; 25,0°E ±0,2	(6±3)	(2,0±0,5)	3-4	(3-4)	<30
14.	1931 12 июля	22.00±3 ч	59,4°N; 25,3°E ±0,1	(5±3)	(2,5±0,5)	4-5	(4-5)	24
15.	1976 25 окт.	08.39	59,3°N; 23,5°E	10±3	4,75	6-7	5 4	75-300 325-450
16.	1976 25 окт.	08.49	"		3,5	4-5	афтершок	
17.	1976 25 окт.	09.07	"		3,0	3-4	"	
18.	1976 8 нояб.	10.17	"	6-13	3,5	4-5	"	
19.	1976 22 нояб.	12.14	"	13±2	(2,5)	(3)	"	

Примечание: В скобках приведены приблизительные значения.

Но длинные оси изосейст всех трех более сильных землетрясений (1827, 1877, 1976 гг.) вытянуты в северо-восточном направлении.

Площади двух 5-балльных сотрясений составляли десятки — первые сотни км² и лишь в 1976 г. такие сотрясения охватили площадь 16 000—18 000 км². Площади 4-балльных сотрясений составляли 2000—3000 км² и лишь в 1976 г. 98 000 км². (Все оценки проведены с учетом акватории, а в последнем случае и территории Финляндии.) Большинство толчков сугубо локальны с радиусом площади осязатости порядка первых десятков километров.

Глубина очагов большинства землетрясений находится в пределах 10—12 км, а локальных толчков — порядка 5 км.

Вопросы сейсмотектоники и геологическая позиция очагов. Специальное рассмотрение вопросов сейсмотектоники в пределах Эстонии ранее не проводилось.

В свете существующих сейсмотектонических представлений фактом первостепенной важности для определения положения и особенностей очагов должно быть блоковое строение кристаллического фундамента территории Эстонии, установленное по геофизическим данным (Побул, Сильдвээ, 1975).

Исследование разрывной тектоники фундамента Эстонии на основе геофизических материалов показало (Побул, Сильдвээ, 1973) наличие двух ортогональных систем нарушений — с простиранием северо-южной—западно-восточной и диагональной. По распределению простираний среди разломов первого и второго порядка в фундаменте (и, по-видимому, в земной коре) преобладает северо-западное (40%) и широтное (32%), в то время как северо-восточное и меридиональное занимают подчиненное положение (15 и 13% соответственно). Среди нарушений третьего порядка, связанных с местными особенностями тектонического строения фундамента особенно выделяются широтные (32%). Качественно похожая картина наблюдается и в распределении линеаментов в кристаллическом фундаменте, а также на акватории Южной Финляндии, выявляемой по космическим изображениям (Lahtinen, 1984).

Однако эти закономерности внутренней структуры фундамента не определили общее распределение и особенности проявления новейших и современных движений, в том числе сейсмические.

Если судить о движениях фундамента по тектоническим особенностям чехла нижнепалеозойских отложений (поскольку более молодые породы на территории Эстонии отсутствуют), то следует отметить две главные черты. Во-первых, это свидетельство общего регионального постепенного погружения поверхности фундамента к югу (начавшегося уже в венде), т. е. воздымание центральных более северных частей Феноскандии в послераннепалеозойское (вероятно в мезозойское и кайнозойское) время по отношению к территории Эстонии. Во-вторых, и это с сейсмотектонической точки зрения значительно важнее, наличие в чехле разрывов северо-восточного на востоке и северо-западного и меридионального на западе простираний. Некоторые нарушения и их группы протягиваются на десятки километров и имеют амплитуду смещения крыльев до 50 м, установлены также кулисные безамплитудные зоны трещиноватости. Главные из известных разрывных нарушений в чехле показаны на рис. 1. Наиболее крупная Азерисккая зона северо-восточного простирания длиной свыше 75 км и шириной 1—4 км представляет собой флексуру с опущенным северо-западным крылом. Амплитуда смещения по подошве каждой вышележащей свиты уменьшается (от 50 до 22 м), что заставляет говорить о конседиментационном развитии зоны в палеозое и позднее (Вахер, Эрисалу, 1962). Кроме признаков длительного развития зон имеются геологические свидетельства изменения знака смещения крыльев.

