

УДК 551.242.3

ЦИКЛИЧНОСТЬ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОМ ПОЯСЕ

© 2013 г. В. Г. Трифонов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 20.01.2013 г.

На примерах отдельных сейсмичных зон и всей центральной части Альпийско-Гималайского орогенического пояса показано, что, помимо циклов С.А. Федотова, выделяются более долгопериодные гиперциклы сейсмичности. Долгопериодные вариации были обнаружены в Сирии, в южной и центральной частях зоны разломов Эль-Габ Трансформы Мертвого моря, и на юго-западном окончании Восточно-Анатолийской зоны разломов. Первый демонстрирует ~1800-летний гиперцикл с максимумом выделения сейсмической энергии в XII в., тогда как во втором проявился ~1300-летний гиперцикл с максимумами в III–VII и XIX–XX вв. Чтобы выявить вариации сейсмичности во всей центральной части пояса, мы скорректировали данные об исторических землетрясениях с учетом вероятности пропуска событий и площади областей их регулярной регистрации. В результате обнаружилось максимумы выделения сейсмической энергии с середины XVII в. до середины XX в., с середины IV в. до конца VI в. и, возможно, в XV–XIII вв. до н.э. Для интерпретации гиперциклов важно, что вариации сейсмичности в разломе Эль-Габ коррелируются с вариациями скорости накопления упругой деформации, вероятно, отражающими изменения напряженно-деформированного состояния региона. Выявленные гиперциклы указывают на изменчивость скоростей тектонических движений в активных областях. После дополнительных исследований гиперциклы можно было бы учитывать для уточнения оценки сейсмической опасности.

DOI: 10.7868/S0016853X13060064

ВВЕДЕНИЕ

В геологической практике обычно пользуются усредненными характеристиками природных процессов, например, средними скоростями осадконакопления или тектонических перемещений (опускания или подъема определенных структур, движений по разломам и т.д.). Такая усредненность является вынужденной, поскольку обусловлена отсутствием или неточностью знаний, прежде всего о возрасте геологических объектов и событий. Это относится и к новейшему этапу развития Земли, хотя для плиоцен-четвертичной эпохи порой получают по-прежнему усредненные, но более точные данные благодаря более дробному хроно-стратиграфическому разделению и сопоставлению объектов.

Когда же мы переходим к современной эпохе, то убеждаемся, что многие геологические события происходят крайне неравномерно во времени, и их продукты представляют собой серии дискретных проявлений. Таковы, например, обвальные, оползневые или селевые комплексы отложений, продукты вулканических извержений, подвижки по разломам при сильных землетрясениях. Однако период наблюдений, для которого можно использовать точные инструмен-

тальные методы определения скорости процессов (точное датирование событий, подсчеты состава, мощности и объема отложений и иных образований, параметры землетрясений, современные движения земной поверхности по данным повторных геодезических наблюдений) обычно ограничены последним столетием. Интервал подобных наблюдений можно увеличить до нескольких столетий, пользуясь надежными историческими свидетельствами и некоторыми археологическими и радиоизотопными методами датирования, например, радиоуглеродным, точность которого для последних столетий может достигать десятков лет при хорошем качестве анализируемого материала. Точность определения скоростей процессов в этих случаях уменьшается, иногда на порядки, и появляется опасность ошибки типа “пропуска цели”. Во всяком случае, период современных наблюдений, даже увеличенный упомянутыми историческими экскурсами, слишком мал, чтобы считать его представительным для оценки режима проявлений геологических процессов.

Для понимания соотношений геологических проявлений в бытовом масштабе времени, при котором регистрируются индивидуальные собы-

тия, и геологическом масштабе, при котором учитываются усредненные эффекты этих событий, необходимо рассмотрение такого временного интервала, в рамках которого возможно изучение природных явлений и в бытовом, и в геологическом масштабах времени. Такими интервалами для многих геологических явлений оказываются сотни — первые тысячи лет.

В качестве объекта данного исследования выбраны долговременные ряды регистрации сильных землетрясений как наиболее универсальные индикаторы геодинамики тектонически активных областей. Для этого центральная часть Альпийско-Гималайского орогенического пояса и особенно Восточное Средиземноморье предоставляют уникальную возможность, чему способствовали три обстоятельства [4, 6]. Во-первых, примерно с середины I тысячелетия до н.э. здесь началась регулярная письменная регистрация землетрясений. Во-вторых, сохранилось много археологических памятников со следами сейсмических воздействий. В-третьих, выполнены палеосейсмологические работы, в ходе которых выявлены и параметризованы некоторые сильные землетрясения. Совместный анализ этих источников информации позволил создать каталоги землетрясений сейсмостектонических зон и провинций пояса, где осуществлена регулярная (не менее двух событий за столетие) регистрация сейсмических событий в течение последних 2.5–5 тыс. лет, т.е. того временного интервала, который является предметом нашего рассмотрения. Заметим, что, если регистрация сильного исторического землетрясения основана на сообщениях о разрушениях в единственном населенном пункте, а архео- и палеосейсмологические данные отсутствуют, составители каталогов вынуждены относить такое событие к этому пункту. При сейсмостектонической интерпретации таких землетрясений в районе сирийского города Алеппо мы пошли по пути, предложенному в работе [20], а именно, связали их с ближайшим разломом сейсмоактивной зоны северного сегмента Эль-Габа, удаленным от Алеппо на 10–15 км.

Основным параметром, по которому оценивались временные вариации сейсмичности рассматриваемых территорий, мы посчитали количество выделенной при землетрясениях энергии. Оно подсчитывается (в Дж.) на основе следующей предложенной Ф.Т. Аптикаевым зависимости, связывающей энергию E с магнитудой M_S [4]:

