





ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



ISSN 0002-3272

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

НЕОТЕКТОНИКА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ СИРИИ

Российская академия наук Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



Founded in 1932 Vol. 598

V.G. Trifonov, A.E. Dodonov, D.M. Bachmanov, T.P. Ivanova, A.S. Karakhanian, V.S. Imaev, S.P. Nikiforov, A.I. Kozhurin, O.Ammar, M.Rukieh, A.-M. Al-Kafri, H.Minini, Sh.Al-Yusef, O.Ali, N.N. Grib, V.N. Solov'ev, L.P. Imaeva, A.V. Kachaev, A.A. Syasko, T.V. Guseva, M.Ali, T.Zaza, A.Yusef

Neotectonics, recent geodynamics and seismic hazard of Syria

Moscow GEOS 2012

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году Вып. 598

В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов, Д.М. Бачманов, Т.П. Иванова, А.С. Караханян, В.С. Имаев, С.П. Никифоров, А.И. Кожурин, О.Аммар, М.Рукие, А.-М. Аль-Кафри, Х.Минини, Ш.Аль-Юсеф, О.Али, Н.Н. Гриб, В.Н. Соловьёв, Л.П. Имаева, А.В. Качаев, А.А. Сясько, Т.В. Гусева, М.Али, Т.Заза, А.Юсеф

Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии

Москва ГЕОС 2012

Ответственные редакторы: В.Г. Трифонов, О.Аммар

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), С.Д. Соколов (заместитель главного редактора), Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, В.А. Захаров, А.И. Кожурин, В.Б. Курносов, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской

> Рецензенты: Ю.Г. Леонов, П.А. Игнатов

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. –.-ISSN 0002-3272

T 78

Вып. 598: Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / Трифонов В.Г., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Караханян А.С. и др.; Отв. ред. В.Г. Трифонов, О.Аммар. — М.: ГЕОС, 2012. — 216 с. + 12 с. цв. вклейки + 4 печ. л. цв. вкладок; ил. ISBN 978-5-89118-597-5

Неотектоника, вулканизм и структурные изменения на территории Сирии в олигоцен-квартере описаны в первой части на фоне эволюции всего Аравийско-Кавказского региона. Вторая часть посвящена активным разломам и деформациям, современным движениям, сейсмичности и модели современной геодинамики Сирии. В третьей части представлены сейсмогенерирующие зоны, детерминистическая (в баллах *MSK*) и вероятностные (в величинах ускорений для разных интервалов повторяемости) оценки сейсмической опасности Сирии. Приложены цветные карты неотектоники и современной геодинамики.

Книга представляет интерес для тектонистов и сейсмологов.

ББК 26.323

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 12-05-07024 Издание РФФИ не подлежит продаже ₽∰И

Responsible Editors: V.G. Trifonov, O.Ammar

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), S.D. Sokolov (Deputy Editor-in-Chief), Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, V.A. Zakharov, A.I. Kozhurin, V.B. Kurnosov, Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy

> R e v i e w e r s: Yu.G. Leonov, P.A. Ignatov

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. –. – ISSN 0002-3272

Vol. 598: Neotectonics, recent geodynamics and seismic hazard of Syria / Trifonov V.G., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Ivanova T.P., Karakhanian A.S. et al.; Ed. by V.G. Trifonov, O.Ammar. — Moscow: GEOS, 2012 — 216 p. + 12 p. color inset + 4 sh. color insert; ill.

ISBN 978-5-89118-597-5

Neotectonics, volcanism, development during the Oligocene–Quaternary and position of Syrian territory in the Late Cenozoic evolution of the Arabian–Caucasus region are described in the first part. The second part consists of descriptions of active faults and deformation, results of the GPS measurements, analysis of seismicity and the model of recent geodynamics of Syria. The third part results seismic zones and seismic hazard assessment of Syria in the deterministic (in the *MSK* scale) and probabilistic (in values of acceleration for the different intervals of frequency) manners. The coloured maps of neotectonics and recent geodynamics are applied.

The book is interesting for tectonists and seismologists.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant № 12-05-07024 The edition of the RFBR isn't subject for sale

© Авторы, 2012 © ГИН РАН, 2012 © ГЕОС, 2012

ISBN 978-5-89118-597-5

Оглавление

Введение (В.Г. Трифонов)	11
--------------------------	----

Часть первая Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика

Глава 1. Задачи неотектонического изучения Сирии (В.Г. Трифонов)	. 15
Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура (В.Г. Трифонов,	
А.Е. Додонов, М.Рукие, О.Аммар, Т.П. Иванова, Д.М. Бачманов, Х.Минини,	
АМ. Аль-Кафри, Т.Заза, А.Юсеф, О.Али, М.Али)	. 17
2.1. Неотектоническая карта Сирии	. 17
2.2. Левантинская впадина Средиземного моря	. 20
2.3. Пограничная область между Левантинской впадиной и Аравийской плитой	23
2.4. Северо-западная пограничная область между Аравийской	
и Анатолийской плитами	31
2.5. Вулканическая провинция Джебель Араб	34
2.6. Пальмирилы	34
2.7. Алеппское плато и северо-запалная часть Месопотамского прогиба	36
2.7.1. Общая характеристика	. 36
2.7.2. История изучения позлнекайнозойских отложений	
и терпас Евфрата	. 40
2.7.3. Лолина Евфрата межлу волохранилишем Асала и г. Абу-Камаль	. 44
2.7.4 Позлнекайнозойский Евфратский раздом	49
2.7.5. Поперечные раздомы и зоны деформаций долины Евфрата	51
2.8. Стабильная часть Аравийской плиты (провиниия Рутба)	53
2.9. Новейшие впалины на границах провинций	55
2.). Hobenine bhadhibi na ipainidax npobhildhi	. 55
Глава 3 Позлнекайнозойская эволюция территории Сирии (ВГ Трифонов А. Г. Лодонов)	56
тлава 3. поздисканнозонская зволюция территории сирии (D.1. Трифонов, Л.Д. Довонов)	. 50
Глара А. Положение тепритории Сирии в порейшей структуре	
Λ рарийско. Карказского согмонта Λ льнийско. Гималайского орогоницоского подеа (<i>B</i> Γ <i>Thubouog</i>	
π развинского селмента Азвлинского протенического полса ($D.1.$ $T \mu \mu \phi 0.06$, $T M$ Баиманов $T \Pi$ Иванова $A M$ Кожурин)	62
A_1 Гларине элементи порединей структури A_2	62
4.2. Загрос и Юго Востония Турина	. 02
4.2. Баррос и ЮГО-Босточная Турция	. 00
4.5. Позднекайнозойская эволюция Аравийско-Кавказского сегмента	76
Альпийско-тималайского пояса и обрамлении Аравийской плиты	. /0
Глава 5. Позлнекайнозойский (олигонен-четвертичный) вулканизм (В.Г. Трифонов	
А Е. Лодонов Т.П. Иванова Л.М. Бачманов М.Рукие О.Аммар О.Али)	82
51 Общие черты геологии и геохимии позлнекайнозойского вулканизма	. 02
Сирии	82
Chphili	. 02

	5.2. Новые данные о возрасте позднекайнозойских базальтовых извержений	86
	5.3. История позднекайнозойского вулканизма Сирии	
	на фоне геодинамической эволюции региона	90
	5.4. Позднекайнозойский вулканизм Сирии	
	как часть кайнозойского вулканизма Аравийско-Кавказского сегмента	
	Альпийско-Гималайского пояса	94
ı 6.	Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии	

Глава 6. Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии	
в контексте геодинамической эволюции Аравийско-Кавказского сегмента	
Альпийско-Гималайского пояса (В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова)	97

Часть вторая Активная тектоника и современная геодинамика

Глава 7. Содержание сейсмотектонической основы для оценки сейсмической опасности	
территории Сирии (В.Г. Трифонов))1
Глава 8. Активная разломная тектоника (ВГ Трифонов ЛМ Бачманов	
A E Лодонов T П Иванова A C Караханян (A au) 10)2
8.1. Активные раздомы)2
8.2. Возможно активные разломы	13
Глава 9. Геофизическое изучение активных разломов (А.А. Сясько, Н.Н. Гриб, А.В. Качаев,	
В.С. Имаев, Д.М. Бачманов, В.Г. Трифонов, М.Али) 11	16
9.1. Методы и техническое обеспечение исследований 11	6
9.2. Геофизические данные об активных разломах 11	17
9.3. Геофизические данные о возможно активных разломах 11	18
Глава 10. Позлнечетвертичные леформации береговых линий Срелиземного моря (А.Е. Лодонов.	
В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова, Л.М. Бачманов, О.Али)	19
10.1. Общие замечания	19
10.2. Метолические аспекты 12	23
10.3. Геологическое строение и литоминералогическая характеристика	
отложений нижних террас 12	23
10.4 Палинологические результаты 12	27
10.5^{230} Th/U датирование раковин моллюсков из нижних террас	
и их геохронология)8
10.6. Продвления активной тектоники в леформациях морских террас 13	30
то.о. проявления активной тектопики в деформациях мореких террае	,0
Глава 11. Сейсмичность	32
11.1. Инструментальная сейсмичность (В.Г. Трифонов, В.С. Имаев) 13	32
11.2. Сильные исторические землетрясения (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян) 13	33
11.3. Археосейсмичность (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян)	37
11.3.1. Использование археологических данных	
для изучения активных разломов	37
11.3.2. Повреждения и разрушения археологических объектов	
как инликаторы сейсмических воздействий 14	12
11.4. Палеосейсмичность (А.И. Кожурин, Л.М. Бачманов, В.Г. Трифонов) 14	45
11.5. Реконструкция плейстосейстовых областей путём	
совместного анализа данных об исторических землетряениях, архео-	
и палеосейсмичности (В.Г. Трифонов)	48

Глава 12. Современные тектонические движения по данным GPS измерений (В.Г. Трифонов,	
Ш.Аль-Юсеф, А.Е. Додонов, Т.В. Гусева)	150
12.1. Сеть GPS пунктов	150
12.2. Методика исследований и характеристика аппаратуры	152
12.3. Предварительные результаты GPS измерений 2005-2008 гг	156
Глава 13. Модель современной геодинамики территории Сирии	
и её окружения (В.Г. Трифонов)	160

Часть третья Оценка сейсмической опасности территории Сирии

Глава 14. Сейсмогенерирующие зоны (В.Г. Трифонов)	165
Глава 15. Детерминистическая оценка сейсмической опасности (В.С. Имаев, Л.Н. Имаева)	175
Глава 16. Вероятностная оценка сейсмической опасности (С.П. Никифоров, В.Н. Соловьёв)	179
16.1. Метод логического дерева оценки сейсмической опасности для Сирии	179
16.3. Декластеризация каталога	180
16.4. Оценка максимальной магнитуды в зонах	182
16.5. Механизмы движения по разлому	182
16.6. Модели затухания	183
16.7. Технология и результаты расчета сейсмической опасности	183
Заключение (В.Г. Трифонов)	191
Литература	193

Приложение

Приложение 1. Неотектоническая карта Сирии и соседних территорий.		
Масштаб 1:1 000 000	на	вкладке
Приложение 2. Карта современной геодинамики Сирии и соседних территорий.		
Масштаб 1:1 000 000	на	вкладке
Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых землетрясений Сирии и ее обрамления		205

Content

The first part Neotectonics and Late Cenozoic geodynamics

Chapter 1. Problems of neotectonics in Syria (V.G. Trifonov)	15
Chapter 2. Neotectonic provinces and their Late Cenozoic structure (V.G. Trifonov,	
A.E. Dodonov, M.Rukieh, O.Ammar, T.P. Ivanova, D.M. Bachmanov, H.Minini,	
AM. Al-Kafri, T.Zaza, A.Yusef, O.Ali, and M.Ali)	17
2.1. Neotectonic Map of Syria	17
2.2. Levantin basin of the Mediterranean	20
2.3. Western Boundary Province between the Levantin basin and the Arabian plate	23
2.4. North-western Boundary Province between the Arabian	
and Anatolian plates	31
2.5 Jehel Arab Volcanic Province	34
2.6. Palmyrides	34
2.0. I amyrides	34
2.7. Acppo 1 lateau and north-western part of the Mesopotalinan basin	50
2.7.1. Otheral characteristics	50
of the Euphrates Diver	40
01 the Euplificities Kiver	40
2.7.5. Euplitates valley between the Assau Reservoir and the town of Abu Ramai	44
2.7.4. The Late Cenozoic Euplitates lault	49
2.7.5. Hansverse faunts and zones of deformation of the Euplifiates valley	31
2.8. Stable part of the Arabian plate (Rutban Province)	33
2.9. Young basins in the province boundaries	33
Chapter 3. Late Cenozoic evolution of the Syrian territory (V.G. Trifonov and A.E. Dodonov)	56
Chapter 4. Position of Syrian territory in the Late Cenozoic structure	
of the Arabian–Caucasus segment of the Alpine–Himalayan orogenic belt (V.G. Trifonov,	
D.M. Bachmanov, T.P. Ivanova, and A.I. Kozhurin)	62
4.1. Main elements of the Late Cenozoic structure of the Arabian–Caucasus segment	62
4.2. Zagros and South-Eastern Turkey	66
4.3 Late Cenozoic evolution of the Arabian-Caucasus segment	
of the Alpine-Himalayan belt and the Arabian plate surrounding	76
of the ruphic finituation of the future future sufforments	70
Chapter 5, Late Cenozoic (Oligocene–Quaternary) volcanism (VG Trifonov	
A E Dodonov T P Ivanova D M Bachmanov M Rukieh O Ammar and O Ali)	82
51 General geological and geochemical features of Late Cenozoic volcanism	02
in Svria	80
III 5911a	02

5.	.2. New ages of Syrian Late Cenozoic basalts	86
5. w	.3. Late Cenozoic history of Syrian volcanism in comparison with geodynamic evolution of the region	90
5. as	.4. The Late Cenozoic Syrian volcanism s a part of Cenozoic volcanism of the Arabian-Caucasus segment f the Alpine-Himalayan belt	94
Chapter 6. La	ate Cenozoic geodynamics of Syrian territory in context	<i>,</i>

of	geodynami	ic evolution of	of the Arab	ian–Caucasu	s segn	nent	
of	the Alpine	-Himalayan	belt (<i>V.G.</i>	Trifonov and	<i>T.P.</i>	Ivanova))7

The second part Active tectonics and recent geodynamics

Chapter 7. Principles of seismotectonic base for seismic hazard assessment	
of the territory of Syria (V.G. Trifonov)	101
Chapter 8. Active faulting (V.G. Trifonov, D.M. Bachmanov,	
A.E. Dodonov, T.P. Ivanova, A.S. Karakhanian, and O.Ali)	102
8.1. Active faults	102
8.2. Possible active faults	113
Chapter 9. Geophysical studies of active fault zones (A.A. Syasko, N.N. Grib, A.V. Kachaev,	
V.S. Imaev, D.M. Bachmanov, V.G. Trifonov, and M.Ali)	116
9.1. Methods and equipment of the studies	116
9.2. Geophysical data on active faults	117
9.3. Geophysical data on possible active faults	118
Chapter 10. Late Quaternary deformation of the Mediterranean coast lines (A.E. Dodonov,	
V.G. Trifonov, T.P. Ivanova, D.M. Bachmanov, and O.Ali)	119
10.1. General remarks	119
10.2. Methodological aspects	123
10.3. Geological structure and litho-mineralogical features	
of the lower terraces	123
10.4. Palynological data	127
10.5. 230 Th/U dating of mollusk shells from the lower terrace	
and its geochronology	128
10.6. Manifestations of active tectonics in the marine terrace deformation	130
Chapter 11. Seismicity	132
11.1. Instrumental seismicity (V.G. Trifonov and V.S. Imaev)	132
11.2. Strong historical earthquakes (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)	133
11.3. Archaeoseismicity (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)	137
11.3.1. Using archaeological data	
for studying active faults	137
11.3.2. Damage and destruction of archaeological objects	
as indicators of seismic influence	142
11.4. Paleoseismicity (A.I. Kozhurin, D.M. Bachmanov, and V.G. Trifonov)	145
11.5. Designing of pleistoseistal areas	
by combined analysis of the data on historical earthquakes,	
paleoseismicity and archaeoseismicity (V.G. Trifonov)	148

Chapter 12. Recent tectonic movement by the data on GPS measurements (V.G. Trifonov,				
Sh.Al-Yusef, A.E. Dodonov, and T.V. Guseva)	150			
12.1. The GPS network	150			
12.2. Techniques of the studies and characteristics of the equipment	152			
12.3. Preliminary results of the GPS measurements in 2005–2008	156			
Chapter 13. Model of recent geodynamics of the territory of Syria				
and its surrounding (V.G. Trifonov)				

The third part Seismic hazard assessment of Syria

Chapter 14. Seisn	nic zones (V.G. Trifonov)	165
Chapter 15. Deter	rministic seismic hazard analysis (V.S. Imaev and L.N. Imaeva)	175
Chapter 16. Prob	abilistic seismic hazard analysis (S.P. Nikiforov and V.N. Solov'ev)	179
16.1.	Method of logic tree for seismic hazard assessment in Syria	179
16.2.	Seismotectonic model	180
16.3.	Declustering of catalog	182
16.4.	Estimate of maximum magnitudes in the distinguished zones	182
16.5.	Sense of motion on seismic faults	182
16.6.	Attenuation models	183
16.7.	Technique and results of seismic hazard account	183
Conclusions (V.G.	Trifonov)	191
References		193

Appendex

Appendex 1. Neotectonic map of Syria and the adjacent territories.	
Scale 1:1,000,000	. on the insert
Appendex 2. Map of recent geodynamics of Syria and the adjacent territories.	
Scale 1:1,000,000	. on the insert
Appendex 3. Catalog of strong earthquakes in Syria and the adjacent territories	205

Введение

Территория Сирии занимает северную часть Аравийской позднедокембрийской платформы (литосферной плиты) и обрамляющие её зоны интенсивных позднекайнозойских деформаций и смещений (рис. 1). На западе страны Левантская зона разломов (Трансформа Мёртвого моря, Dead Sea Transform, DST) отделяет Аравийскую плиту от Левантинской впадины Средиземного моря, расположенной на Африканской литосферной плите. Северо-западная часть Сирии принадлежит Восточно-Анатолийской зоне разломов (East Anatolian fault zone, EAFZ), a северо-восточную её часть занимает северное окончание Месопотамского предгорного прогиба, сопряжённого с горной системой Загроса. Северная часть прогиба осложнена на территории Сирии складками осадочного чехла, представляющими собой маргинальную область пояса Краевых складок Южной Турции. Они деформируют север Аравийской плиты, примыкающей к зоне надвигов Битлиса (Восточного Тавра). Остальная территория Сирии характеризуется платформенным стилем кайнозойской тектоники.

Столь значительное разнообразие позднекайнозойских структурных проявлений в областях с разным строением земной коры (от утолщённой континентальной в складчатых поясах до субокеанской в Восточном Средиземноморье), а также положение Сирии на южном краю Альпийско-Гималайского орогенического пояса делают рассматриваемую территорию интереснейшим объектом изучения происхождения и эволюции новейших структур пояса и их соотношений с платформенными структурами. На территории страны находятся археологические и исторические свидетельства древнейших стадий развития человечества и его производящей экономики, зарождения крупнейших мировых религий, христианства и ислама, что позволило широко использовать археологические и исторические материалы для изучения самых молодых проявлений новейшей геодинамики и прогностических оценок современной сейсмической опасности.

В предлагаемой монографии представлены результаты работ авторов в Сирии в 2003–2010 гг. и в других частях Аравийско-Кавказского региона в течение последних двух десятилетий. Вклад каждого автора указан в оглавлении. Основой исследований была научная кооперация Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН) и Генеральной организации дистанционного зондирования Сирии (GORS). Приглашались учёные и из других организаций. Общий список участвовавших организаций и учёных таков:

— Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия — *В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов, Д.М. Бачманов, А.И. Кожурин*;

— Институт динамики геосфер РАН (ИДГ РАН), Москва, Россия — *Т.П. Иванова*;

— Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН), Иркутск, Россия — *В.С. Имаев, Л.П. Имаева*;

— Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИМГиГДВО РАН), Южно-Сахалинск, Россия — В.Н. Соловьёв;

— ОАО «Росстройизыскания», Москва, Россия — *С.П. Никифоров*;

— Институт геологических наук Национальной академии наук (ИГН НАН), Ереван, Армения — *А.С. Караханян*;

— GORS, Дамаск, Сирия — О.Аммар, М.Рукие, А.-М. Аль-Кафри, Х.Минини, Ш.Аль-Юсеф, О.Али, М.Али, Т.Заза, А.Юсеф;

— Технический институт Якутского государственного университета им. М.К. Амосова (ЯГУ), Нерюнгри, Россия — *Н.Н. Гриб, А.В. Качаев, А.А. Сясько*;

— Институт физики Земли РАН, Москва, Россия — *Т.В. Гусева*.

Введение



Рис. 1. Положение Сирии в Аравийско-Кавказском регионе

В книге последовательно рассматриваются неотектоника и позднекайнозойская эволюция территории Сирии и соседних областей и наиболее приближенная к современности стадия этой эволюции — активная тектоника и её современные проявления в виде сейсмичности и деформаций земной поверхности по данным повторных геодезических наблюдений. На этой основе создаётся модель современной геодинамики региона и делается оценка сейсмической опасности страны.

В соответствии с указанным принципом построена книга.

В первой части (главы 1–6) описаны структура неотектонических провинций и история новейшего развития Сирии и соседних областей вместе с его вулканическими проявлениями и на фоне позднекайнозойского развития всего Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса. Вторая часть (главы 7–13) посвящена проявлениям активной тектоники и современной геодинамики на территории Сирии. В ней описаны активные разломы и позднечетвертичные деформации береговых линий Средиземного моря, проанализированы инструментальные и исторические землетрясения, проявления архео- и палеосейсмичности и результаты их совместного анализа, охарактеризована созданная авторами сеть GPS наблюдений в Сирии и первые полученные на ней результаты. Как синтез этих данных приведена модель современной геодинамики территории Сирии и соседних областей.

В третьей части (главы 14–16) оценена сейсмическая опасность территории Сирии. Выделены сейсмогенерирующие зоны, землетрясения в которых способны оказать ощутимые воздейстия на территорию Сирии, определены затухания сейсмических сотрясений с удалением от этих зон и, в конечном счёте, интенсивность сотрясений в разных частях страны от максимальных возможных землетрясений. Оценка сейсмической опасности производилась как детерминистическим, так и вероятностным методами.

Результаты исследований суммированы в Заключении.

К работе приложены карты масштаба 1:1 000 000: неотектоники Сирии и соседних территорий (Приложение 1, см. вкладку) и современной геодинамики Сирии и соседних территорий (Приложение 2, см. вкладку), а также 13 карт оценки сейсмической опасности территории Сирии, детерминистической (одна карта) и вероятностной (12 карт). Последние составлены для временных интервалов повторяемости 100, 500, 1000 и 5000 лет для слабых ($V_S = 270$ м/с), жёстких ($V_s = 550$ м/с) и скальных ($V_s = 760$ м/с) грунтов. Их дополняет Каталог сильных землетрясений Сирии и соседних областей: исторических с магнитудами $M_S \ge 5,7$ (Приложение 3, часть А) и инструментальных с магнитудами $M_{s} \ge 5,0$ (Приложение 3, часть В).

Выделяя неотектонику как особое направление тектонических исследований, В.А. Обручев [1948] понимал под неотектоническими прежде всего те процессы, которые привели к формированию современного рельефа. На большей части Альпийско-Гималайского орогенического пояса неотектонический (новейший) этап в этом понимании начался в олигоцене [Шульц, 1948; Трифонов, 1999]. Однако в Сирии олигоцен представлял собой завершающую регрессивную стадию раннекайнозойского морского седиментационного цикла [Krasheninnikov, 2005], и первые признаки континентальной седиментации во впадинах, сопряжённых с низкими наземными поднятиями, относятся к раннему миоцену [Rukieh et al., 2005]. Вместе с тем, в конце олигоцена на территории Сирии и смежной части Иордании начался субаэральный базальтовый вулканизм, проявления которого, как показано в главе 5, зависели от новейшей геодинамики региона. Поэтому с известной долей условности именно конец олигоцена принят в данной работе за начало неотектонического этапа, который в дальнейшем изложении будет называться также новейшим и позднекайнозойским.

В книге использовано новое хроностратиграфическое деление плиоцена и квартера, утверждённое на 33-м Международном геологическом конгрессе (www.stratigrahy.org). Граница раннего и позднего плиоцена датируется на рубеже 3,6 млн лет, а граница плиоцена и четвертичного периода — 2,588 млн лет назад. Четвертичный период разделяется на ранний плейстоцен, включающий гелазий (2,588–1,806 млн лет) и калабрий (1,806–0,781 млн лет), средний плейстоцен (0,781–0,126 млн лет), поздний плейстоцен (0,126–0,011 млн лет назад) и голоцен (последние 0,011 млн лет).

Термин «активная тектоника» [Active tectonics, 1986] появился вслед за термином «активный» (active), или «живой» (living), разлом для обозначения проявлений тектонических движений, которые происходят сейчас и могут продолжаться в ближайшем будущем. Отсылая за лискуссией о возрастном объёме термина «активный разлом» к монографии [Трифонов и др., 2002], отметим, что в данной работе, вслед за публикацией [Trifonov, Machette, 1993], активным считается разлом, по которому зафиксированы смещения в течение позднего плейстоцена и голоцена, т.е. последних 130-100 тыс. лет. При этом различаются собственно активные разломы с явными признаками голоценовых смещений и возможно активные разломы, по которым зафиксированы плейстоценовые смещения, а признаки голоценовых подвижек недостоверны или фрагментарны. Аналогичный возрастной объём принят и для других проявлений активной тектоники.

Одна из особенностей Сирии и соседних областей состоит в том, что исторические свидетельства сильных землетрясений не надстраивают хронологически многочисленные проявления археосейсмичности, а, как правило, относятся к тому же интервалу времени, охватывающему более 3000 лет. Причины этого — весьма рано начавшаяся письменная регистрация сейсмических событий. Тем же временем датировано и большинство выявленных проявлений палеосейсмичности (сейсмогенных подвижек в зонах разломов). Временное совпадение дало возможность комплексно использовать данные об исторических землетрясениях, архео- и палеосейсмичности для реконструкции развития сейсмического процесса и плейстосейстовых областей сильнейших сейсмических событий прошлого. Это, в свою очередь, помогло выявить связи землетрясений с тектонически активными зонами, характер затухания сотрясаемости с удалением от таких зон и, в конечном счёте, сейсмическую опасность разных частей страны.

Исследования были поддержаны проектами «Неотектоническая карта Сирии» и «Современная геодинамика Сирии» Генеральной организации дистанционного зондирования (General Organi-

Введение

zation of Remote Sensing, GORS) Сирии, проектом «Соотношения новейшей коллизии и горообразования и их проявления в активной тектонике» Программы № 6 Отделения наук о Земле РАН «Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии Земли» и проектом РФФИ 11-05-00628-а «Геодинамическая роль астеносферы в тектонических процессах».

На всём протяжении работ авторы ощущали дружескую поддержку коллектива сотрудников GORS, на базе которой выполнялись полевые работы и первичная обработка материалов.

Использованные в работе результаты К-Аг датирования собранных авторами проб базальтов из Сирии и Иордании были получены И.В. Чернышёвым и В.А. Лебедевым в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН и Д.И. Головиным в аналогичной лаборатории Геологического института (ГИН) РАН. В.Ю. Кузнецов из Лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) датировал уран-ториевым методом плейстоценовые раковины из прибрежной области Сирии. Э.М. Вангенгейм (ГИН РАН) выполнила определения видовой принадлежности ископаемых голоценовых млекопитающих из района Хирбет Эль-Умбаши Южной Сирии, а М.Е. Былинская (ГИН РАН) и А.Л. Чепалыга (Институт географии РАН) — определения морских плейстоценовых фораменифер и моллюсков с сирийских побережий. А.Н. Симаковой принадлежат палинологические определения.

Весьма полезными были определения палеолитического каменного материала Н.Дж. Конардом из Тюбингенского университета и определения керамики, сделанные Н.Салиби и А.Ф. Теракджи из Национального историко-археологического музея в Дамаске и Ф.Алтавил из GORS, а также консультации Ю.Г. Леонова (ГИН РАН), М.Меграуи (Институт физики Земли в Страсбурге), А.Робертсона (Университет Эдинбурга), Р.Рейлингера (Массачусетский технологический институт), Ж.Хоровица (Университет Пьера и Марии Кюри в Париже) и Е.В. Шаркова (ИГЕМ РАН). Неоценимую помощь в организации GPS наблюдений оказал В.П. Передерин (Институт физики Земли РАН).

Всем перечисленным лицам авторы выражают глубокую признательность.

Часть первая

НЕОТЕКТОНИКА И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА

Глава 1 Задачи неотектонического изучения Сирии

Многие вопросы неотектоники Сирии были решены в ходе её геологического картирования в масштабе 1:200 000 [Geological Map of Syria, 1964; Поникаров и др., 1968] и специальных тектонических исследований [Копп, Леонов, 2000]. Однако некоторые неотектонические аспекты оставались недостаточно изученными или дискуссионными. Среди них отметим структурное выражение границы слабо деформированной основной части Аравийской плиты (блок Рутба) и её краевой области, представленной блоком Алеппо и Месопотамским прогибом с его смятым северо-восточным флангом. На границе блоков Рутба и Алеппо находится складчатонадвиговый пояс Пальмирид, и остаётся неясным, продолжается ли он в Месопотамский прогиб и какова новейшая структура юго-западного края прогиба. Другой важный, но не решённый вопрос неотектоники региона — структурная позиция центров позднекайнозойских вулканических извержений и геодинамические соотношения этого вулканизма с тектоническими событиями в регионе.

Однако главным предметом дискуссии является структура и эволюция сирийско-ливанской части западной границы Аравийской плиты. Эта проблема привлекает внимание исследователей в течение последних десятилетий из-за её значения как для понимания общих закономерностей взаимодействия плит, так и для оценки сейсмической опасности региона. Все исследователи согласны, что современной западной границей Аравийской плиты является Левантская зона разломов (DST). Структурный рисунок зоны (эшелонированное взаимное расположение её сегментов, впадины pull-арагt между ними, появление компоненты укорочения в сегменте Яммуне в Ливане, где зона отклоняется до 30° на северо-восток от генерального субмеридионального направления) указывает на ведущую роль левосдвиговой компоненты перемещений (рис. 2).