Другая крупная зона тектонических нарушений палеозойских отложений, и несомненно подстилающего фундамента северо-восточного простирания протягивается по дну Балтийского моря примерно через о-в Осмуссаар к северо-западной части о-ва Хийумаа и далее к западу—юго-западу (Геология..., 1976; Сильдвээ, Мийдел, 1978). На северной и северо-западной оконечностях о-ва Хийумаа, в отличие от остальных его частей, наземными геологическими исследованиями установлены разрывы в ордовикских отложениях, протягивающиеся полосой шириной около 8 км в восточно—северо-восточном направлении по азимуту 50—70°. Так как фундамент залегает здесь на глубине 200—250 м, необходимо допустить, что и он нарушен теми же разрывами. К западу—юго-западу от западного края о-ва Хийумаа на дне Балтийского моря в поле выходов ордовикских отложений разлом того же простирания сечет породы ордовика и кембрия (Геология..., 1976). Разлом имеет опущенное южное крыло, амплитуду, возможно, в первые сотни метров, и вероятно сечет фундамент до глубины в несколько километров.

Относительно новейшего (неоген-четвертичного) времени можно только предполагать, что общее слабое воздымание территории Эстонии происходило больше в северной его части. Для последних 15—5 тыс. лет установлено общее воздымание территории Эстонии (кроме юго-востока) с максимумом на северо-западе. Этот же процесс гляциоизостатического воздымания наблюдается и на обширной территории Фенноскандии с максимумом в вершинной части Ботнического залива на месте максимальной мощности бывшего ледникового покрова (Saigato, 1958).

В Эстонии, как и в прилегающей части Финляндии, изобазы поднятия простираются в общем параллельно в северо-восточном направлении, между тем как изопахиты (или изолинии глубины поверхности кристаллического фундамента) протягиваются широтно. Следует подчеркнуть, что нет определенной связи также между голоценовыми движениями, толщиной земной коры и известными крупными структурными единицами фундамента (Сильдвээ, Мийдел, 1978).

На фоне общего, с перекосом к юго-востоку, поднятия земной коры юго-восточной периферии Фенноскандии в голоцене (со скоростью до 4—5 мм/г) выделяются полосы тектонических нарушений северо-восточного простирания. На космических съемках территории, с учетом подводного рельефа в акватории Финского залива, отчетливо выделяются линеаменты первого порядка по линиям: 1) северо-восточного простирания Пярну—Тапа—Кунда и далее по дну Финского залива, 2) восток—северо-восточного простирания от о-ва Осмуссаар вдоль Северо-Эстонского побережья к северо-восточной части Финского залива (Lahtinen, 1984). По положению и простиранию эти линеаменты совпадают с линеаментами из геологически активных нарушений в чехле и фундаменте. Имеются факты оживления дифференцированных движений голоценового времени в пределах этих зон разрывов. На юго-восточной из этих полос дифференцированные движения голоцена установлены в Северной Эстонии в виде таких геоморфологических признаков, как аномальные наклоны береговых линий, концентрация озовых гряд и карстовых проявлений, аномальные уклоны русел рек (Хейнсалу, Сильдвээ, 1971; Газизов, 1973; Кессел, Мийдел, 1973; Сильдвээ, Мийдел, 1978).

В отличие от соотношения движений в палеозойских породах, в голоцене по рассматриваемому разрыву в целом поднималось северо-западное крыло.

О голоценовых движениях в северо-западной полосе, проходящей в основном под водами Балтийского моря, можно судить только по некоторым материалам на северном берегу Финского залива, восточнее Хельсинки. Здесь в береговых линиях ранне- и среднеголоценового вре-

мени отмечены нарушения хода и изменения наклона раннеголоценовых береговых линий, причем простирание линий нарушений северо-восточное, а поднятым является северо-западное крыло (Окко, 1967; Donner, 1970; Lahtinen, 1984). Эти признаки рассматриваются как подтверждение выделения шарнирных линий, опоясывающих куполообразное поднятие Фенноскандии в голоцене (Saugamo, 1958; Никонов, 1973; 1977a). Сходное простирание и выраженность в рельефе позволяют предполагать, что рассматриваемая линия, продолжающая геологически доказанную на юго-западе крупную разрывную зону, наследует в голоцене и ее предшествующую активность. В голоцене, как и в послераннепалеозойском времени, относительно поднималось северо-западное крыло. Хотя единство и активность разлома на всем протяжении можно только предполагать, такие признаки его как единое простирание, общее протяжение около 500 км, одинаковое движение крыльев вплоть до позднего голоцена, позволяют выделять его как крупнейшую региональную разрывную структуру и допускать проникновение в фундамент на глубину в первые десятки километров.