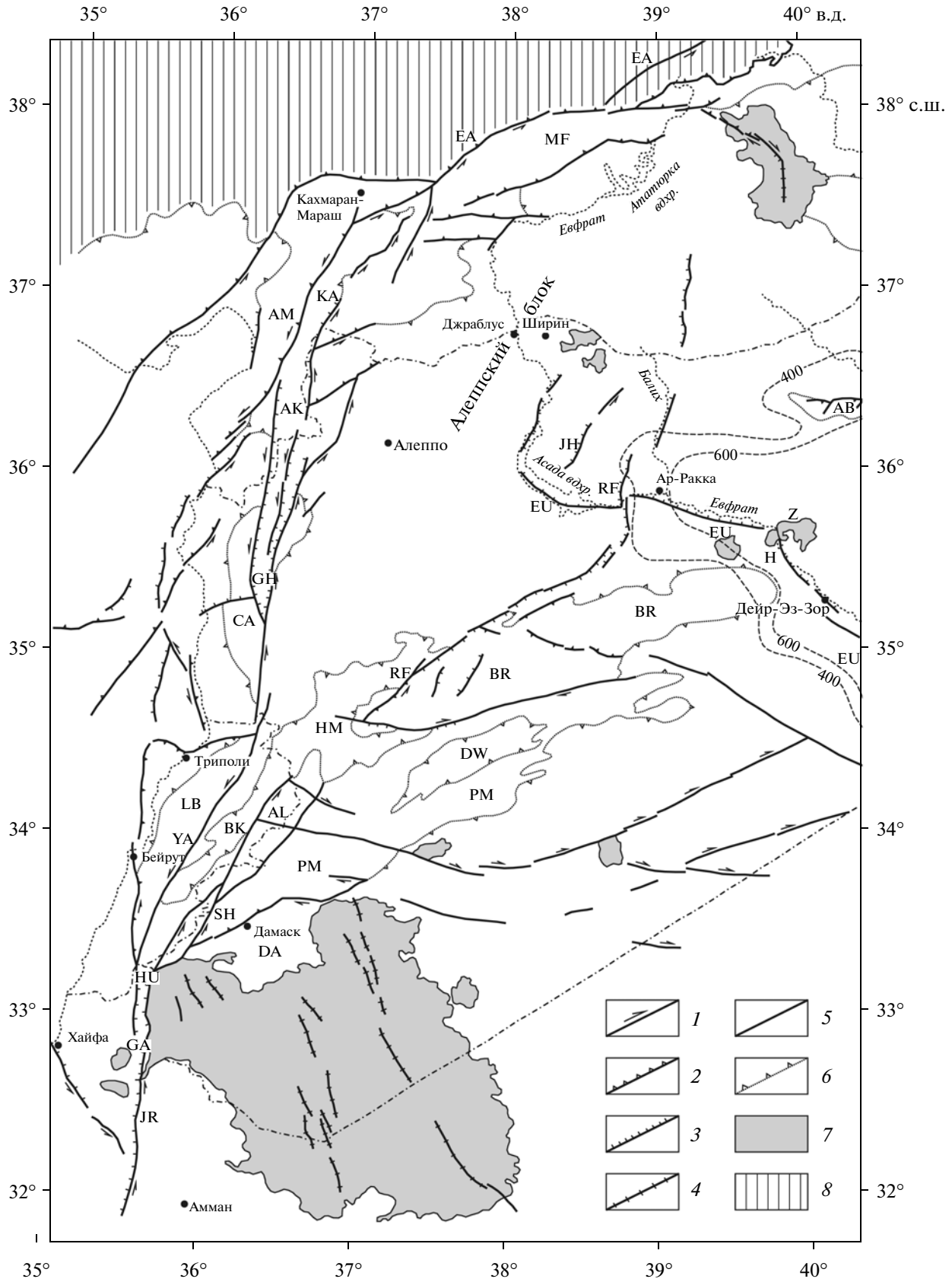
$$E = 10^{(8.1+0.9098(M+1.55))}$$

Рассматриваемые ниже землетрясения Альпийско-Гималайского пояса — коровые и, как правило, приурочены к крупным зонам активных разломов и сопутствующим им нарушениям. Землетрясение — результат подвижки по разлому или нескольким разломам. Совокупность таких подвижек определяет среднюю скорость движений по разлому. Индивидуальная подвижка может быть подсчитана по сейсмическим параметрам землетрясения. При сильных землетрясениях происходят подвижки и деформации земной поверхности и приповерхностного грунта в зоне разлома, которые выявляются геолого-геоморфологическими методами. По смещениям геологических тел определенного возраста оцениваются средние скорости движений по разлому, например, за голоцен или поздний голоцен, близкий по своей продолжительности к интервалу времени, рассматриваемому в данной статье. В некоторых случаях установленное смещение или его вертикальная компонента может интерпретироваться как кумулятивный эффект нескольких выявленных землетрясений. Все это позволяет сопоставить индивидуальные события и их усредненные характеристики, т.е. “перекинуть мостик” между бытовым и геологическим временем.

На основе анализа временных рядов сейсмичности С.А. Федотов [9] ввел понятие сейсмического цикла, отражающего вариации числа и силы землетрясений в активных зонах с более или менее выдержанным периодом повторяемости. Такие циклы выделяются во многих, хотя и не во всех активных зонах и обычно интерпретируются как периодический сброс накопленной в них упругой деформации. При этом скорость накопления деформации представляется постоянной.

Рис. 1. Элементы позднеплиоцен-четвертичной (последние ~3.5 млн лет) структуры северной части Аравийской плиты. Изопахиты миоцена 400 и 600 м показывают структуру Месопотамского прогиба

1 — сдвиги; 2 — взбросы и надвиги; 3 — сбросы; 4 — раздвиги; 5 — разломы с неизвестным типом смещения; 6 — границы поднятий и впадин; 7 — позднекайнозойские базальты; 8 — Альпийско-Гималайский пояс. *Поднятые антиклиналы и зоны поднятий:* АВ — Абдель-Азиз; АЛ — Антиливан; ВР — Бишри, Северные Пальмириды; СА — Береговой хребет Сирии; ЛВ — Ливанский хребет; МР — пояс Краевых складок Турции; РМ — Южные Пальмириды. *Разломы и зоны разломов:* АМ — Аманос, сегмент ВАР; ЕА — Восточно-Анатолийская зона; ЕУ — Евфратский; ЖН — Бир-Джабель — Хеймер-Кабир; JR — Иорданский сегмент ТММ; RF — Расафе—Файд; SH — Серхайя; YA — сегмент Яммуне ТММ. *Впадины:* АК — Амик; ВК — синклиналь Бекаа; DA — Дамасская; DW — Ад-Дау; GA — впадина pull-apart Галилейского моря, ТММ; GH — впадина pull-apart Эль-Габа, ТММ; HM — Хомская; HU — впадина pull-apart Хула, ТММ; KA — грабен Карасу



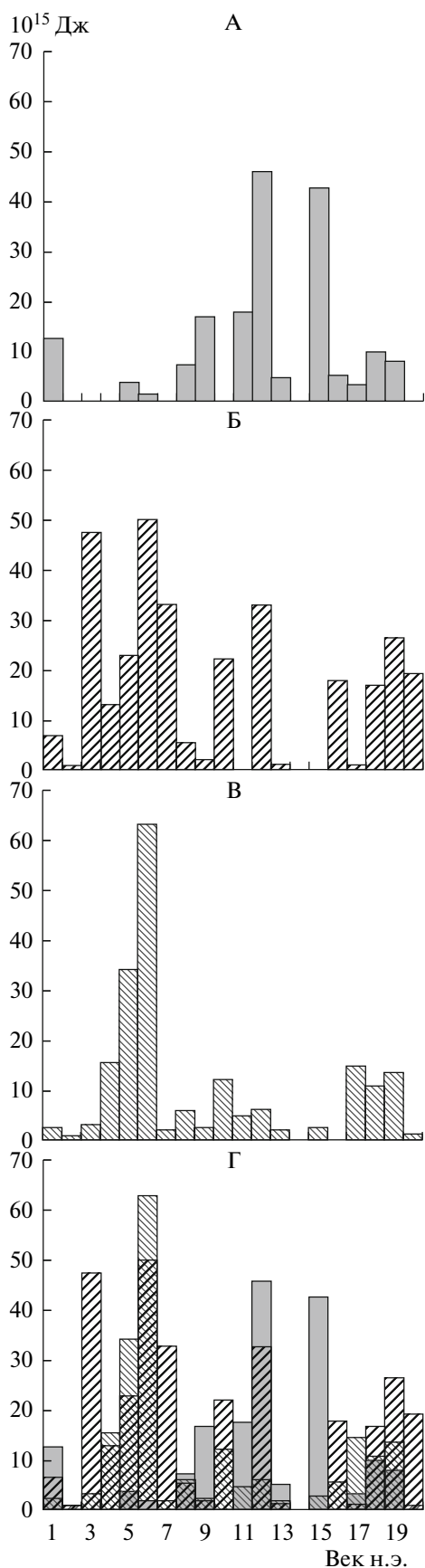


Рис. 2. Гистограммы временного распределения столетней сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с магнитудами $M_S \geq 5.7$: А – южный и центральный подsegmentы зоны разломов Эль-Габ; Б – северный подsegment той же зоны; В – юго-западная часть Восточно-Анатолийской зоны разломов; Г – совмещение гистограмм А–В

Цель этой статьи – показать, что наряду с такими циклами намечаются более продолжительные вариации сейсмичности (гиперциклы), которые, возможно, связаны с изменениями напряженно-деформированного состояния активных зон или их прочностных свойств. Существование гиперциклов обосновывается ниже на примерах отдельных активных зон и центральной части Альпийско-Гималайского пояса в целом.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ТРАНСФОРМЫ МЕРТВОГО МОРЯ

Трансформа Мертвого моря ТММ является западной границей Аравийской литосферной плиты. На севере ТММ состоит из нескольких ветвей [4, 8, 18, 37, 45]. Это возникшие в плиоцене главные segmentы ТММ, Яммуне в Ливане и Эль-Габ в Сирии и Южной Турции, и оперяющие их разломы Рашайя, Серхайя, Св. Симеона и более мелкие, а также унаследованные от миоценовой структуры ТММ разлом Роум и продолжающая его на континентальном склоне Средиземного моря зона Тартусского разлома (рис. 1). Все перечисленные разломы демонстрируют признаки позднечетвертичных левосдвиговых смещений с подчиненной вертикальной компонентой, причем унаследованные разломы характеризуются относительно слабой современной активностью. Зона разлома Эль-Габ на севере сочленяется с юго-западным окончанием активной Восточно-Анатолийской зоны разломов ВАЗР, которая характеризуется левыми взбросо-сдвиговыми смещениями и западнее переходит в активное южное обрамление Кипрской дуги с признаками вялой субдукции.