Позднечетвертичные левые смещения обнаружены на всём протяжении зоны, как в её южных сегментах, вблизи залива Акаба, Мёртвого моря и в долине Иордана [Zak, Freund, 1965; Garfunkel et al., 1981; Klinger et al., 2000; Zilberman et al., 2000; Ferry et al., 2007], так и на севере, в ливанском [Ouennell, 1984; Gomez, Nemer et al., 2007] и сирийском [Трифонов и др., 1991, 2002; Meghraoui et al., 2003; Akyuz et al., 2006] сегментах. Сегменты были обновлены историческими и, отчасти, инструментальными землетрясениями [Ambraseys, Jackson, 1998; Sbeinati et al., 2005; Heidbach, Ben-Avraham, 2007]. Их фокальные механизмы соответствуют молодым смещениям [Ioffe, Garfunkel, 1987; Hofsteller et al., 2007].

Надёжные данные о более древней истории DST получены в её южной части. В рабо-



Рис. 2. Трансформа Мёртвого моря (DST) и её структурное обрамление, по данным [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001; Rukieh et al., 2005] с дополнениями

1 — главные новейшие разломы (их кинематику см. на рис. 3); 2 — неоген-четвертичные базальты; 3 — впадины pull-apart в зоне DST. Буквенные обозначения: сегменты DST: JV — долины Иордана, Rm — Роум, Ym — Яммуне; прочие разломы: А — Аманос, Y — Йизреель; впадины pull-apart: DSB — Мёртвого моря, GB — Эль-Габ, GEB — залива Акаба, H — Хула, SG — Галилейского моря, OL Олаб

тах [Quennell, 1959; Freund et al., 1968, 1970; Garfunkel, 1981; Walley, 1988; Darkal et al., 1990] обосновано общее левое смещение вдоль зоны на ~105 км, из которых 30–40 км отнесены к плиоцен–квартеру. Хотя аргументы в пользу такого смещения оспаривались [Mart, 1991; Sneh, 1996], они представляются нам убедительными. Самая молодая формация, вовлечённая в это смещение, — дайковый пояс на северовосточном борту Красного моря — интенсивно развивался 24–20 млн лет назад, а древнейшие осадки во впадинах pull-apart Мёртвого моря и Галилейского моря датированы 18–17 млн лет [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001; Hurwitz et al., 2002].

Следовательно, южная часть DST возникла ~20 млн лет назад. Сдвиговые перемещения по ней коррелируются с историей раскрытия Красноморского рифта [Казьмин, 1974; Казьмин и др., 1987]. Там общая амплитуда раздвигания оценивается в 300 км, из которых 75 км приходится на плиоцен-квартер, что примерно соответствует соотношению между миоценовыми и плиоцен-четвертичными смещениями вдоль трансформной зоны [Izzeldin, 1987; Garfunkel, Ben-Avraham, 2001]. Данные о смещениях за последние 5 млн лет удовлетворительно согласуются с расчётами современной кинематики Ближнего Востока и Восточного Средиземноморья, которые дают 7±0,5 мм/год левого сдвига по DST [Westaway, 1994].

Если в южной части DST между заливом Акаба и впадиной Хула данные о взаимном расположении сегментов, истории их развития и общей амплитуде новейших смещений согласуются друг с другом, то их северное продолжение является предметом дискуссии. В работе [Freund et al., 1970] приведены соображения в пользу левого сдвига офиолитовых покровов Неотетиса на 70-80 км по сегментам Яммуне в Ливане и Эль-Габ в Сирии. З.Гарфункель и З.Бен-Аврахам [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001] также считают, что большая часть трансформного смещения концентрируется вдоль этих разломов. В качестве дополнительного аргумента в пользу такой точки зрения указывают на резкое возрастание амплитуды укорочения по надвигу Тавра к востоку от DST.

Однако другие исследователи [Girdler, 1990; Butler et al., 1997] полагают, что значительная и, возможно, основная часть смещения по DST севернее впадины Хула реализуется по разлому Роум, который ответвляется от трансформной зоны на западной стороне этой впадины и продолжается на север вдоль континентального склона Средиземного моря. Х.Д. Волли [Walley, 1988] считает, что для разлома Яммуне отсутствуют геологические обоснования не только общего сдвига на 70–80 км, но даже плиоценчетвертичного сдвига на 40 км, аргументируемого в работе [Dubertret, 1970]. Х.Д. Волли полагает, что в этой части трансформы движение рассредоточено по нескольким разломам широкой зоны Яммуне–Серхайя. В работах [Chaimov et al., 1990, 1992] показано на основе анализа геологических карт масштаба 1:200 000 [Geological Map of Syria, 1964], данных сейсмопрофилирования и бурения, что укорочение в складчатонадвиговом поясе юго-западных Пальмирид на ~20 км, хотя и уменьшалось к северо-востоку [McBride et al., 1990; Brew et al., 2003], могло взять на себя часть смещения по южным сегментам DST. Расхождение во мнениях о новейшем сдвиге на севере DST проистекало из неполноты данных о распределении позднекайнозойских смещений в конкретных структурах Сирии. Предыдущие исследователи не охватывали всю территорию страны, и их результаты были фрагментарны и недостаточны для реконструкции геодинамической эволюции главных структурных элементов. В настоящей работе, суммируя данные о неотектонике Сирии, мы попытались восстановить позднекайнозойскую эволюцию северо-западного края Аравийской плиты и DST.

Глава 2 Неотектонические провинции и их новейшая структура

2.1. Неотектоническая карта Сирии

Собранные нами данные по неотектонике Сирии суммированы на Неотектонической карте страны и сопредельных с ней территорий. Помимо Сирии, карта охватывает Ливан и прилегающие области других соседних стран. Первый вариант карты был составлен в 2003–2004 гг. под руководством М.Рукие (главный редактор), В.Г. Трифонова (редактор и ответственный исполнитель), А.Е. Додонова и Х.Минини (заместители ответственного исполнителя) [Rukieh et al., 2005]. Позднее авторы внесли в карту дополнения и изменения, отражённые в её окончательной редакции (Приложение 1, см. вкладку; рис. 3).

Карта основана на данных геологического картирования Сирии 1:200 000 и 1:500 000 [Geological Map of Syria, 1964; Ponikarov et al., 1967]; тектонического картирования [Tectonic Map of Syria, 1989, 2001]; публикаций [Аммар, 1993; Barazangi et al., 1993; Brew et al., 2001, 2003; Chaimov et al., 1990, 1992; Chorowicz et al., 2004; Девяткин и др., 1997; Девяткин, Додонов, 2000; Gomez et al., 2001, 2003, 2006; Gomez, Nemer et al., 2007; Kazmin, 2005; Книппер и др., 1988; Копп и др., 1994; Копп, Леонов, 2000; McBride et al., 1990; Meghraoui et al., 2003; Rukieh, 1997, 2000, 2001; Rukieh et al., 2005; Шарков и др., 1994, 1998; Трифонов и др., 1991, 2002; Trifonov et al., 2011; Walley, 1988; Zanchi et al., 2002]; карт мощностей миоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений; карт поверхности палеозойских отложений и поверхности докембрийского фундамента; новых сейсмических профилей Восточного Средиземноморья, составленных Т.Заза и А.Юсефом с использованием данных Сирийской нефтяной компании; результатов интерпретации космических снимков [Space Image Atlas of Syria, 1996; материалы системы Google в Интернете]; топографических карт Сирии масштаба 1:200 000 и 1:500 000 [Topographic Maps of Syria, 1971] и 3" модели рельефа SRTM и, наконец, результатов полевых исследований, выполненных авторами в 2003–2010 гг.

Участки карты на территории соседних стран построены по опубликованным данным [Adiyaman, Chorowicz, 2002; Barberi et al., 1989; Butler et al., 1997; Carte Geologique du Liban, 1955; Dubertret, 1970; Garfunkel, 1981, 1989; Garfunkel, Ben-Avraham, 2001; Geological Map of Turkey, 1989; Gomez et al., 2006; Gomez, Nemer et al., 2007; Perincek, Cemen, 1990; Ron, 1987; Segev, 2005; Tatar et al., 2004; Walley, 1988; Westaway, 2004; Westaway et al., 2006; Yilmaz et al., 1998; Yürür, Chorowicz, 1998]. Для Восточного Средиземноморья, помимо упомянутых материалов сейсмопрофилирования, использовались опубликованные обобщающие работы [Казаков, Васильева, 1992], данные донной батиметрии [Hall et al., 1994] и сейсмические профили [Веп-Avraham et al., 2004; Ben-Gai et al., 2004].

Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика



Рис. 3. Схематизированная Неотектоническая карта Сирии, по статье [Rukieh et al., 2005] с изменениями *1*, 2 — новейшие разломы с разными скоростями перемещений: *1* — ≥ 1 мм/год, 2 — < 1 мм/год; 3–5 — возраст последних перемещений по разломам: 3 — неоген, 4 — ранний средний плейстоцен, 5 — поздний плейстоцен и голоцен; 6-11 — морфокинематические типы разломов: 6 — сдвиги, 7 — надвиги и взбросы, 8 — сбросы, 9 — раздвиги (вулканические цепи), 10 — флексуры, 11 — разломы с неизвестным направлением смещений; 12-18 — новейшие впадины и поднятия: 12 — Месопотамский прогиб, 13 — прочие впадины, 14 — изопахиты, м (М — миоцена, МР — миоцен-квартера, Р — плиоцен-квартера), 15 изолинии поднятия поверхности выравнивания на антиклиналях, м, 16 — части антиклинальных зон, поднятые на разную высоту, м, 17 — оси антиклиналей, 18 — слабые четвертичные поднятия в прогибе; 19 — северо-западная граница нижнемиоценовых отложений в Курд-Даге; 20-24 — базальты: 20 — верхнего олигоцена — среднего миоцена, 21 — верхнего миоцена, 22 — плиоцена и гелазия, 23 — калабрия — среднего плейстоцена, 24 — верхнего плейстоцена и голоцена; 25 — города и государственные границы. Цифры на карте: 1-6 — антиклинальные хребты: 1 — Абдель-Азиз, 2 — Антиливан, 3 — Бассит, 4 — Береговой, 5 — Курд-Даг, 6 — Ливанский; 7, 8 — вулканические нагорья: 7 — Джебель-Араб, 8 — Шин; 9–18 — впадины: 9 — Ад-Дау, 10 — долины Бекаа, 11 — Бокайе, 12 — Эль-Габ, 13 — Амик, 14 — Галилейского моря, 15 — Хомсская, 16 — Хула, 17 — Нахр Эль-Кабир, 18 — Ямунне; 19–27 — разломы: 19 — Акфан, 20 — Аманос, 21 — Джхар, 22 — долины Иордана, 23 — Олаб, 24 — Роум, 25 — Серхайя, 26 — Аафрин, 27 — Св. Симеона. Буквенные обозначения: АІ — г. Алеппо, Ап — г. Антакия, Ве – г. Бейрут, Da – г. Дамаск, На – г. Хайфа, IB – зал. Искандерун, La – г. Латакия, М – г. Миссиаф, Р – г. Пальмира

Карта демонстрирует тектонические элементы, возникшие или продолжавшие развиваться в неоген-квартере. Это разломы, складки, впадины, поднятия и проявления вулканизма, отражающие разные стадии неотектонического развития. В ту же эпоху сформировались и главные черты современного рельефа (рис. 4).

Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура



Рис. 4. Неотектонические провинции Сирии и Ливана на фоне модели рельефа

Провинции: WB — Западная пограничная зона между Аравийской и Африканской плитами, NW — Северо-Западная пограничная зона между Аравийской и Анатолийской плитами, JA — вулканическая провинция Джебель-Араб, PA — складчатонадвиговый пояс Пальмирид, AL — Алеппское плато, MB — Месопотамский прогиб, RU — стабильная часть Аравийской плиты (провинция Рутба). Впадины: А — Амик, В — долины Бекаа, D — Дамасская, Е — Эль-Габ, G — Галилейского моря, Н — Хомсская, К — Нахр Эль-Кабир, IB — зал. Искандерон. Города: Al — Алеппо, Ве — Бейрут, Da — Дамаск, На — Хайфа, La — Латакия. Сплошные линии — границы провинций и впадин; пункирные — береговая линия и гидросеть

Разломы разделены: 1) по возрасту последних геологических или геоморфологических проявлений активности на неогеновые, раннесреднеплейстоценовые и позднеплейстоцен-голоценовые; 2) по интенсивности плиоценовых и четвертичных движений на разломы со средними скоростями перемещений ≥ 1 мм/год и < 1 мм/год (не имея возможности определить скорости миоценовых перемещений по разломам, мы использовали те же символы для выделения среди них главных и второстепенных нарушений); 3) по кинематике на надвиги– взбросы, сдвиги, сбросы, раздвиги, флексуры и нарушения неизвестного кинематического типа; 4) по достоверности выделения на доказанные и предполагаемые.

Показаны Месопотамский прогиб и другие впадины различного генезиса. Для характеристики их структуры использованы изопахиты позднекайнозойских осадочных пород и базальтов. Разными знаками выделены изопахиты миоценовых, плиоценовых, миоцен-плиоценчетвертичных, плиоцен-четвертичных и четвертичных образований. Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика

Новейшие поднятия охарактеризованы изолиниями воздымания поверхности выравнивания (крупные антиклинали, как Ливан и Антиливан) или обозначением осей складок (Пальмириды). Амплитуды поднятия показаны цветом. Специальным знаком выделены слабые четвертичные поднятия, которые могут оказаться перспективными для поисков нефти и газа.

Разными знаками показаны базальтовые поля разного возраста: ранний и средний миоцен, поздний миоцен, плиоцен и гелазий, калабрий и средний плейстоцен, поздний плейстоцен, голоцен. Выделены вулканы, вулканические цепи, направления течения лавовых потоков.

Неотектонические провинции региона (см. рис. 4) на Неотектонической карте не обозначены, но вычитываются на ней по проявлениям кинематики, интенсивности и возраста позднекайнозойских тектонических процессов.

2.2. Левантинская впадина Средиземного моря

Северная часть Восточного Средиземноморья, ограниченная с юга Латакийским надвигом, является продолжением Восточно-Анатолийской зоны разломов, связывающим её с Кипрской дугой (рис. 5). Она описана в разделе 2.4 как часть Северо-Западной пограничной области. К югу от Латакийского разлома расположен узкий асимметричный прогиб Нахр Эль-Кабир с крутым северо-западным бортом. Мощность неоген-четвертичных отложений достигает в нём 2 км, из которых более 0,5 км приходится на плиоцен и нижний плейстоцен. Прогиб продолжается на северо-восток вдоль Латакийского разлома и далее за

Эль-Габский сегмент DST. Там он отмечен выходами миоценовых морских отложений, среди которых есть и нижний миоцен, отсутствующий в других частях Сирии.



Рис. 5. Структурная карта плиоцен–квартера Восточного Средиземноморья, по данным [Ross, Ushupi, 1977; Казаков, Васильева, 1992; Hall et al., 1994; Ben-Gai et al., 2004] с дополнениями

1 — изолинии подошвы плиоцен-квартера, км; 2 — разломы, активные в плиоцен-квартере; 3 — миоценовые разломы, сохранившие более слабую активность в плиоцен-квартере; 4 — впадины pull-apart; 5 — линии сейсмических профилей 5–5 и 6–6 (см. рис. 6), А–А (см. рис. 7) и В–В (см. рис. 8)

В раннем плейстоцене современная наземная северо-восточная часть прогиба была вовлечена в поднятие Берегового хребта (Джебель Ансария). Юго-западная часть впадины про-

Рис. 6. Геофизические профили через прогиб Нахр Эль-Кабир и область сочленения Восточно-Анатолийской зоны разломов и Кипрской дуги

А и В — временной разрез (A) [Klaeschen et al., 2005] и результат временной миграции разреза после суммирования (B) [Vidal et al., 2005], сейсмический разрез по данным ГСЗ [Зверев, 2010] вдоль линии 5–5 (С) и временной разрез вдоль линии 6–6 (D) (см. рис. 5)



Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура



Рис. 7. Принципиальный разрез вдоль прогиба Нахр Эль-Кабир и его подводного продолжения по линии А-А (см. рис. 5)

1 — плиоцен-квартер; *2* — мессинские эвапориты; *3* — разломы, достоверные и предполагаемые

должала опускаться, и в ней накопилось 0,7 км плиоцен-четвертичных осадков (рис. 6). Их подошва находится сейчас на глубинах более 1,8 км. Возможно, прогиб Нахр Эль-Кабир и узкая депрессия между Кипром и подводным поднятием Эратосфен являются частями единого преддугового трога.

Южнее этого трога к побережьям Сирии и Ливана примыкает восточная часть Левантинской впадины Средиземного моря (см. рис. 5). Она является реликтом южной пассивной окраины Неотетиса. Её мощный (до 14 км) неогенчетвертичный осадочный чехол разделён на три части толщей мессинских эвапоритов. Они замешаются на юге аллювиальнодельтовыми отложениями Пра-Нила. Эвапориты накопились в гиперсолёном бассейне, который существовал на месте Средиземного моря из-за преобладания испарения над ограниченным протоком океанских вод в результате тектонического поднятия Гибралтарской перемычки между Иберией и Северо-Западной Африкой [Mart et al., 2004]. Уровень мессинского бассейна был ниже современного уровня Средиземного моря, что доказывается переуглублением мессинских русел Пра-Нила и других рек, впадавших тогда в море. Эвапориты покрыли и сгладили неровности предшествовавшего донного рельефа. Их ровная поверхность находится сейчас местами на глубинах более 2 км.

В начале плиоцена прорвавшиеся океанские воды затопили Средиземное море, включая Левантинскую впадину. Сейчас глубины её дна превышают 2 км южнее Кипра. Глубины моря уменьшаются к восточному побережью и особенно к югу, где общирная мелководная область занята дельтой Нила. Именно там зафиксированы наибольшие мошности плиоцен-четвертичных отложений, достигающие 3-3,5 км в подводной части нильской дельты [Ross, Uchupi, 1977] и 1,3 км возле восточного берега между городами Тель-Авив и Бейрут [Ben-Gai et al., 2004]. На востоке наибольшие мощности приурочены к границе континентального склона и дна впадины, где подошва плиоцена опущена до 2,2-2,4 км [Казаков, Васильева, 1992].

Предложены две альтернативные интерпретации тектонической эволюции восточной части Левантинской впадины в плиоцен–квартере.

Согласно первой интерпретации, иссушённое дно мессинского бассейна уже к началу плиоцена находилось на той же глубине, что и сейчас, т.е. ~2 км (или чуть меньше, если учесть небольшое изостатическое погружение под нагрузкой нахлынувших океанских вод). Дополнительное опускание подводной дельты Нила и восточного края бассейна представляет собой результат изостатической компенсации нагрузки плиоцен-четвертичных осадков. Если эта интерпретация справедлива, должны



Рис. 8. Финальный результат моделирования по данным сейсмического профиля EM-83-31 [Ben-Gai et al., 2004] вдоль линии B–B (см. рис. 5)

были возникнуть клиноформы в области наибольшего перемещения обломочного материала с суши и ингрессивные контакты плиоценчетвертичных осадков с более древними отложениями склонов в областях более медленной седиментации. Клиноформы действительно присутствуют в дельте Нила, что вообще характерно для этого типа отложений. Но на восточных склонах Левантинской впадины ситуация иная.

В наземной части прогиба Нахр Эль-Кабир на высоте ~50 м над уровнем моря обнажён 30метровый разрез мессинских гипсов. Плиоценовые глины перекрывают их неровную поверхность с размывом и базальными брекчиями гипсов и домессинских карбонатов. На склонах соседних поднятий не обнаружены признаки ингрессивного залегания плиоцена на более древних отложениях (рис. 7). На континентальном склоне сейсмические профили демонстрируют разломы, затрагивающие мессиний и плиоцен (см. рис. 6 и 7). Южнее, между городами Бейрут и Тель-Авив прибрежная часть Левантинской впадины также пересечена несколькими сейсмическими профилями [Ben-Avraham et al., 2004; Ben-Gai et al., 2004]. Плиоцен-четвертичные отложения на них горизонтально стратифицированы и утоняются к берегу. На континентальном склоне они образуют флексуру до 10°, нарушенную разломами (рис. 8). Вертикальное смещение по флексуре с начала плиоцена достигает 1,5-1,7 км. Наклон слоёв уменьшается от плиоцена к квартеру, но даже позднеплейстоценовые (тирренские) террасы местами наклонены до 3° [Dodonov et al., 20081.

Описанные соотношения заставляют нас принять другую интерпретацию. Согласно ей, послемессинская впадина Восточного Средиземноморья сформировалась в результате тектонического опускания, как минимум, на 1,5 км. Уровень моря в мессинии, конечно, был ниже современного, но не на 2 км, как сейчас, а лишь на несколько сотен метров. Поскольку тортонские карбонаты, возникшие в очень мелководном море, сейчас находятся в долине р. Нахр Эль-Кабир на высотах не более первых сотен метров, плиоцен-четвертичное поднятие побережий было невелико и становилось более значительным лишь в береговых антиклинальных хребтах [Gomez et al., 2006]. Таким образом, возрастание вертикального контраста между раннеплиоценовым положением земной повехности на современной суше и в море произошло главным образом за счёт углубления Левантинской впадины.

2.3. Пограничная область между Левантинской впадиной и Аравийской плитой

Пограничная область охватывает прибрежную северо-западную часть Сирии и территорию Ливана, включая континентальный склон Средиземного моря. В пределах области выделяются крупные антиклиналные поднятия Берегового хребта на севере, Ливана и Антиливана — на юге. Между двумя последними находится синклиналь долины Бекаа. Антиливан может рассматриваться и как краевая западная складка Пальмирид, хотя и отличается от пальмирских складок рядом особенностей строения и развития [Dubertret, 1970; Walley, 1998].

Складки Пограничной области нарушены разломами. Крупнейшие из них — сегменты Левантской зоны (DST), Иорданский — на юге в долине Иордана, Яммуне — в Ливане и Эль-Габ в Сирии и соседней части Турции [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001]. Они расположены эшелонированно друг относительно друга и состоят из сближенного кулисного ряда более частных сегментов. Между крупными сегментами находятся впадины pull-apart — Галилейского моря, Хула, Бокайе (Калат Аль-Хосн) и Эль-Габ (см. рис. 2). Левантская левосдвиговая зона на большем своём протяжении ориентирована меридионально и характеризуется сочетанием левосдвиговой и подчинённой сбросовой компонент смещения при относительном опускании восточного крыла на севере и западного — на юге. Яммунский сегмент простирается на ССВ-ЮЮЗ и имеет взбросовую компоненту смещений. Впадины pull-apart для него не характерны. Единственной такой структурой является небольшая впадина Яммуне возле одноименного селения (18 на рис. 3).

Левантскую зону оперяют разломы с преобладающей левосдвиговой компонентой смещений — Рашайя, Серхайя, Св. Симеона и более мелкие, ответвляющиеся от зоны в северо-восточном направлении [Walley, 1988]. Другим ответвлением является разлом Роум, в котором сочетаются признаки левого сдвига и взброса. Он отходит на север от западного борта впадины Хула [Girdler, 1990; Butler et al., 1997], следует

вдоль крутого борта Ливанской антиклинали и, судя по данным сейсмопрофилирования, продолжается на север вдоль крутого континентального склона Ливана. Здесь в качестве его продолжения выделяют надвиго-взброс Ливанского хребта, сопровождающийся мелкими складками и разломными уступами морского дна [Elias et al., 2009]. На севере он сопряжён с субширотными складками и разломами с опущенными северными крыльями (надвигами или взбросами?), которые протягивается вдоль берега и западнее в море на широте г. Триполи. Севернее зоны Триполи вдоль континентального склона и шельфа вновь следится субмеридиональная зона разломов, отдельные ветви которой нарушают неогеновые и, в отдельных случаях, четвертичные отложения (см. рис. 3 и 5). Подводные соотношения этой зоны с Латакийским надвигом остаются неясными.

Крутые разломы, имеющие вертикальную и, возможно, левосдвиговую компоненты смещений, ограничивают впадину Бекаа [Gomez et al., 2006; Gomez, Nemer et al., 2007]. Большое число мелких разломов нарушают антиклинали Берегового и Ливанского хребтов. На Береговом хребте выделяются две протяжённые зоны субширотных сбросов с опущенными южными крыльями. Они образуют уступы на своде хребта и прослеживаются до берега, где выражены расположением и смещением позднеплейстоценовых морских террас. Южный из этих разломов и продолжение зоны Триполи ограничивают поперечную седловину, разделяющую поднятия Ливанского и Берегового хребтов.

Для определения структурной роли Пограничной области принципиальными являются возраст образующих её складок и разломов и амплитуда левого сдвига по Левантской зоне. Пространственные соотношения сегментов Яммуне и Эль-Габ соответственно с Ливанской и Береговой антиклиналями свидетельствуют о наложении разломов на уже возникшую складчатую структуру (см. Приложение 1). Несогласие, обнаруженное в долине Бекаа в основании миоценовых отложений, свидетельствует о раннем заложении Ливанской антиклинали; однако участие миоцена в её складчатой деформации указывает на то, что главная фаза воздымания началась в конце миоцена или, скорее, начале плиоцена [Gomez et al., 2006; Elias et al., 2009].

Для оценки соотношений сегмента Эль-Габ и Береговой антиклинали есть более конкретные данные. На её южной периклинали восточное крыло разлома сложено базальтами плато Шин, которые продолжаются на западное крыло почти до Средиземного моря в виде более или менее крупных останцов лавовых покровов. Судя по большой протяжённости и изометричной форме покровов, базальты изливались на выровненную эрозией поверхность антиклинали.

Наиболее полный разрез базальтов восточного крыла разлома и, соответственно, антиклинали описан в урочище Сарайя (рис. 9). Его



Рис. 9. Разрез верхнемиоцен-нижнеплиоценовых базальтов Сарайи, восточное крыло DST, Западная Сирия

^{1 —} базальт; 2 — пористый базальт; 3 — выветрелая верхняя часть базальтового потока; 4 — изменённая нижняя часть базальтового потока; 5 — песчаник; 6 — эродированное основание потока; 7-9 — остаточная намагниченность: 7 — нормальная, 8 — обратная, 9 — неизвестная. Указаны палеомагнитные зоны и К-Аг даты базальтов

геологическое и палеомагнитное изучение было выполнено нами ранее [Трифонов и др., 1991] и позднее дополнено тремя К-Аг датами базальтов (см. главу 5). Разрез мощностью ~120 м состоит из 12 лавовых потоков, нижний из которых залегает на сеноманских известняках. К-Аг возраст верхнего потока — $4,3\pm0,2$ млн лет, а поток, залегающий примерно в 1/4 от основания базальтов, имеет возраст $6,1\pm0,3$ млн лет. Вероятно, бо́льшая часть разреза соответствует магнитным аномалиям *3r–3br*, хотя самый нижний поток может быть древнее.

На западном крыле разлома, соответствуюшем осевой части антиклинали. базальты залегают на юрских известняках. Это означает, что антиклиналь возникла до излияния базальтов, и к этому времени с её осевой части были срезано эрозией на ~500 м отложений больше, чем с восточного крыла в районе Сарайя. Зона разлома Эль-Габ, рассекающая базальтовое поле, никак не проявляется в расположении центров базальтовых извержений и прорывающих лавы базальтовых даек и в мощности базальтов. Туфогенно-терригенная толща мощностью до 80 м, содержащая обломки базальтов Шин и заполняющая узкий грабен между ветвями разлома возле селений Ашек-Омар и Эйн-Хлакым в 10-15 км южнее г. Миссиаф (рис. 10), соответствует магнитной аномалии 2а (палеомагнитной эпохе Гаусса), датируемой в интервале 2,5-3,4 млн лет [Трифонов и др., 1991]. С этим согласуются фаунистические находки в верхах разреза Ашек-Омар, отнесённые сирийскими палеонтологами к плиоцену. Таким образом, сегмент Эль-Габ возник в плиоцене не ранее ~4 млн лет назад, а Береговая антиклиналь начала развиваться ещё в миоцене.

Однако рост антиклинали продолжался после излияния базальтов Шин, одновременно с движениями по разлому Эль-Габ. Об этом свидетельствуют следующие факты. Возле развалин Калат-Маркаб южнее г. Баниаса обнажаются базальты с возрастом 5,4±0,2 млн лет, которые извергались из небольшого местного вулкана на поверхность сеноман-туронских известняков западного крыла Береговой антиклинали и переходили к западу в базальтовые гиалокластиты, перекрывшие морские осадки верхнего миоцена — нижнего плиоцена [Копп, Леонов, 2000; Шарков, 2000]. Гиалокластиты несут следы взаимодействия с морской водой, т.е. накапливались вблизи береговой линии. Сейчас они подняты на 260-300 м над уровнем моря. Юговосточнее, в осевой части антиклинали, базальты с К-Аг возрастами 5,4–4,8 млн лет находятся на высотах до 800 м, тогда как на восточном крыле разлома Эль-Габ (восточном крыле антиклинали) кровля базальтов обычно расположена на высотах до 400 м, а их подошва — в 100–150 м ниже.

Х.Д. Волли [Walley, 1988] предполагает суммарный левый сдвиг Сирийской дуги по сегменту Яммуне на величину до 47 км и относит это смещение к двум фазам деформаций — сенонской и позднепалеогеновой. Структурногеологические реперы, по взаимному расположению которых определена эта величина, недостаточно чёткие для столь точной оценки. Идея смещения по DST Сирийской дуги, в которую объединяются складчатые пояса Пальмирид и района юго-западнее Галилейского моря (см. рис. 3), не нова и восходит к работе [Freund et al., 1970]. Расхождения в оценке амплитуды сдвига у авторов, принимающих эту идею,



Рис. 10. Активные разломы зоны Эль-Габ между селениями Сахлие и Эль-Бейда

В — сел. Эль-Бейда, Н — сел. Аль-Хариф, М — г. Миссиаф, S — сел. Сахлие

Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика

обусловлены различиями расстояний между сопоставляемыми структурными элементами. Что же касается самой идеи, то она вызывает следующие замечания. Во-первых, пояса отнюдь не идентичны по стилю деформаций и внутренней зональности. К тому же основная фаза складчатости израильского крыла DST, по-видимому, древнее основной фазы деформации Пальмирид. Поэтому можно допустить, что пояса не смещены вдоль DST, а возникли как сопряжённые с ней оперяющие структуры, что исключает оценку амплитуды сдвига по расстоянию между поясами. Во-вторых, даже если допустить сдвиг единого пояса, он мог произойти не по разлому Яммуне, а по другой ветви DST, например, по разлому Роум. Что же касается возраста сдвига, то выявленные в Ливанской антиклинали признаки доплиоценовых деформаций могут быть связаны не с разломом Яммуне. а с другими, более древними нарушениями иной морфологии и местоположения.

Оценка амплитуды и средней скорости четвертичного левого сдвига по сегменту Яммуне основана на смещении долины р. Литани на 4 км [Walley, 1988]. Формирование долины Р.Уестевей [Westaway, 2004] датирует ~870 тыс. лет — эпохой регионального увлажнения и врезания. Это даёт среднюю скорость сдвига ~5 мм/год. В работе [Ron, 1987] отмечается возможность сопоставления сходных форм рельефа в крыльях разлома, сейчас разобщённых на 7–10 км, однако датировки этих форм отсутствуют.