В настоящее время, как и в голоцене, происходит общий подъем земной коры Эстонии (на большей ее части), уменьшающийся с северо-запада на юго-восток от 3 мм/г с переходом в слабое опускание на юго-востоке (Желнин, 1973; Валлнер, Желнин, 1975). Такое закономерное распределение современных движений земной коры на территории Эстонии, как и на прилегающей территории Фенноскандии, является отражением общего гляциоизостатического воздымания Фенноскандии, унаследованного от голоценового времени (Käägiäinen, 1953; Никонов, 1977a). Современные вертикальные движения на территории Эстонии, как и на большей части Фенноскандии не обнаруживают четкой связи с блоковым строением фундамента (Никонов, 1977a; Сильдвээ, Мийдел, 1978). Исключение составляет зона разлома северо-восточного простирания Пярну—Тапа—Кунда, представляющая шарнирную линию, активную в голоцене (см. выше) и в настоящее время. Именно в этой полосе (шириной 20—40 км), параллельной общему простиранию изобаз в Эстонии, современные вертикальные движения имеют наибольший градиент скорости, т. е. земная кора испытывает аномально крутой наклон к юго-востоку. Сходство простирания, структуры и истории развития этой зоны с подобной зоной, проходящей через о-в Осмуссаар, позволяют, учитывая ее масштаб и признаки длительной предшествующей активности, допускать аналогичную современную активность. Ввиду расположения большинства зоны под водами Балтики, это предположение можно проверить непосредственными геодезическими измерениями только на северо-восточном берегу Финского залива на территории Финляндии.

В соответствии с общей закономерностью современного поднятия Фенноскандии и характером движений по шарнирным линиям (Никонов, 1977a), северо-западное крыло разлома должно подниматься относительно юго-восточного.

Обобщение полученных данных. В результате проведенного рассмотрения собранных материалов можно констатировать, что территория Эстонии как периферическая часть Балтийского щита постоянно подвергается редким и относительно слабым землетрясениям. Это относится главным образом к ее северной и северо-западной частям. Помимо более частых слабых локальных толчков (и их роев) возникают землетрясения интенсивностью до 5—6 баллов (три события в течение XIX в.), когда подобные сотрясения могут охватывать площадь в десятки и первые сотни квадратных километров. За всю известную 300-летнюю историю выявлено 13 землетрясений (без афтершоков), но Осмуссаарское землетрясение 1976 г. оказалось единственным, достигшим интенсив-

ности 6—7 баллов, магнитуды 4,75 и площади 5-балльных сотрясений (правда, преимущественно в акватории) до 16 000—18 000 км².

Сеймотектоническая интерпретация материалов по Эстонии в настоящее время может исходить главным образом из пространственных соотношений особенностей тектонического строения и известных землетрясений. Так, прежде всего следует обратить внимание на приуроченность очагов всех землетрясений к верхней части земной коры, к гранитному слою кристаллического фундамента, представленного магматической и метаморфическими породами архея и протерозоя.

Возникает вопрос, почему землетрясения сосредоточены именно в северо-западной части Эстонии, между тем как в структуре кристаллического фундамента она ничем существенным, кроме несколько большей дифференцированности и раздробленности, не отличается от остальных частей.