Предметом рассмотрения являются землетрясения последних двух тысячелетий зоны Эль-Габ, состоящей из трех подsegmentов, южного, центрального и северного, различных по своему строению [4, 8, 37]. Анализируются исторические землетрясения с магнитудами $M_S \geq 5.7$ и землетрясения XX в. с магнитудами $M_S \geq 5.0$ (табл. 1). Из-за неточности привязки эпицентров исторических землетрясений мы не можем уверенно отнести землетрясения на стыке Эль-Габа и ВАЗР к одной из этих зон. Поэтому пока исключим из рассмотрения северный подsegment и ограни-

Таблица 1. Каталог сильных и ощутимых землетрясений зоны разлома Эль-Габ и юго-запада Восточно-Анатолийской зоны разломов, Сирия и ее окружениеА. Каталог исторических землетрясений с магнитудами $M_S \geq 5.7$

№	Год	Месяц	День	Зона	Ссылка	φ	λ	M_S	I_0	H
1.	37	—	—	1	40	36.0	36.3	6.2	7–8	15
2.	47–48	—	—	1	17	35.7	36.30	6.7	7	20
3.	53	—	—	1	36, 38	36.2	36.5	7.0	8	30
4.	75	—	—	4	22	38.8	41.3	6.5	10	
5.	76–82–94	—	—	2, 4	30, 34, 40	36.25	36.10	6.5	7	16
6.	97	—	—	4	26	37.3	36.3	6.2	9	
7.	128–130	—	—	2, 4	29, 34, 40	37.30	36.80	6.0	6–7	
8.	220	—	—	2, 4	29, 38	36.30	36.10	6.1	—	—
9.	245	—	—	4	34, 38, 40	37.30	36.50	7.6	10	—
10.	272	—	—	2, 4	29, 34, 38	36.25	36.10	6.1	>6	
11.	290	5	14	2, 4	29	36.25	36.10	6.1	—	—
12.	293	3	06	4	17	37.06	35.80	7.4	—	—
13.	334	—	—	2, 4	30, 34, 40	36.5	36.1	6.8	9	
14.	344–345	—	—	2, 4	34, 40	36.25	36.10	5.7	5–6	
15.	348–349	—	—	2, 4	17, 26, 30, 34	36.25	36.10	7.0	8–10	23
16.	394–396	—	—	2	30, 36, 38, 40	36.3	36.3	6.5	7–8	
17.	419	—	—	2, 4	17, 26, 34	36.25	36.10	6.1	7–8	—
18.	458	9	14	1	17, 29, 34, 38	36.2	36.4	7.7	9	20
19.	477	—	—	1	40	35.3	35.9	5.7	—	—
20.	494	—	—	1	34, 38	35.80	36.30	6.6	8	25
21.	499–500	—	—	4	14, 22, 26, 30, 34, 40,	38.13	38.63	7.5	8–10	—
22.	517–518	—	—	4	29, 40	37.20	35.90	6.1	—	—
23.	518	5	—	2, 4	29, 40	36.25	36.10	6.1	—	—
24.	521	—	—	2, 4	30	36.88	36.60	7.4	—	40
25.	524	—	—	4	29, 40	37.30	36.30	6.1	—	—
26.	526	5	20/29	2, 4	19, 27, 34, 38, 43	36.2	36.1	7.5	10	—
27.	528	11	29	2	27, 34, 38	36.25	36.83	7.5	10–11	—
28.	553	—	—	2, 4	38, 40	36.3	36.1	5.7	—	—
29.	557	10	19	1	29, 38	36.1	35.55	6.0	—	—
30.	565–571	—	—	1	29, 38	36.0	36.20	6.0	7–8	30
31.	580–581	—	—	2	26, 34, 40	36.25	36.30	5.7	—	—
32.	587–588	9/10	30/31	4	26, 34, 40	37.50	36.00	6.9	9	—
33.	634	—	—	3	30, 35, 36	36.23	37.17	6.3	8	
34.	639	—	—	2	38, 40	36.3	36.1	5.7	—	—
35.	678	—	—	4	26	38.20	39.50	7.7	10	26
36.	713	2	28	1	26, 30, 35, 36, 38	35.70	36.30	7.0	9	—
37.	717	12	24	2, 4	29, 38, 40	36.25	36.10	6.1	—	—
38.	757	3	09	4	35, 36, 38	37.00	35.60	5.7	7	
39.	775	—	—	4	29, 38	36.95	35.58	6.7	—	—
40.	791	—	—	2	30, 38, 40	36.2	36.7	6.8	—	30
41.	803	—	—	4	34, 35, 36	37.0	35.6	6.0	8	
42.	835	—	—	4	26, 30, 35, 36, 38, 40	36.8	36.3	6.1	>7	
43.	860	1	—	1	17, 29, 38	35.70	36.40	7.4	9–10	33
44.	867	—	—	3	34, 40	36.25	36.10	6.5	9	
45.	951	9	—	3	34, 38, 43	36.20	37.20	6.8	8–9	—
46.	963	7	22	2	29, 38, 40	36.60	37.0	6.1	—	—
47.	972	10	12	2	26, 29, 40	36.60	37.00	6.9	9	—
48.	995	12	31	4	14, 22, 30, 40,	38.7	40	7.5	—	—
49.	1002–1003	—	—	2	30, 38	36.50	36.50	6.8	>8	—
50.	1091	9/10	26/06	1	29, 38	36.35	36.10	7.4	9	—
51.	1094	4–5	—	1	34, 38, 43	35.90	36.30	6.0	6	—

Таблица 1. (Продолжение)

№	Год	Месяц	День	Зона	Ссылка	φ	λ	M_S	I_0	H
52.	1114	11		4	38	37.30	36.50	7.7	9	40
53.	1138	10	11/26	3	33–36, 38, 40	36.3	37.2	6.8	10	
54.	1140–1141			3	29, 38	36.23	37.17	6.1	7	–
55.	1157	4	02/04	1	38	35.50	36.50	6.0	7	22
56.	1157	7	13	1	19, 35, 38	35.20	36.60	6.6	8	25
57.	1157	8	12	1	12, 14, 35, 38	35.40	36.50	7.4	9–10	15
58.	1170	6	29	1	14, 26, 31, 34–36, 38	35.0	36.30	7.7	9–10	35
59.	1183–1190	9	–	1	29	36.00	36.30	6.1	–	–
60.	1212			2, 4	29, 38	36.20	36.10	6.1		
61.	1222			3	29, 38	36.3	37.1	5.9		
62.	1290–1292			1	34, 38	35.15	36.73	6.8	8	–
63.	1403	12	18	3	38	36.20	37.10	5.7	–	–
64.	1404	2	20	1	35, 36, 38	35.70	36.20	7.4	9	30
65.	1404	11–12		1	35, 36, 38	35.70	36.20	5.7	6	
66.	1407	4–5	–	1	12, 14, 16, 29, 35, 38,	35.7	36.4	7.0	10	–
67.	1408	12	29	1	16, 35, 36, 38	35.80	36.10	7.4	9–10	25
68.	1484	3/4	29/27	2	35, 36, 38	36.20	36.75	6.4	7	–
69.	1513			4	22, 30, 34	37.5	36.5	7.4		
70.	1537	1	07	1	29, 30, 38	35.8	36.3	6.4		20
71.	1568	10	10	4	38	35.50	35.50	6.0	8	12
72.	1577	1	28	1	30, 35, 38	35.50	36.50	6.6	–	–
73.	1610	3	7	2	13, 38	36.2	36.8	5.7	>6	
74.	1626	1	21	2	13, 38	36.50	37.10	7.3	9	20
75.	1656	2		1	19, 35, 38, 40	34.60	36.40	6.6	8–10	–
76.	1691			4	22	38.6	40	6.0	8	
77.	1719	3		2	29, 35, 40	36.50	36.9	6.4	>7	20
78.	1726	4	15	2	29, 38, 40	36.30	36.60	6.1	8	15
79.	1738	9	25	2, 4	38	36.70	36.50	6.2	8	10
80.	1752	7	21	4	38, 40	35.20	35.30	6.8	>7	–
81.	1759	1	12	4	22	38.3	38.3	6.5	9	
82.	1759	2	17	3	34, 38, 43	36.20	37.10	6.6	8	–
83.	1760	1		2	34, 35	36.2	36.8	6.4	8	–
84.	1765			1	13, 35, 40	34.50	36.35	6.4	–	–
85.	1779	6	08	3	13, 29	36.20	37.10	5.7	–	–
86.	1783	7	20	1	30, 35, 40	35.6	36.40	6.5	–	–
87.	1789	5	29	4	14, 22, 30, 34	39.0	40.0	7.0	8	
88.	1796	4	26	1	12, 13, 34, 35, 38	35.30	36.30	6.8	8–9	20
89.	1822	8	13	1	11, 19, 35, 36, 38, 42	36.10	36.75	7.0	9	18
90.	1822	9	05	1	36, 38	36.10	36.75	5.7	7	
91.	1831	2	22	3	29, 38, 40	36.20	37.10	5.7	>5	–
92.	1845–1847			4	38, 40	36.60	36.10	5.7	–	–
93.	1859	1	24	4	35, 38	34.70	35.25	5.7	–	–
94.	1866	7	20	4	3, 40, 42	38.4	39.4	6.1	8	15
95.	1872	4	03	2	11, 12, 19, 29, 36, 38	36.2	36.50	7.2	9–10	10
96.	1872	5	15	2, 4	40	36.2	36.1	5.7		
97.	1874	5	03	4	14, 22, 30, 40, 42	38.5	39.5	7.1		14
98.	1875	3	03/27	4	3, 19, 22, 40, 42	38.5	39.5	6.7	9	
99.	1884	6	06	3	38	36.30	37.20	5.7	>5	–
100.	1893	3	12/31	4	14, 22, 30, 33, 40, 42,	38.10	38.40	7.1	9	21
101.	1894	5	14	4	30	36.60	35.60	6.1	–	30