Данные о левых смещениях по сегменту Эль-Габ более информативны. Эта зона разломов начинается на западном борту впадины pull-apart Бокайе и от её северного окончания следует на север на расстояние

~230 км до соединения с Восточно-Анатолийской зоной разломов. Сегмент состоит из трёх подсегментов. В южном подсегменте длиной ~60 км зона разлома выражена в рельефе узкой (обычно меньше 1 км) ложбиной. В центральном подсегменте зона расширяется до 12–15 км, а местами 20 км, ограничивая впадину pull-арагt Эль-Габ. В её южной части (~50 км) позднечетвертичные аллювиальные и озёрно-болотные отложения сплошь покрывают дно впадины, в котором геофизическими методами выявлен погребённый центральный горст (рис. 11). Севернее (~60 км) впадина представляет собой сочетание узких продольных грабенов и горстов, разделённых



Рис. 11. Геологические разрезы, основанные на данных бурения и геофизики, через центральную и южную части впадины pull-apart Эль-Габ

мезозойские и палеогеновые породы; 2-8 — плиоценчетвертичные отложения: 2 — известняки, 3 — мергели, 4 — глины, 5 — песчаники и пески, 6 — брекчии и конгломераты, 7 — линзы гравия и песка, 8 — базальты; 9 — разломы; 10 — фауна моллюсков; 11 — скважины, их номера и глубина, м; 12 — К-Аг даты

сбросо-сдвигами. Северный подсегмент (~60 км) представлен Карасуйским сбросо-сдвигом, ограничивающим с востока впадину Амик и долину р. Карасу.

Северный край лавового поля Шин смещён по южному подсегменту зоны влево на 10–12 км [Трифонов и др., 1991; Rukieh, 1997], однако эта граница базальтов эрозионная и потому не является надёжным оценочным репером. В работе [Chorowicz et al., 2004] представлены результаты сопоставления элементов вулканической структуры плато Шин по обе стороны разлома. Они смещены влево на 16–20 км. Близкая оценка приведена в работе [Gomez et al., 2006]. 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 неопределённость в оценку амплитуды сдвига, которая не может быть определена точнее, чем ~16–20 км. Таким образом, за последние 4–3,4 млн лет по сегменту Эль-Габ произошло левое смещение на ~16–20 км, что даёт среднюю скорость плиоценчетвертичного сдвига ~5±1 мм/год.

Последняя величина близка к средней скорости голоценовых левосдвиговых перемещений на 26-километровом отрезке сегмента Эль-Габ между сел. Сахлие на севере и сел. Эль-Бейда на юге (см. рис. 10). При ширине до 1 км зона разлома здесь построена сложно и состоит из нескольких ветвей, расположенных кулисно друг относительно друга и простирающихся под очень острым углом к оси зоны (рис. 12, см. цв. вкл.). В каждом её сечении, как правило, регистрируются две главные ветви. Ветви разлома пересекают долины ручьёв и оврагов различной длины и степени разработанности, что указывает на их разный возраст. Разновозрастные долины или их элементы (русла, склоны, террасы) смещены по ветвям разлома влево на разные расстояния. На севере указанного отрезка разлома определены повторяющиеся в разных долинах амплитуды смещений: по западной ветви разлома — 400–450, 60–70 и 30–40 м, а по восточной ветви — 130, 75–80 (единственная смещённая долина) и 13–20 м. Величины смещений, последние в каждом из этих рядов, относятся к самым коротким долинам и современным руслам, датируемым голоценом. В сумме по обеим ветвям голоценовое смещение составляет ~50 м.

На юге рассматриваемого отрезка разлома смещение по западной ветви уменьшается до 25 м возле сел. Эль-Бейда, причём лишь часть его относится к голоцену. Однако возрастают амплитуды смещений по восточной ветви до 34–40 м для голоценовых форм рельефа и 150–175 м для форм рельефа, которые возникли и начали смещаться ещё в плейстоцене.

Таким образом, с севера на юг наибольшие движения переходят от западных ветвей зоны разлома к восточным ветвям, но суммарное голоценовое смещение вдоль зоны разлома остаётся близким к 50 м, что даёт среднюю скорость сдвига ~5 мм/год. Эта величина, характеризующая и суммарное плиоцен-четвертичное, и голоценовое движение по разлому, может быть принята в качестве долговременной средней скорости сдвига по сегменту Эль-Габ.





1 — четвертичные отложения; 2 — плиоценовые конгломерато-брекчии; 3 — неогеновые (?) базальты (дайка?); 4 — меловые отложения; Т — обнажения 1–7. На врезке В показана юго-восточная ветвь разлома — сильно брекчированные неогеновые (?) базальты среди брекчированных меловых карбонатов. На врезках А (фото В.Г. Трифонова) и А' представлена центральная ветвь разлома — красные аптские (?) пески, внедрившиеся в смещённые по разлому светлые плиоценовые конгломерато-брекчии; тонкий чехол позднечетвертичных делювиально-коллювиальных отложений смещён по разлому на 20–30 см

Сходство средних скоростей сдвига по разлому Эль-Габ за голоцен и за последние 3,4–4 млн лет указывает на постоянство режима движений в северной части DST в течение всего указанного отрезка времени. Это позволяет распространять на него оценки скоростей позднечетвертичных смещений по разломам, оперяющим DST, для которых данные о более ранних смещениях неполны или отсутствуют.

В районе впадины Хула от DST на северовосток ответвляются разломы Хасбайя, Рашайя и Серхайя. В юго-западной части разлома Рашайя выявлены левые смещения и резкие изгибы трёх пересекаемых долин на 3,0±0,2 км [Gomez et al., 2006].

Разлом Серхайя — крупнейший из указанных ответвлений. Он отчётливо выражен в рельефе на протяжении ~120 км между сел. Бкаассем у южных подножий горы Хермон до окрестностей г. Баальбека на юго-восточном склоне долины Бекаа. Суля по космическим изображениям, разлом продолжается на северо-восток ещё на 20 км и там скрывается под позднечетвертичными наносами Хомсской впадины. Центральная часть зоны разлома представлена несколькими параллельными ветвями, круго наклонёнными в сторону их поднятых юго-восточных крыльев. На профиле поперёк зоны разлома, составленном южнее г. Забадание (между пунктами с координатами 33°40,093′ с.ш., 36°05,498′ в.д. и 33°40,229′ с.ш., 36°05,359′ в.д.) видны четыре ветви разлома (1-3, 7 на рис. 13). В юго-восточной ветви среди меловых карбонатов сохранилась линза брекчированных и выветрелых позднекайнозойских базальтов (см. рис. 13, В). Ветвь 3 состоит из трёх нарушений, смещающих плиоценовые конгломератобрекчии. По этим нарушениям интрудированы красные аптские (?) пески (см. рис. 13, А, А'), а позднечетвертичныеделювиально-коллювиальные отложения смещены по вертикали на 20-30 см. Северо-западная ветвь соответствует границе крутого горного склона и пологой поверхности Забаданской впадины. В юго-восточном крыле разлома здесь вскрываются плиоценовые конгломерато-брекчии, а северо-западное крыло сложено четвертичными отложениями.

Вдоль разлома Серхайя зафиксированы крутые левые изгибы элементов дренажной системы, достигающие 7–8 км и в одном случае, возможно, 12 км [Gomez et al., 2006]. В работах [Gomez et al., 2001, 2003] сообщается о левом смещении небольшого оврага на 10,2±0,5 м южнее г. Забадание. Датировка смещённых элементов дала среднюю скорость сдвига 1,4 мм/год в течение последних 6000 лет. Соотношение горизонтальной и вертикальной компонент смещения оценено как 4:1–5:1.

Юго-западнее сел. Бкаассем разлом Серхайя почти не выражен в рельефе. Очевидно, он здесь деградирует, хотя, возможно, и продолжается в виде малоамплитудного нарушения ещё на ~20 км и соединяется с юго-западным окончанием разлома Рашайя. Последний в своей югозападной части, на склонах Хермона, выражен лучше всего, тогда как северо-восточнее, на борту Забаданской впадины, смещения по разлому уменьшаются, и он деградирует. Таким образом, сдвиговые перемещения передаются в югозападном направлении от разлома Серхайя к разлому Рашайя (рис. 14). Вероятно, именно с этим связано вращение блока пород между разломами таким образом, что юго-западная часть блока высоко поднялась (гора Хермон), а северовосточная опустилась (Забаданская впадина). По палеомагнитным данным, предполагается также горизонтальное вращение массива Хермона против часовой стрелки на 60-65° [Ron, 1987]. Следствием дробления пород при вращении может быть интенсивная разгрузка подземных вод на южном склоне Хермона, формирующая истоки Иордана.



Рис. 14. Принципиальная схема соотношений разломов Рашайя и Серхайя

Разлом Св. Симеона ответвляется на севере впадины Эль-Габ от её восточного разломного ограничения возле сел. Арманаз и, поворачивая на север, протягивается на 80 км до соединения с разломом Аафрин возле сел. Катма (рис. 15). Разлом разделяется на два сегмента [Karakhanian et al., 2008]. Южный сегмент простирается на 33 км по азимуту 46° СВ от Эль-Габа до впадины Ад Данна, а северный сегмент простирается на 47 км в направлении ~17° СВ от этой впадины до разлома Аафрин. В северной и центральной частях северного сегмента (до монастыря Св. Симеона) поднято восточное крыло разлома. Южнее ситуация переменчива, хотя чаще также подняты восточные или юго-восточные крылья.



Рис. 15. Разлом Св. Симеона и соседние активные разломы северной части DST, по данным [Karakhanian et al., 2008] с изменениями

1–3 — участки разломов с зарегистрированными смещениями: 1 — сдвиговыми, 2 — сбросовыми, 3 — взбросонадвиговыми; 4 — предполагаемые продолжения разломов; 5 — смещённые долины; 6 — руины ранневизантийских построек. AF — разлом Аафрин, KF — Карасуйский подсегмент сегмента Эль-Габ DST, St. SF — разлом Св. Симеона Поднятия выражены уступами в рельефе, достигающими десятков метров. Местами разлом разделяется на несколько сближенных ветвейуступов, формирующих ступенчатый склон. В тех случаях, когда плоскости смещения обнажены, видно, что они крутые (70–90°) и чаще наклонены в сторону поднятого крыла (см. 2, 4–6 на рис. 15).

Сегменты состоят из отрезков, нередко расположенных кулисно друг относительно друга. Борозды скольжения на плоскостях смещения горизонтальны или наклонены под пологими углами (см. 4, 5 на рис. 15). Вдоль разлома обнаружены многочисленные левослвиговые смешения и резкие изгибы пересекаемых форм рельефа. В южном сегменте крупнейшими из них являются изгибы долины р. Аль-Нум восточнее сел. Каусерджеа на ~850 м и долины р. Каини возле сел. Кхелли на 1000-1200 м (соответственно, см. 1 и 3 на рис. 15). Более сложен для оценки амплитулы смешения район сел. Карамбуш (рис. 16; см. 2 на рис. 15). Здесь смещённая по разлому часть горного склона запрудила долину, сформировав узкую приразломную впадину. Смещённые низовья долины обнаружены в пункте а'. Можно допустить, что прежде долина следовала на юг до пункта а. Тогда левое смещение a-a' равно 2-2,5 км [Karakhanian et al., 2008]. Более вероятным представляется, однако, что верховья долины достигали разлома примерно в пункте d. В этом случае смещение d-a' не превышает 1,5 км. В северном сегменте крупнейшие левые изгибы долин обнаружены возле сел. Арпи-Кибар на ~650 м (см. 7 на рис. 15), сел. Бурдж Абдалло на ~550 м и среднепалеолитических пещер Дедерих на 200-250 м (рис. 17; см. 5 на рис. 15). Выразительно левое смещение на ~1,2 км купола Джебель Шейх Баракат, сложенного гельветско-тортонскими карбонатами, возле сел. Дар Тааза (рис. 18).

Таким образом, разлом Св. Симеона является левым сдвигом с небольшой вертикальной компонентой. Выявленная амплитуда сдвига превышает 1,2 км [Karakhanian et al., 2008]. Использовать большинство представленных данных для оценки средней скорости сдвига невозможно, поскольку неизвестен возраст смещений. В связи с этим особенно важным представляется смещение долины возле сел. Бурдж Абдалло, где на её отрезке, следующем вдоль разлома, обнаружен фрагмент овражной террасы, сложенной плотным галечником. Высокая уплотнённость галечника даёт основание предположить, что терраса не моложе конца среднего



136°38′ в.д.



Рис. 17. Левосдвиговое смещение тальвега долины а-а' на 250 м по разлому Св. Симеона возле пещер Дедерих I и II со среднепалеолитическими находками (D на рис. 15). *Фото А.С. Караханяна*



Рис. 18. Левое смещение А-А северного склона купола Джебель Шейх Баракат на ~1,2 км на космическом изображении Quick Bird, совмещённом с 3D-моделью рельефа по данным GTOPO-30 [Karakhanian et al., 2008], вид с юга

плейстоцена. Поскольку она возникла на смещённом отрезке долины, смещение началось раньше, скорее всего в среднем плейстоцене. При амплитуде сдвига ~550 м это позволяет предположительно оценить его среднюю скорость в 1–2,5 мм/год.

Если наши доводы в пользу возможности экспраполировать скорости голоценовых и плейстоценовых перемещений по разломам DST на последние 3,4-4 млн лет справедливы, суммарная скорость плиоцен-четвертичного сдвига по Левантской зоне и оперяющим её разломам могла достигать 7-8 мм/год и дать общее смещение ~30 км за последние 4 млн лет. Если принять во внимание также плиоцен-четвертичную активность разлома Роум и его продолжения на континентальном склоне, мы приходим к выводу, что в плиоцен-квартере на ливанско-сирийском участке DST амплитуда сдвига достигла той же величины, что и в южной части DST, но, в отличие от последней, была рассредоточена в широкой полосе от континентального склона до разломов Серхайя и Св. Симеона.

2.4. Северо-западная пограничная область между Аравийской и Анатолийской плитами

Северо-западная пограничная область образована юго-запалным окончанием Восточно-Анатолийской зоны разломов (East Anatolian fault zone, EAFZ), офиолитами и надвиговыми пластинами Бассита, Курд-Дага и хребта Аманос. Все главные разломы простираются на СВ-ЮЗ. ЕАFZ представляет собой эшелонированный ряд левых взбросо-сдвигов, таких как разломы Якапинар-Гёксун на берегу зал. Искандерон, Аманос на юго-восточном склоне одноимённого хребта и Восточный Хатай к юго-востоку от него (рис. 19). Они демонстрируют сочетание левого сдвига с поперечным укорочением зоны, в связи с чем хребет Аманос рассматривается как антиклиналь, а долина Карасу — как синклиналь [Lyberis et al., 1992; Adiyaman, Chorowicz, 20021.

Офиолитовые зоны Бассита и Курд-Дага подверглись надвиганию в маастрихте [Книппер и др., 1988]. Надвиговая структура контролирует современную топографию хребтов, что свиде-

 \Leftarrow

Рис. 16. Разлом Св. Симеона возле сел. Карамбуш (см. рис. 15)

А — разлом на космическом изображении; верховья большой долины были подпружены сдвиговыми перемещениями по разлому с образованием депрессии а–а', а продолжение долины вниз по течению смещено в пункт а'; минимальная амплитуда смещения d–a' ~1,5 км. В — разлом на юго-восточном борту приразломной депрессии а–а'. Фото А.С. Караханяна

Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика



Рис. 19. Общий вид уступа разлома Хатай в г. Антакия (Антиохия) (А) и выходы серпентинитов в зоне разлома (В). *Фото В.Г. Трифонова*

тельствует об активизации надвигов в позднем кайнозое. Надвиги нарушены субширотными правыми сдвигами. Зона Бассит отделена от расположенного южнее прогиба Нахр Эль-Кабир Латакийской левосдвигово-надвиговой зоной северо-восточного простирания [Поникаров и др., 1968; Трифонов и др., 1991]. В этой зоне представлено несколько эпизодов тектонических движений и деформаций. Первый из них выразился надвиганием офиолитов в маастрихте в процессе закрытия Неотетиса. Второй эпизод имел место в нижнем миоцене. Он выражен в г. Латакия резким (до 90°) угловым несогласием межлу палеогеновыми и гельветскими слоями и присутствием очень грубого обломочного материала в основании гельвета (рис. 20). Эти обнажения представляют северо-западное крыло Латакийского разлома, тогда как на юговосточном крыле, в прогибе Нахр Эль-Кабир,

предгельветского несогласия нет, и в разрезе присутствуют олигоценовые и нижнемиоценовые (аквитан и бурдигал) известняки. Резкая смена разреза может быть связана со значительным сближением структурных зон из-за надвигания по Латакийскому разлому. В течение всего неогена и раннего плейстоцена разлом служил границей морского осадконакопления в прогибе Нахр Эль-Кабир.

Латакийская зона разломов примыкает к сегменту Эль-Габ DST, смещается им (см. раздел 2.3) и продолжается северо-восточнее сегмента зоной разломов Аафрин [Трифонов и др., 1991]. Разлом отделяет складчато-надвиговые структуры Курд-Дага от реликтов неогеновой впадины, вероятно, продолжавшей прогиб Нахр Эль-Кабир. Разлом обнажён возле сел. Кара-Баш в виде зоны шириной 150 м. Она состоит из нескольких параллельных нарушений и тектонических линз палеогеновых известняков, наклонённых на северо-запад под углом 60°. Эти нарушения смещают нижнемиоценовые известняки и мергели и осложнены приповерхностными карстовыми полостями. В отличие от Латакийской зоны, разлом Аафрин не является границей распространения нижнемиоценовых отложений. Они встречены и к северо-западу от него в предгорьях Курд-Дага, где охватывают полосу до 10 км, ограниченную с северо-запада небольшими разломами.

Тот факт, что сегмент Эль-Габ смещает зону разломов Латакия–Аафрин, подтверждает более молодой возраст сегмента Эль-Габ. Разлом западного борта грабена Эль-Габ продолжается на север в виде малоамплитудного уступа в



Рис. 20. Береговое обнажение на юге г. Латакия, где видно резкое несогласие между круто наклонёнными эоценовыми известняками и почти горизонтально залегающими гельветскими карбонатами (средний миоцен); базальный слой гельвета содержит крупные обломки палеогеновых пород. Фото В.Г. Трифонова

позднечетвертичных отложениях впадины Амик, но не пересекает разлома Аманос EAFZ [Adiyaman, Chorowicz, 2002]. Разлом восточного борта грабена продолжается на север Карасуйским разломом DST и примыкает к EAFZ возле г. Нарли [Perinçek, Çemen, 1990] (рис. 21). Такое сочленение сегмента Эль-Габ и EAFZ свидетельствует об их взаимосвязанном и, скорее всего, одновозрастном развитии. Иначе говоря, EAFZ также является плиоцен-четвертичным образованием [Yürür, Chorowicz, 1998], хотя Р.Уестэвей [Westaway, 2004] полагает, что она заложилась ещё в конце миоцена, ~7 млн лет назад. В работе [Westaway, 2004] приведены результаты моделирования EAFZ, согласно которым суммарный сдвиг по этой зоне разломов оценивается величиной не менее 65 км, которая складывается из смещений на ~45 км по разлому Аманос, ~10 км по разлому Восточный Хатай и ~10 км по более восточным разломам. Заметим, что использованный в указанной работе принцип оценки суммарного сдвига путём сложения смещений по отдельным разломам не бесспорен. Как мы убедились на примерах южного подсегмента Эль-Габа и соотношений между разломами Серхайя и Рашайя, в сложно



Рис. 21. Схематичная карта главных неотектонических элементов конвергентной и трансформной границ Аравийской плиты, по данным [Rukieh et al., 2005] с дополнениями

1 — Месопотамский прогиб; 2 — границы главных поднятий и прогибов; 3 — оси антиклиналей; 4 — позднеолигоценчетвертичные базальты; 5 — офиолиты Неотетиса. Сегменты DST: DS — Мёртвого моря, EG — Эль-Габ; долины: JR — Иордана, YM — Яммуне. Пояснения разломов см. на рис. 23; другие разломы: EA — Восточно-Анатолийская зона, LT — Латакийский разлом, MR — Главный современный разлом Загроса, MT — Главный надвиг Загроса, NA — Северо-Анатолийская зона, TU — Таврский надвиг. Складчато-надвиговые области: В — Бассит, F — Краевые складки Турции, К — Курд-Даг, Р — Пальмириды, Z — Загрос; М — Месопотамский прогиб

построенной сдвиговой зоне смещение может убывать по простиранию одного из разломов, передаваясь другому, отчего общая амплитуда сдвига окажется меньше, чем сумма максимальных амплитуд в каждом из сегментов.

Средние скорости плиоцен-четвертичного сдвига оцениваются величинами ~2 мм/год по разлому Якапинар-Гёксун [Westaway, 2004], 1–1,7 мм/год по разлому Аманос [Yürür, Chorowicz, 1998; Yurtmen et al., 2002; Westaway, 2004] и 2,5–4,3 мм/год по разлому Восточный Хатай [Westaway, 2004]. В сумме они составляют 6–8 мм/год, что близко к вышеприведённой оценке суммарной скорости сдвига по сегменту Эль-Габ и оперяющим его разломам. Движение по EAFZ имело также взбросовую компоненту [Lyberis et al., 1992; Adiyaman, Chorowicz, 2002].

Таким образом, северо-западная пограничная область образована структурами обрамления Аравийской плиты, возникшими в разные стадии её неоген-четвертичного развития. Эти структуры формировались при сочетании левого сдвига с поперечным укорочением зоны, причём роль сдвиговой компоненты перемещений возрастала от миоцена к плиоцен–квартеру.

Структуры пограничной области продолжаются на юго-запад в северную часть Восточного Средиземноморья и переходят в структуры Кипра и его северо-западного продолжения, образуя Кипрскую дугу (см. рис. 5, 6, 21). В работе [Vidal et al., 2000] строение пограничной области между сирийско-турецким побережьем и Кипром интерпретируется как сдвиговая зона, сопровождаемая контрастными поднятиями и впадинами. В некоторых впадинах подошва плиоцена опущена до 2,5 км. Продолжение Латакийского разлома и его поднятого северозападного крыла отчётливо выражено подводным поднятием с крутым юго-восточным склоном.

2.5. Вулканическая провинция Джебель Араб

Провинция Джебель Араб охватывает всю южную часть Сирии и продолжается в Иорданию, где известна под названием Харрат Аш-Шаам, до границ Саудовской Аравии. В структурном отношении это большая впадина, переполненная базальтовыми потоками с выступающими над их поверхностью вулканическими конусами и цепями конусов. Мощность базальтов достигает 1200 м в сирийской части провинции [Аммар, 1993; Rukieh et al., 2005]. Средняя высота базальтового нагорья ~700 м, но некоторые вулканы поднимаются до 1000 м, а в центре нагорья до 1200–1800 м. Формирование базальтов явилось результатом длительной вулканической деятельности. Возраст базальтов варьирует от раннего миоцена [Шарков и др., 1994, 1998; Шарков, 2000] и даже конца олигоцена на территории Иордании [Ilani et al., 2001] до исторического времени [Трифонов, Эль-Хаир, 1988; Trifonov, 2007; Трифонов, Караханян, 2008].

Подавляющее большинство базальтов изверглось из небольших вулканов. Бо́льшая их часть группируется в прямолинейные цепи северо-западного и север-северо-западного простираний, в пределах которых молодые вулканы нередко соединяются открытыми трещинами. Таким образом, цепи представляют собой разломы растяжения, которые можно рассматривать как структуры оперения DST. Некоторые цепи состоят из вулканов разного возраста, что свидетельствует о длительности и унаследованности вулканизма. Кроме зон трещинных извержений, есть одиночные мелкие вулканы и их нелинейные группы, а также редкие щитовые вулканы (например, голоценовый центр Сафа).

2.6. Пальмириды

Складчато-надвиговый пояс Пальмирид простирается на восток–северо-восток. Различаются его северная и южная части, примерно по границе которых проходит субширотный разлом Джхар (см. рис. 3).

Южные Пальмириды представляют собой кулисный ряд асимметричных линейных антиклиналей северо-восточного простирания с более крутыми надвинутыми юго-восточными крыльями. Антиклинали сложены меловыми и палеогеновыми породами, и некоторые из них осложнены диапировыми ядрами триасовых эвапоритов. Наиболее сильно сжаты складки на юге пояса. Вдоль его фронта обнажаются конгломерато-брекчии с карбонатным цементом. Южнее Пальмирид они содержат олистолиты верхнемеловых известняков с кремнями. По-видимому, эта грубообломочная толща формировалась в мессинии и плиоцене перед растущими антиклиналями. Но в дальнейшем она также была смята. Это свидетельствует о проградации складчатого пояса к югу.

Антиклинали выражены в рельефе хребтами. Но крутые юго-восточные крылья антиклиналей, как правило, эродированы, и наибольшие высоты приходятся на верхние части северозападных крыльев. Максимальные высоты хребтов уменьшаются с запада на восток от 3000 м в Антиливане, сложенном главным образом юрскими и меловыми карбонатами, до 600-700 м в восточной части пояса. Восточнее г. Пальмира интенсивность складчатости и её выражение в рельефе ослабевают. Впадины между поднятыми антиклиналями имеют неправильные очертания, но в целом вытянуты параллельно хребтам, нередко объединяющим несколько соседних антиклиналей. Впадины заполнены неоген-четвертичными континентальными терригенными отложениями. Крупнейшая из них — впадина Ад-Дау.

Северные Пальмириды представляют собой единую большую и сравнительно пологую антиклиналь Бишри, которая местами осложнена узкими линейными складками, сопряжёнными с надвигами. Такие складко-надвиги есть на юго-восточном и, местами, северном флангах главной антиклинали и рассекают её наискость в широтном направлении, разделяя на более поднятую юго-западную и относительно опущенную северо-восточную части. Последняя постепенно погружается на северо-восток к долине р. Евфрат. На его южном берегу ещё различимы разломы и изгибы миоценовых слоёв, которые можно рассматривать как нарушения, осложняющие продолжение антиклинали в Месопотамском прогибе. Севернее Евфрата в приповерхностных слоях подобных проявлений не видно, но есть указания на их присутствие в более древних погребённых отложениях прогиба [Brew et al., 2003]. Юго-западная часть антиклинали Бишри осложнена грабенами север-северо-восточного простирания, частично заполненными верхнеплиоценовыми (?) и четвертичными терригенными отложениями. Пограничные сбросы некоторых грабенов несут следы весьма молодых подвижек.

При объяснении происхождения структуры Пальмирид следует принять во внимание следующие обстоятельства.

1. Складчато-надвиговый пояс Пальмирид ответвляется от впадины Хула DST, где береговые хребты Пограничной зоны приобретают северо-восточное простирание. Таким образом, образование пояса было обусловлено особенностями геометрии трансформных перемещений на западной окраине Аравийской плиты, и Пальмириды, связанные с DST, должны были иметь левосдвиговую компоненту продольного смещения [Walley, 1988].

2. Судя по составу кайнозойских отложений синклинальных межгорных впадин Пальмирид, присутствию в основании миоценовых континентальных толщ субаэральных базальтов с К-Аг возрастами ~26–24 млн лет и несогласиям между комплексами этих отложений, складчатонадвиговый пояс начал формироваться в конце олигоцена — начале миоцена и особенно интенсивно деформировался в конце миоцена, когда ось наибольшего латерального сжатия была ориентирована в направлении ССЗ–ЮЮВ, почти нормально к складкам и надвигам пояса.

3. Территория Пальмирид и Антиливана характеризуется повышенной мощностью содержащей эвапориты триасовой формации Курашина (рис. 22). Это указывает на возможность срыва складчатого комплекса по эвапоритам и участия диапиризма в образовании складок [Lovelock, 1984; Копп, Леонов, 2000]. Наличие поверхностей срыва подтвердил анализ данных сейсмопрофилирования [Chaimov et al., 1990]. Таким образом, наблюдаемая на поверхности структура Пальмирид содержит много вторичных элементов, связанных с диапиризмом и может не соответствовать более глубинной структуре этой провинции. Наиболее интенсивные складчато-надвиговые деформации приурочены к южному краю области повышенной мощности эвапоритов, что согласуется с юго-восточной вергентностью складок и наклоном большинства надвигов на северо-запад. В работе [Chaimov et al., 1990] минимальное укорочение мезозойскокайнозойских отложений Пальмирид в направлении СЗ-ЮВ оценено в 20 км. К северо-востоку интенсивность укорочения уменьшается, и срыв не фиксируется на сейсмических профилях [McBride et al., 1990; Brew et al., 2003].

М.Л. Копп и Ю.Г. Леонов [2000] интерпретировали Пальмириды как зону простого левого сдвига, ответвляющегося от DST. Однако складки и надвиги Южных Пальмирид образуют кулисный ряд, соответствующий продольному правому, а не левому сдвигу. Мы интерпретируем этот ряд как систему левых *R*-сколов, которые простирались под очень острым углом к оси ряда [Hancock, 1985] и имели взбросонадвиговую компоненту перемещений, обусловленную сжатием в направлении ССЗ–ЮЮВ. В сорванном мезозойско-кайнозойском чехле под действием диапиризма *R*-сколы трансформировались в складки, надвинутые на юго-восток.
Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика



Рис. 22. Сопоставление складчатой структуры Пальмирид (см. рис. 3) с мощностью (в м) соленосной триасовой формации Ангидриты Курашина, определённой А.Юсефом и Т.Заза по материалам Сирийской нефтяной компании

Точками обозначены оси антиклиналей

Срыв мезозойско-кайнозойского чехла не исключает укорочения земной коры Пальмирид под зоной срыва. Его можно оценить по утолшению земной коры в процессе складчатости. Сейчас её мощность ~40 км [Моһо Мар..., 2003]. С позднего палеозоя (перми?) до раннего мела Пальмириды развивались в условиях латерального растяжения как рифтоподобный трог, и их кора была, вероятно, утонена. Она начала утолщаться позднее, только с началом коллизии [McBride et al., 1990; Brew et al., 2003]. Исходя из этого, мы предполагаем, что до позднекайнозойской складчатости кора Пальмирид была такой же или более тонкой, чем кора соседних областей Аравийской платформы, где её мощность ~35 км. Таким образом, в ходе складчатости она могла утолститься на 5-10 км (15-30%). Современная ширина Пальмирид — 50-80 км. Стало быть, предполагаемое утолщение коры соответствует сближению Алеппского плато и более южной части плиты (блока Рутба) на 15-30 км. Эта величина сходна с выявленным укорочением мезозойско-кайнозойского чехла Пальмирид и характеризует вклад Пальмирид в общее смещение по DST в её ливано-сирийской части.