Для более обоснованного ответа на этот вопрос обратимся к анализу конкретных соотношений землетрясений и структуры фундамента. Выделяемые с помощью геофизических методов неоднородности фундамента

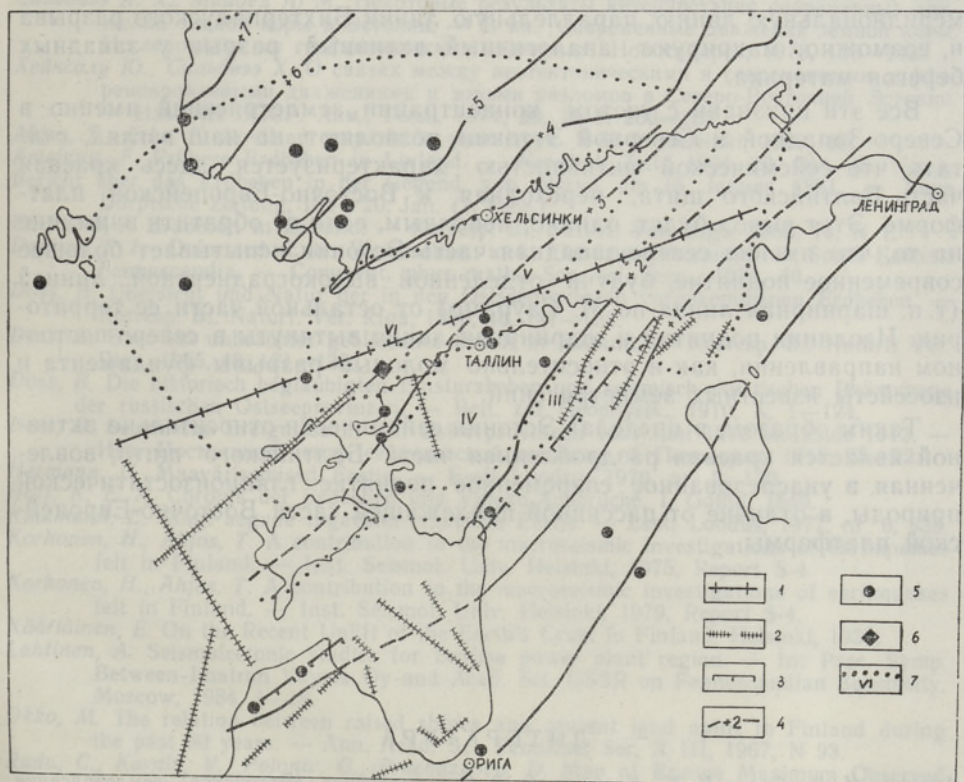


Рис. 2. Сеймотектоническая схема юго-восточного склона Балтийского щита. (Составлена с использованием материалов В. М. Вахера, А. И. Блажчишина, Н. И. Свиридова, Г. А. Желнина, Е. Кярияйнена, Х. Корхонена и др.). 1—4 — элементы тектоники посленижнепалеозойского времени: 1 — разломы в докембрийском фундаменте (в пределах акватории); 2 — разломы в палеозойских породах чехла и в фундаменте; 3 — зоны контрастных движений (шарнирные линии) послеледникового и настоящего времени (штрихи в сторону опущенного крыла, в акватории — предположительно); 4 — изолинии скорости современных движений, мм/г; 5—7 — элементы сейсмичности; 5 — эпицентры известных землетрясений (с 1670 г.); 6 — эпицентр Осмуссаарского землетрясения 1976 г.; 7 — изосейсты того же землетрясения и зоны балльности по MSK-64.

в виде крупных блоков и разделяющих их зон преимущественно северо-западного и широтного простирания не находят отражения в распределении эпицентров землетрясений (рис. 1).

Вытянутость очагов трех более сильных землетрясений в северо-восточном направлении также демонстрирует несогласованность с блоково-зональной структурой фундамента. Наоборот, как расположение эпицентров, так и вытянутость очага наиболее сильно и более детально изученного землетрясения 1976 г. демонстрируют соответствие разрыва в фундаменте и палеозойском чехле, которые по геологическим признакам можно считать относительно активными на поздних этапах геологической истории (рис. 2).

Так, эпицентр 6-балльного землетрясения 1670 г. (как и нескольких землетрясений далее к юго-западу, в пределах Латвии) лежит прямо на шарнирной линии, активной и в настоящее время. Эпицентры землетрясений 1912 и 1976 гг. вытягиваются вдоль более северной параллельной линии разлома также с признаками активности. В том же направлении, вдоль предполагаемого разлома резко вытянуты оси изосейст землетрясения 1976 г. (Кондорская и др., 1988) (рис. 2). Обращает на себя внимание и тот факт, что эпицентры землетрясений 1844, 1877, 1827 и 1976 гг. (последовательность с юга на север) как бы ложатся на меридиональную линию, параллельную линии Вихтерпалусского разрыва и, возможно, макрируют аналогичный активный разрыв у западных берегов материка.