Таблица 1. (Окончание)

В. Каталог инструментальных землетрясений с магнитудами $M_S \geq 5$, 1900–2000 гг.

№	Год	Месяц	День	Ч:мин	Зона	Ссылка	φ	λ	M_r	I_0	H
1.	1900	11	10	16:23	4	30	38.08	38.72	5.4		
2.	1905	12	04	07:04	4	14, 30	38.12	38.63	6.8	9	18
3.	1905	12	04	09:40	4	28, 30, 35	38.0	38.3	5.8		
4.	1908	2	17	03:00	4	28, 30, 34	37.4	35.8	6.0	8	33
5.	1908	09	28	06:28	4	3, 30	38.5	39.2	6.1	6	32
6.	1908	10	30	11:00	4	25, 30	37.6	36.8	5.4		
7.	1915	12	25	06:06	4	25, 30	36.47	36.14	5.4		10
8.	1921	10	05	19:09	4	25	36.4	35.2	5.5		33
9.	1931	05	06	20:22	4	25, 30	38.24	39.15	5.0		40
10.	1936	06	14	17:01	4	30	36.5	36.0	5.5		
11.	1948	08	18	19:06	4	25, 30	38.9	39.4	5.0		10
12.	1949	04	25	23:09	4	25, 30	38.27	38.99	5.3		80
13.	1950	11	08	10:07	4	25, 30	38.3	39.1	5.2		33
14.	1951	04	08	21:38	4	25, 28, 30, 34	36.58	35.85	5.8	8	
15.	1953	03	24	21:17	2	25, 30	37.02	37.0	5.2		10
16.	1961	06	01	16:31	4	25, 30	37.65	36.76	5.0		40
17.	1964	06	14	12:15	4	25, 30, 33, 34	38.10	38.50	6.0		10
18.	1967	04	07	18:33	4	33	37.345	36.175	5.0		33
19.	1971	05	22	16:43	4	14, 21, 22, 25, 30, 33	38.85	40.52	6.8	8–9	20
20.	1971	06	29	09:08	2	30, 33	37.12	36.84	5.3		35
21.	1971	07	11	20:12	2	21, 30, 33	37.17	36.8	5.6		16
22.	1971	08	17	04:29	2	33	37.099	36.819	5.0		33
23.	1979	09	12	16:14	4	33	38.662	39.803	5.0		10
24.	1981	01	20	08:27	4	33	38.079	38.473	5.1		10
25.	1986	05	05	03:35	4	25, 30, 33	38.00	37.80	5.9		8
26.	1986	06	06	10:39	4	25, 30, 33	38.01	37.91	5.7		10
27.	1986	08	03	01:33	2	33	37.20	37.30	5.0		12
28.	1991	04	10	01:08	4	33	37.359	36.221	5.2		10
29.	1992	05	07	19:15	4	33	38.698	40.143	5.0		18
30.	1994	01	03	21:00	4	33	37.002	35.842	5.0		26
31.	1997	01	22	17:57	4	33	36.25	35.951	5.7		10
32.	1997	01	22	18:24	4	33	36.239	35.922	5.2		10
33.	1997	01	22	18:27	4	33	36.275	35.997	5.3		10
34.	1998	05	09	15:38	4	33	38.278	38.988	5.1		10

Примечание. φ , λ – широта и долгота эпицентра; M_r – тип магнитуды, указанный источником информации; I_0 – интенсивность в эпицентре; H – глубина гипоцентра; номера ссылок на источники соответствуют их номерам в списке литературы; зоны: 1 – юг и центр Эль-Габа, 2 – север Эль-Габа, 3 – Алеппский блок, 4 – ЮЗ ВАЗР.

чимся южным и центральным (между 34.5° и 36.15° с.ш.). Здесь с начала I в. н.э. зарегистрировано 30 исторических землетрясений с $M_S \geq 5.7$ и ни одного землетрясения с $M_S \geq 5.0$ в XX в.

Анализируя временное распределение количества выделенной землетрясениями сейсмической энергии, обнаруживаем, что сильные землетрясе-

ния повторялись с периодичностью 350 ± 50 лет (табл. 2; рис. 2А). Эту повторяемость, подкрепленную в южном подсегменте Эль-Габа данными архео- и палеосейсмологических исследований [31], можно рассматривать, как проявление сейсмических циклов. Вместе с тем, оказывается, что количество энергии, выделенной в максимальную фазу сейсмического цикла, изменяется от

Таблица 2. Количество энергии (10^{15} Дж), выделенной землетрясениями зоны разлома Эль-Габ и юго-запада Восточно-Анатолийской зоны разломов на территории Сирии и ее окружения

Век н.э.	Юг + центр Эль-Габа	Север Эль-Габа	ЮЗ ВАЗР	Век н.э.	Юг + центр Эль-Габа	Север Эль-Габа	ЮЗ ВАЗР
1	13	2.7	6.8	11	17.93	5	0
2	0	0.93	0.93	12	45.34	6.1	33
3	0	3.3	47.3	13	5	1.86	1.1
4	0	15.8	13.1	14	0	0	0
5	3.8	34.1	23.1	15	42.1	2.7	0
6	1.86	63.1	49.83	16	5.5	0	17.93
7	0	2.2	33	17	3.3	14.5	0.93
8	7.6	6.1	5.6	18	9.9	10.7	16.7
9	17	2.7	2.03	19	8.1	13.5	26.3
10	0	12.2	22	20	0	1.01	19.36

цикла к циклу. Оно имеет умеренную величину в I в., еще более уменьшается в V в., а затем нарастает, достигая максимума в XII в. Количество выделенной энергии уменьшается, оставаясь достаточно высоким в максимальную фазу следующего цикла (XV в.), а затем резко спадает вплоть до полного отсутствия землетрясений с $M_S \geq 5.0$ в XX в. Таким образом, намечается сейсмический гиперцикл с периодом ~ 1800 лет, накладывающийся на цикличность 350 ± 50 лет.

В XII в. на юге и в центре Эль-Габа произошло несколько сильных сейсмических событий, среди которых сильнейшим было землетрясение 29 июня 1170 г. с $M_S = 7.7$. По макросейсмическим данным [19, 35, 38, 41], очерчивается область сотрясений интенсивностью VIII баллов *MSK*, протягивающаяся вдоль зоны Эль-Габ от Джубейла и Баальбека до Шайзара и Алеппо (рис. 3). Триполи был разрушен полностью, и там интенсивность могла достигать IX баллов. Это дало основание поместить эпицентр на границу зон разломов Эль-Габ и Яммуне [38]. Другие исследователи, опираясь на данные о значительных разрушениях в Алеппо и Латакии, помещали эпицентр во впадину pull-apart центрального подсегмента Эль-Габа [14, 19].