2.7. Алеппское плато и северо-западная часть Месопотамского прогиба

2.7.1. Общая характеристика

Алеппское плато представляет собой северозападный блок Аравийской платформы с докембрийским кристаллическим основанием. Его ограничивают Пальмириды, Пограничная западная область с сегментом Эль-Габ DST и северо-западная пограничная область с EAFZ, надвигами Курд-Дага и Тавра. Восточнее Алеппского блока находится северо-западное окончание Месопотамского предгорного прогиба. Алеппский блок характеризуется очень пологим, почти горизонтальным залеганием осадочного чехла, представленного на земной поверхности кайнозойскими и редко верхнемеловыми отложениями. Они сочетаются с выходами неогеновых и редко четвертичных базальтовых покровов и разбиты единичными малоамплитудными разломами северо-восточного и северо-западного простираний.

Вдоль границы Алеппского блока и антиклинали Бишри проходит зона протяжённых, но малоамплитудных разломов Бутма-Кастал, расположенных на северо-восточном продолжении разлома Серхайя (рис. 23). Зона представлена несколькими примерно параллельными разломами, нарушающими верхнемеловые и палеогеновые отложения и выраженными в рельефе слабыми уступами с поднятыми юговосточными крыльями. Она представляет собой часть более крупной зоны Расафе–Эль-Фаид и продолжается на северо-восток, где контролирует местоположение и трогообразную форму верховий долины Расафе. В 10 км восточнее сел. Хальфа выявлены признаки четвертичных смещений по наиболее протяжённому разлому зоны (см. RF4 на рис. 23). Здесь дно пересечённой разломом небольшой сухой долины (вали) образует резкий уступ, и её верховья подняты более чем на 1,5 м. Там же имеет место нечёткий левый изгиб русла долины на несколько метров, возможно, обусловленный левосдвиговой компонентой смещений по разлому. Плоскость разлома наклонена на юго-восток под углом 80°. Вдоль неё пласт четвертичной брекчии изогнут параллельно разлому (рис. 24, А). Таким образом, разлом квалифицируется как молодой взброс или, возможно, левый взбросо-сдвиг. Упомянутые в разделе 2.6 небольшие грабены на антиклинали Бишри, частично заполненные плиоцен-четвертичными отложениями, оперяют рассматриваемую зону разломов, подтверждая левосдвиговые перемещения по ней.

Северо-западное окончание Месопотамского прогиба ограничено с юго-запада антиклиналью Бишри Северных Пальмирид, а юго-восточнее основной частью Аравийской платформы (блок Рутба). Вдоль юго-западного края прогиба по магнитным, гравиметрическим и косвенным геологическим данным выделен разлом Файдат [Поникаров и др., 1968]. Северной границей прогиба, находящейся в Юго-Восточной Турции, является Таврская (Битлизская) зона надвигов. Северо-западное окончание прогиба разделяется на смятую в складки северную и почти недеформированную южную области. Северная область продолжается в Юго-Восточную Турцию, где известна как зона Краевых складок [Ильхан, 1977]. Антиклинали складчатой зоны асимметричны: обычно их южные крылья круче и осложнены надвигами или взбросами. Этот складчатый пояс продолжается на юго-восток в Загрос (см. главу 4). Примером таких складок на территории Сирии является антиклиналь Карачок.

Исключением является антиклиналь Абдель-Азиз, характеризующаяся обратной асимметрией. Она имеет более крутой северный борт, нарушенный зоной взбросо-сдвигов (см. главу 8). Выпадение из разреза значительной части палеогеновых отложений свидетельствует о ранних проявлениях воздымания [Поникаров и др., 1968]. Другой особенностью этой антиклинали, возможно, указывающей на её приуроченность к более древней зоне нарушений, является присутствие каменноугольных олистостром в меловых осадочных породах [Леонов Ю.Г. и др., 1986].

Кроме антиклиналей, выраженных в рельефе значительными поднятиями, в северной области присутствуют небольшие, обычно слабо удлинённые или изометричные антиклинальные и сводовые структуры, которым соответствуют крайне незначительные поднятия рельефа, определяющие рисунок мелкой дренажной сети и иногда ландшафтные особенности местности. Именно такие образования соответствуют нефтеносным структурам Джубеси и Румейлана. Они обнаружены и за пределами этих нефтеносных районов и могут представлять интерес для поисков новых месторождений нефти и газа.

Если судить по мощностям миоценовых отложений, выполняющих Месопотамский прогиб, его наиболее глубокая часть приходится на южную недеформированную область, где мощности миоцена достигают 1200 м (см. Приложение 1 и рис. 3). Однако участки наиболее интенсивного плиоцен-четвертичного прогибания сосредоточены на севере сирийской части прогиба, северо-восточнее антиклинали Абдель-Азиз, где мощность плиоцен-квартера местами превышает 1000 м.

В докайнозойской структуре основания Месопотамского прогиба важное место занимает Евфратский разлом, протягивающийся вдоль долины р. Евфрат, т.е. вдоль юго-западного борта прогиба [Ponikarov et al., 1967; Tectonic Map



Рис. 23. Элементы позднеплиоцен-четвертичной (последние ~3,5 млн лет) структуры северной части Аравийской плиты. Изопахиты миоцена 400 и 600 м и изопахита плиоцена 500 м показывают структуру Месопопамского прогиба. Обозначены контуры рис. 25, А и 25, В

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 антиклинали и зоны поднятий: АВ — Абдель-Азиз; АL — Антиливан; ВК — Бишри, Северные Пальмириды; СА — Береговой хребет Сирии; LB — Ливанский хребет; МF — пояс Краевых складок Турции; РМ — Южные Пальмириды. Разломы и зоны разломов: АМ — Аманос, сегмент EAFZ; EAFZ — Восточно-Анатолийская зона; EU — Евфратский; JH — Бир-Джабель — Хеймер-Кабир; JR — Иорданский сегмент DST; RF — Расафе-Фаид; SH — Серхайя; YA — сегмент Яммуне DST. Впадины: АК — Амик; ВК — синклиналь Бекаа; DA — Дамасская; DW — Ад-Дау; GA — впадина pull-арагt Галилейского моря, DST; GH — впадина pull-арагt Эль-Габ, DST; HM — Хомсская; HU — впадина pull-арагt Хула, DST; KA — грабен Карасу. Базальтовые поля: Н — Халабие; Z — Залабие



Рис. 24. Четвертичные разломы Центральной и Северо-Восточной Сирии. Фото В.Г. Трифонова

А — разлом северо-восточного простирания на северо-западе Пальмирид; в юго-восточном крыле (справа) обнажены верхнемеловые известняки, а в северо-западном крыле (слева) — четвертичная брекчия; непосредственно вдоль плоскости разлома пласт брекчии запрокинут до 80° ЮВ параллельно плоскости разлома. В — субмеридиональный вертикальный разлом зоны Расафе–Эль-Фаид в тортонских отложения восточного склона долины Расафе возле её устья (т. 18/9). С вертикальный разлом, протягивающийся вдоль юго-западного берега р. Евфрата и нарушающий II речную террасу западнее г. Ракка; северо-восточное крыло (слева) опущено на ~10 м (т. 19/9). D — мелкие нарушения со свежими левыми сбрососдвиговыми смещениями, сопровождающие разлом того же кинематического типа восток–северо-восточного простирания на северном склоне хребта Абдель-Азиз

of Syria..., 1989; Копп, Леонов, 2000]. Но до сих пор не были представлены данные о его выражении в верхних горизонтах осадочного чехла и, в частности, в кайнозойских отложениях. Не удалось обнаружить признаков разлома и вдоль береговых линеаментов, выраженных на космических снимках. Поэтому Евфратский разлом рассматривался как погребённый, не проявлявший активности в кайнозое. Приводимые ниже данные показывают, что Евфратский разлом развивался в позднем кайнозое и определил местоположение и особенности строения долины Евфрата на отрезке её субширотного и юго-восточного простирания от вдхр. Асада на западе почти до г. Абу-Камаль возле сирийско-иракской границы на юго-востоке. Эти данные основаны на анализе опубликованных данных и результатах изучения плиоцен-четвертичных отложений и террас долины Евфрата, предпринятого авторами в 2008–2010 гг. Остановимся на них подробнее.

2.7.2. История изучения позднекайнозойских отложений и террас Евфрата

Истоки р. Евфрат находятся на Армянском вулканическом нагорье. В своей верхней части река пересекает Понтическую зону Альпийско-Гималайского орогенического пояса, Северо-Анатолийскую зону разломов, восточную часть Анатолийской плиты, Восточно-Анатолийскую зону разломов и складки Краевой зоны Турции. На территории Сирии долина Евфрата проходит по платформенной части Аравийской плиты (см. рис. 23). От сирийско-турецкой границы, делая несколько резких изгибов, долина следует вдоль восточного края Алеппского блока на юг до вдхр. Асада, где поворачивает на восток-юговосток и продолжается в юго-восточном направлении вдоль Месопотамского прогиба до сирийско-иракской границы. Возле устьев притоков Расафе и Эль-Фаид долина Евфрата коленообразно изгибается к северу на ~7 км. На пересечении с продолжением Пальмирид, отмеченным базальтовыми полями Халабие и Залабие, простирание долины изменяется с восток-юго-восточного на юго-восточное. Далее, на территории Ирака, р. Евфрат продолжается по Месопотамскому прогибу до Персидского залива.

Разнообразные сведения о геологии четвертичных отложений, геоморфологии и археологических находках в сирийской части долины Евфрата были впервые обобщены в работе [Liere, 1960–1961]. Систематическое изучение позднекайнозойских отложений и геоморфологии долины было выполнено в ходе геологической съёмки территории Сирии [Geological Map of Syria, 1964; Ponikarov et al., 1967]. Вблизи Евфрата в отложениях, выделенных как плиоценовые, не найдено палеонтологических остатков. Они признаны плиоценовыми на том основании, что залегают с размывом и местами слабым несогласием на разнообразных слоях от эоцена до фаунистически охарактеризованного мессиния, слагают цоколи четвертичных террас и сходны по составу и стратиграфическому положению с отложениями Пальмирид, в которых плиоценовая фауна обнаружена.

Плиоцен района Евфрата разделён на толщи N^a₂ и N^b₂ [Geological Map of Syria, 1964]. Нижняя толща N₂^a обнажается на берегах Евфрата на всём его протяжении от турецкой до иракской границ, а толща N₂^b появляется вблизи северного борта долины восточнее молодых вулканов Джебель Манхар и обнажена непосредственно на бортах долины лишь восточнее устья р. Хабур. Наиболее мощный (~100 м) разрез толщи N₂^a описан на левобережье Евфрата возле турецкой границы. Он сложен глинами, глинистыми мергелями, известняками, песчаниками и конгломератами. Последние слагают устойчивый пласт в основании толши и линзы в её верхней части. Ниже по течению Евфрата мощность толщи не превышает 30 м, а содержание галечников уменьшается. Преобладают пески, алевриты и глины с прослоями мергеля и гипса.

Верхняя толща N_2^b , чаще всего перекрывающая толщу N_2^a с размывом, сложена галечниками и песками/рыхлыми песчаниками, нередко косослоистыми. Мощность толщи — до 35 м. В составе гальки обеих толщ отмечено присутствие изверженных и метаморфических пород, представляющих собой продукты разрушения тектонических зон Альпийско-Гималайского пояса на территории Турции. На северо-востоке Сирии, в долине Тигра, содержание галечников в верхней толще увеличивается. В составе гальки и здесь отмечены продукты удалённого переноса с территории Турции. Мощность плиоцена возрастает до сотен метров [Rukieh et al., 2005].

Среди четвертичных образований долины Евфрата в ходе геологической съёмки были выделены отложения четырёх террас, современных поймы и русла. Террасы датированы соответственно нижним, средним, поздним плейстоценом и ранним голоценом (Q_1, Q_2, Q_3, Q_4^a) , а пойма и русло признаны позднеголоценовыми (Q_4^b) , причём нижняя граница четвертичной системы определясь авторами весьма приблизительно в интервале от 1 до 1,8 млн лет [Поникаров и др., 1968]. К Q₁ отнесены террасы высотой 60–120 м; отмечены вариации высот террас вдоль долины, обусловленные неравномерностью тектонического поднятия. К Q₂ отнесены террасы высотой 20-40 м (при мощности аллювия до 25 м), а к Q₃-Q₄^a — І и ІІ террасы высотой 8-20 м (при мощности аллювия 5-10 м). Отмечены археологические находки типа леваллуа в террасах $Q_3-Q_4^a$ и ашеля в террасах Q_2 , однако отсутствие конкретных описаний мест находок в разрезах террас и их высоты снижает ценность этих открытий.

Teppaca	Высота, м	MIS	Археология	Предполагаемый возраст
Qf0	~1	2-1	Неолит и позднее	Последние 20 тыс. лет
QfI	10–15	6 и/или 4	Средний палеолит (леваллуа или материал «типа леваллуа»)	Вюрм и/или раньше (70-200 тыс. лет)
QfII	20-25	8	Верхний ашель (отщепы, нуклеу- сы, чопперы, «пики», рубила)	Рисс (230-270 тыс. лет)
QfIII	50–60	14 или 12	Средний ашель (отщепы, нуклеу- сы, чопперы, «пики» без рубил)	Миндель? (0,5–0,47 млн или 0,4±0,01 млн лет)
QfIV	80	16	Нет	До-миндель (0,6±0,02 млн лет)
QfV	≥ 100	18 или раньше	Нет	До-миндель (0,67±0,01 млн лет или раньше)

Таблица	1.	Схема	террас	долины	Евфрата	между	Ap	Раккой	и Де	ЙЗ	эз-Зором,	существова	авшая д	10	2004	Г. И
суммиро	ван	ная в	работе	[Demir et	t al., 2007	1										

Важное значение имели исследования позднекайнозойской геологии, геоморфологии и археологии долины Евфрата, проводившиеся с 70-х годов XX в. группой учёных под руководством Дж.Безансона и Р.Санлавилля [Besançon, Sanlaville, 1981; Muhesen, 1985]. Помимо современных русла и поймы (Qf0), они выделили пять террас, датировав их разными отделами плейстоцена. Террасы были сопоставлены с подразделениями изотопно-кислородной шкалы MIS [Sanlaville, 2004; Copeland, 2004]. Их итоговая последовательность представлена в табл. 1.

Однако ещё до окончательного датирования этой стратиграфической схемы, сохраняющей значение до сих пор, была обнаружена ошибочность её хронологической привязки. Е.В. Шарков с соавторами [1998; Шарков, 2000] сделали К-Аг определения возраста базальтов, перекрывающих террасу QfIV возле сел. Халабие и террасу QfII в карьере Абу Джемаа восточнее сел. Айаш (в 10 км западнее г. Дейр эз-Зор) (рис. 25). Две даты базальтов Халабие показали 2,76±0,09 и 2,9±0,1 млн лет, а три даты в карьере Абу Джемаа — 0,71±0,08, 0,72±0,08 и 0,82±0,07 млн лет. Позднее мы получили новые К-Аг определения [Trifonov et al., 2011]: 2,58±0,08 млн лет для базальтов Халабие и 0,85±0,03 млн лет для базальтов Абу Джемаа. Последняя дата представляется завышенной, поскольку базальты нормально намагничены, т.е. соответствуют эпохе Брюнес (не древнее 0,78 млн лет).

В работе [Demir et al., 2007] опубликованы результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования базальтов. Разделённая проба базальтов Халабие дала 2764,8±29,3 и 2676,4±27,2 тыс. лет. Возраст базальтов Залабие–Касра, стекавших с более высоких уровней рельефа до поверхности террасы QfIII высотой 45 м, — 2116,2±38,8 тыс. лет. График соотношений щелочных металлов и кремния показал, что лавовое поле Залабие– Касра сложено базанитами, извергнутыми из единого вулкана [Abou Ramieh et al., 2009]. На северном краю сел. Айаш разделённая проба базальта, перекрывающего террасу QfI высотой 8 м, дала 410,6±14,6 тыс. лет и 389,9±17,0 тыс. лет, т.е. ~0,4 млн лет. Согласно работе [Demir et al., 2007], этот базальтовый поток перекрывает не только террасу QfI, аллювий которой содержит артефакты типа леваллуа, но и террасу QfII восточнее сел. Айаш высотой ~23 м, аллювий которой содержит ашельские рубила.

Противоречие между заключением в работе [Demir et al., 2007] и нашими предшествовавшими определениями возраста террасы QfII побудило нас выполнить в 2008–2010 гг. дополнительное изучение четвертичной геологии района сел. Айаш, показавшее, что базальты, покрывающие I и II террасы, принадлежат разным потокам, вулканы которых были идентифицированы на детальных космических изображениях и на местности.

В карьере Абу Джемаа был описан сверху вниз следующий разрез II (верхней) террасы (рис. 26):

Мощность, м
1. Базальтовый поток, местами покры-
тый современным суглинком (до 2 м) (рис.
27, A)
2. Суглинки и супеси с линзами более
грубого материала 2-4
3. Аллювий, представленный несколь-
кими слоями рыхлых конгломератов, сло-
женных окатанными валунами и галькой,
с линзами более тонкого материала; гори-
зонтальная или косая слоистость. Артефак-
ты ашельского типа до 10
(видимая)



и некоторые тригопункты. Утолщёнными линиями показаны разломы

Евфратский (EU), Расафе–Эль-Фаид (RF) и Бир Джабель — Хеймер Кабир (JH). По данным [Abou Romieh et al., 2009] выделены поперечные разломы в сегменте D: Бвейтие (B), Хармушие (H), Касра (K), Масраб (M), Тибни (T) и Трейф (Tr). Штрихи на линии разлома направлены в сторону опущенного крыла. Серыми прерывистыми линиями показаны границы сегментов долины, а серыми полосами — примерное положение композитных поперечных геоморфологических профилей (см. рис. 28). Чёрным треугольником отмечено местонахождение геофизического профиля через Евфратский разлом





базальт; 2 — слабо сцементированный конгломерат;
гравий, песок и песчаник; 4 — суглинок и супесь; 5 — суглинок с камнями. Приведены К-Аг даты базальтов

Разрез I (нижней) террасы достигает ~12 м на северной окраине сел. Айяш. Здесь сверху вниз обнажаются следующие отложения (см. рис. 26 и 27, В):

Мощность, м
1. Базальтовый поток; его поверхность
местами опущена на величину до ~2 м и
покрыта современным суглинком (1-2 м) ~3
2. Суглинки и супеси с линзами более
грубого материала до 5
3. Тёмно-серый аллювий, представлен-
ный горизонтально слоистыми галечника-
ми с маломощными линзами более тон-
кообломочного материала до 6

Разрезы обеих террас неполные, поскольку их нижние части скрыты тёмными глинисто-



Рис. 27. Строение террас р. Евфрат возле сел. Айаш и г. Майадин. *Фото Д.М. Бачманова и В.Г. Трифонова*

А — базальт, кроющий пачку 2 II террасы в карьере восточнее сел. Айаш. В — общий вид разреза I террасы в сел. Айаш. С — контакт евфратского аллювия и нижнеплиоценовых отложений возле г. Майадин (т. 71). D — слоистость в нижней части аллювия (т. 71) алевритовыми отложениями граничащей с ними поймы (3–5 м над Евфратом).

Полученные данные с учётом работы [Demir et al., 2007] показывают, что I и II террасы Евфрата покрыты возле сел. Айяш базальтами разного возраста: ~0,4 и ~0,7 млн лет. В разрезе I террасы (8–12 м) содержатся артефакты леваллуаские или «леваллуаского типа». Артефакты в разрезе II террасы (20–22 м), очевидно, древнее, чем поздний ашель.

В работе [Demir et al., 2007] приведены данные в пользу разделения террас QfIII на подуровни QfIII^a и QfIII^b. Верхний подуровень QfIII^b высотой ≥ 45 м перекрыт базальтами Залабие-Касра с возрастом ~2,12 млн лет и, таким образом, соответствует гелазию. В аллювии нижнего подуровня QfIII^a высотой 30-45 м возле сел. Маадан (правый берег Евфрата западнее лавового поля Халабие) и сел. Касра (левый берег Евафрата юго-восточнее лавового поля Залабие) найдены отшепы и нуклеусы (без рубил) Хаттабия. Такие же находки были сделаны в сегменте Биресик долины Евфрата непосредственно к северу от сирийско-турецкой границы в аллювии террасы высотой ~80 м, условно датированном как ~1,8-1,9 млн лет [Demir et al., 2008]. Артефакты Хаттабия представляют примитивный ранний палеолит, эквивалентный олдуванской культуре, и тем самым датируют подуровень QfIII^a ранним калабрием (~1,8–1,5 млн лет назад).

2.7.3. Долина Евфрата между водохранилищем Асада и г. Абу-Камаль

На основе анализа результатов предшествовавших работ и исследований, выполненных нами в 2008–2010 гг., предлагается исправленная стратиграфическая схема позднекайнозойских террас и отложений долины Евфрата (табл. 2). В этой схеме мы отказались от разделения IV и V террас, поскольку, как показано ниже, высотное положение слагающих их покровов местами испытывает значительные тектонически обусловленные вариации без чётких уступов между площадками разной высоты.

Принадлежащими долине Евфрата мы считаем террасы, чехол которых имеет признаки аллювиального происхождения и содержит хорошо окатанную гальку, принесённую из внутренних зон Альпийско-Гималайского пояса с территории Турции. Это метабазиты, сланцы, кварциты, кварц, яшмы и радиоляриты, габброиды, диабазы, вулканиты и интрузивные породы среднего и кислого состава, коренные выходы которых на севере Аравийской плиты и, в частности, в сирийской части бассейна Евфрата отсутствуют. Такая галька лучше окатана и в среднем мельче гальки местного происхождения. Последняя представлена различными карбонатами, кремнем и песчаниками, которые сходны с породами бассейна Евфрата, обнажёнными в Сирии и соседней турецкой части Аравийской плиты. В дальнейшем мы будем называть эти смешанные галечники евфратскими.

Линзовидно сочетающиеся евфратские галечники и пески, горизонтально или косослоистые, представляют собой русловую фацию Евфрата, слагающую значительную часть чехла террас. В составе современных пойменных отложений большое место занимают силты и суглинки, реже глины. Они присутствуют и в разрезах речных террас, причём песчаногалечные образования преобладают в низах разрезов террас, а суглинок, силт и тонкозернистый песок — в их верхней части, мощность которой варьирует в изученнных разрезах от 1 до 5 м. Присутствие тонкообломочных пород в верхах разреза террасы указывает на незначительность сноса и уменьшения за счёт этого её высоты.

При полевых работах высота террасы над уровнем Евфрата определялась ручным нивелированием. Возможные ошибки такого измерения составляют десятки сантиметров и не превышают 1 м для террас, расположенных вблизи русла, но могут достигать ±2 м для пунктов, удалённых на несколько километров от реки. В таких случаях результаты нивелирования корректировались комбинацией GPS измерений, данных 3" модели рельефа SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) и нивелирования относительно тригопунктов. Отождествление террас с теми или иными уровнями принятой хроностратиграфической схемы базировалось на их сопоставлении с террасами, датированными радиоизотопным или археологическим методами, и оценке общей последовательности террас на рассматриваемом участке долины с учётом их высотного положения. В конкретных случаях, например, возле вдхр. Асада принималось во внимание, залегает ли аллювиальный чехол террасы на маломощной толще N₂^a (IV терраса) или вложен в более древние отложения (III терраса).

Teppaca	Высота, м	Максимальная зафиксированная мощность аллювия, м	Археология	Предполагаемый возраст		
Q ₃₋₄ 0, русло и пойма	0–5	5	Неолит и позднее	Поздний плейстоцен и голоцен		
Q ₂ I	7–12	11	Средний палеолит (леваллуа или «леваллуаского типа») [D]	Средний плейстоцен древнее ~0,4 млн лет		
Q ₁ II	15–25	14	Ашель	Конец раннего плейстоцена древнее ~0,7 млн лет		
Q ₁ III ^a	30–45	5	Хаттабий [D]	Ранний калабрий ~1,8–1,5 млн лет [D]		
Q ₁ III ^b	45-60	18	Нет	Гелазий древнее ~2,12 млн лет [D]		
N ₂ ² IV	80–100	> 20	Нет	Поздний плиоцен древнее ~2,8 млн лет		

Таблица 2. Хроностратиграфия позднекайнозойских террас и отложений долины Евфрата, используемая в настоящей работе

Примечание. [D] — ссылка на работы [Demir et al., 2007, 2008].

В.П. Поникаров с соавторами [1968] отметили чередование в долине Евфрата относительно просто построенных расширенных участков и участков с более сложных строением, иногда суженных. На отрезке восток-юго-восточного и юго-восточного простираний долины выделяются три таких расширения: А — в районе вдхр. Асада (А') и ниже плотины Ат-Табка до долины Расафе (А"); С — от устья Нахр Эль-Балих до района Халабие-Залабие и Е — от г. Дейр Эз-Зор до района г. Абу-Камаль (сегменты Е' и Е"). Их разделяют участки долины с более сложным строением: В — между долинами Расафе и вади Эль-Фаид и устьем р. Балих; D района Халабие-Залабие (см. рис. 25). Учитывая неоднородность строения долины Евфрата, мы описываем её по отдельным сегментам.

При описании используются сокращения: *H* — абсолютная высота террасы, *h* — её высота над уровнем Евфрата, *M* — общая мощность евфратского аллювия, *M'* — мощность аллювия, наблюдаемая в обнажении, *m* — мощность его верхней тонкообломочной части и *s* — пункт наблюдений.

От водохранилища Асада до долины Расафе и вади Эль-Фаид (сегмент А). По берегам вдхр. Асада (A') нижние террасы Евфрата сейчас залиты его водами. На юго-западном борту долины обширная площадь покрыта галечниками с линзами песков, залегающими с размывом на карбонатах эоцена. Вблизи берега галечники слагают IV террасу, поверхность которой чуть понижается вниз по течению от H = 360 м (h = 80-85 м над прежним уровнем Евфрата) до H = 350 м $(h \approx 80 \text{ м})$, а на расстоянии ~10 км от берега начинает постепенно повышаться до 370–390 м. Местами под галечниками сохранилась от размыва маломощная (≤ 15 –20 м) толща N_2^a , сложенная глинами и алевритами с прослоями мергеля и известняка и в верхней части — линзами галечника.

Разрез IV террасы в 12 км юго-восточнее сел. Маскане (s 12) интересен тем, что евфратский аллювий ($M \approx 10$ м) залегает на галечниках неевфратского происхождения, возникших в результате транспортировки обломочного материала Пальмирид местными вре́менными водотоками (~10–12 м). Именно эти неевфратские галечники, вероятно, слагают продолжение IV террасы, повышающееся до 370–390 м (рис. 28, A'). К юго-востоку мощность галечников IV террасы уменьшается до выклинивания в s 15 (H == 343 м). Юго-восточнее находится фрагмент III террасы (s 14; H = 332 м; $h \approx 65$ м; $M' \approx 10$ м).

На северо-восточном берегу водохранилища выделяются аналоги IV и III террас. В разрезе IV террасы (H = 338 м; $h \approx 70$ м) на палеогеновых карбонатах залегает толща N_2^{a} (~15 м), которую перекрывают евфратские галечники ($M \approx 10$ м). В разрезе III террасы ($H \approx 317$ м; $h \approx 50$ м) евфратские галечники (M' = 2 м) залегают на палеогене.

Между плотиной Ат-Табка и устьями долины Расафе и вади Эль-Фаид (А"), на южном борту долины чехол широкой IV террасы сложен рыхлыми евфратскими конгломератами с линзами песчаника, количество которых возрастает в верхней части разреза. Высота террасы



понижается от H = 320 м ($h \approx 80$ м) на западе (s 16) до H = 310 м ($h \approx 72$ м) на востоке (s 17), но понижение может быть отчасти обусловлено позднейшей эрозией, поскольку в разрезе s 17 отсутствует верхняя часть, обогащённая песчаниками и силтами (см. рис. 28, А").

На северном борту долины высота IV террасы h = 68-70 м. С приближением к вади Эль-Фаид высота террасы снижается до ~40 м (s 40 и s 41; M > 10 м), причём сколько-нибудь заметный уступ, отделяющий пониженную часть, отсутствует. Близ устья вади Эль-Фаид галечники перекрывают толщу N_2^a , сложенную глинистоалевритовыми породами. Там же (s 42) фрагмент I террасы (h = 9-10 м) целиком сложен галечником с линзами песка.

Район г. Ракка между долинами Расафе и Эль-Фаид и устьем р. Балих (сегмент В). Южный борт долины характеризуется прямолинейным уступом запад-северо-западного простирания, отделяющим русло, пойму и I террасу (h = 6-10 м) от более высоких уровней рельефа. Южнее уступа находится плоская поверхность, сложенная галечниками. Она повышается к югу до ~370 м. Сглаженные уступы обособляют от верхнего уровня (H = 360-370 м) два более низких уровня рельефа, представляющие IV (s 18; H = 325 - 330 м; $h \approx 90$ м; M > 20 м) и III (s 18/9; H = 300 м; $h \approx$ ≈ 63 м; M = 7 м) террасы, покрытые евфратскими галечниками (см. рис. 28, В). Мы допускаем, что галечники уровня 360-370 м представляют собой дельту долины Расафе, сложенную продуктами выноса обломочного материала Пальмирид.

На северном борту долины, в районе г. Ракка, и западнее общирные площади занимают I (h = = 6-10 м) и II (h = 15-25 м) террасы Евфрата. Севернее расположено общирное поле галечников плато Хузайма. Его наиболее высокая плоская часть образована подуровнями IV террасы Евфрата (H = 302-319 м; h = 70-85 м). Они сложены галечниками, которые в работе [Besançon, Sanlaville, 1981] выделены как «Верхние конгломераты Балиха». В работе [Demir et al., 2007] доказано их евфратское происхождение. В IV террасу вложены более низкие террасы, среди которых наиболее выдержаны террасы III–IV ($h \approx 55-60$ м) и III^b терраса (s 37 и s 38; H = = 277–284 м; $h \approx 45$ м; $M \le 18$ м). Фрагмент III^a террасы (s 39; H = 269 м; $h \approx 30$ м) на левобережье вади Эль-Фаид возле её устья также сложен евфратскими галечниками на тортонском цоколе. В работе [Demir et al., 2007] упомянут фрагмент IV? евфратской террасы h = 60–65 м на левобережье р. Балих в её низовьях. Таким образом, для левобережья сегмента В характерно расщепление IV и III террас на подуровни. Это можно отнести и ко II террасе, если рассматривать III^a как её верхний подуровень.

Между Нахр Эль-Балих и районом Халабие-Залабие (сегмент С). Поперечный профиль долины резко асимметричен. Её центральная часть (русло, пойма и I терраса) ограничена с юга высоким прямолинейным уступом, тогда как на северном борту границы между I, II и III террасами неровные, и они занимают обширные площади. На южном борту, вдоль упомянутого уступа, местами сохранились фрагменты II террасы ($h \approx 25-30$ м). Выше уступа находится слабо всхолмлённая поверхность тортонских отложений, повышающаяся с удалением от Евфрата до 350 м (*h* ≈ 120 м) на западе и 320 м (*h* ≈ 100 м) на востоке. Вблизи уступа в неё местами вложены плоские эрозионные террасы: IV? ($h \approx 80$ м), III^b? ($h \approx 70$ м) и III^a? (h = 42-45 м; s 20/9) (см. рис. 28, С).