Все эти признаки с учетом концентрации землетрясений именно в Северо-Западной и Северной Эстонии позволяют, на наш взгляд, считать, что сейсмической активностью характеризуется здесь краевая часть Балтийского щита, переходная к Восточно-Европейской платформе. Этот вывод будет, однако, неполным, если не обратить внимание на то, что именно северо-западная часть Эстонии испытывает большее современное поднятие, будучи отделенной высокоградиентной линией (т. н. шарнирная линия по М. Саурамо) от остальной части ее территории. Изолинии поднятия и шарнирная линия вытянуты в северо-восточном направлении, как и относительно молодые разрывы фундамента и изосейсты известных землетрясений.

Таким образом, в пределах Эстонии сейсмически относительно активной является краевая раздробленная часть Балтийского щита, вовлеченная в унаследованное современное поднятие гляциостатической природы, в отличие от пассивной прилегающей части Восточно-Европейской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьин И. В., Булин Н. К., Клааман Э. Р. Осмуссаарское (Эстонское) землетрясение 25 октября 1976 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1976 г. М., 1980, 91—97.
- Ананьин И. В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями. — В кн.: Современные движения земной коры, № 3. М., 1968, 282—295.
- Валлер Л. А., Желнин Г. А. Новая карта изобаз территории ЭССР. — В сб.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, 48—57.
- Вахер Р. М., Эрисалу Э. К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X, Геология палеозоя, 1962, 319—335.
- Газизов М. С. К методике изучения проявления неотектонических движений в Прибалтийском сланцевом бассейне. — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973, 319—321.
- Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976.