Однако сведения о пострадавших в 1170 г. населенных пунктах не охватывают территорию, непосредственно примыкающую к зоне Эль-Габ. Рассмотрим данные об этой зоне. На ее южном окончании находится крепость Крак де-Шевалье. С XI в. она принадлежала Ордену Госпитальеров, пока не была занята мамелюками в 1271 г. Если исключить небольшие позднейшие реконструк-

ции, возведение основных сохранившихся по сей день сооружений крепости было закончено к 1207 г. Как показали археологические исследования в ее южной части, они были построены на месте разрушенных прежних сооружений. Так, одна из круглых южных башен возведена на месте полностью разрушенной башни, сохранившееся основание которой имеет прямоугольные очертания. Южный акведук, снабжавший крепость водой, несет следы двукратного разрушения и восстановления. Когда произошли эти разрушения? Исторические источники сообщают о воздействии на крепость землетрясений 1157, 1170 и 1202 гг. Разрушения 1157 г. не были значительными, поскольку тогда и сразу после 1157 г. крепость сохраняла свою оборонительную роль. Восстановление разрушенной крепости было закончено к 1188–1189 гг., когда она выдержала натиск армии Салах Ад-Дина (Саладина). Позднее она атаковывалась неоднократно, но оставалась форпостом крестоносцев до 1271 г., несмотря на землетрясение 1202 г. Таким образом, основные разрушения крепости связаны с землетрясением 1170 г. и указывают на интенсивность его воздействия около IX баллов.

Второй объект, важный для оценки интенсивности сотрясений 1170 г. – римский акведук в южном подсегменте зоны Эль-Габ возле с. Аль-Хариф (см. рис. 3). По археологическим данным, акведук был сооружен в I в. до н.э. – I в. н.э. не ранее 63 г. до н.э. и смещен по разлому на ~ 12 м [4, 31, 37, 39]. Тренчинг в зоне разлома показал, что это смещение является кумулятивным эффектом не менее 3 сильных землетрясений, последним из которых было событие 1170 г. [31]. При нем по-

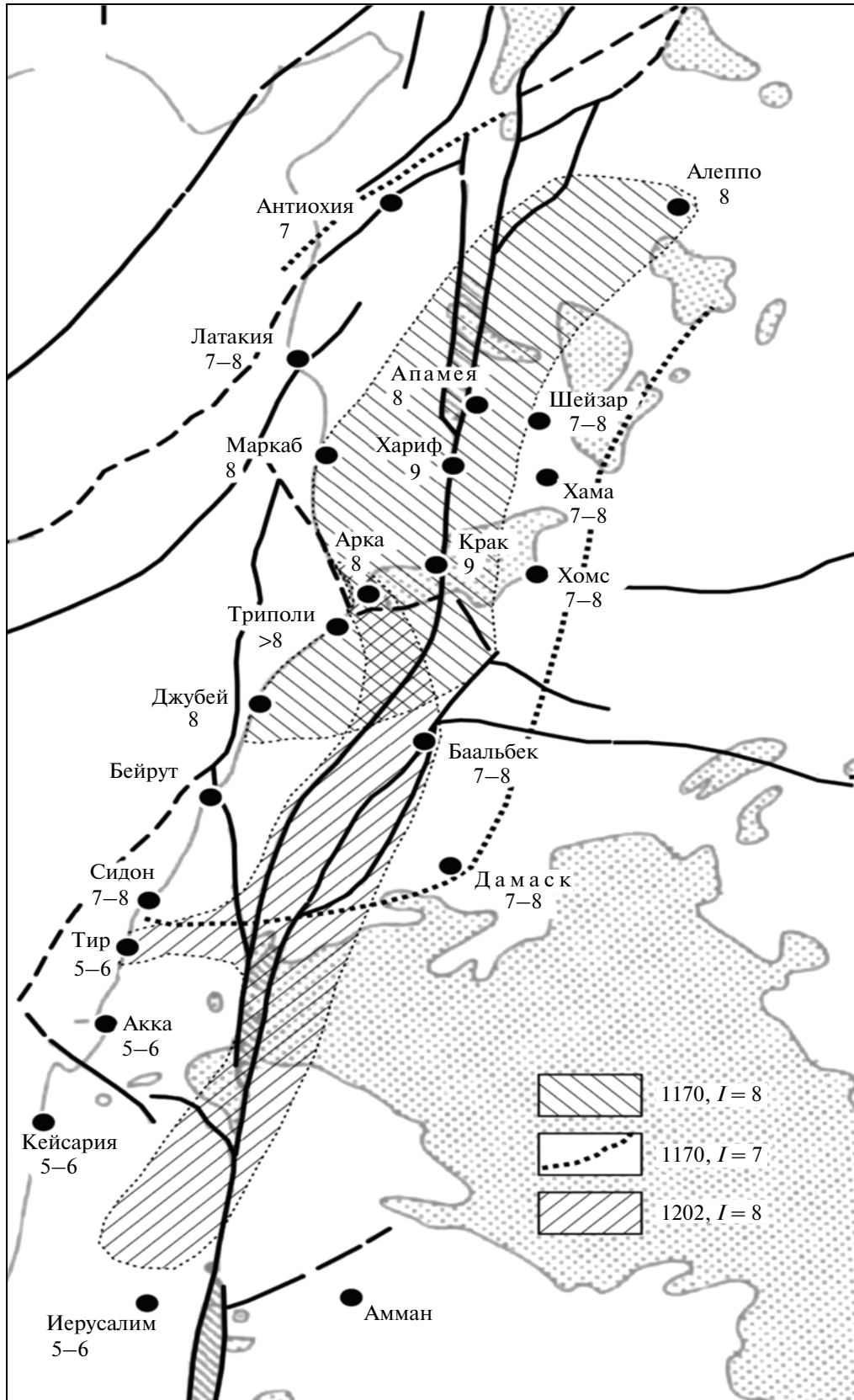


Рис. 3. Карты изосейст землетрясений 29 июня 1170 г. [4] и 20 мая 1202 г. [15]

движка по разлому могла достигать 4 м, а интенсивность сотрясений вблизи акведука – IX–X баллов *MSK*.

Таким образом, вдоль южного подсегмента зоны Эль-Габ можно предположительно выделить область IX-балльных сотрясений 1170 г. и поместить эпицентр внутри этой полосы. Судя по протяженности областей сотрясений в VIII и IX баллов и предполагаемой величине сейсмогенного смещения, магнитуда землетрясения достигала $M_S = 7.7$. Именно такие параметры землетрясения 1170 г. представлены в табл. 1. По размерам эпицентральной области и магнитуде сейсмическое событие 1170 г. соизмеримо с землетрясением 20 мая 1202 г. ($M_S = 7.6$). Его эпицентр приурочен к сегменту Яммуне ТММ, но VIII-балльная изосейста, охватывая его, распространяется и на значительную часть Иорданского сегмента ТММ [15] (см. рис. 3).

С тектонофизической точки зрения всякое тектоническое землетрясение означает превышение действующими напряжениями предела прочности горных пород (за счет роста напряжений или падения прочности). Сила (магнитуда) землетрясения зависит от объема пород, где этот предел достигается и снимаются накопленные напряжения (упругая деформация). В данном случае это объем пород разломной зоны Эль-Габ. Поскольку все землетрясения здесь происходили в земной коре на близких глубинах, такой объем определялся длиной активизированной части зоны ТММ, которая на пике возрастания скорости накопления упругой деформации (землетрясение 1170 г., $M_S = 7.7$) сравнялась с полной длиной сегмента Эль-Габ (~230 км), а при других землетрясениях была меньше.

Спаду сейсмичности после первого десятилетия XV в. и современному сейсмическому затишью на юге и в центре зоны Эль-Габ предложены два противоположных объяснения. Первое – спад и затишье являются предвестниками предстоящего в недалеком будущем сверхсильного землетрясения [31]. Второе – спад и затишье отражают падение уровня сейсмической активности в рассматриваемой зоне [4]. Если следовать тенденции гиперцикла, магнитуда сильного землетрясения, которого можно ожидать в будущем в соответствии с сейсмической цикличностью, скорее всего, не будет превышать магнитуд землетрясений цикла конца XVIII в. – начала XIX в. ($M_S = 6.5–7.0$) и, во всяком случае, не достигнет $M_S = 7.7$ землетрясения 1170 г. Второй сценарий становится более правдоподобным, если предположить, что количество выделенной сейсмической энергии варьировало пропорционально ско-

рости накопления упругой деформации в зоне разлома. Посмотрим, насколько это предположение оправдано.