На северном борту долины I терраса имеет высоту h = 8-10 м. В s 22/9 её чехол (M = 4,5 м) залегает на глинистых песках мессиния. В разрезах II террасы (s 22/9, s 23/9 и s 28/9; h == 23-24 м; $M \le 10$ м) евфратский аллювий залегает на эродированной поверхности алевритов, мергелистых глин, мергелей и гипсов N₂^a. Чехол III террасы (s 34; H = 256 м; $h \approx 30-35$ м; M' == 6 м) сложен евфратскими галечниками с силтом вверху. На востоке участка С напротив сел. Маадан Джадид, чехол IV террасы (h == 55-60 м) также сложен галечниками [Geological Map of Syria, 1964].

Район Халабие–Залабие (сегмент D). Сегмент D имеет ключевое значение для датировки и сопоставления террасовых уровней, поскольку здесь возраст террас определён датированием перекрывающих их базальтовых лавовых потоков и археологическими находками в аллювии низких

 \Leftarrow

Рис. 28. Схематизированные геоморфологические профили через долину Евфрата

А' — водохранилище Асада; А" — между плотиной Ат-Табка и зоной разломов Расафе–Эль-Фаид; В — район г. Ракка;
С — между Нахр Эль-Балих и районом Халабие–Залабие; D — район Халабие–Залабие; Е' — между г. Дейр Эз-Зор и г. Майадин; Е" — район сел. Абу Хаммам. Примерное положение профилей показано на рис. 25 серыми полосами

^{1 —} евфратский аллювий; 2 — аллювий притоков, сложенный местным материалом; 3 — базальты разного возраста

террас [Geological Map of Syria, 1964; Besançon, Sanlaville, 1981; Sanlaville, 2004; Copeland, 2004; Demir et al., 2007; Trifonov et al., 2011]. Поперечная асимметрия долины сохраняется, но крутой эрозионный уступ на юго-западном борту присутствует лишь на востоке, ближе к сел. Айаш. I терраса обычно имеет высоту h == 8-10 м на обоих берегах Евфрата, хотя возле сел. Маадан Джадид [Besançon, Sanlaville, 1981] и на северной окраине сел. Айаш [Trifonov et al., 2011] она местами достигает 12 м. Высотное положение остальных террас на разных бортах долины различно (см. рис. 28, D).

На юго-западном борту II терраса (h = 20-30 м) представлена западнее сел. Маадан Атик, возле сел. Табни, западнее сел. Трейф (s 45) и западнее сел. Айаш. Разрез II террасы вскрыт в карьере юго-восточнее сел. Айаш (s 55/8; h == 20-22 м; M' = 12-14; m = 2-4 м; см. рис. 26). Терраса III^a (H = 265-270 м; h = 45-50 м) восточнее сел. Маадан Джадид сложена евфратским аллювием [Copeland, 2004; Demir et al., 2007]. Над сел. Маадан Джадид обособляется терраса III^b (h = 70-75 м). Её фрагмент у северозападного края лавового поля Халабие (s 59/8) эродирован до $h \approx 65$ м и сохранил лишь реликты аллювиального чехла (до 30 см). IV терраса подстилает лавовое поле Халабие. В его северозападной части чехол IV террасы ($H \approx 305$ м; $h \approx$ ≈ 100 м) сложен евфратскими галечниками ($M \approx$ ≈ 12 м). Они продолжаются к западу от лавового поля на высоте $H \approx 310$ м ($h \approx 105$ м), но возле шоссе Алеппо-Дейр Эз-Зор высота террасы понижается до $h \approx 85$ м, а ещё западнее до ~80 м. Такую же высоту имеет подошва базальтов на юго-восточном краю лавового поля Халабие. Эти вариации могут отражать расщепление IV террасы на подуровни [Demir et al., 2007] или её деформацию [Abou Romieh et al., 2009].

На северо-восточном борту долины Евфрата II терраса ($h \approx 20-25$ м) распространена вдоль южного края лавового поля Залабие–Касра между сел. Залабие и сел. Касра [Besançon, Sanlaville, 1981]. Терраса III^a ($H \approx 230-240$ м; $h \approx 30-35$ м; M' = 6 м; m = 1 м) описана в работе [Copeland, 2004] восточнее сел. Касра и присутствует также восточнее сел. Хармошия. Терраса III^b ($H \approx 250$ м; $h \approx 45$ м) перекрыта базальтами Залабие возле одноименного селения. Западнее лавового поля возле сел. Джазира сохранился фрагмент III^b? террасы H ≈ 245 м (h = 35-40 м) [Demir et al., 2007]. Севернее сел. Залабие базальты перекрывают IV террасу (s. 43; $H \approx 295$ м; $h \approx 90$ м). Её евфратские галечники ($M \approx 6$ м) залегают на тортоне. Таким образом, для района Халабие–Залабие, как и для сегмента В, характерно расщепление террасовых уровней, проявленное в III и, возможно, IV террасах.

От е. Дейр Эз-Зора до района сел. Абу Хаммам (сегмент Е). В этом сегменте асимметрия долины (повышенная крутизна юго-западного борта по сравнению с северо-восточным) выражена отчётливо. Однако единого крутого уступа на юго-западном борту долины нет. На её протяжении от селений Касра и Трейф до Абу Камаля можно выделить ряд уступов, кулисно подставляющих друг друга, причём все они не столь прямолинейны, как между Раккой и лавовым полем Халабие.

Между г. Дейр Эз-Зор и г. Майадин (Е') на юго-западном борту долины Евфрата разрез I террасы (*h* = 8–12 м; *M* ≤ 11 м; *m* ≤ 5 м; см. рис. 26) вскрыт возле сел. Айаш [Demir et al., 2007; Trifonov et al., 2011]. В г. Дейр Эз-Зоре высота I террасы $h \approx 10$ м. II терраса в карьере восточнее сел. Айаш имеет высоту h = 20-22 м. Более высокую плоскую поверхность над г. Дейр Эз-Зор (s 51/9 и s 68; H = 235-240 м; $h \approx 45$ м), сложенную мессинием [Geological Map of Syria, 1964], мы считаем эродированной III террасой. К юго-западу она переходит в пологий склон долины. Юго-восточнее, возле сел. Букрос и г. Майадин, III терраса ($H \approx 240$ м; h = 50-55 м) сложена песками, прослоями обогащёнными мелкой евфратской галькой (s 69 и s 70). В s 71 подобные евфратские галечники и пески с базальными брекчиями перекрывают толщу алевритов, гипсов и известняков N₂^a (см. рис. 27, С, D; 28, Е'). Вблизи сел. Букрос (s 70) в III террасу вложена толща евфратских галечников с линзами супеси. Её поверхность ($h \approx$ ≈ 20 м) соответствует II террасе.

На северо-восточном борту долины Евфрата I терраса (h = 6,5-10 м; s 80, s 79 и s 66) сложена евфратским галечником и супесью. II терраса ($h \approx 14-15$ м; $M' \approx 6$ м; m = 1-1,5 м) возвышается над I террасой на 5–7 м. Основание III террасы (h = 35-40 м) сложено мессинием, а чехол ($M \le \le 10$ м) — евфратскими галечниками с полимиктовым песчаным матриксом и линзами песка, обогащёнными силтом в верхней (1–2 м) части (s 67 и s 77).

В районе сел. Абу Хаммам (Е") на юго-западном борту долины высота I террасы обычно не превышает 10–12 м. За ограничивающим её крутым уступом находится III терраса Евфрата ($H \approx 230$ м; h = 50-55 м), переходящая к югозападу в пологий склон долины (см. рис. 28, Е") и плавно снижающаяся к юго-востоку (s 53 и s 52; $H \approx 220$ м; h = 45-50 м). Основание III террасы сложено толщей N_2^{a} . На ней с конгломератобрекчиями в основании залегают евфратские галечники с прослоями песка и силта (> 10 м).

На северо-восточном борту долины I терраса (h = 6-8 м) состоит из евфратского галечника, песка и силта. II терраса (ss 59–61, 63 и 64; $h = 14-20 \text{ м}; M \le 10 \text{ м})$ сложена евфратским галечником, обогащённым песком и силтом в верхней части. III терраса $(H = 203-213 \text{ м}; h \approx 30-35 \text{ м})$, чехол которой представлен песками и галечниками, постепенно переходит к северовостоку в пологий склон долины.

2.7.4. Позднекайнозойский Евфратский разлом

На возможное положение зоны молодого разлома указывает кулисный ряд прямолинейных или дугообразно изогнутых крутых уступов, протягивающихся вдоль южного или юго-западного бортов долины. Наиболее отчётлив и прямолинеен такой уступ на отрезке Евфрата между Раккой и лавовым полем Халабие. В северо-западной части этого отрезка обнаружено смещение тортонских слоёв, которое можно интерпретировать как сброс или оползень (см. рис. 24, С). В пользу наличия продольного сброса или флексуры указывает и то, что при почти горизонтальном залегании противоположные борта долины сложены разновозрастными отложениями. В работе [Petrov, Antonov, 1964] показано смещение плиоценовых слоев на геологическом профиле через долину Евфрата возле сел. Абу Хаммам. Более очевидными свидетельствами продольного сброса или флексуры являются участки долины, где её противоположные борта сложены разновозрастными толщами. Так, на участке между Раккой и лавовым полем Халабие на южном борту долины залегает тортон, а на северном борту — толща N₂^a и восточнее — мессиний. Аналогичные соотношения (верхний тортон и мессиний) имеют место в районе Дейр Эз-Зора и сел. Айаш. Между устьями р. Хабур и вади Дхенет Суваб северовосточный борт долины выше низких террас целиком сложен аллювием Евфрата и его притоков, а на юго-западном борту из-под него выступает толща N₂^a.

Com courses a construct Endmore	Tannaga	Выс	ота, м	Разница	Скорость движений по разлому, мм/тыс. лет		
Сегменты долины Евфрата	Teppaca	правый берег	левый берег	высот, м			
А'. Водохранилище Асада,	N ₂ ² IV	80-85	70–75	~10	~4		
восточная часть							
А". Между плотиной Ат-Таб-	$N_2^2 IV$	~80 на западе,	68-70 на западе,	~10	~4		
ка и устьями долины Расафе		~70 на востоке ~40 на востоке		~30	~11		
и вади Эль-Фаид							
В. Между долиной Расафе —	$N_2^2 IV$	~90	70-85	5-20	~7		
вади Эль-Фаид и р. Балих	Q ₁ III	~63	$III^{a} = 30;$	18–33	~8		
			$III^{b} = 45$				
С. Между р. Балих и райо-	$Q_1 III^b$?	70–75	50-60	15-20	~8		
ном Халабие–Залабие	$Q_1 III^a$?	42–45	30–32	12–13	~8		
	Q ₁ II	25-30	23–24	2–6	~5		
D. Район Халабие–Залабие,	$N_2^2 IV$	100-105	85–90	15-20	~7		
включая селения Маадан,	$Q_1 III^b$	70–75	45–50 [D]	~25	~11		
Касра и Айаш	Q ₁ III ^a	45–50 [D]	30–40 [D]	~15	~9		
	Q ₁ II	20-30	20-25	0–5	~4		
Е'. От г. Дейр Эз-Зора до	Q ₁ III	50–55	35–40	~15	~7		
г. Майадин	Q ₁ II	~20	14–15	5–6	~8		
	Q ₂ I	~10	6,5–10	0-3,5	~8		
Е". Район сел. Абу Хаммам	Q ₁ III	45–55	30–35	15-20	~8		
между р. Хабур и вади Дхе-	Q ₁ II	-	14–20	-			
нет Суваб	Q ₂ I	10–12	6-8	~4	~10		

Таблица 3. Сопоставление высот террас на правом и левом берегах Евфрата и приблизительная оценка скорости движений по Евфратскому разлому

Примечание. [D] — ссылка на работу [Demir et al., 2007].



50

I — базальт; 2 — терраса с аллювиальным чехлом; 3 — эрозионная терраса



Сопоставление террас на разных берегах Евфрата, выполненное раздельно для каждого из рассмотренных выше сегментов долины, показало систематическое понижение высоты террас на левом (северо-восточном) берегу реки по сравнению с правым берегом (табл. 3, см. рис. 28). Разница не превышает 10 м на противоположных берегах водохранилища Ассада, но достигает 20-25 м (30 м?) в более юго-восточных пересечениях. Мы интерпретировали эту разницу как смещение по Евфратскому разлому. Смещение не выявлено в долине ниже устья вади Дхенет Суваб и определённо отсутствует в районе г. Абу Камаль (см. рис. 23). Смещения террас фиксируют лвижения по разлому с конца позднего плиоцена (время оформления IV террасы). IV и III террасы смещены на большую величину (до 20-25 м и, возможно, 30 м), чем II терраса (3-6 м) (рис. 29 и 30; см. рис. 28). Это указывает на многократность подвижек. Мы не обнаружили смещения террасы Q₂I в сегментах А-D. Однако её небольшое (до 2-4 м). но систематическое понижение от правого берега долины к левому в сегменте Е даёт основание полагать, что там Евфратский разлом сохранял активность после среднего плейстоцена.

Мы рассчитали приблизительные средние скорости вертикальных движений по разным сегментам разлома. используя полученные данные о высоте террас и оценки возраста верхов их аллювиального чехла: 2,8, 2,2, 0,8 и 0,4 млн лет, соответственно, для IV, III, II и I террас (см. табл. 3). Смещения IV и III террас дали примерно одинаковые скорости 9±2 мм/тыс. лет на всём протяжении от устьев притоков Расафе и Эль-Фаид (восток сегмента А") до сегмента Е". В сегменте А' и на западе сегмента А", т.е. в пределах Алеппского блока, скорость уменьшается до ~4 мм/тыс. лет. В сегментах С и D смещения II террасы дали скорости 4-5 мм/тыс. лет, а смещение I террасы не зарегистрировано. Это демонстрирует падение активности разлома на западе в течение четвертичного периода. В сегменте Е смещения II и I террас дали те же скорости, что и смещение III террасы (9±1 мм/тыс. лет). Там разлом сохранял активность.

2.7.5. Поперечные разломы и зоны деформаций долины Евфрата

Вблизи устьев долины Расафе и вади Эль-Фаид долина Евфрата испытывает резкий коленообразный изгиб к северу на ~7 км. Вдоль крутого восточного борта долины Расафе прослеживается почти вертикальный разлом в тортонских отложениях с поднятым восточным крылом (см. рис. 24, В). На южном борту долины Евфрата поверхность IV террасы Евфрата постепенно понижается с запада к долине Расафе от $h \approx 80$ м (высота 351 м и s 16) до h = 72 м (s 17). а восточнее этой долины резко возрастает до $h \approx$ ≈ 90 м (см. рис. 29, А). Аналогичные изменения происходят на северном берегу Евфрата: высота IV террасы понижается с запада к вади Эль-Фаид от h = 70-75 м в s, 28а до h = 68-70 м (высота 305 м возле сел. Аш-Шара) и, возможно, $h \approx 40$ м в s 41, а восточнее вали Эль-Фаид на плато Хузайма возрастает до h = 70-85 м (см. рис. 29, В). Очевидно, вдоль долины Расафе и вади Эль-Фаид проходит зона разлома с опущенным западным и поднятым восточным крыльями (см. рис. 30). Она кулисно подставляется на севере разломом на восточном борту долины р. Балих (см. RF2 на рис. 23), северное продолжение которого отмечено как меридиональный сброс на Карте активных разломов Турции [Şaroğlu et al., 1992а] (см. RF3 на рис. 23). На юге зона Расафе-Эль-Фаид следует вверх по долине Расафе, где отклоняется на юго-запад. Возможные ветви зоны разлома ограничивают узкую депрессию, выраженную в рельефе слабой ложбиной. Далее эта зона переходит в зону разломов Бутма-Кастал (см. RF4 на рис. 23). Единая система разломов Бутма-Кастал-Расафе-Фаид отделяет Алеппский блок от Пальмирид и Месопотамского прогиба.

Восточный край Алеппского блока рассечён ещё несколькими молодыми разломами северсеверо-восточного простирания. Один из них прослежен от района Бир Джабер до сел. Хеймер Кабир. Это сброс, западное крыло которого на значительном протяжении представляет собой полуграбен. Он заполнен плиоценовым галечником и щебнем, сложенным местным обломочным материалом (ss 30–33). На геологической карте 1:200 000 [Geological Map of Syria, 1964] подобные сбросы предположительно выделены вдоль долины Евфрата между г. Ширин и вдхр Асада.

Иной тип поперечных нарушений долины Евфрата представлен районом Халабие–Залабие (сегмент D), который находится на северовосточной периклинали антиклинали Бишри Пальмирид. Её позднекайнозойская активность выразилась базальтовым вулканизмом, подъёмом и расщеплением III и IV террас (см. рис. 29, 30 и табл. 3). В работе [Abou Romieh et al., 2009] сообщается о поперечных разломах Масраб-Касра, Тариф (Трейф), Бвейтие-Хармушие и Тибни, выделенных по вертикальным смещениям и деформациям террас и лавовых полей района Халабие-Залабие. Эти смещения наиболее убедительны на правом (юго-западном) борту долины. где разломы обнажены и их существование с тем же направлением смещений подтверждено сейсмическим профилированием [Litak et al., 1997]. Разлом Масраб демонстрирует взбросовое смещение. Вместе с тем, некоторые оценки смещений, сделанные в цитируемой работе, представляются некорректными из-за неверного сопоставления террас. Так. контраст высот на 30-50 м на крыльях разлома Масраб не отражает смещения единой террасы.

Разлом Масраб-Касра с поднятым северозападным крылом деформирует часть базальтового поля Залабие-Касра. Однако в 10 км северо-восточнее базальты северо-западного крыла и гипсы юго-восточного крыла залегают на одном гипсометрическом уровне [Abou Romieh et al., 2009]. Разлом Бвейтие-Хармушие исчезает возле южного края лавового поля Залабие-Касра, а разлом Тибни «сходит на нет» на плато Залабие.

Смещения и деформации евфратских террас фиксируют движения в зоне разломов Расафе-Фаид и на северо-восточной периклинали антиклинали Бишри, начиная с эпохи оформления террасы N_2^2 IV до эпохи оформления II террасы (поздний калабрий). В обоих случаях они привели к подъёму и расщеплению IV, III и, возможно, II террас. В сегменте В расщепление проявилось лишь на левом борту долины в районе г. Ракки и плато Хузайма, где обозначилось восточное ограничение поднятого блока вдоль нижнего течения р. Балих. Смещений террасы Q₂I в зоне разлома Расафе-Фаид и на периклинали антиклинали Бишри не обнаружено. С указанной периклиналью, возможно, сходна по структурному значению поперечная складчаторазломная зона, пересекающая долину Евфрата возле г. Абу-Камаль [Geological Map of Syria, 1964; Ponikarov et al., 1967]. Она ограничивает на юго-востоке зону Евфратского разлома.

Своеобразным выражением зон поперечных нарушений являются проявления ликвифакции в террасах Евфрата. Они представлены в чехле террас дайками и микродиапирами, заполненными песком и галькой, складчатыми изгибами, надвигами и взбросами амплитудой в десятки сантиметров (рис. 31). Некоторые из них охватывают лишь нижние слои чехла

Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура



Рис. 31. Песчано-гравийные дайки и вторичные деформации внутри аллювия террас Евфрата А — гравийная дайка в террасе III^b в восточном крыле зоны разломов Расафе–Эль-Фаид на левом берегу Евфрата (т. 38). В — микровзброс во II террасе на северо-восточной периклинали антиклинали Бишри, правый берег Евфрата возле сел. Трейф (т. 45). С — песчаная дайка, прорывающая аллювий II террасы в восточной части северо-восточной периклинали антиклинали Бишри, правый берег Евфрата в карьере к востоку от сел. Айаш (т. 55/8). D — микроскладка во II террасе в западном крыле разлома северо-восточного простирания, правый берег Евфрата в г. Абу-Камаль (т. 49)

террасы, не продолжаясь в вышележащие, т.е. возникли в процессе накопления аллювия. Показательно, что эти нарушения обнаружены лишь в зонах поперечных нарушений долины Евфрата: в III^b террасе восточного крыла зоны разломов Расафе–Эль-Фаид (s 38) и во II террасе возле сел. Трейф юго-восточнее лавового поля Халабие (s 45), в карьере восточнее сел. Айаш (s 55/8) и в г. Абу-Камаль (s 49).

2.8. Стабильная часть Аравийской плиты (провинция Рутба)

Провинция занимает юго-восточную часть Сирии, известную как Сирийская пустыня. На кристаллическом фундаменте залегает недеформированный фанерозойский осадочный чехол, менее мощный, чем под соседними Пальмири-



Рис. 12. Разрез южной стенки траншеи поперёк Левантского разлома

А — фото Д.М. Бачманова и А.Е. Додонова; В — разрез

(поздний плейстоцен?); 6, 7— красноватая глина: 6— с гравием и камнями, 7— пластичная; 8–13— алеврит: 8— светлый желговаго-серый, 9— жёлгый, 10— тёмный желтовато-коричневый, 11— светлый жёлтый с гравием, 12— жёлтый с гравием, 13— тёмный желтовато-коричневый с гравием. Отложения, обозначенные знаками 1 — трещины с калыцитовым и гематитовым заполнением; 2 — крепкие слоистые карбонатные породы; 3 — места сбора образцов на ¹⁴С (С₁–С₄) и палеомагнитное (M₁-M₄) датирование; 4 — современная почва (бурый суглинок с гравием), показано место сбора керамики (K); 5 — рыхлый светлый алеврит с гравием и камнями 2, 8-13, относятся к плиоценовому заполнению грабена зоны разлома. Красноватые глины (знак 7) и глины с камнями (знак 6) представляют собой тектониты и коллювиальные клинья разного возраста

Вклейка к главе 2





2





1 — скальный цоколь; 2 — дезинтегрированные скальные породы; 3 — высокотрещиноватые скальные породы; 4 — сильно дезинтегрированные скальные породы; 5 — рыхлые наносы; 6 — геологические границы; 7 — разлом

3

Вклейка к главе 9



Рис. 69. Геофизические профили и изображение Quick Bird (внизу) участка «Афамия»

1 — скальный цоколь; 2 — высокотрещиноватые скальные породы; 3 — выветрелые скальные породы; 4 — переходная зона между скальными и обломочными породами; 5 — обломочные отложения; 6 — рыхлые наносы; 7 — геологические границы; 8 — разломы (с высокой вероятностью); 9 — предполагаемые разломы; 10 — граница, выделенная по георадиолокационным данным

4



1— скальный цоколь; 2— высокотрещиноватые скальные породы; 3— обломочные отложения; 4— рыхлые наносы; 5— геологические границы; 6— разломы

5





1— нижние тонкообломочные отложения; 2— блоки плотных юрских пород, разделённые рыхлыми отложениями; 3— обломки юрских пород в рыхлом матриксе; 4— рыхлые наносы; 5— геологические границы

Вклейка к главе 9



0 m4



7



1 — скальный цоколь; 2 — рыхлые наносы; 3 — геологические границы; 4 — разлом

Вклейка к главе 9





геологические границы; 7— разломы. Видимое вертикальное смещение эрозионной поверхности тортона по ветви 1 составляет ~15 м. Смещение по ветви 2 меньше, но эта ветвь нарушает аллювий I террасы и выражена на поверхности слабым сглаженным уступом. Ветви 3 и 4 ограничивают узкий горст, не выраженный на земной 1 — тортонский цоколь; 2 — высокотрешиноватые породы цоколя; 3 — дезинтегрированные породы цоколя; 4 — обломочные отложения; 5 — рыхлые наносы; 6 поверхности. Общее смещение поверхности тортона по всем ветвям Евфратского разлома — ≥ 25 м

Вклейка к главе 9

9



Рис. 76. Геофизические профили участка «Дамасский разлом»

I — выветрелые породы цоколя; *2* — высокотрециноватые скальные породы; *3* — скальный цоколь; *4* — геологические границы; *5* — разломы

<u>10</u>

Вклейка к главе 9



Вклейка к главе 9

¹¹

12





Рис. 78. Геофизические профили участка «Пальмира»

I — скальный цоколь; 2 — слой-индикатор цоколя; *3* — высокотрещиноватые скальные породы; *4* — рыхлые наносы; *5* — неинтерпретированные области; *6* геологические границы; 7 — разломы дами и Месопотамским прогибом. На поверхности вскрыта кайнозойская часть разреза. Характерной чертой провинции являются протяжённые молодые субширотные разломы, выпуклые к югу. В равнинном рельефе разломы выражены узкими депрессиями, небольшими уступами и другими линейными мезоформами. На западе разломы продолжаются в Пальмириды.

Крупнейший разлом Олаб (23 на рис. 3) состоит из нескольких сегментов протяжённостью до 50 км. В восточной части, западнее сел. Хумейме, несколько сухих долин смещены по разлому вправо на первые сотни метров. Выделяются две крупные вади, притоки Евфрата, резко изогнутые по разлому вправо на ~3 км. Врез современного русла в плоское дно западной из этих вади возрастает вниз по течению на участке её пересечения с разломом от 0,5 м до 0,7-0,8 м. Ниже по течению на протяжении 0,9 км глубина вреза увеличивается до 2 м и бывшее плоское дно становится овражной террасой, сложенной плохо окатанным слоистым галечником. Это означает, что северное крыло разлома испытало поднятие после формирования плоского дна долины. На поверхности террасы найдены кремнёвые рубила позднеашельского типа. Следовательно, днище вади стало террасой не позднее среднего плейстоцена, а сама вади начала формироваться в раннем плейстоцене, когда оформился соответствующий отрезок долины Евфрата. Это позволяет оценить среднюю скорость сдвига не точнее 1-3 мм/год. Признаки голоценовых смещений по разлому отсутствуют.

В центральной части (холмы Джебель фру Тарат эль-Олаб) разлом нарушает северный край базальтового лавового поля с К-Аг возрастом 4,2±0,3 млн лет (см. главу 5). Западнее он рассекает и смещает вправо на 1,5–2,5 км складки Южных Пальмирид. Далее к западу разлом Олаб разделяется на несколько ветвей. Смещение рассредоточивается между ними, и суммарная амплитуда уменьшается. Ветви разлома достигают разлома Серхайя и за него не продолжаются. На пересечении с ними этот разлом затухает. Таким образом, Серхайя и Олаб являются сопряжёнными разломами.

Южнее разлома Олаб выявлены оперяющие разломы, а также перпендикулярные ему нарушения, образующие прямолинейные уступы на границах замкнутых четвертичных впадин. К одному из таких нарушений приурочена базальтовая дайка или дайкоподобное жерло разрушенного вулкана с возрастом 0,65±0,1 млн лет, а к другому — небольшой плиоценовый или раннечетвертичный вулкан Ат-Танф. Очевидно, эти нарушения являются сбросо-раздвигами.

К той же системе, что и Олаб, относятся субширотные разломы Акфан южнее и Джхар севернее него, также выпуклые к югу. Они имеют такое же выражение на земной поверхности, причём разлом Акфан представлен отдельными разобщёнными сегментами и в западной части разделён на две ветви. Северная из них смещает вправо складки западного окончания Южных Пальмирид, а южная ветвь ограничивает их с юга, отделяя от Дамасской впадины. Последнее указывает на то, что разлом Акфан существовал по крайней мере в завершающую фазу смятия Пальмирид, т.е. в конце миоцена — плиоцене.

Столь же раннее заложение имеет разлом Джхар, разделяющий Северные и Южные Пальмириды. Его плоскость обнажена в восточной части разлома (пункт с координатами 34°47,346′ с.ш. и 38°08,021′ в.д.), где он простирается на ВСВ и разделяет карбонатные отложения палеогена в южном крыле и мела в северном. Разлом наклонён под углом 65° на ССЗ, т.е. характеризуется взбросом северного крыла. С этим согласуется возрастание южного падения палеогеновых слоёв с приближением к разлому от 18-20 до 25°. Вместе с тем, в современном рельефе поднято южное крыло разлома. 15-метровая зона северного крыла сильно раздроблена; трещины, параллельные разлому, содержат горизонтальные борозды, указывающие на сдвиговую компоненту смещений. В 17 км восточнее два сегмента разлома кулисно подставляют друг друга. Оба сегмента выражены в рельефе пологими уступами, причём у западного сегмента поднято южное крыло, а у восточного — северное. Эшелонированность характерна и для других участков разлома.

Таким образом, вертикальное смещение варьирует по простиранию разлома и его направление изменялось со временем. На присутствие сдвиговой компоненты указывают горизонтальные борозды на приразломных плоскостях и эшелонированное строение зоны разлома. М.Л. Копп и Ю.Г. Леонов [2000] сообщают о правом смещении по разлому геологических образований и мелких сухих долин. С этим согласуются правые смещения по другим разломам рассматриваемой системы, Олабу и Акфану.

Юго-восточнее г. Пальмиры (Тудмор) обнаружены три менее протяжённых разлома восток– северо-восточного простирания, т.е. параллельных разломам описываемой системы. Они пересекают равнинную местность и представлены слабыми узкими понижениями или пологими уступами и контролируют ширину пересекаемых ими вади и распределение в них четвертичных отложений. Судя по небольшой высоте уступов и мощности осадков, амплитуда четвертичных вертикальных смещений по каждому из разломов не превышает 10 м, причём у северного и южного разломов подняты южные крылья, а у разлома между ними — северное.

2.9. Новейшие впадины на границах провинций

Угловатые или неправильных очертаний впадины, заполненные новейшими отложениями, располагаются на сочленении трёх провинций. Таковы: впадина *Амик* на соединении сложно построенного грабена pull-apart Эль-Габ и межгорной впадины Карасу перед фронтом хребта





^{1 —} мел-палеогеновое складчатое основание (Пальмириды); 2 — недеформированные морские палеогеновые отложения; 3 — континентальные пески нижнего миоцена; 4 — озёрные глины, мергели и пески нижнего плиоцена; 5 — красные аллювиально-пролювиальные конгломераты (5a) и озёрные глины и известняки (5b) верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена; 6 — среднеплейстоценовые пролювиальные и аллювиальные галечники с прослоями более тонкообломочного материала (6a) и озёрные глины, мергели и пески (6b); 7 — позднеплейстоценовые пролювиальные галечники (7a), пески и глины (7b); 8 — голоценовые озёрные пески и глины; 9-11 — базальты: 9 — миоцена, 10 — плиоцена, 11 — квартера; 12 — миоценовые и плиоценовые делювиально-элювиальные глины; 13 — стратиграфические границы; 14 — фациальные границы; 15 — разломы; 16 — скважины (указаны их номера и высота устья над уровнем моря)

Аманос (т.е. между Западной и Северо-Западной пограничными провинциями и блоком Алеппо); впадина *Нахр Эль-Кабир* между Западной и Северо-Западной пограничными провинциями и Левантинской впадиной Средиземного моря;

Хомская впадина между Западной пограничной провинцией, блоком Алеппо и Пальмиридами; Дамасская впадина между Западной пограничной провинцией, пальмиридами и нагорьем Джебель Араб (рис. 32).