- Желнин Г. А. Результаты изучения современных движений Прибалтики. — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973, 79—88.
- Карта сейсмического районирования СССР. М., 1983.
- Кессел Х., Мийдел А. О поздних и последнических движениях земной коры на территории Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1973, 22, № 3, 257—264.
- Кондорская Н. В., Никонов А. А., Ананьин И. В., Долгополов Д. В., Корхонен Х., Архе К., Сильдвэз Х. Х. Осмуссаарское землетрясение 1976 г. в Восточной Балтике. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1988 (в печати).
- Мушкетов И., Орлов А. Каталог землетрясений Российской Империи. СПб., 1893.
- Никонов А. А. Современные движения земной коры Фенноскандии. — В кн.: Современные движения земной коры. № 5. Тарту, 1973, 66—71.
- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., 1977а, 240.
- Никонов А. А. Землетрясение в Эстонии. — Природа, 1977б, № 3, 143—144.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., 1977.
- Панасенко Г. Д. Землетрясения Фенноскандии. Каталог 1951—1970 гг. М., 1977.
- Перрей А. О землетрясениях на севере Европы и Азии. — Свод магнитных и метеорологических наблюдений Николаевской главной геофизической обсерватории. 2. СПб., 1846, 205—235.
- Побул Э., Сильдвэз Х. О разрывных нарушениях кристаллического фундамента Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1973, 22, № 1, 51—57.
- Побул Э. А., Сильдвэз Х. Х. О блоковом строении кристаллического фундамента Эстонии. — В кн.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, 64—73.
- Сильдвэз Х. Х., Мийдел А. М. Некоторые результаты интерпретации современных движений земной коры в Эстонии. — В кн.: Современные движения земной коры. Исследования на геодинамических полигонах. Новосибирск, 1978, 138—143.
- Хейнсалу Ю., Сильдвэз Х. О связях между неотектоническими и современными дифференцированными движениями и зонами разломов в Северо-Восточной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1971, 20, № 3, 260—265.
- Ahjos, T., Arhe, K. Loviisan ympäristön seismisyys. R-83-2. Helsinki, 1983, 48.
- Amelung, F. Frühere Erdbeben in Livland. — Nordlivl. Zeit., 1904, 23. Okt. (5. Nov.). Bericht über das Erdbeben in der Gegend von Narva am 16. Januar 1881. — Neue Dörptsche Zeitung, 1881, 20. Jan. (1. Febr.).
- Carlbom, J. Erdbeben in Estland. — Korresp. Bl. Naturf. Ver. Riga, 1855, 14, N 1.
- Donner, I. I. Deformed Late Weichselian and Flandrian shorelines in South-Eastern Fennoscandia. — Comment. phys.-math., Soc. sci. fenn., 1970, 40.
- Doss, B. Übersicht und Natur der in den Ostseeprovinzen vorgekommenen Erdbeben. — Korresp. Bl. Naturf. Ver. Riga, 1898, 40, 147—162.
- Doss, B. Über ein unbeachtet gebliebenes Beben in Estland. — Korresp. Bl. Naturf. Ver. Riga, 1905, 48, 121—138.
- Doss, B. Die historisch beglaubigten Einsturzbeben und seismisch-akustischen Phänomene der russischen Ostseeprovinzen. — Beit. zur Geophysik., 1910, X, 1—124.
- Doss, B. Seismische Ereignisse in den Ostseeprovinzen vom Juni 1910 bis Ende 1912. — Изв. Постоянной центр. сейсмической комиссии. 6. Петроград, 1915, 25—32.
- Hermann, U. Maavärisemised Eestis. — Eesti Loodus, 1970, nr. 2, 120.
- Hoff, K. E. A. Chronik der Erdbeben und Vulcan-Ausbrüche. I. Gotha, 1840.
- Klaamann, E. Kõigi aegade tugevaim maavärin Eestis. — Eesti Loodus, 1977, nr. 6, 338.
- Korhonen, H., Ahjos, T. A contribution to the macroseismic investigations of earthquakes felt in Finland. — Inst. Seismol. Univ. Helsinki, 1975, Report S-4.
- Korhonen, H., Ahjos, T. A contribution to the macroseismic investigations of earthquakes felt in Finland. — Inst. Seismol. Univ. Helsinki, 1979, Report S-4.
- Kääriäinen, E. On the Recent Uplift of the Earth's Crust in Finland. Helsinki, 1953.
- Lahtinen, A. Seismotectonic studies for Loviisa power plant region. — In: Proc. Symp. Between Imatran Voyma Oy and Acad. Sci. USSR on Fennoscandian Seismicity. Moscow, 1984, 1—18.
- Okko, M. The relation between raised shores and present land uplift in Finland during the past 80 years. — Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A III, 1967, N 93.
- Radu, C., Karnik, V., Polonic, G., Prochazkova, D. Map of Europe Maximum Observed Intensities Scale 1:7.5 mln. Bucharest, 1983.
- Saurato, M. Die Geschichte der Ostsee. — Acad. Sci. Fennicae, Ser. A III, 1958, N 51. Über Erdbeben in Hapsal. — Revalische Zeitung, 1877, 10/22. Okt. Über ungewöhnliche Naturerscheinung. — Inland, 1853, N 14, Sp. 294.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
18/III 1987

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

EESTI AJALOOLISED MAAVÄRINAD JA NENDE SEISMOTEKTOONILINE HINNANG

Teadaolevate andmete alusel on kokku võetud kõik Eestis seni toimunud maavärinad alates 1670. aastast. Kõige tugevamad maavärinad on olnud aastail 1670, 1827, 1877, 1881 ja 1976. Nende intensiivsus ulatub kolmest kuni viie-kuue pallini rahvusvahelise MSK-64 skaala järgi. Epitsentrite koondumine Eesti lääne- ja põhjaossa näitab nende alade suhtelist tektoonilist aktiivsust viimastel aastasadadel.

A. NIKONOV, H. SILDVEE

EARTHQUAKES IN ESTONIA AND THEIR SEISMOTECTONIC POSITION

On the basis of the known sources a description of all the earthquakes in the Estonian territory since 1670 is given. Moderate earthquakes occurred in the years of 1670, 1827, 1877, 1881, and 1976, their intensity reaching 5 and 6, MSK-64 scale. Concentration of epicentres in the western and northern parts of Estonia reveals the relative tectonic activity of those areas in the last centuries.