За продолжительное время накапливавшаяся упругая деформация реализовалась сейсмогенными смещениями и остаточными деформациями в зоне разлома. Сегмент Эль-Габ ТММ возник в плиоцене 4–3.5 млн лет назад, и средняя скорость последующего плиоцен-четвертичного левого сдвига по нему оценена в 5 ± 1 мм/год [4, 37]. Эта величина определена двумя способами. В работах [23, 24] представлены результаты сопоставления элементов позднемiocен-раннеплиоценовой вулканической структуры по обе стороны разлома. Они смещены влево на 16–20 км. Другой способ определения амплитуды сдвига основан на отождествлении офиолитовых разрезов районов Бассита и Курд-Дага и сопоставлении положения их юго-восточной границы. Западнее северного подсегмента зоны такой границей служит Латакийский разлом, а восточнее – разлом Аафрин. Оба разлома простираются на северо-восток косо к зоне Эль-Габ, которая там имеет ширину ~20 км. Это вносит неопределенность в оценку амплитуды сдвига, которая не может быть определена точнее, чем те же ~16–20 км [4]. Такая амплитуда смещения за последние 4–3.5 млн лет и дает среднюю скорость сдвига $\sim 5 \pm 1$ мм/год. Аналогичная средняя скорость сдвига получена суммированием сдвиговых смещений мелких долин и других форм рельефа, признанных голоценовыми по морфологическим признакам, на 26-километровом отрезке южного подсегмента Эль-Габа между с. Сахлие и с. Эль-Бейда [8] и, таким образом, представляет собой достаточно устойчивую характеристику.

Пятикратные GPS измерения, выполненные в 2004–2008 гг. вокруг южного и центрального подсегментов Эль-Габа российско-сирийской рабочей группой (RAS–GORS), выявили в южном подсегменте сдвиг на 1 мм/год, сочетающийся с компонентой поперечного укорочения, а в центральном подсегменте – поперечное укорочение без значимого сдвига [4, 44]. Аналогичные GPS измерения, выполненные вокруг Эль-Габа на других реперах американо-сирийской рабочей группой в 2000, 2007 и 2008 гг., дали накопление упругой деформации, соответствующее скорости сдвига, не превышающей 2–3 мм/год [10]. Таким образом, два независимо проведенных исследования показали, что скорость современного сдвига в зоне Эль-Габ уступает средней долговременной скорости сдвига в 2–3 раза. Вместе с тем, упомянутое 12-метровое смещение римского акведука, построенного поперек зоны Эль-Габ в I в. до н.э. – I в. н.э. не ранее 63 г. до н.э., дает

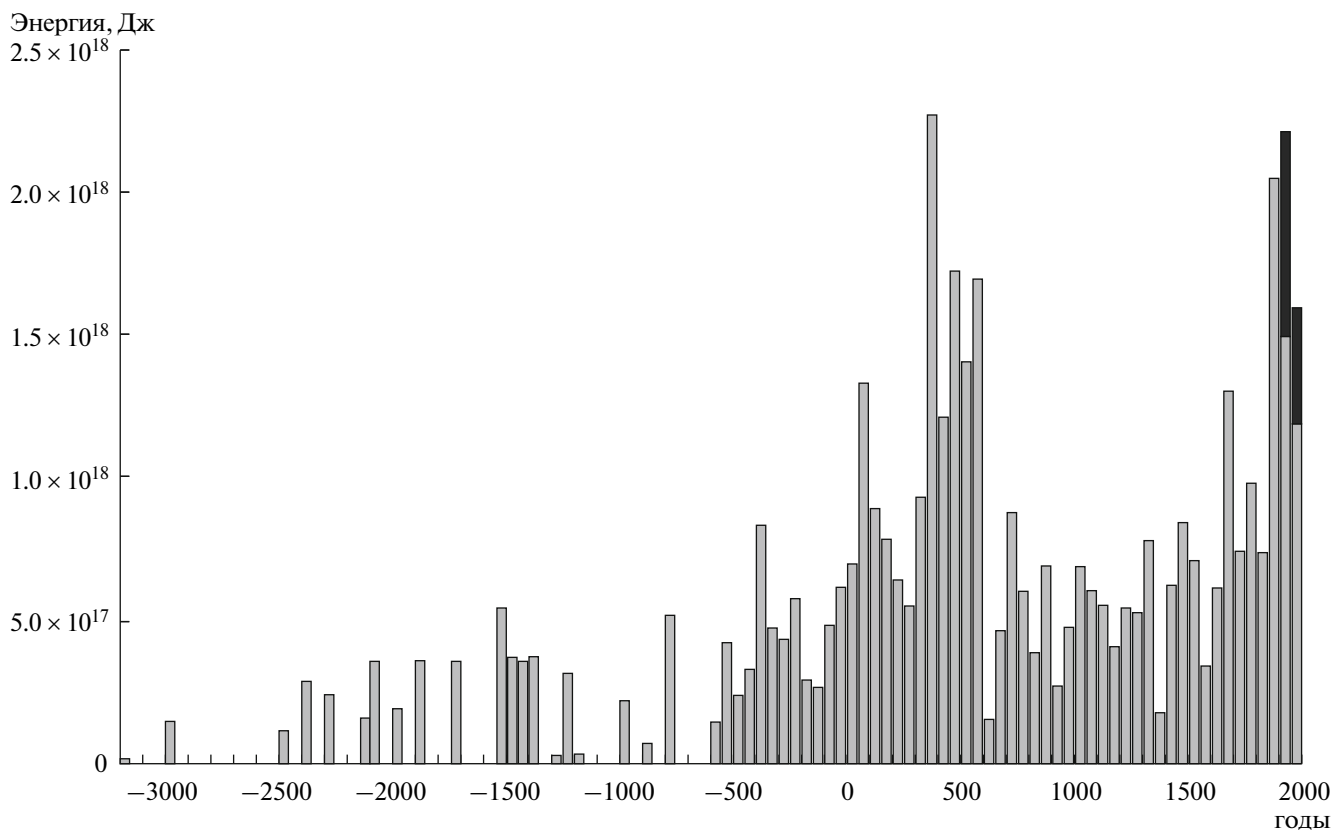


Рис. 4. Гистограмма количества сейсмической энергии (в Дж), выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5.7$ в центральной части Альпийско-Гималайского горного пояса с 3200 г. до н.э. до конца XX в., перестроенная с поправками на неполное выявление сильных доинструментальных землетрясений и площади их устойчивой регистрации [7]

Гистограмма построена по 50-летним временным интервалам. Энергия, выделенная промежуточными (очаги глубже 70 км) землетрясениями XX в., показана темным цветом

среднюю скорость сдвига за последние два тысячелетия ~ 6 мм/год. Если допустить, что современная малая скорость накопления деформации, выявленная GPS измерениями, присуща не только последнему десятилетию, а более продолжительному интервалу времени (например, последним несколькими столетиями), в предыдущие столетия после постройки акведука скорость была значительно больше 6 мм/год. Таким образом, предположение, что выделенная землетрясениями Эль-Габа сейсмическая энергия варьировала пропорционально и в зависимости от изменений скорости накопления упругой деформации, оказывается вполне правдоподобным.

Распределение количества сейсмической энергии, выделенной в течение двух последних тысячелетий сильными землетрясениями на юге и в центре Эль-Габа, сопоставлено с аналогичными распределениями в северном подсегменте Эль-Габа и соседней части ВАЗР юго-западнее 39° с.ш. и 40° в.д. (см. табл. 2 и рис. 2В). На юго-западе ВАЗР улавливаются проявления цикличности с периодом ~ 300 лет, подобные тем, что об-

наружены на юге и в центре Эль-Габа, но они выражены менее четко. Нечеткость может быть обусловлена тем, что рассматриваемая часть ВАЗР состоит из отдельных субсегментов, а юго-западнее разделена на несколько ветвей, которые могут различаться режимами развития. Вместе с тем, намечаются более долгопериодные вариации, выраженные количеством сейсмической энергии, выделенной в пиковые фазы циклов, но они подчиняются иной закономерности, чем на юге и в центре Эль-Габа. Это количество достигало максимума в III–VII вв. (с пиками в III и VI вв., что близко к временному распределению сейсмичности в соседних частях Альпийско-Гималайского пояса, где известно как “византийский пароксизм” [6]). Затем имели место постепенный спад с минимумом в XIV в. и новое возрастание количества выделенной сейсмической энергии с максимумом в XIX в. Таким образом, и здесь намечается гиперцикл, но его период (1300–1600 лет) и возраст аналогичных фаз отличаются от таковых на юге и в центре Эль-Габа. Возможно, это отражает различия в изменениях напряженно-дефор-

мированного состояния двух крупнейших зон Ближнего Востока.