Глава 3 Позднекайнозойская эволюция территории Сирии

В маастрихте произошло закрытие Неотетиса на северном фланге Аравии, тогда ещё не обособленной от Африканской плиты [Книппер и др., 1988]. Оно сопровождалось кратковременной регрессией, сменившейся образованием эпиконтинентального морского бассейна уже в палеоцене. Наиболее устойчиво опускались депрессия Нахр эль-Кабир — Аафрин и территория Месопотамского прогиба, сообщавшиеся через северную часть Алеппского блока в эпоху максимальной трансгрессии, а также Пальмириды. Провинция Рутба, юго-западная часть Алеппского плато и Антиливан характеризовались пониженными мощностями осадков. т.е. были относительно подняты, а некоторые будущие неотектонические поднятия — Береговой и, вероятно, Ливанский хребты, Бассит, Курд-Даг и Абдель-Азиз — покрывались морем эпизодически или не покрывавлись вовсе [Поникаров и др., 1968; Krasheninnikov, 2005]. Трансгрессия достигла максимума в среднем эоцене. но даже в это время значительные части Берегового хребта и Абдель-Азиза оставались приподнятыми. Регрессия началась в позднем эоцене, усилилась в олигоцене и достигла максимума на границе палеогена и неогена. В раннем миоцене морской залив вновь проник из Средиземноморья в депрессию Нахр эль-Кабир — Аафрин. В Месопотамском прогибе имел место непрерывный переход от палеогенового осадконакопления к неогеновому, хотя присутствие эвапоритов (гипсов) указывает на обмеление раннемиоценового бассейна.

Устойчивое развитие прогиба Нахр эль-Кабир — Аафрин при одновременном поднятии Бассита и Курд-Дага, испытывавших складчатонадвиговые деформации, свидетельствует о движениях по Латакийско-Аафринской зоне разломов. Они достигли максимума в конце раннего миоцена и отмечены в г. Латакия (северо-западное крыло зоны разломов) резким угловым несогласием между морскими отложениями эоцена и гельвета и грубообломочными брекчиями в основании последних (см. раздел 2.4). Отсутствие такого несогласия в соседней части прогиба Нахр эль-Кабир, скорее всего, связано с надвиговым перекрытием области переходных фаций.

События олигоцена и раннего миоцена представляют собой первую стадию неотектонических деформаций Сирии. Её кульминация приходится на конец раннего миоцена. В эту стадию происходили контрастные перемещения по Латакийско-Аафринской зоне разломов и усилился рост Береговой и Ливанской антиклиналей, относительное поднятие которых началось, вероятно, ещё в палеоцене-эоцене. Поскольку заложение в раннем миоцене южной части DST сопровождалось подъёмом её восточного крыла, можно допустить, что на севере ситуация была аналогичной. Береговая и Ливанская антиклинали были краевыми поднятиями Аравийской плиты, а её граница на ливано-сирийской участке DST проходила западнее, по разлому Роум и его продолжению вдоль континентального склона, и примыкала на севере к Латакийскому разлому [Трифонов и др., 1991; Barazangi et al., 1993; Rukieh et al., 2005] (рис. 33, A).

Характер перемещений по Латакийскому разлому (надвиг с левосдвиговой компонентой) показывает, что наибольшее горизонтальное сжатие в первую стадию было ориентировано в направлении ССЗ–ЮЮВ. В этом поле напряжений в раннем миоцене началось формирование складок Пальмирид, на которое указывает слабое несогласие между палеогеном и неогеном. Во впадинах Пальмирид отсутствуют продукты эрозии будущих антиклиналей [Девяткин, Додонов, 2000]. Вероятно, они представляли собой очень пологие поднятия, ограничивавшие области



Рис. 33. Схематические структурно-фациальные карты трёх стадий неотектонического развития Сирии — раннего миоцена (А), позднего миоцена (В), плиоцен-квартера (С). Для стадий А и В выполнены палинспастические реконструкции [Rukieh et al., 2005]

1 — известняк; 2 — мергель; 3 — глина; 4 — песок и песчаник; 5 — гравий, галечник и конгломерат; 6 — гипс; 7 — галит; 8 — базальт; 9 — сдвиг; 10 — надвиг или взброс; 11 — сброс; 12 — раздвиг; 13 — ось антиклинали; 14 — границы поднятий (*a*) и впадин (*b*); 15 — поднятия, слабые (*a*) и интенсивные (*b*); 16 — границы фаций

накопления аллювиальных песков. Последние могли поступать с Синая или юго-западной части Аравийской плиты, где вскрыт кристаллический фундамент. Вместе с тем, указанное поле напряжений не благоприятствовало развитию Месопотамского прогиба, возникшего в связи с закрытием реликтов Неотетиса на северовосточном фланге Аравийской плиты (см. раздел 4.3). Его опускание хотя и было устойчивым, но происходило медленно.

Вторая, среднемиоценовая, фаза деформаций характеризуется ослаблением контрастно-

сти вертикальных и, вероятно, горизонтальных тектонических движений на всей территории Сирии, кроме Месопотамского прогиба. Там продолжалось устойчивое прогибание при обмелении бассейна, выраженном горизонтами эвапоритов. Гельветская морская трансгрессия соединила Месопотамский прогиб с прогибом Нахр эль-Кабир и распространилась на часть Южных Пальмирид, хотя в последних преобладало континентальное осадконакопление. Относительно приподнятыми оставались береговые хребты, подвергшиеся планации, Бассит– Курд-Даг, провинция Рутба и, вероятно, южная часть Алеппского блока.

Тектонические движения активизировались в третью, позднемиоцен-раннеплиоценовую, стадию развития, особенно в мессинии (см. рис. 33, В). В тортоне Средиземноморский и Месопотамский бассейны окончательно обособились поднятием западной части Алеппского блока. При этом восточная часть области опускания перед зоной Бассита-Курд-Дага иссушилась, и морские осадки продолжали накапливаться лишь в прогибе Нахр эль-Кабир. В меридиональной части современной долины Евфрата и восточнее, в Месопотамском прогибе, осалконакопление происходило в прибрежно-морских и лагунных условиях. Там широкое распространение приобрели эвапориты — гипс и местами галит [Поникаров и др., 1968]. В мессинии регрессия достигла максимума. Оба остаточных бассейна редуцировались, причём в прогибе Нахр эль-Кабир отлагались гипсы, а в Месопотамском прогибе — озёрные фации. В последнем тонкообломочные озёрно-континентальные фации продолжали накапливаться и в начале плиоцена.

Западная граница Аравийской плиты попрежнему проходила по разлому Роум и континентальному склону, смыкаясь на севере с Латакийско-Аафринской зоной разломов. Её дополнило интенсивное развитие складок и надвигов Пальмирид, отражённное несогласиями в основании позднего миоцена и более значительным несогласием в основании плиоцена. В позднемиоценовых континентальных осадках пальмирских впадин появляются обломки кремня, происходящие из разрушаемых меловых и палеогеновых отложений растущих антиклиналей, которые, таким образом, приобрели выражение в рельефе и подверглись эрозии [Девяткин, Додонов, 2000].

На рубеже третьей и четвёртой, плиоценчетвертичной, стадий развития произошла перестройка структурного плана северной части DST и северо-западного фланга Аравийской плиты (см. рис. 33, С). Возникли современные сегменты DST, Яммуне и Эль-Габ, а также оперяющие их разломы (Рашайя, Серхайя, Св. Симеона) и разломы, сопряжённые с ними (Олаб и др.) (см. рис. 23). Перестройка приходится на интервал времени 3,5–4 млн лет (см. раздел 2.2), а Р.Уестэвей [Westaway et al., 2006] датирует её ~3,7 млн лет. Молодые сегменты DST сомкнулись на севере с юго-западным окончанием окончательно оформившейся EAFZ [Saroglu et al., 1992b; Yürür, Chorowicz, 1998; Zanchi et al., 2002; Westaway et al., 2006], хотя последняя начала закладываться ещё в конце миоцена, ~7 млн лет назад [Westaway, 2004]. По новообразованным сегментам DST и EAFZ происходили интенсивные левосдвиговые перемещения. При этом разломы доплиоценовой границы Аравийской плиты — Роум и его продолжение вдоль континентального склона, Латакийский и Аафрин, фрагментарно сохраняли слабую активность. В обновлённой DST ранее возникшие впадины pull-аpart Галилейского моря и Хула углубились [Hurwitz et al., 2002; Garfunkel, Ben-Avraham, 2001], и сформировались новые подобные впадины, Бокайе и Эль-Габ.

Хотя разломы Яммуне и Эль-Габ прорезали Ливанскую и Береговую антиклинали и в течение четвертой стадии смещали их разобщённые части влево, рост антиклиналей продолжался. Так, южная часть Берегового хребта поднялась не менее чем на 0,8 км (см. раздел 2.2), а центральная, возможно, до 1,5 км. Признаки быстрого плиоцен-четвертичного воздымания отмечены и в Ливанском хребте [Gomez et al., 2006], достигшем в наиболее поднятых частях высоты 3 км. Одновременно углублялась сопряжённая с антиклиналями Левантинская впадина Средиземного моря. Это началось ещё в тортоне, но наиболее интенсивно происходило в плиоцен-квартере [Казаков, Васильева, 1992]. Небольшой плиоценовый морской залив сохранялся в прогибе Нахр эль-Кабир, но в начале плейстоцена он был вовлечён в поднятие Берегового хребта. Усилился рост антиклиналей Пальмирид, где в межгорных впадинах стали накапливаться конгломераты, состоящие из продуктов местного сноса [Девяткин, Додонов, 2000]. Поднятие складок, возможно, было отчасти связано с изостатической компенсацией эрозии антиклиналей и седиментации в соселних впалинах.

Складчатый пояс северного края Аравийской плиты начал формироваться на краю Месопотамского прогиба перед фронтом Таврских надвигов ещё в миоцене. На рубеже раннего и позднего плиоцена он проградировал к югу и вовлёк в складкообразование территорию Северо-Восточной Сирии и сопряжённой части Турции (антиклинали Карачок и др.). При этом область наибольшего опускания сместилась из приевфратской части прогиба во встречном направлении, вплотную приблизившись к новообразованным складкам (см. Приложение 1).

Описанные тектонические события определили развитие долины Евфрата. Как отмече-

но выше, в раннем миоцене на северо-западе Сирии и в соседней части Турции существовал пролив, связывавший морские бассейны Протосредиземноморья и Месопотамского прогиба [Ponikarov et al., 1967]. Концом раннего миоцена датируются аллювиальные галечники района Кахраман Мараш, содержашие гальку изверженных и метаморфических пород из внутренних зон Турции [Derman, 1999]. Возможно, они представляют дельту крупной реки, выносившей материал верховий будущего Евфрата в располагавшийся южнее морской бассейн [Demir et al., 2007]. Сложное сочетание морских отложений с аллювием и субаэральными базальтами указывают на изменчивость палеотектонической обстановки, вероятно, соответствующей фазе деформаций, проявившейся в конце первой стадии деформаций на северозападе Сирии [Rukieh et al., 2005]. В гельвете связь Средиземноморского и Месопотамского морских бассейнов восстановилась, но в начале позднего миоцена они окончательно обособляются из-за складчатости Пальмирид и поднятия Алеппского блока.

В сирийской части Месопотамского прогиба в тортоне накапливаются лагунные и прибрежноморские отложения с обильными эвапоритами. В мессинии их сменяют озёрные отложения, которые переходят на краях прогиба в шлейфы тонкообломочного материала с обозначившихся, но ещё не испытавших значительного поднятия складок Пальмирид, Абдель-Азиза и Краевой зоны Турции. Осевая часть прогиба, отмеченная наибольшими мощностями миоценовых отложений, приурочена к районам будущей долины Евфрата и расположенного севернее сел. Аш-Шаддади (см. рис. 3 и Приложение 1). В плиоцене область наибольшего прогибания смещается к северу — в район восточнее г. Аль-Камышли, где мощность плиоцена достигает 1000 м. На месте Евфрата сохраняются остаточные депрессии с маломощным осадконакоплением (толща N₂^a). Их обрамляют пологие возвышенности, местами покрытые продуктами сноса с соседних складчатых зон, которые становятся более глубообломочными в связи с усилившимся поднятием.

На территории Сирии наиболее древний евфратский аллювий обнаружен на участке расширения долины Евфрата вблизи сирийскотурецкой границы. Здесь на северо-восточном борту долины на отметках от 80–90 до 120 м над уровнем Евфрата находится полого наклоненная к реке террасовидная поверхность. Верхняя часть её склона сложена евфратскими галечниками и песками мощностью в десятки метров. При картировании их отнесли к толще N_2^a , которая несогласно залегает на отложениях эоцена и гельвета и перекрыта базальтами, условно датированными поздним плиоценом [Geological Map of Syria, 1964]. Толща N_2^a , вероятно, соответствует аллювию Ит Даги, слагающему самую высокую террасу в сегменте Биресик долины Евфрата непосредственно к северу от сирийско-турецкой границы ($h \approx$ \approx 130 м; предполагаемый возраст 3–5 млн лет) [Demir et al., 2008].

Ниже, между г. Джраблус и сел. Кара Козак, сообщается [Sanlaville, 2004] по меньшей мере о четырёх террасах высотой от ~8 м до ~70 м на северо-восточном борту долины. Они вложены в верхнюю террасу N_2^a и могут соответствовать I, II и III террасам ниже по течению. Предполагается [Demir et al., 2008], что аллювий террасы h = 40-45 м соответствует MIS14 или MIS16 (~500-600 тыс. лет). В г. Ширин на высоте $h \approx 70$ м были обнаружены речные галечники, перекрытые базальтами с ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастом 8809,2±72,6 тыс. лет [Demir et al., 2007]. Однако эти галечники нельзя признать евфратскими, поскольку они сложены только местным обломочным материалом.

В более южных участках долины (вдхр. Асада и юго-восточнее) в эпоху N₂^a продолжалось накопление тонкообломочных осадков с прослоями известняка и гипса. Проникновение Евфрата в эти участки долины произошло, вероятно, в конце эпохи N₂^a и было связано с перестройкой северной части DST 4–3,5 млн лет назад [Rukieh et al., 2005] (~3,7 млн лет по [Westaway et al., 2006]), приведшей к активизации разломов восточного фланга Алеппского блока, вдоль которых и была выработана новая долина (табл. 4). Праградация Евфрата выразилась появлением маломощных линз мелкообломочных евфратских галечников в верхах толщи N₂^a, а затем накоплением мощных евфратских галечников, слагающих сейчас террасу N_2^2 IV. Большая площадь евфратских галечников N_2^2 IV, по-видимому, была обусловлена меандрированием русла в плоской долине шириной до 30 км в районе вдхр. Асада и г. Ракки. Долина переходила в пологие склоны, которые южнее вдхр. Асада и, возможно, на правом берегу долины Расафе частично покрывались продуктами сноса местного обломочного материала. Снос продолжался и после возникновения долины Евфрата, и его продукты фациально замещали евфратский аллювий.
	Возраст		Складчатость, разломообразование,	Аллювиальный цикл	I	Вулканизм
относит	тельный	млн лет	поднятие и интенсивное врезание	(трубый → тонкий матер	иал)	
Meco	синий	5,0	Южная Турция, Пальмириды			
				Аллювий N ₂ ^a , главным обра	30M B	
	ний	~3,9		депрессии Джраблус		
н	Ран	~3,6	DST, восток блока Алеппо			
IOLIE		~3,5		Аллювий IV террасы, главн	ым об-	
Пли	ий	2,8		разом в сегментах А-D		
	Позднь	2,6				Халабие
		~2,5	Сегменты А-D и выше по реке, об-			
	ЗИЙ	~2,4	разование IV террасы	Аллювий III террасы,	III ^b	
		2,2		включая сегмент Е		
	ела	2,1				Залабие
	L L	~1,8	Сегменты В и D			
	й	~1,2			III ^a	
	бри	~1,0	Все сегменты, образование III тер-			
ž	ала	~1,1	расы	Аллювий II террасы, включ	ая	
Четвертичны	K	0,8		территорию Ирака		
	Средний	0,7		е сегменты, образование II террасы Аллювий I террасы		Айаш
		~0,6	Все сегменты, образование II террасы			
		~0,5				
		0,4				Айаш
		~0,4	Все сегменты, образование I террасы	Аллювий поймы и современного		
		~0,3				
	лй	~0,13		русла		
	ЭЗДН	~0,05				Манхар
	По	0				

Таблица 4. Сопоставление тектонических событий, вулканизма и эпох интенсивного врезания и накопления аллювия в сирийской части долины Евфрата

Перемещения по Евфратскому разлому и общий подъём территории привели в конце плиоцена — начале гелазия к врезанию русла и превращению прежнего плоского днища долины в IV террасу на отрезке долины от вдхр. Асада до района Халабие–Залабие (сегменты А–D). Ниже по течению, от Дейр эз-Зора почти до Абу-Камаля, Евфрат продолжался широкой плоской долиной, подобной той, что существовала в районе вдхр. Асада в эпоху накопления аллювия IV террасы.

В этой нижней депрессии удалённые фации евфратского аллювия, соответствующие IV террасе, сформировали верхнюю часть толщи N₂^a. Таким образом, она там моложе, чем выше по течению, и отражает наслоение евфратского аллювия. Более грубый аллювий III террасы продолжал наслаиваться в депрессии после поднятия части долины выше по течению и формирования там IV террасы. Врезание в нижней депрессии произошло после накопления аллювия III террасы и трансформировало его в III террасу только в раннем калабрии. Мы не располагаем сведениями, продолжался ли в ту эпоху Евфрат на территорию Ирака ниже поперечного поднятия района г. Абу-Камаль. Несомненно, что продолжение уже существовало к концу раннего плейстоцена, поскольку II терраса присутствует в районе Абу-Камаля.

В работе [Besançon, Sanlaville, 1981] сообщается о находке евфратского аллювия в скважинах в г. Ракке на глубине 35 м и в сел. Тибни юго-восточнее лавового поля Халабие на глубине до 27 м ниже современного уровня Евфрата. Цитируемые авторы связывали это с переуглублением долины перед формированием II террасы. Наши исследования не подтверждают такое временное переуглубление, но дают основание предположить возможность образования локальных углублений долины, заполнявшихся аллювием. Так, возле сел. Дждатдет Мхет (s 23/9) и в сел. Хамрет Нассер (s 28/9) мы наблюдали в поверхности толщи N₂^a, сложенной глиной, мергелем и гипсом, карстовые воронки шириной в несколько метров и глубиной до 3 м, заполненные евфратским аллювием, подстилающим чехол II террасы. Воронки созданы растворением гипса и вымыванием глины подземными водами.

Более крупномасштабные просадки наблюдались на востоке антиклинали Абдель-Азиз в тортонской толще, сложенной глинами, алевритами, мергелями и гипсами. Крупнейшая кругостенная депрессия такого типа размером 200×400 м и глубиной до 50 м обнаружена в пункте 36,46026° с.ш.; 40,65510° в.д. (рис. 34, s 41/9). Скважины, упомянутые в работе [Besançon, Sanlaville, 1981], находятся в области выходов тортонских отложений. В них просадки днища долины перед образованием II террасы представляются вполне вероятными, причём подвижки в зоне Евфратского разлома могли активизировать движение подземных вод. Возможно, к числу подобных образований относится депрессия карьера Байиндир в сегменте Биресик евфратской долины, где аллювий мощностью ~45 м с ашельскими артефактами залегает на высотах от 10-11 м до ~56 м над Евфратом и верхние слои разреза коррелируют с MIS22 (~0,9 млн лет назад) [Demir et al., 2008].



Рис. 34. Провал в тортонских отложениях на востоке антиклинали Абдель Азиз. Фото В.Г. Трифонова

Итак, поднятие и интенсивная эрозия распространялись в евфратской долине вниз по течению (см. табл. 4). На востоке Алеппского блока врезание началось в конце раннего плиоцена (~3,5 млн лет назад) вдоль новообразованных или активизированных разломов. Евфратский аллювий начал накапливаться в плоских депрессиях ниже по течению будущей долины. Аллювий был грубообломочным в сегментах А-D, но преимущественно тонкообломочным в сегменте Е. Вероятно, поднятие периклинали Халабие-Залабие (сегмент D) препятствовало распространению грубого материала ниже по течению. Второй импульс врезания охватил сегмент D и участки выше по долине в конце плиоцена (~2,6 млн лет назад), тогда как в плоской депрессии сегмента Е продолжалось наслаивание аллювия, более грубого, чем прежде. Третий, четвёртый и пятый импульсы врезания охватили все сирийские сегменты долины Евфрата в раннем (~1,2 млн лет назад) и среднем плейстоцене (~0,7-0,6 и ~0,4-0,3 млн лет назад).

Евфратский разлом определил общее направление долины на отрезке А–Е. Но сегменты разлома служили постоянными границами долины лишь на отдельных её участках между Ар-Раккой и районом Халабие–Залабие и между Дейр аз-Зором и Майадином. Чаще аллювий накапливался и на поднятом крыле разлома. Иначе говоря, Евфратский разлом был выражен лишь фрагментарно во время накопления аллювия, но становился активным на всём протяжении во время поднятия и врезания реки, приводя к подъёму возникавших террас на разную высоту.

Поперечные зоны разломов и деформаций также контролировали развитие долины. Зона разломов Расафе–Эль-Фаид с поднимавшимся восточным крылом обусловлила коленообразный изгиб Евфратской долины к северу. Периклиналь Халабие–Залабие антиклинали Бишри ограничила с востока область поднятия долины в конце плиоцена — начале плейстоцена. Поперечная зона Абу Камаль была юго-восточной границей плоского и широкого сегмента долины в позднем плиоцене — раннем плейстоцене и, вероятно, препятствовала распространению грубого аллювия в иракскую часть Месопотамского прогиба до позднего калабрия.

Представленные данные о разломах показывают, что сегменты Евфратского разлома возле Ар-Ракки и юго-восточнее Дейр аз-Зора, а также некоторые сегменты зоны Расафе–Эль-Фаид в низовьях долины Расафе могут сохранять активность до сих пор. Это подтверждается историческими землетрясениями: 160 г. н.э. с $M_S = 6,0$ (34,7° с.ш.; 40,7° в.д.), 800–802 гг. с $M_S = 6,1$ (35,7° с.ш.; 38,7° в.д.) и 1149 с $M_S = 6,6$ (35,9° с.ш.; 39,0° в.д.) (см. Приложение 3).

Одновременно с распространением Евфрата в ту часть Месопотамского прогиба, которая контролировалась зоной Евфратского разлома, возникли крупнейшие притоки Евфрата, где накапливались продукты сноса с местных поднятий. Погрубение обломочного материала в плиоцене обусловлено ростом и эрозией антиклинальных поднятий на севере прогиба.

Таким образом, новейший структурный план и связанная с ним палеогеография территории Сирии претерпели существенные преобразования с конца олигоцена поныне. Наиболее значительными они были на западе сирийсколиванской части Аравийской плиты из-за изменения активности разных ветвей DST и возникновения в плиоцене её новых сегментов, Яммуне и Эль-Габ. Эти изменения позволяют решить проблему неоген-четвертичных левосдвиговых смещений на севере DST, амплитуда которых на юге равна ~100 км. Как показано в разделе 2.2, суммарное позднеплиоцен-четвертичное смещение по сегментам Яммуне и Эль-Габ и оперяющим их разломам достигает ~30 км, а вместе с подвижками по разлому Роум и его продолжению вдоль континентального склона превосходит эту величину, что соизмеримо с одновозрастным смещением на юге DST. Суммарная средняя скорость плиоцен-четвертичного сдвига и на севере и на юге DST оценивается в 7-8 мм/год. ~20 км южного смещения трансформировалось в укорочение складчато-надвигового пояса Пальмирид, в основном произошедшее в позднем миоцене. Остальные 45-50 км приходятся на миоценовые смещения по разлому Роум и его продолжению вдоль континентального склона. На севере указанные смещения трансформировались в тектонические движения северо-западного фланга Аравийской плиты, которые сначала реализовывались подвижками по Латакийско-Аафринскому разлому и деформацией его северо-западного крыла, а после перестройки конца миоцена — начала плиоцена сосредоточились в EAFZ. Суммарная средняя скорость плиоцен-четвертичных сдвигов оценивается здесь величиной ~8 мм/год [Westaway, 2004].

Глава 4 Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса

4.1. Главные элементы новейшей структуры Аравийско-Кавказского сегмента

Чтобы понять происхождение неотектонических образований Сирии, необходимо рассмотреть их положение в новейшей структуре Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Сирия находится на южном фланге его Аравийско-Кавказского сегмента, а в более широком смысле — в области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. Говоря о структурных проявлениях этого взаимодействия, обычно имеют в виду тектонические элементы, демонстрирующие признаки современной тектонической активности и возникшие как структурный ансамбль в начале плиоцена. Они не только характеризуются плиоцен-четвертичными и, в частности, позднечетвертичными смещениями по разломам и складчатыми деформациями [Trifonov et al., 1996; Трифонов и др.,2002], но и подтверждаются проявлениями сейсмичности [Ben-Menahem, 1991; Moinfar et al., 1994; Kondorskaya, Ulomov, 1995] и данными повторных геодезических наблюдений [Шевченко и др., 1999; Reilinger et al., 1997, 2006; McClusky et al., 2000, 2003].

В плиоцен-четвертичной структуре региона Аравийская плита ограничена на юге и отделена от Африканской плиты Аденско-Красноморской рифтовой системой с проявлениями спрединга в осевой зоне. Западной границей Аравийской плиты служит левосдвиговая зона DST, отделяющая её от Левантинской впадины Средиземного моря — северного края Африканской плиты. С северо-запада Аравийскую плиту ограничивают левые взбросо-сдвиги EAFZ, которые отделяют её от

Анатолийской малой плиты и на северо-востоке, вблизи сел. Карлиова, пересекаются с восточным окончанием Северо-Анатолийской правосдвиговой зоны разломов (North Anatolian Fault Zone,





1 — впадины разного происхождения; 2, 3 — поднятия высотой < 3 км (2) и > 3 км (3); 4 — границы поднятий и впадин;
 5 — надвиги; 6 — сдвиги; 7 — сбросы; 8 — раздвиги. Цифры на карте: 1 — Эльбурс, 2 — Главный Копетдагский разлом,
 3 — Кипрская дуга, 4 — Большой Кавказ, 5 — Малый Кавказ, 6 — Месопотамский прогиб, 7 — Битлизский надвиг, 8 — Загрос, 9 — Трансформа Мёртвого моря, 10 — Восточно-Анатолийская зона разломов, 11 — Главный современный разлом Загроса, 12 — Северо-Анатолийская зона разломов

NAFZ). Это окончание можно рассматривать как современную северную границу Аравийской плиты (рис. 35, см. рис. 21, 23). NAFZ продолжается на запад до Мраморного и Эгейского морей, ограничивая Анатолийскую плиту с севера. На востоке NAFZ кулисно подставляется Главным современным разломом Загроса — правым сдвигом, который служит северо-восточной границей Аравийской плиты. Юго-западнее Главного разлома, на краю плиты, находится складчато-надвиговый горный пояс Загроса, переходящий на северо-западе в Краевые складки Юго-Восточной Турции. Перед фронтом Загроса и Краевых складок протягивается Месопотамский передовой прогиб.

Севернее этих структур, непосредственно связанных с Аравийской плитой, расположено Армянское нагорье — разнородная в неотектоническом отношении часть орогенического пояса, общей чертой которой является обилие позднемиоцен-четвертичных вулканитов преимущественно известково-щелочного ряда от базальтов до липаритов [Милановский, Короновский, 1973]. Горные поднятия северной части Малого Кавказа, внутренняя структура которых сформировалась в основном на более ранних стадиях неотектонического развития, отделяют вулканическую область от расположенной севернее системы Рионской, Среднекуринской и Нижнекуринской межгорных впадин [Милановский, 1968].

Среди крупнейших четвертичных нарушений Армянского нагорья и Малого Кавказа выделяются три системы. Южная система представлена несколькими разломами северо-западного простирания с преобладающей правосдвиговой компонентой смещений. Они образуют на западе миндалевидную структуру, внутри которой находится вулкан Арарат, и, сливаясь, продолжаются на юго-восток Северо-Тебризским разломом [Karakhanian et al., 2004]. Более северная система образует выпуклую на север Северо-Армянскую дугу активных разломов с левосдвиговыми смещениями на северо-западном фланге и правосдвиговыми — на северо-восточном [Trifonov, Karakhanian et al., 1994; Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994; Trifonov et al., 1996]. Наконец, на востоке подобная Талышская дуга меньшего размера образована разломами Араксской зоны и Талыша [Berberian, 1976; Trifonov et al., 1996; Трифонов и др., 2002].

В отличие от плиоцен-четвертичных структурных зон северных обрамлений Аравийской плиты, Армянского нагорья и Малого Кавказа, образующих выпуклые на север дуги, горное сооружение Большого Кавказа прямолинейно, и его окончания выходят за пределы этих дуг. Большой Кавказ образован продольными складчатыми поднятиями и межгорными впадинами, часто ограниченными взбросами или надвигами [Милановский, 1968]. По разломам, отклонявшимся от запад-северо-западного «общекавказского» направления к северо-западу, обнаружены молодые правосдвиговые смещения [Trifonov et al., 1996]. Севернее горно-складчатого сооружения находится Предкавказский передовой прогиб, разделённый Ставропольской перемычкой на Азово-Кубанскую и Терско-Дербентскую впадины.

Большой Кавказ ограничен с юга зоной Главного взброса. в отдельных сегментах которого зарегистрированы плиоцен-четвертичные и даже позднечетвертичные смещения [Trifonov et al., 1996]. Этот глубинный разлом разделяет области с разным строением земной коры. Кора Большого Кавказа, являющегося деформированным продолжением Скифской плиты, относительно низкоскоростная и имеет мошность ~50 км в Центральном и до 54 км в Восточном сегментах, тогда как кора Закавказья более гетерогенна, нередко содержит высокоскоростные блоки и имеет мощность ~45 км [Краснопевцева, 1984]. Вдоль Главного взброса протягивается зона Южного склона Большого Кавказа. Её характеризуют южно-вергентные склалки и сосклалчатые налвиги осалочного чехла на закавказские межгорные впадины. Многие из этих нарушений продолжают развиваться в позднечетвертичное время [Trifonov et al., 1996].

Горно-складчатое сооружение осложнено секущими разломами второго порядка. Некоторые из них группируются в протяжённые зоны. Так, Л.М. Расцветаев [1989] выделяет в Центральном сегменте правосдвиговую зону северо-западного простирания и продолжает её в Малый Кавказ, называя Транскавказским сдвигом. Н.В. Короновский и Л.И. Дёмина [1999] придают важную структурную роль нарушениям северо-восточного простирания. Объединяя Казбек-Цхинвальский и другие разломы этого направления, они выделяют Аграхано-Тбилисско-Левантийскую трансрегиональную левосдвиговую зону. Её сегментом оказывается Северо-Восточный Анатолийский разлом, представляющий собой одно из двух северо-восточных продолжений EAFZ. Некоторые исследователи связывают с левосдвиговыми перемещениями на северо-востоке Аграхано-Тбилисско-Левантийской зоны структурный выступ Дагестанского клина [Philip et al., 1989].

Главный взброс Большого Кавказа продолжается на восток эшелонированно построенной зоной разломов Апшеронского порога, которая отделяет континеннтальную кору Скифской плиты от утонённой коры Южно-Каспийской впадины [Иванова, Трифонов, 2002]. На востоке зона Апшеронского порога кулисно подставляется Главным Копетдагским правым взбросо-сдвигом, ограничивающим с северовостока горно-складчатое сооружение Копетдага [Расцветаев, 1972; Трифонов и др., 1986].

Характер смещений по главным плиоценчетвертичным разломам обрамлений Аравийской плиты, Малого и Большого Кавказа свидетельствует о северном дрейфе плиты и субмеридиональном сжатии Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса. Расчёт поля тензоров скоростей современной деформации показал преимущественно субмеридиональное горизонтальное укорочение при субширотном удлинении, причём скорости деформации убывают к северу [Трифонов и др., 2002]. С поправкой на вклад мелких разрывов и складчатости, эти скорости, рассчитанные по смещениям вдоль активных разломов, согласуются с результатами измерений скоростей современной деформации техникой GPS [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006]. Согласно GPS-измерениям, скорости уменьшаются от 15-18 мм/год на северном фланге Аравийской плиты до первых миллиметров в год на Большом Кавказе. Иначе говоря, дрейф Аравийской плиты приводит к поперечному укорочению тектонических зон пояса.

Иная геодинамическая обстановка определяет структурообразование на северо-западном и северо-восточном флангах Аравийско-Кавказского сегмента. Судя по правосдвиговым смещениям вдоль NAFZ, Анатолийская плита смещается в западном направлении. На территории Ирана северо-восточнее Загроса различают четыре главных элемента позднекайнозойской тектоники: вытянутую вдоль Загроса Санандадж-Сирджанскую зону, микроплиты Центрального Ирана и Лута и складчато-надвиговый пояс Эльбурса, переходящий на востоке (севернее Лутского массива) в выпуклую к северу Аладаг-Беналудскую складчатую дугу. Санандадж-Сирджанская зона сложена интенсивно дислоцированными и метаморфизованными породами палеозоя и, вероятно, раннего мезозоя. В плиоцен-четвертичной структуре это слабо дифференцированное поднятие, над эродированной поверхностью которого возвышаются реликты позднекайнозойских синсубдукционных и более поздних синколлизионных вулканитов. Среднегорное поднятие Санандадж-Сирджанской зоны гипсометрически уступает соседнему Загросу, но возвышается над большинством структур Центрального Ирана. Последние представляют собой сочетание невысоких складчато-блоковых поднятий с обширными межгорными впадинами. Горное сооружение Эльбурса отделяет структуры Центрального Ирана от Южно-Каспийской впадины.

На границе Санандадж-Сирджанской зоны и Центрального Ирана выделена прерывистая система четвертичных взбросо-сдвигов северо-западного простирания [Hessami, Jamali, 1996]. Вдоль границы Центрального Ирана и Эльбурса протягиваются субширотные активные левые взбросо-слвиги: Ипакская зона и разлом Моша [Bachmanov et al., 2004]. По большинству молодых продольных разломов Эльбурса выявлены лишь взбросо-надвиговые смещения [Berberian, 1976]. Однако при Рудбарском землетрясении 20 июня 1990 г. с магнитудой 7,2 по одному из продольных разломов Эльбурса произошла подвижка до 1 м с преобладающим левослвиговым смещением, и определение механизма очага показало левый сдвиг [Berberian et al., 1992]. Восточное продолжение полосы левых сдвигов представлено нарушениями Аладага, западной частью Дорунехского разлома и сдвигом Даште-Байяз [Wellman, 1966; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Tchalenko, Berberian, 1975; Berberian, 1976]. Южнее, вплоть до Лутского массива на востоке, территория Центрального Ирана нарушена, по данным указанных авторов, разломами субмеридионального и север-северо-западного простирания (Кух-Банан, Равар, Найбанд и др.) с ведущей правосдвиговой компонентой смешений.

Четвертичные смещения по разломам Центрального Ирана указывают на север-северовосточную ориентировку оси наибольшего сжатия. Вместе с тем, Аладаг-Беналудская складчатая дуга севернее Лутского массива сформировалась в условиях субмеридионального сжатия, которое оказало воздействие и на позднекайнозойскую структуру Копетдага [Расцветаев, 1972]. Очевидно, в этой части орогенического пояса имели место локальные изменения трансрегионального поля плиоцен-четвертичных тектонических напряжений. Их характерным проявлением М.Л. Копп [1997] считает выжимание горных масс из областей наибольшего сжатия в стороны, связывая с этим образование складчатых зон на западном и восточном побережьях Южного Каспия.

Описанная структурная и геодинамическая ситуация характеризует лишь последнюю, плиоцен-четвертичную, стадию развития Аравийско-

Кавказского сегмента. На более ранних стадиях неотектонического этапа структура и геодинамическая обстановка были иными. Северной границей Аравийской плиты была зона разломов Южного Тавра, по которой ещё в конце мела произошло закрытие бассейна Неотетиса. У западного края Аравийской плиты между Тавром и пассивной окраиной Африканской плиты сохранялся реликтовый бассейн Неотетиса или задугового моря, который частично субдуцировал под Тавриды, а частично остался отделённым от Левантинской впадины Средиземного моря образованной в раннем миоцене Кипрской дугой [Robertson et al., 2004]. Её продолжала на северовосток Латакийско-Аафринская зона разломов [Поникаров и др., 1968], а с юга к ней примыкала миоценовая ветвь DST, следовавшая, в отличие от плиоцен-четвертичной ветви, вдоль континентального склона (см. раздел 2.3).

Северо-восточной границей Аравийской плиты до начала плиоцена была зона Главного надвига Загроса, перед фронтом которой до среднего миоцена сохранялся реликтовый бассейн Неотетиса, а позднее, после его закрытия, начал формироваться складчато-надвиговый пояс. Важнейшими структурными элементами ранних стадий неотектонического развития северных районов Аравийско-Кавказского сегмента были залуговые прогибы Неотетиса, среди которых выделяется Карпато-Большекавказская субширотная система прогибов, протягивавшаяся от Внешнекарпатской зоны на западе до Протоюжнокаспийской впадины на востоке [Копп, Щерба, 1993; Щерба, 1994; Golonka, 2004; Леонов Ю.Г., 2007]. Система имела эшелонированное строение: прогибы простирались на СЗ-ЮВ, и северо-западное окончание каждого более восточного прогиба начиналось севернее юго-восточного окончания более западного прогиба [Казьмин, Тихонова, 2006]. Иначе говоря, прогибы разделялись перемычками северо-западного простирания, преимущественно бывшими областями мелководья. Структурно-геодинамическая обстановка в кавказской части прогибов существенно отличалась от современной. В плиоцен-четвертичную сталию имело место надвигание горно-складчатого сооружения Большого Кавказа на юг, хотя о масштабах надвигания мнения исследователей расходятся [Леонов Ю.Г., 2007]. В эпоху существования прогибов (до среднего миоцена) территория Большого Кавказа была их пассивной окраиной, а на юге происходило пододвигание прогибов под Малый Кавказ [Леонов М.Г., 1975; Шерба, 1989, 1994; Леонов Ю.Г., 2007].

Не описывая здесь всех структурных и геодинамических особенностей ранних стадий новейшего тектогенеза, что увело бы нас слишком далеко от главной темы книги, ограничимся двумя аспектами неотектоники Аравийско-Кавказского сегмента. Рассмотрим, во-первых, структуру и развитие северо-восточного, Загросского, фланга Аравийской плиты, особенно интересного в плане сравнения с её западным и северо-западным флангами, пред ставленными на территории Сирии, и, во-вторых, главные черты неотектонической эволюции Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса.

4.2. Загрос и Юго-Восточная Турция

На северо-восточном фланге Аравийской плиты с ЮЗ на СВ выделяются следующие тектонические зоны (рис. 36).

 \Rightarrow

1-5 — разломы с разным возрастом последних зарегистрированных проявлений активности: 1, 2 — разломы с последними зарегистрированными проявлениями активности в среднем плейстоцене, достоверные (1) и предполагаемые (2);
3 — разломы и крутые крылья запрокинутых антиклиналей с последними зарегистрированными проявлениями активности в раннем-среднем плейстоцене; 4, 5 — разломы с признаками голоценовой или позднеплейстоценовой активности, достоверные (4) и предполагаемые (5); 6-8 — скорости перемещений по разломам V, мм/год: 6 — V < 1, 7 — 1 ≤ V < 5, 8 — V ≥ 5;
9-11 — кинематические типы разломов: 9 — сдвиги, 10 — надвиги и взбросы, 11 — флексуры. Буквенные обозначения — тектонические зоны и провинции: АК — Аравийская платформа, DZ — провинция Дезфул Загроса, PS — провинция Фарс Загроса, CI — Центральный Иран (микроплита?), CT — впадина Южного Каспия — Западной Туркмении, TL — Талыш, NA — восточное окончание Северо-Анатолийского разлома, RT — сейсмогенный разлом Рутбарского землетрясения 1990 г., Th — Тегеран; другие населённые пункты: Ar — Ардине, Bz — Базазна, Ip — Ирак, Мо — Моша, SV — Сура Вагин, Ys — Ясудж. Цифры на карте: 1-3 — сегменты Главного современного разлома Загроса (1 — Нахаванд, 2 — Доруд, 3 — Ардал), 4-22 — разломы и зоны разломов: 4 — Дена, 5 — Казерунский, 6 — Боразджанский, 7, 8 — Фронтальная зона, 9 — зона Карех-Бас, 10 — Сарвестан, 11 — флексурно-разломная зона Мазарей, 12 — Раг-е Сафид, 13 — Мишан, 14 — надвиг Ага-Джари, 15 — грабен Дашт-е Арджан, 16 — Ипакская зона, 17 — Северо-Тегеранская зона, 18 — зона Моша, 19 — Северо-Тебризский, 20 — Индес, 21 — Кашан-Зефре, 22 — Дех Шир

Рис. 36. Неотектоническая карта Загроса, по данным [Bachmanov et al., 2004] с изменениями

1. Край Аравийской платформы с почти не деформированным мощным осадочным чехлом на докембрийском континентальном кристаллическом основании.

2. Позднекайнозойский Месопотамский передовой прогиб, связанный с плитой постепенным переходом и залегающий в своей внешней части на платформеннном чехле. 3. Складчато-надвиговый пояс Загроса, представляющий собой деформированную часть Месопотамского прогиба. Граница с прогибом условная: она проводится по появлению первой зоны складок, хотя юго-западнее, в пределах прогиба, есть отдельные антиклинали. Выделяются четыре продольные зоны: Предгорная, Низкого Загроса, Высокого Загроса и Чешуйчатая (Inbricated zone).



4. Главный Загросский надвиг, в зоне которого сохранились деформированные реликты Неотетиса в виде мезозойских офиолитов и перекрывающих их относительно глубоководных палеоцен-эоценовых отложений [Golonka, 2004].

5. Санандадж-Сирджанская зона, возникшая в мезозое в ходе диастрофизма, сопровождавшего закрытие соответствующего сегмента Мезотетиса.

На краю Аравийской плиты, в Месопотамском прогибе и Загросе, на поверхности позднепротерозойского (рифейско-синийского) фундамента с размывом и несогласием залегают эвапориты Ормузской формации венда, которые вне областей тектонического скучивания имеют мощность до 1 км. Палеозой представлен преимущественно терригенными отложениями, а мезозой и палеоген — карбонатными отложениями пассивной окраины Тетиса. В Месопотамском прогибе и Загросе доолигоценовый осадочный чехол надстраивается более молодыми отложениями. Их разрез, по данным Геологической службы Ирана [Geological Мар оf Iran, 1977–1978] и уточнённым нашими работами, таков.

— Олигоцен — нижний миоцен — известняки и мергели формации Асмари, замещающиеся на востоке нижними горизонтами формации Разак.

— Нижний–средний миоцен — формация Гачсаран, сменяющаяся к востоку формацией Разак — огипсованные глины, алевролиты, песчаники, гипсы.

— Средний-верхний (?) миоцен — формация Мишан — песчаники, алевролиты, глины.

— Верхний миоцен — нижний плейстоцен формация Ага-Джари — пестроцветные песчаники и глины с прослоями мергеля. Вверху местами обособляется свита Лахбари с бо́льшим количеством песчаников. По комплексу фауны Elpoidium, *Rotalia* и Ostracoda формацию относили к верхнему миоцену — нижнему плиоцену. Однако наши палеомагнитные исследования показали (см. ниже), что в Месопотамском прогибе и в смежной части Загроса отложения, сходные с формацией Ага-Джари, продолжали накапливаться вплоть до раннего, а местами даже до начала среднего плейстоцена.

— Верхний миоцен — средний плейстоцен формация Бахтиари — грубообломочные континентальные отложения, переходящие близ берега в песчано-галечные отложения с органогеннообломочными известняками. Она сменяется в Персидском заливе и в приустьевой части Тигра и Евфрата формацией Харг, сложенной рифовыми и обломочно-ракушняковыми известняками среди тонкообломочных терригенных отложений.

— Нижний плейстоцен — голоцен — терригенные осадки делювиального, аллювиального, озёрного и прибрежно-морского типа, сменяющиеся в заливе отложениями типа формации Харг.

В основании формаций Асмари и Бахтиари во многих местах отмечены несогласия. Возрастное перекрытие формаций Ага-Джари, Бахтиари и четвертичных отложений связано с тем, что формация Бахтиари соответствует фазе наиболее интенсивного роста и разрушения складокподнятий Загроса. Она накапливалась вблизи поднятий, в то время как на удалении от них происходила тонкообломочная седиментация формации Ага-Джари или четвертичных отложений. Складчатость, как показано ниже, проградировала от Главного надвига на юго-запад. вовлекая всё новые области прогиба. По мере разрушения возникших складок в участках, не испытавших позднейших деформаций и смещений, также начинал накапливаться более тонкий обломочный материал.

В результате почти непрерывного осадконакопления в Месопотамском прогибе и Загросе сформировался мощный осадочный чехол. Помимо базальной Ормузской формации, в ней присутствуют два горизонта эвапоритов — верхней юры и нижнего–среднего миоцена. Таким образом, осадочный чехол региона слабо связан с фундаментом и содержит внутри горизонты пониженной вязкости. Это существенно повлияло на особенности складкообразования.

В Загросе существует поперечная зональность. В северо-западной провинции Дезфул складчато-надвиговый пояс в целом уже, более деформирован и поднят несколько выше, чем в юго-восточной провинции Фарс. Их граница проходит примерно по 51° в.д. и совпадает с меридиональным отрезком разлома Дена, Казерун-Боразджанской зоной разломов и связанным с ними поперечным правым изгибом складчатых цепей (рис. 37). Ширина пояса коррелирует с распространением Ормузских эвапоритов, обусловивших возможность срыва осадочного чехла относительно фундамента. Ормузский (вендский) соленосный бассейн располагался на территории современного Персидского залива и Загроса. Его современная северо-восточная граница совпадает с зоной Главного надвига. Мощность эвапоритов максимальна в провин-



Рис. 37. Новейшая структура области сочленения провинций Дезфул и Фарс Загроса, по данным [Bachmanov et al., 2004] с изменениями

1 — активные разломы, пронумерованные и разделённые по скоростям перемещений (см. рис. 36); 2 — оси новейших антиклиналей, по данным [Tectonic Map of Southcentral Iran, 1973; Tectonic Map of Southwest Iran, 1976]; 3 — соляные купола; 4 — границы тектонических зон; 5 — формация Бахтиари, по данным [Geological Map of Iran, 1977–1978]; 6 — места изученных нами разрезов и их номера (пояснения см. в тексте). *Неотектонические зоны Загроса*: PZ — Предгорная зона, LZ — Низкий Загрос, HZ — Высокий Загрос, IZ — Чешуйчатая зона. *Реки*: Не — Хелле, RS — Руд-е Сафид. *Населённые пункты*: Fz — Фирузабад, Gs — Гисакан, Km — Камарадж, Sh — Шахпур, Tk — Такаб, Ya — Ясудж

ции Фарс и резко падает северо-западнее Дена-Казерун-Боразджанской системы разломов. Возможно, это связано с различиями строения коры: провинция Дезфул имеет в качестве фундамента континентальную кору, а провинция Фарс — кору более мафического, переходного типа. Особенности структуры и рельефа провинций, состав ксенолитов в Ормузских солях и распределение кайнозойского вулканизма на северо-восточном фланге Загроса не противоречат такому предположению. Если оно верно, не вся литосфера Неотетиса была поглощена при его закрытии и частично сохранялась при формировании складчатого пояса. Расширение складчатого пояса имеет место в провинции Дезфул юго-западнее г. Хамадан между 46° и 48° в.д. Возможно, оно также связано с особенностями строения коры.

Мощность земной коры на северо-востоке Аравийской плиты не превышает 35-40 км. Под Месопотамским прогибом она возрастает до 40 км. а под Загросом утолщается, достигая 65 км вблизи Главного надвига [National Atlas..., 1997]. На основе совместного анализа гравиметриеских и сейсмологических данных сделан вывод [Ni, Barazangi, 1986; Snyder, Barazangi, 1986], что во всем объеме земной коры Загроса господствует поперечное сжатие и происходит утолщение. Но в верхней части фундамента, до глубин ~25 км, оно осуществляется преимущественно за счет взбросо-сдвиговых перемещений по разломам, а ниже — путем пластического течения материала. Пластичность возрастает к поверхности Мохоровичича, создавая возможность обособления коры от мантии и дисгармоничного скучивания нижней части коры.

О мощности осадочного чехла в Месопотамском прогибе и Загросе можно судить по двум сейсмическим профилям, пройденным Ю.Ф. Коноваловым и его коллегами в 1998 г. (персональное сообщение). Профили начинаются в Персидском заливе, пересекают в северо-восточном направлении подгорную равнину и заканчиваются в зоне Низкого Загроса. Поверхность фундамента под подгорной равниной ровная, почти горизонтальная или слабо наклоненная к Загросу, расположена на глубине ~12 км. Граница прогиба и Загроса выражена обла-

стью потери корреляции и разломов, охватывающей Предгорную зону Загроса. Сразу за ней, в зоне Низкого Загроса, поверхность фундамента поднята на 3–4 км. Примерно на столько же смещена поверхность Мохо на северном из профилей, тогда как на южном профиле, при наличии области потери корреляции, подобного смещения не обнаружено.

Интенсивность деформаций и выраженность в рельефе тектонических зон Загроса и Санандадж-Сирджанской зоны различны. Сложно дислоцированные, метаморфизованные и прорванные интрузиями отложения Санандадж-Сирджанской зоны глубоко эродированы и местами представляют собой среднегорную (~1500 м) равнину, над которой возвышаются полуразрушенные позднекайнозойские вулканы.

Четыре зоны Загроса различны по указанным параметрам при том, что повсеместно преобладают юго-западная вергентность складок и наклон надвигов на северо-восток [Geological cross sections, 1975–1976]. Чешуйчатую зону характеризуют сжатые складки с многочисленными налвигами и самый глубокий в пределах Загроса эрозионный срез, свидетельствующий о значительном предшествовавшем воздымании. Гипсометрические высоты велики, но, как правило, уступают Высокому Загросу. Наиболее приподнятый Высокий Загрос состоит из линейных складок. Они нередко разбиты на блоки и в большей или меньшей степени эродированы. Надвиги развиты на глубине и местами достигают современной поверхности. Низкий Загрос характеризуется меньшими высотами. Линейные складки на юго-востоке построены проще, чем в Высоком Загросе, а в провинции Дезфул морфологически сходны с ними. Складки эродированы слабо и прямо выражены в рельефе: антиклиналям соответствуют хребты, а синклиналям — продольные долины. Соскладчатых разломов, достигающих поверхности, мало. Предгорная зона — самая низкая. Выступающие над равниной антиклинали пологи и едва затронуты эрозией. Выраженных на поверхности соскладчатых разломов почти нет.

В провинции Фарс описанные складчатые зоны образуют ступени рельефа (рис. 38).

Первая ступень шириной 60–70 км соответствует Предгорной зоне и характеризуется выровненной поверхностью с изолированными пологими антиклиналями. Средняя высота рельефа не превышает 100 м, максимальная 300–400 м. Поверхность ступени не повышается в сторону фронта Загроса. Более того, самые высокие антиклинали расположены на побережье, во фронтальной части зоны. Это является общей особенностью всех трех ступеней.

Вторая ступень (Низкий Загрос) имеет ширину 170–180 км. Она отделена от первой ступени Фронтальной флексурно-разрывной зоной, которая, судя по приуроченности к ней протрузий Ормузских солей с ксенолитами фундамента, имеет глубокое заложение. Ступень разделяется



на две подзоны. В пределах каждой происходит снижение средней высоты рельефа к тыловой части, тогда как максимальные высоты (наиболее крупные антиклинали) приурочены к ее фронту. Вершинные поверхности хребтов-антиклиналей юго-западной подзоны достигают высоты 1000– 1200 м, а смежные с ними синклинальные долины — 400–500 м. В северо-восточной подзоне аналогичные структурные элементы имеют высоты 1500–1700 и 700–800 м.

Третья ступень (Высокий Загрос и Чешуйчатая зона) шириной 130-140 км отделена от второй ступени юго-восточной частью разломной зоны Карех-Бас, маркированной выходами глубинных солей, и продолжающей её флексурой амплитудой от 700-800 м на юго-востоке до 1000-1200 м на северо-западе. В северо-западной части ступени вершинные поверхности хребтов расположены на высотах 2700-3000 м, причём поднятия не всегда соответствуют антиклиналям. Так, севернее г. Шираза (см. 11 на рис. 37) на высоту до 3000 м подняты мощные аллювиальные отложения, накопившиеся в синклинали. Внутригорные впадины и подножия склонов находятся на высоте 2000-2200 м. Для юго-восточной части ступени более характерно прямое отражение складок в рельефе. Возраст вершинных поверхностей хребтов-антиклиналей здесь несколько моложе, но они достигают тех же 2700-3000 м. Глубина расчленения рельефа возрастает: межгорные впадины и долины расположены на уровне 1400-1600 м. К северовостоку средняя высота ступени уменьшается.

В провинции Дезфул ступенчатость рельефа, соответствующая складчатым зонам, сохраняется, причём Высокий Загрос достигает гипсометрических отметок 3500 м.

Различия степени дислоцированности продольных зон Загроса и их выражения в рельефе обусловлены разным возрастом складчатости, определявшимся её проградацией на юго-запад от зоны Главного надвига. Это было доказано изучением и палеомагнитным опробыванием формации Бахтиари, выполненными В.Г. Трифоновым, Д.М. Бачмановым, Т.П. Ивановой и А.И. Кожуриным в 1998–1999 гг. [Бачманов, 2001]. Формация сложена продуктами разрушения антиклинальных поднятий, становившихся горными хребтами. Пробы отбирались из относительно тонкообломочных прослоев с интервалами 5-15 м в преимущественно галечных пачках и 1-2 м в песчано-глинистых. Всего было отобрано 197 штуфов, палеомагнитные определения которых выполнили Г.З. Гурарий, В.М. Трубихин и О.А. Крежевских в Геологическом институте РАН.

Из-за слабости водотоков в условиях аридного климата грубообломочные фракции практически не выносились за пределы области рельефообразования, отлагаясь в виде предгорных шлейфов и заполнения местных депрессионных структур. Локализации грубых фаций перед фронтом эродируемых антиклиналей способствовало изостатическое погружение областей их аккумуляции под нагрузкой осадков. Даже в тех случаях, когда комплексы грубой молассы удавалось интерпретировать как отложения речных долин, допускавших значительный перенос обломков, продукты удалённого переноса составляют в конкретных разрезах ничтожную часть, а основная масса обломков сносилась с местных структурных поднятий. Иначе говоря, в каждой зоне Загроса возраст формации Бахтиари отражает возраст складкообразования. Следует иметь в виду, однако, что в Предгорной зоне, Низком и Высоком Загросе появление грубых фаций отставало от начала разрушения антиклиналей. Это связано с тем, что в возникавших поднятиях прежде всего разрушались миоценовые рыхлые песчано-глинистые отложения, не дававшие крупных обломков. Они появлялись лишь после вовлечения в размыв более плотных подстилавших известняков и песчаников, преобладающих в составе грубообломочных фракций Бахтиари.

Предгорную область характеризуют разрезы 1-6 (рис. 39; см. рис. 37). В разрезах 1-3, наиболее удалённых от Низкого Загроса, формация Бахтиари-Харг представлена грубообломочными ракушняками с гравийно-галечными слоями. Все части разрезов нормально намагничены. Стало быть, нижняя граница эпохи Брюнес проходит здесь в нижележащих морских слоях, а подошва грубой молассы находится внутри среднего плейстоцена. С этим согласуется возраст 258 000±41 000 лет слоя органогенно-обломочного известняка внутри формация Бахтиари-Харг, залегающего на подстилающих отложениях с небольшим угловым несогласием. Возраст был определен в Бушерской антиклинали (2 на рис. 37) Х.С. Арслановым (СПбГУ) уран-ториевым методом. В разрезах 4-6, расположенных ближе к Низкому Загросу, формация Бахтиари сложена песчано-гравийными осадками с пачками галечника. В низах грубообломочной толщи появляются обратно намагниченные породы. Следовательно, подошва этой толщи приходится на самые верхи нижнего плейстоцена.



Рис. 39. Литологическая и возрастная корреляция разрезов (*1–11*) грубой молассы Загроса (А) и возрастное соотношение разрезов (В) [Бачманов, 2001]

1 — отложения: а — галечные, b — песчаные, c — глинистые, d — органогенно-обломочные; 2 — интервалы разрезов с различной остаточной намагниченностью пород: а — прямой, b — обратной, c — неопределённой; 3 — подошва грубой молассы (нижняя линия) и граница её нижней и верхней частей (верхняя линия); 4 — границы интервалов различной намагниченности: а — палеомагнитных эпох, b — предположительно эпизодов

Таким образом, рельефообразование в Предгорной зоне началось в конце раннего — начале

среднего плейстоцена, т.е. 0,9–0,5 млн лет назад. Поэтому очевидно, что Предгорная зона находится на самой начальной стадии процесса складко-горообразования и говорить о его верхнем возрастном пределе не имеет смысла.

Зону Низкого Загроса характеризуют разрезы 7–10 (см. рис. 37, 39). Как и в разрезе 11 Высокого Загроса, формация Бахтиари состоит здесь из двух частей. Вверху резко преобладают галечники, а нижняя часть содержит, подобно разрезам Предгорной зоны, много песчаного материала и имеет мощность 300-350 м. С учётом этой двучленности была выполнена интерпретация разрезов 7 и 10, где галечная моласса залегает на древних породах с глубоким размывом. Оба разреза расположены рядом с крупными зонами разломов и представляют собой области поднятий, что и обусловило неотложение или размыв нижней части формации Бахтиари.

Во всех разрезах Низкого Загроса выделяется значительный интервал обратнонамагниченных пород, соответствующий эпохе Матуяма. Он занимает нижнюю половину разреза 7, наибольшую среднюю часть разреза 8 и верхние части разрезов 9 и 10. Таким образом, во фронте Низкого Загроса грубая моласса начала отлагаться не позднее начала калабрия, а во внутренних частях зоны подошва Бахтиари приходится на поздний плиоцен (палеомагнитная эпоха Гаусса). Верхи разреза грубой молассы относятся к началу среднего плейстоцена, а в тыловых частях зоны — к концу раннего плейстоцена. Стало быть, наиболее активное рельефообразование происходило в Низком Загросе с позднего плиоцена — гелазия (3,1–2,3 млн лет) до конца калабрия — начала среднего плейстоцена (1,2–0,7 млн лет).

Высокий Загрос представлен разрезом 11, расположенным в синклинали, позднее поднятой в виде горста на 600-800 м над поверхностью соседней современной межгорной депрессии. Верхняя часть разреза (кроме неопробованных верхних 60 м) намагничена нормально, однако не может быть отнесена к палеомагнитной эпохе Брюнес из-за высокой степени литификации отложений и значительных позднейших структурных перестроек, потребовавших значительного времени. Поэтому верхняя часть разреза отнесена к эпохе Гаусса, а нижняя, обратнонамагниченная — к эпохе Джильберта. Таким образом, время формирования формации Бахтиари охватывает в Высоком Загросе диапазон от конца миоцена — начала плиоцена (5,3–4,9 млн лет) до конца плиоцена (2,7-2,3 млн лет).

Разрез 12 палеомагнитно не опробывался, но интересен тем, что расположен у фронта

Чешуйчатой зоны (см. рис. 37). Разрез грубой молассы представлен здесь двумя толщами конгломератов, разделёнными угловым несогласием и несогласно залегающими на мергелях олигоцена — нижнего миоцена. Отсутствие здесь миоценовых морских отложений позволяет предположить, что нижняя конгломератовая толща накопилась в позднем, а, возможно, ещё в среднем миоцене, а затем испытала деформацию и была перекрыта верхней толщей, коррелятной аналогичным конгломератам Высокого Загроса. Иначе говоря, рельефообразование в Чешуйчатой зоне началось в среднем–позднем миоцене и продолжалось до конца плиоцена на фоне продолжавшихся деформаций.

Таким образом, изучение и палеомагнитное датирование грубообломочных отложений Бахтиари показало последовательную проградацию начала процесса их накопления от позднего, а, возможно, ещё среднего миоцена в Чешуйчатой зоне к концу миоцена — началу плиоцена в Высоком Загросе, позднему плиоцену в Низком Загросе и концу раннего — началу среднего плейстоцена в Предгорной зоне. Соответственно, интенсивное накопление грубой молассы закончилось в Чешуйчатой зоне и Высоком Загросе в позднем плиоцене, в Низком Загросе — в конце раннего — начале среднего плейстоцена, а в Предгорной зоне продолжается до сих пор. Поскольку в Высоком и Низком Загросе и Предгорной зоне начало накопления грубообломочных толщ могло отставать во времени от начала выражения складок в рельефе и их разрушения, складчатость могла начаться там несколько раньше. Контрастность тектонических движений в каждой зоне снижалась через 2,5-3 млн лет после начала накопления грубой молассы и сменялась общим подъёмом и менее интенсивной эрозией с заполнением межгорных впадин осадками. Скачкообразные возрастные различия грубообломочной молассы в разных зонах и несогласие между двумя её толщами в Чешуйчатой зоне указывают на импульсность проградации.