Что же касается северного подсегмента Эль-Габ, то там сейсмические циклы прослеживаются плохо, и более долгопериодные вариации не обнаруживают четкой закономерности (см. рис. 2В). Вероятно, это является результатом интерференции геодинамических особенностей зоны Эль-Габ и ВАЗР (см. рис. 2Г).

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА

Для анализа временного распределения сейсмичности в центральной части Альпийско-Гималайского пояса между 15° и 80° в.д. использован сводный каталог сильных ($M_S \geq 5.7$) землетрясений, приведенный в работе [6] и откорректированный по вновь полученным данным. Сводный каталог охватывает последние 5000 лет, т.е. весь поздний голоцен. Он составлен на основе других каталогов инструментальных и исторических землетрясений, проявившихся в указанном регионе, многочисленных публикаций об отдельных сейсмических событиях и сведениях о проявлениях архео- и палеосейсмичности. Каталог выявил в некоторых хорошо изученных зонах активных разломов наличие сейсмических циклов с периодами от 300 до 700–800 лет, которые не совпадали по времени. Вместе с тем, представленный целиком на гистограмме, показывающей суммарное выделение сейсмической энергии в течение 50-летних интервалов времени, каталог позволил наметить более продолжительные вариации сейсмичности. Однако они выделялись ненадежно из-за подавляющего количества сейсмической энергии, выделенной в XIX и XX вв. Очевидно, это связано с полнотой регистрации сильных землетрясений. В XX в. они регистрировались инструментально и, в частности, включали события больших и промежуточных глубин (>70 км), которые улавливались ненадежно или не регистрировались вовсе по историческим источникам. Полнота исторических данных убывала со временем вплоть до регистрации единичных событий второй половины I тысячелетия до н.э. Более древние землетрясения известны только по данным архео- и палеосейсмологии, которые относятся к ограниченному числу мест, где проводились соответствующие работы.

Чтобы компенсировать неполноту сейсмологической летописи, мы внесли в интерпретацию каталога две поправки [7]. Во-первых, учитывая приблизительную оценку количества незарегистрированных доинструментальных сейсмических событий, аргументированную в работе

Г.Л. Голинского [2], мы увеличили в полтора раза по сравнению с инструментальными землетрясениями XX в. количество сейсмической энергии, выделенной землетрясениями XVIII и XIX вв., и в два раза — более ранними сейсмическими событиями. Во-вторых, исторические землетрясения были нормированы с учетом площадей их устойчивой регистрации [6, 7].

С внесением поправок долговременные вариации сейсмичности обозначились отчетливее (рис. 4). Наряду с “двугорбым” всплеском сейсмичности с середины XVII в. до середины XX в. (пик во второй половине XIX в. — первой половине XX в.) выделился всплеск с середины IV в. до конца VI в. По архео- и палеосейсмическим данным предположительно наметился также всплеск XV–XIII вв. до н.э. Его наращивают, маскируя, сильнейшее землетрясение или землетрясения, связанные с Великим Минойским извержением Санторина второй половины XVI в., очевидно, имеющие иную геодинамическую природу, чем другие анализируемые события. Интервалы времени между сопоставимыми фазами составили 1250–1300 лет между всплесками XVII–XX вв. и середины I тысячелетия н.э. и 1800–1850 лет между вторым из них и предыдущим всплесками. Два последних по времени всплеска близки по времени к фазам усиления сейсмичности на юго-западе ВАЗР (см. рис. 2). Такое сходство закономерно, поскольку все области устойчивой регистрации землетрясений сводного каталога до II тысячелетия н.э. находились в Восточном Средиземноморье и Аравийско-Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского пояса, а ВАЗР — часть этого региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предшествовавшими исследованиями установлено, что в областях высокой позднечетвертичной тектонической активности перемещения в зонах разломов складываются в основном из подвижек при землетрясениях, тогда как медленными движениями в промежутках между такими подвижками в большинстве зон можно пренебречь. Было показано, что во многих активных зонах сейсмичность периодически изменяется, образуя сейсмические циклы продолжительностью в сотни лет. Такая цикличность объясняется тем, что накапливаемая в зоне разлома упругая деформация периодически преодолевает предел прочности пород, проявляясь пиком сейсмичности, и не предполагает изменений скорости накопления упругой деформации, т.е. изменений напряженно-деформированного состояния региона. Складываясь, подвижки при отдельных землетрясениях обеспечивают среднюю скорость перемеще-

ний по разлому, которая остается более или менее постоянной.

Представленные в статье результаты исследований показывают, что в масштабах как отдельных активных зон, так и всего Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса существуют вариации сейсмичности, более продолжительные, чем сейсмические циклы, установленные в тех же регионах. Эти вариации, скорее всего, также имеют циклический характер с периодами 1200–1800 лет и названы в статье гиперциклами. Данные по северной части Трансформы Мертвого моря (южный и центральный подсегменты зоны Эль-Габ) дают основание предполагать, что гиперциклы отражают изменения напряженно-деформированного состояния активной зоны. Эти периодические изменения могут быть обусловлены вариациями как скорости накопления упругой деформации, так и прочностных свойств пород зоны, варьирующих, например, с изменениями проницаемости и, соответственно, воздействия флюидов. Причины выявленной гиперциклическости можно обсуждать лишь сугубо гипотетически. Заслуживают внимания намеченные С.П. Бурлацкой [1] вариации магнитного поля с периодами 1200 и 1800 лет, которые она связывает в конечном счете с движениями на границе мантии и ядра Земли.

В описанных случаях гиперциклическость, по-видимому, имеет волновой характер и потому не изменяет усредненных скоростей движений за более продолжительные отрезки времени. Но бывают и иные ситуации. Так, в Фенноскандии отмечается резкое усиление движений по разломам и сейсмичности в начале голоцена с пиком ~9 тыс. лет назад [32]. Его связывают с наложением на перманентную систему напряжений эффекта гляциоизостатического поднятия в эпоху последней дегляциации (см. литературу в [5]).

Выявленные долговременные вариации сейсмичности, возможно, связанные с изменениями напряженно-деформированного состояния подвижных областей, имеют как теоретическое, так и практическое значение. Во-первых, такие изменения могут обеспечить в фазы усиления активности реализацию геодинамических процессов, которые представляются невозможными при усредненных параметрах системы. К их числу может относиться, например, быстрое перемещение тектонических покровов на значительные расстояния, зафиксированное в некоторых областях Альпийско-Гималайского пояса. Во-вторых, такие вариации сейсмичности следовало бы учитывать при оценке сейсмической опасности территорий. Сейчас такая оценка основана на суммар-

ном анализе сейсмичности в течение всей эпохи зарегистрированных землетрясений. Считается невозможным, чтобы максимальная возможная магнитуда (M_{MAX}) будущего землетрясения была ниже максимальной магнитуды зарегистрированного события. Учет гиперциклов в рамках вероятностной оценки сейсмической опасности может показать, что в пределах изучаемой территории в определенные отрезки времени M_{MAX} окажутся ниже максимальной зарегистрированной магнитуды, и оценка M_{MAX} за те или иные интервалы времени будет отличаться от простой линейной зависимости, определяемой суммарным графиком повторяемости. Однако, пока учет гиперциклов сейсмичности преждевременно предлагать в качестве практической рекомендации. Их изучение делает лишь первые шаги и нуждается в развитии.

Работа поддержана проектом “Эволюция литосферы Альпийско-Гималайского континентального орогенического пояса в позднем кайнозое (олигоцен–квартер) и роль верхнемантийных потоков в ее преобразовании” Программы № 6 ОНЗ РАН и проектом РФФИ № 11-05-00628-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурлацкая С.П. Археомagnetизм: Изучение древнего магнитного поля. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. 248 с.
2. Голинский Г.Л. Определение основных параметров сильных землетрясений для оценки сейсмической опасности территории Туркменистана. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 2000. 28 с.
3. Карапетян Н.К. Сейсמודинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1990. 264 с.
4. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / Отв. ред. В.Г. Трифонов. М.: ГЕОС, 2012. 228 с. + 4 печ. л. цв. вкладок.
5. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с.
6. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.
7. Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.
8. Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж., Джаллад З., Эль-Хаир Ю. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
9. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
10. Alchalbi A., Daoud M., Gomez F. et al. Crustal deformation in northwestern Arabia from GPS measurements in Syria: slow slip rate along the northern Dead Sea

- Fault // Intern. Workshop on active tectonic studies and earthquake hazard assessment in Syria and neighboring countries. Abstracts. Damascus, 2009. P. 23–24.
11. *Ambraseys N.N.* Temporary seismic quiescence: SE Turkey // *Geophys. J.* 1989. Vol. 96. P. 311–331.
 12. *Ambraseys N.N., Barazangi M.* The 1759 earthquake in the Bekaa Valley; implication for earthquake hazard assessment in the Eastern Mediterranean region // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 4007–4013.
 13. *Ambraseys N.N., Finkel C.* The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review (1500–1800). Istanbul: Muhittin Salih EREN Publ., 1995. 240 p.
 14. *Ambraseys N.N., Jackson J.A.* Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region // *Geophys. J. Intern.* 1998. Vol. 133. № 2. P. 390–406.
 15. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202 // *Historical seismograms and earthquakes of the world.* W. Lee (ed.). San Diego: Academic Press, 1988. P. 181–200.
 16. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria // *Ann. Geophys.* 1995. Vol. 38. № 3–4. P. 337–343.
 17. *Archaeoseismology / S. Stiros, R.E. Jones (eds.).* Athens: I.G.M.E. and the British school at Athens, Fitch Lab. Occasional paper 7, 1996. 268 p.
 18. *Barazangi M., Seber D., Chaimov T., Best J., Litak R.D., Sawaf T.* Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria / Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region. E. Boschi, E. Mantovani, A. Morelli (eds.). Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1993. P. 117–140.
 19. *Ben-Menahem A.* Four thousand years of seismicity along the Dead Sea Rift // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. № B2. P. 20195–20216.
 20. *Berberian M.* Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran. Vol. 1: Historical hazards in Iran prior to 1900. Tehran: UNESCO, International Institute of Earthquake Engineers and Seismology, 1994. 604 p.
 21. Catalog of earthquakes by the Harvard Univ. <http://www.seismology.harvard.edu/>
 22. Catalogs of earthquakes, compiled by A.S. Karakhanian // *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus.* Dordrecht: Kluwer, 1997. 545 p.
 23. *Chorowicz J., Dhont D., Ammar O., Rukieh M., Bilal A.* Tectonics of the Pliocene Homs basalts (Syria) and implications for the Dead Sea Fault Zone activity // *J. Geol. Soc. London.* 2004. Vol. 161. P. 1–13.
 24. *Gomez F., Khawlie M., Tabet C., Darkal A.N., Khair K., Barazangi M.* Late Cenozoic uplift along the northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 241. P. 913–931.
 25. GSHAP catalog. India and adjoining areas. National Geophysical Data Center. <http://www.ngdc.noaa.gov>
 26. *Guidoboni E., Comastri A., Traina G.* Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica, 1994. 504 p.
 27. *Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M.* Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), Northwestern Syria // *Tectonophysics.* 2008. Vol. 453. P. 122–147.
 28. *Karnik V.* Seismicity of the European area. Prague: Acad. publ. house of the Czechosl. Acad. of Sci., 1968. Pt I. 364 p.; Pt II. 218 p.
 29. *Kondorskaya N.V., Shebalin N.V. (eds.).* New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977. Boulder, CO: World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA, 1982. 608 p.
 30. *Kondorskaya N.V., Ulomov V.I. (eds.).* Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SEC-NE). Zurich: Global Seismic Hazard Assessment Program, 1995. 300 p., <http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt>
 31. *Meghraoui M., Gomez F., Sbeinati R., Van der Woerd J., Mouty M., Darkal A.N., Radwan Y., Layyous I., Al Najjar H., Darawcheh R., Hijazi F., Al-Ghazzi R., Barazangi M.* Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 210. P. 35–52.
 32. *Mörner N.-A.* Paleoseismicity of Sweden. Stockholm: JOFO Grafiska AB, 2003. 320 p.
 33. National Earthquake Information Center. Earthquake data base (NEIC, NOAA, PRE, PRE-Q, NEIS, Advanced national seismic system ANSS). Golden, CO: National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey, 2010; <http://neic.usgs.gov/>
 34. *Papazachos B., Papazachou C.* The earthquakes of Greece. Thessaloniki: Editions Ziti, 1997. 304 p.
 35. *Plassard J., Kogoj B.* Seismicité du Liban: catalogue des séismes ressentis (3rd edition) // *Collection des Annales-Mémoires de l'Observatoire de Ksara.* T. 4: Seismologie, cahier 1: Liban. Beyrouth: Conseil National Libanais de la Recherche Scientifique, 1981. 67 p.
 36. *Poirer J.P., Taher M.A.* Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VII–XVIII centuries) // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 70. № 6. P. 2185–2201.
 37. *Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y.* Neotectonic Map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the northwestern boundary zone of the Arabian plate // *J. Geodyn.* 2005. Vol. 40. P. 235–256.
 38. *Sbeinati M.R., Darawcheh R., Mouty M.* The historical earthquakes of Syria: an analysis of large and moderate earthquakes from 1365 B.C. to 1900 A.D. // *Ann. Geophys.* 2005. Vol. 48. № 3. P. 347–435.
 39. *Sbeinati M.R., Meghraoui M., Suleyman G., Gomez F., Al Najjar H., Al-Ghazzi R.* Timing of earthquake ruptures at the Al Harif aqueduct (Dead Sea fault) from archaeoseismology, paleoseismology and tufa cores // *Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries.* Abstracts. Damascus, 2009. P. 78.
 40. *Soysal H., Sipahioglu U.S., Kolcak D., Altdiok Y.* Türkiye ve çevresimi tabihsel deprem katalogu. Tüklye bi-

- umsel ve teknik arastirma kurumu matematik-fiziki ve biolojik bilimlar arastieka grubu. 1997. Projeko: TMG 341. 32 p.
41. *Taher M.A.* Corpus des textes arabes relatits aux tremblements de terre et autres catastrophes naturelles de la conquête arabe au XII H./XVIII JC. Thesis de Doctorat d'Etat (Univ. Paris 1, Sorbonne). Paris: Sorbonne Univ., 1979.
42. *Taymaz T., Eyidogan H., Jacsib J.* Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey) // *Geophys. J. Intern.* 1991. Vol. 106. № 3. P. 537–550.
43. *Tiedemann H.* Catalogue of earthquakes and volcanic eruptions. Zurich: Swiss Reinsurance. 1991. 94 p.
44. *Trifonov V.G., Dodonov A.E., Karakhanian A.S., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Ammar O., Rukieh M., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O., Al Yusef Sh., Yusef A., Zaza T., Ali M.* Seismotectonics of Syria and surrounding areas // Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries. Abstracts. Damascus, 2009. P. 76–77.
45. *Walley Ch.D.* A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea Fault and its implications for Levantine tectonics // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 145. P. 63–72.

Рецензенты: *Е.А. Рогожин,*
А.М. Корженков

Cyclicity of Late Holocene Seismicity in the Alpine–Himalayan Belt

V. G. Trifonov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017, Russia

e-mail: trifonov@ginras.ru

Received January 20, 2013

Abstract—It has been shown for particular seismic zones and the Alpine–Himalayan Orogenic Belt as a whole that in addition to Fedotov cycles, the long-period hypercycles of seismicity are distinguished. Long-period variations were revealed in Syria, in southern and central segments of the El-Ghab Fault Zone of the Dead Sea Transform (EG DST), and at the southwestern end of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ). The EG DST demonstrates a ~1800-year hypercycle with a maximum in the 3rd–7th and the 19th–20th centuries A.D. To reveal variations in seismicity in the entire central part of the orogenic belt, we have corrected evidence for historical earthquakes, taking into account the probability of missing events and the area of their regular recording domains. As a result, we displayed maximums of seismic energy release from the mid-17th to mid-20th century A.D.; from the mid-4th to the end of the 6th century; and in the 15th–13th centuries B.C. When interpreting hypercycles, it is important to keep in mind that variation of seismicity in EG DST correlates with variation of the rate of elastic deformation accumulation, probably reflecting variability of the stress-and-strain state in the region and of velocity of tectonic movements in active domains. After additional investigations, hypercycles could be taken into account for to refine the seismic hazard estimate.