В итоге, неотектоническое развитие Загросского региона представляется следующим образом. Реликтовый бассейн Неотетиса и его юго-западная (Аравийская) пассивная окраина испытали деформации в конце эоцена — олигоцене. Они выражены угловым несогласием в основании олигоцен-раннемиоценовой формации Асмари, перекрывающей не только породы пассивной окраины, но и офиолиты Неотетиса. Эти деформации, вероятно, были связаны с субдукцией в зоне Главного надвига, выраженной формированием синсубдукционных вулканитов в Санандадж-Сирджанской зоне. Но это не привело к окончательному закрытию бассейна. Морская аккумуляция возобновилась, но стала более мелководной и происходила в условиях регрессии. Карбонаты Асмари сменяются к северовостоку (в сторону Главного надвига) и вверх по разрезу тонкообломочными осадками с большим количеством эвапоритов. Вялость проявлений субдукции в раннем миоцене, возможно, связана с преобладанием сдвиговой компоненты перемещений по Главному разлому, на что указывает его относительная прямолинейность.

Такие условия продолжались до начала среднего миоцена, когда перемещения в зоне Главного надвига активизировались, Неотетис окончательно закрылся, и в бассейн, сохранявшийся на краю Аравийской плиты, стал поступать песчаный материал формации Мишан, источником которого было разрушение поднятого северо-восточного крыла надвига, т.е. Санандадж-Сирджанской зоны. С этого времени перед фронтом надвига стал развиваться Месопотамский предгорный прогиб. Вероятно, в конце рассматриваемой эпохи на краю прогиба началось формирование Чешуйчатой складчатоналвиговой зоны, где формация Мишан и подстилающие миоценовые осадки были размыты, и нижняя толща конгломератов Бахтиари несогласно перекрыла карбонаты Асмари. В позднем миоцене произошла небольшая трансгрессия, представленная формацией Агаджари, которая не перекрыла, однако, растущие складки Чешуйчатой зоны, а с конца миоцена море стало отступать в связи с описанной выше проградацией складчатости в зоны Высокого, затем Низкого Загроса и, наконец, в Предгорную зону. В плейстоцене складки достигли северовосточного берега современного Персидского залива и края Двуречья.

Предлагается следующая интерпретация эволюции складчато-надвигового пояса Загроса. С усилением движений в зоне Главного надвига перед его фронтом в Чешуйчатой зоне создавались напряжения поперечного сжатия, приволившие к возникновению пологих склалок типа тех, что сейчас развиваются в Предгорной зоне. Возникавшие складки прямо отражались в рельефе и, разрушаясь, служили источником материала для формации Бахтиари, на первых порах относительно тонкообломочного. По мере увеличения складчатых изгибов начинался срыв осадочного чехла по отдельным плоскостям в эвапоритовой Ормузской формации. Постепенно такие плоскости сливались в единую зону общего срыва, и интенсивность воздымания складчатой зоны возрастала, что нашло отражение в формировании наиболее грубообломочной верхней части формации Бахтиари. При этом отслоенный фундамент, утолщаясь при сжатии, продолжал пододвигаться по зоне Главного надвига. Наконец, потенциал сжатия Чешуйчатой зоны исчерпался. Произошло её общее изостатическое поднятие. Одновременно с этим глубинное пододвигание сместилось из зоны Главного надвига во фронт Чешуйчатой зоны. Перед ним началась такая же последовательность деформаций, приведшая в конечном счёте к формированию Высокого Загроса, после чего аналогичные процессы происходили в Низком Загросе, а затем переместились в Предгорную зону (рис. 40).

Поскольку в провинции Дезфул Ормузская формация сокращена в мощности или отсутствует, масштабы глубинного срыва чехла и,



Рис. 40. Современное состояние складчатого пояса Загроса

1 — позднекайнозойская моласса; 2 — фанерозойский осадочный чехол; 3 — вендская формация Ормуз (эвапориты); 4 — консолидированная часть земной коры; 5 — мантия; 6 — разлом

соответственно, ширина складчатых зон там меньше, чем в провинции Фарс.

После завершения описанных тектонических преобразований на территории Чешуйчатой зоны и Высокого Загроса, испытавших общее поднятие, произошли новые деформации и смещения по разломам, местами по иному структурному плану. Эти смещения были связаны с общей перестройкой системы разломов в раннем плиоцене. Важнейшим элементом новой системы стал Главный современный разлом Загроса прямолинейный правый сдвиг с небольшой и переменной вертикальной компонентой смещений. простирающийся вдоль провинции Дезфул примерно параллельно Главному надвигу, но не совпадающий с ним [Wellman, 1966; Tchalenko, Braud, 1974; Tchalenko et al., 1974; Berberian, 1976; Bachmanov et al., 2004]. Разлом разделён на сегменты, иногда расположенные кулисно друг относительно друга. Местами сегменты состоят из двух, редко трёх параллельных ветвей. выраженных в рельефе чёткими уступами.

В юго-восточной части провинции Дезфул выделены три сегмента: Нахаванд, Доруд и Ардал (см. рис. 36). В сегменте Нахаванд различаются две ветви, северо-восточная из которых является правым взбросо-сдвигом, наклонённым на северо-восток под углом 60°. По ней пересекаемые разломом голоценовые овраги смещены вправо на 7-8 м, а более древние большие долины — на 100 м и более. По юго-западной ветви четыре крупные долины смещены вправо на 1±0,2 км. В сегменте Доруд по обеим ветвям имеют место небольшие взбросовые смещения. Долина, врезанная в депрессию, заполненную послеледниковыми отложениями, смещена по северо-восточной ветви вправо на 110-115 м. При возрасте самых молодых отложений депрессии 10-12 тыс. лет, это даёт минимальную среднюю скорость сдвига ~10 мм/год. В том же сегменте обнаружены следы Силахорского землетрясения 1909 г. ($M_S = 7,4$) в виде правых смещений на 0,8-1 м при поднятии юго-западного крыла на 0,25–0,3 м [Tchalenko, Braud, 1974; Tchalenko et al., 1974; Bachmanov et al., 2004]. Вместе с тем, в сегменте Дезфул отмечены позднечетвертичные взбросо-надвиговые смещения по крупнейшим соскладчатым продольным надвигам [Berberian, 1976; Hessami, Jamali, 1996].

Иные соотношения молодых сдвигов и соскладчатых взбросо-надвигов установлены в провинции Фарс. Продолжение Главного надвига не обнаруживает здесь признаков позднечетвертичной активности. От юго-восточного окончания сегмента Ардал Главного современного разлома на юг отходит разлом Дена с признаками правосдвиговых смещений (см. рис. 36 и 37). На юге он изгибается, приобретая соскладчатое юго-восточное направление и отделяет Чешуйчатую зону от Высокого Загроса. Разлом представлен здесь тремя ветвями, демонстрирующими подъём северо-восточных крыльев до первых метров при наклоне сместителей на северо-восток. Правосдвиговая компонента смещения, достигающая 20 м по одной из ветвей вблизи изгиба разлома, юго-восточнее исчезает.

Южнее сдвигового отрезка разлома Дена находится меридиональный Казерунский разлом. Плоскости смещений в его зоне вертикальны или наклонены на запад при подъёме западного крыла. Очевидные признаки правого сдвига обнаружены южнее развалин сасанидской столицы Шахпур (см. рис. 37). Разновозрастные овраги и речные долины смещены здесь вправо на величины от 3–5 м до 300–350 м (рис. 41). Ядро антиклинали, сложенной миоценовыми отложениями, сдвинуто вправо на 750–800 м при подъёме западного крыла на ~150 м. Это даёт соотношение сдвиговой и вертикальной компонент смещения 5:1.



Рис. 41. Две ветви Казерунского разлома, смещающие вправо элементы дренажной сети на западном берегу р. Руд-е Сафид (вид на юго-восток). Фото *А.И. Кожурина*

Примерно на южном продолжении Казерунского разлома выделен меридиональный Боразджанский разлом с поднятым восточным крылом [Hessami, Jamali, 1996; Bachmanov et al., 2004]. На юге он отгибается на юго-восток и разделяется на несколько соскладчатых взбросонадвигов, протягивающихся вдоль юго-западных

крыльев антиклиналей. Южная из таких ветвей отделяет Низкий Загрос от Предгорной зоны. На меридиональном отрезке Боразджанского разлома позднечетвертичные смещения малоамплитудны и невыразительны. Возможным отражением пластической сдвиговой деформации на ~10 км в переходной области между Казерунским и Боразджанским разломами является правый изгиб оси антиклинали Гисакан-Такаб и примыкающих к ней с северо-востока синклиналей [Bachmanov et al., 2004]. На крыле антиклинали обнаружено угловое несогласие на 10-15° между формациями Бахтиари и Агаджари. Учитывая, что формирование складок Низкого Загроса началось в позднем плиоцене (3,1-2,3 млн лет назад), среднюю скорость сдвиговой деформации можно оценить в 3-5 мм/год.

Меридиональная Дена-Казерун-Боразджанская зона разломов служит границей провинций Дезфул и Фарс. Восточнее, собственно в провинции Фарс, выделены ещё две подобные зоны разломов — Карех-Бас и Сарвестан. Обе зоны, как и разломы Дена и Боразджан, на севере простираются меридионально и характеризуются правосдвиговыми смещениями, а на юге отклоняются на юго-восток, становясь соскладчатыми взбросо-надвигами или флексурами. На юге мерилионального отрезка зоны Карех-Бас (южнее г. Фирюзабад) две её ветви смещают вправо на 4-6 км антиклиналь с соляным куполом в ядре. Принимая для этой антиклинали тот же возраст начала складкообразования, что и в других тыловых структурах Низкого Загроса (~3 млн лет), получаем минимальную среднюю скорость сдвига 1,5-2 мм/год. Южнее антиклинали обнаружены правые смещения молодых водотоков амплитудой от 2,5-3 до 90-100 м.

Кроме сдвигов, в провинции Фарс выявлены позднечетвертичные взбросо-надвиговые смещения по соскладчатым разломам, обычно приуроченным к юго-западным крыльям антиклиналей [Berberian, 1976; Hessami, Jamali,1996; Bachmanov et al., 2004].

Таким образом, в провинции Фарс перемещения по плиоцен-четвертичным сдвигам вполне согласуются с одновременным развитием складок и соскладчатых взбросо-надвигов. И те, и другие указывают на северо-восточную ориентировку наибольшего сжатия. В отличие от этого, в провинции Дезфул правый сдвиг по Главному современному разлому отражает иное направление сжимающих усилий, чем параллельные ему складки и соскладчатые взбросонадвиги Загроса. К объяснению этого явления мы вернёмся в разделе 4.3. Здесь же отметим, что плиоцен-квартер характеризовался не только перестройкой ранее возникшей системы разломов, но и ростом горного сооружения, наиболее интенсивным в зоне Высокого Загроса.

Складчато-надвиговый пояс Загроса продолжается на северо-запад зоной Краевых складок Юго-Восточной Турции, деформирующих северный край Аравийской плиты [Фюрон, 1955; Ильхан, 1977]. Подобно тому, как Загрос окаймлён зоной Главного надвига, Краевые складки ограничены надвигами Восточного Тавра, в зоне которых также присутствуют офиолиты Неотетиса. Есть данные и о проградации складчатого пояса в сторону Месопотамского прогиба. Так, уже в начале позднего миоцена на севере Сирии отлагался песчано-галечный аллювий, перекрытый базальтами с ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастом 8809±73 тыс. лет [Demir et al., 2007]. Тот факт, что аллювий сложен местным обломочным материалом, указывает на начавшийся снос с возникших складчатых поднятий. В позднем плиоцене складки проградировали на юг, и грубообломочные продукты их разрушения покрыли плащём северную часть современного Месопотамского прогиба, испытавшую дополнительное опускание, а долина Евфрата распространилась на юговосток (см. главу 3). В квартере начали расти складки и в области плиоценового опускания на севере современного прогиба.

На северном обрамлении Аравийской плиты перестройка системы разломов в начале плиоцена выразилась образованием восточных сегментов правосдвиговой NAFZ, кулисно надстраивающей Главный современный разлом Загроса, и юго-западных сегментов EAFZ с левыми взбросо-сдвиговыми смещениями. Зоны пересекаются вблизи сел. Карлиова.

4.3. Позднекайнозойская эволюция Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и обрамлений Аравийской плиты

Новейшему этапу развития Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса предшествовал принципиально иной этап, охватывавший бо́льшую часть эоцена и местами унаследованный от палеоцена. Он характеризовался широким распространением эпиконтинентальных мелководных бассейнов. Моря покрыли большинство срединных массивов, обдуцированных на их края тектонических покровов и реликтов островных дуг мезозойского Тетиса и распространились на соседние платформы — Аравийскую, Африканскую, Скифскую и Туранскую. На этом фоне выделялись более глубокие прогибы с утонённой (океанической или субокеанической) корой. Это были реликты Неотетиса и задуговые бассейны его северной окраины (рис. 42).



Рис. 42. Принципиальная схема расположения прогибов с утонённой (субокеанической?) корой, существовавших в Аравийско-Кавказском регионе в эоцене (~45 млн лет назад), по работам [Robertson, 2000; Golonka, 2004; Казьмин, Тихонова, 2006; Леонов Ю.Г., 2007; Казьмин и др., 2010] с дополнениями

1 — бассейны с утонённой корой; 2 — проторифтовый прогиб Красного моря; 3 — крупнейшие надвиги и зоны субдукции; 4 — главные трансформные и другие разломы и их предполагаемые продолжения. Буквенные обозначения: AF — Африканская плита, AL — Эльбурс, AR — Аравийская плита, CI — Центрально-Иранская микроплита, СР — прогиб Внешней зоны Карпат, ЕВ — Восточно-Черноморский бассейн, ЕЕ — Восточно-Европейская платформа, EI — Восточно-Иранский прогиб, GC — бассейн Большого Кавказа, LT — Лутская микроплита, NT — реликты Неотетиса, PD — Прото-Левантская трансформная зона, SB — Сабзеварский бассейн, SC — бассейн Южного Каспия, SS — зона Санандадж-Синджар, ST — Скифско-Туранская плита, Т — Прото-Северо-Анатолийская зона разломов, продолжающаяся разломом Печенега-Камена и линией Торнквиста, WB — Западно-Черноморский бассейн, Z — Главный надвиг Загроса

В Аравийско-Кавказском регионе известно несколько офиолитовых зон, представляющих собой следы таких закрывшихся океанических или субокеанических бассейнов. Важнейшей является сутура Южного Тавра, которая протягивается от северо-восточного побережья Средиземного моря на восток и слагает там северное крыло Восточно-Таврской (Битлисской) надвиговой зоны, ограничивающей с севера Аравийскую плиту. В юго-западной части (хребет Мисис) сутура имеет сходство с зоной Кирения Северного Кипра, куда, вероятно, и продолжается [Robertson, 1998; Robertson et al., 2004]. Южнее Южно-Таврской сутуры, на северном фланге плиты расположены выходы офиолитов Бассита-Курд-Дага на северо-западе Сирии и Хатай-Аманоса в соседней части Туршии. Их западным продолжением, вероятно, являются офиолиты Центрального и Южного Кипра (см. рис. 21).

Офиолиты Бассита и Курд-Дага залегают в надвиговых чешуях, перекрытых верхнемаастрихтскими и более молодыми отложениями неоавтохтона. и рассматриваются как тектонические покровы, перемещённые с севера или северо-запада [Книппер и др., 1988; Hardenberg, Robertson, 2007]. А.Л. Книппер и его соавторы выделили в аллохтонном комплексе Бассита нижний покров Тамима и верхние собственно офиолитовые покровы. Покров Тамима сложен вулканогенно-осадочными породами — основными вулканитами, радиоляритами и кремнистоглинистыми сланцами с фауной от верхнего триаса до нижнего сеномана. Предполагается, что эти относительно глубоководные образования были перемещены из южной части океанского бассейна, а офиолиты — из его более удалённой северной части, возможно, маркированной офиолитами Южного Тавра. Минимальная амплитуда смещения, оцениваемая по современному относительному положению указанных зон, — 160 км. Сходные возрастные соотношения офиолитов и перекрывающих отложений установлены в Восточном Тавре, где они указывают на закрытие Неотетиса в конце мезозоя начале кайнозоя.

На Кипре выделяются три главные тектонические зоны. Центральное положение занимает параавтохтонная зона Троодос, представляющая собой классический разрез палеоокеанской коры [Silantyev et al., 2005]. Его магматическая часть датирована U-Pb методом как 90–92,5 млн лет (сеноман–турон), а перекрывающие её пелагические осадки содержат радиолярии турона–сантона. На юго-западе острова, в зоне Мамония, породы комплекса Троодос тектонически перекрыты комплексом Мамония, состоящим из нескольких покровов. Нижний покров сложен метаморфическими породами с возрастом метаморфизма 89–90 млн лет. Выше залегает полимиктовый серпентинитовый меланж с глыбами пород обеих зон. Верхние покровы состоят из вулканогенных, кремнистых и карбонатных пород с терригенно-карбонатными турбидитами в верхах разрезов. Возраст пород — от верхнего триаса до альб-сеномана. Неоавтохтон на территории двух указанных зон представлен карбонатами маастрихта-эоцена, терригеннокарбонатными осадками олигоцен-тортона, а также плиоцена, отделённого от них мессинскими эвапоритами.

Зона Кирения образует одноименный хребет на севере Кипра. Она сложена мелководными карбонатами от верхнего триаса до середины мела, перекрытыми пелагическими карбонатами маастрихта-палеоцена и эоценовыми турбидитами [Robertson, 1998]. Зона Кирения надвинута на зону Троодос, причём их контакт перекрыт узким прогибом, сложенным неогеновыми осадками. Южная вергентность надвигов преобладает и на юге острова вплоть до современной зоны субдукции между Кипром и подводным поднятием Эратосфен. Исключением является покровный комплекс Мамония, вероятно, надвинутый на Троодос с юга [Krylov et al., 2005].

Описанные соотношения комплексов пород интерпретируются следующим образом [Krylov et al., 2005]. С позднего триаса Кипрский регион был частью глубоководного бассейна Тетиса. В сеноман-туроне здесь обособляется энсиматическая островная дуга типа современной дуги Изу-Бонин на западе Пацифики, а в его тылу задуговой бассейн Троодос с проявлениями вторичного спрединга. Перед дугой формируется аккреционный комплекс Мамония, который в кампане приобретает покровную структуру. В позднем кампане — раннем маастрихте спрединг в задуговом прогибе сменяется глубоководным кремнистым осадконакоплением. Происходят взаимосвязанные структурные преобразования, выразившиеся во вращении зоны Троодос против часовой стрелки на 90°, надвигании комплекса Мамония на зону Троодос и надвигании её северо-восточного продолжения вместе с аналогом комплекса Мамония (комплекс Тамима) на Аравийскую платформу. Относительно глубоководное осадконакопление продолжалось в задуговом прогибе после этой фазы деформаций до позднего олигоцена — раннего миоцена, когда на прогиб надвинулась зона Кирения. Затем осадконакопление стало мелководным,

но продолжалось до позднего плиоцена, когда поднятие привело к образованию современного острова. Между ним и Южным Тавром сохранился прогиб Киликия–Адана.

В юго-западной части Южно-Таврской зоны, граничащей с впадиной Киликия–Адана, выделен меланжевый комплекс Мисис–Андирин [Robertson, 2000; Robertson et al., 2004]. Его нижняя структурная единица сложена верхнемеловыми вулканитами островодужного типа и пелагическими осадками палеоцена — среднего эоцена. Их перекрывают тектонически брекчированные блоки мезозойских неритовых известняков, принесённые с карбонатной платформы Таврид вместе с обломками офиолитов Южно-Таврской зоны. Блоки и обломки сцементированы полимиктовым терригенным материалом турбидитового типа.

Описанные соотношения интерпретируются следующим образом [Robertson et al., 2004]. За фазой диастрофизма конца мезозоя — начала кайнозоя, приведшей к обдукции офиолитов и их эрозии в поднятых участках, последовало углубление реликтового бассейна в палеоцене среднем эоцене (см. рис. 42). Субдукция конца эоцена — олигоцена привела к образованию на северном континентальном склоне бассейна аккреционной призмы, сложенной фрагментами мезозойской океанской коры и её раннепалеогенового чехла. На них сползли блоки карбонатного чехла Таврид. Процесс завершился на северо-востоке рассматриваемой области коллизией Таврид с Аравийской плитой и перекрытием аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками. На юго-западе сохранился реликт южного края бассейна, отчленённый образованной в раннем миоцене (~17 млн лет назад) Кипрской дугой от Левантинской пассивной окраины Африканской плиты.

Таким образом, территория к западу от Аравийского выступа Африканской плиты и к югу от Таврид до конца сеномана представляла собой часть океанического бассейна Тетиса, вероятно, субдуцировавшего на севере под Тавриды. В конце сеномана — начале турона здесь возникла энсиматическая прото-Кипрская дуга, отделившая от Тетиса задуговой прогиб, где сформировался океанский комплекс Троодос. В позднем кампане — раннем маастрихте он испытал деформацию и стал частью структуры дуги в качестве параавтохтона. Тогда же северо-восточное продолжение дуги и океанские породы, находившиеся перед ней, обдуцировали на край Аравийской плиты. После этого реликтовый задуговой бассейн сохранился и даже углубился в позднем маастрихте — эоцене, продолжая субдуцировать под Тавриды. Он закрылся только на ранней стадии неотектонического развития региона, в олигоцене — начале миоцена, одновременно с образованием современной Кипрской дуги, вновь ставшей зоной субдукции. До сих пор реликт задугового бассейна сохраняется в виде прогиба Киликия–Адана, в юго-западной части которого продолжается мелководное осадконакопление.

Более раннее закрытие Неотетиса на востоке Южно-Таврской зоны (северный фланг Аравийской плиты) по сравнению с её западной частью (Восточно-Средиземноморская окраина Африканской плиты), а также большие мощности позднемезозойских и кайнозойских осадков в Левантинской впадине, чем на её восточном континентальном обрамлении [Garfunkel, 1998] позволяют предположить существование между ними структурной границы трансформного типа по меньшей мере с позднего мезозоя. Эта граница начиналась от зоны Южного Тавра, следовала вдоль современной EAFZ и продолжалась на юг по континентальному склону Восточного Средиземноморья, где выражена разломами на сейсмических профилях (см. рис. 6-8 и разрезы в работе [Ben-Avraham et al., 2002]). В южной части она, возможно, смыкалась с проторифтовым прогибом, развивавшимся в позднем мелу — эоцене на месте Красноморского рифта [Almeida, 2010]. На ливано-сирийском участке эту древнюю трансформу наследовала миоценовая ветвь DST.

Реликтовый бассейн Неотетиса сохранялся в эоцене и на северо-восточном фланге Аравийской плиты между ней и Санандадж-Сирджанской зоной [Golonka, 2004]. Как и на юго-западе Тавра, аккретированные палеогеновые осадки сочетаются здесь с мезозойскими офиолитами, но окончательное закрытие бассейна произошло, по-видимому, только в среднем миоцене. Эоценовый реликт Неотетиса существовал также южнее Макрана. Он сохраняется поныне, став северной периферией Индийского океана.

Среди эоценовых задуговых бассейнов крупнейшей была Карпато-Большекавказская субширотная система прогибов [Копп, Щерба, 1993; Щерба, 1994; Golonka, 2004; Леонов Ю.Г., 2007] (см. раздел 4.1). Южнее южнокаспийского окончания этой системы находился Сабзеварский субширотный прогиб, вероятно, продолжавшийся на западе в Талыш и сообщавшийся с Предмакранским реликтом Неотетиса через Восточно-Иранский бассейн [Казьмин и др., 2010]. О происхождении прогибов можно высказать лишь предположения. Меловые офиолиты Сабзеварского и Восточно-Иранского прогибов указывают на спрединг [Казьмин и др., 2010]. В отношении Карпато-Большекавказской системы приводились соображения о меловом и местами даже позднеюрском рифтинге как источнике прогибания [Nikishin et al., 2001; Golonka, 2004; Леонов Ю.Г., 2007]. Как бы то ни было, в эоцене эти унаследованные от мела прогибы не демонстрировали магматических признаков спрединга или глубинного рифтинга. Более того, происходило их поперечное укорочение с накоплением флиша и вулканизмом на сопредельных территориях. Поэтому углубление прогибов Карпато-Большекавказской системы в палеогене [Копп, Щерба, 1993] следует связывать не с продолжающимся растяжением, а с другими причинами, возможно, уплотнением нижнекоровых мафических пород в результате метаморфизма.

Эоценовые прогибы не везде унаследованы от меловых. Признаки наложения вулканогенноосадочного заполнения палеогеновых прогибов на мелководные верхнемеловые отложения, перекрывающие реликты разрушенных островных дуг Мезотетиса, обнаружены в Аджаро-Триалетском продолжении Восточно-Черноморской впадины и Талышском продолжении Сабзеварского прогиба [Адамия и др., 1974; Щерба, 1994]. Это даёт основание предполагать, что Аджаро-Триалетская и Талышская зоны могли быть частями единого прогиба, позднее перекрытого надвиганием Малого Кавказа, и Сабзеварская впадина продолжила Восточно-Черноморскую.

В конце эоцена значительная часть Аравийско-Кавказского сегмента (кроме его северной периферии) испытала складчато-надвиговые деформации [Баженов, Буртман, 1990; Golonka, 2004]. В олигоцене интенсивные движения продолжались и привели к закрытию Сабзеварского задугового прогиба и реликтового бассейна в зоне Мисис-Андирин перед фронтом Западных Таврид. Деформации достигли кульминации в раннем миоцене. В это время возникла Кипрская дуга, под которую начал субдуцировать реликтовый Левантинский бассейн южной окраины Тетиса, и произошли интенсивные дислокации в зоне Латакийско-Аафринского разлома и в его северо-западном обрамлении. Поперечное укорочение структур широтного и северовосточного простирания указывает на северсеверо-западную ориентировку оси наибольшего сжатия. Оно проявилось в южных и срединных зонах Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса вплоть до южного фланга кавказской части Карпато-Кавказской системы задуговых прогибов. Её пододвигание под Малый Кавказ сопровождалось формированием флиша и тектоногравитационных микститов [Леонов М.Г., 1975; Щерба, 1994; Леонов Ю.Г., 2007]. Сами прогибы, по-видимому, не испытали подобных деформаций. В олигоцене они местами даже углубились, несмотря на глобальную регрессию, а эпиконтинентальное море трансгрессировало на Большой Кавказ и смежную с ним и Карпатами часть Скифской платформы [Копп, Щерба, 1993].

В зонах концентрации сжатия возникали соскладчатые и послескладчатые поднятия. Судя по тому, что в области аккумуляции выносился преимущественно тонкообломочный материал, а крупные обломки и блоки пород обнаружены лишь в аккреционных клиньях субдукционных зон, эти поднятия не привели к формированию высокогорного рельефа. С активизацией восходящих движений связана общая регрессия морских бассейнов, хотя отчасти она объясняется глобальным падением уровня Мирового океана, максимальным в начале позднего олигоцена [Vail, Mitchum, 1980].

Важнейшим событием олигоцена стало заложение грабена на месте будущего Аденско-Красноморского рифта, что положило начало отодвиганию Аравии от Африканской плиты. В связи с этим в раннем миоцене (~20 млн лет назад) сформировалась DST, северная часть которой проходила в ту эпоху, вероятно, по разлому Хайфа, а затем, после среднемиоценовой активизации вулканизма в районе Галилейского моря и депрессии Йизреель (см. раздел 5.3), по разлому Роум и далее вдоль континентального склона. Эта ветвь DST примыкала на севере к Латакийско-Килисской зоне разломов [Поникаров и др., 1968], восточная часть которой была образована Латакийско-Аафринским разломом и, вероятно, сочленялась на востоке с надвигами Восточного Тавра, а западная представляла собой южную границу Кипрской дуги.

Олигоцен-раннемиоценовые тектонические события Аравийско-Кавказского сегмента соответствуют первой стадии неотектонического развития Сирии.

Во вторую, среднемиоценовую, стадию развития, характеризовавшуюся северо-восточной ориентировкой сжатия, тектоническая активность понизилась на северо-западе Аравийской плиты, но происходили интенсивные движения по Главному надвигу Загроса. Это привело к закрытию реликтового бассейна Неотетиса между Аравийской плитой и Санандадж-Сирджанской зоной [Golonka, 2004] и положило начало развитию Месопотамского передового прогиба, наследовавшего прогибавшуюся и прежде северовосточную пассивную окраину плиты. В конце среднего — начале позднего миоцена началась складчатость на северо-восточном фланге прогиба. В среднемиоценовую стадию произошло также обмеление и затем закрытие кавказских прогибов Паратетиса, и в конце стадии слагающие их осадочные толщи испытали первые фазы складчатости [Копп, Щерба, 1993; Леонов Ю.Г., 2007].

В третью, позднемиоцен-раннеплиоценовую стадию развития ориентировка сжатия на севере Аравийской плиты вновь стала север-северозападной, что выразилось в формировании складчато-надвигового пояса Пальмирид. При этом, вероятно, активизировались сдвиговые перемещения на севере DST по разлому Роум и вдоль континентального склона. Пик деформаций этой стадии приходится на мессиний и отмечен активизацией складчатости в разных частях Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса. На северной периферии сегмента он выразился заложением южновергентных надвигов на южном склоне Большого Кавказа. В результате позднемиоценовых смещений по разломам и складчатости местами, например на Большом Кавказе [Копп, Щерба, 1993], возник расчленённый рельеф, однако состав обломочного материала в межгорных впадинах и передовых прогибах указывает на поднятия, не превышавшие среднегорных.

Последовавшая в начале плиоцена перестройка структурного плана, выразившаяся формированием новых сегментов DST (Яммуне и Эль-Габ), Восточно-Анатолийской и Северо-Анатолийской зон разломов и Главного современного разлома Загроса обозначила переход к четвёртой, плиоцен-четвертичной стадии развития. Судя по смещениям вдоль этих разломов, она характеризуется субмеридиональной ориентировкой оси наибольшего сжатия. Важнейшей особенностью четвертой стадии стало усиление горообразования. Наиболее интенсивное плиоцен-четвертичное поднятие установлено на Большом Кавказе [Милановский, 1968], но оно имело место и в других областях Аравийско-Кавказского сегмента (см. разделы 2.3 и 4.2). Рост гор сопровождался углублением Левантинской впадины Средиземного моря, начавшимся ещё в позднем миоцене, но особенно интенсивным в плиоцен–квартере (см. раздел 2.2). Таким образом, четвёртая стадия развития характеризовалась общим усилением контрастности вертикальных движений.

Намечается геодинамическая корреляция тектонических событий на северном фланге Аравийской плиты с эволюцией Аденско-Красноморской рифтовой системы [Казьмин, 1974; Rukieh et al., 2005].

В первую стадию (олигоцен — ранний миоцен) Аденско-Красноморская рифтовая система проградировала в западном направлении, из-за чего Аденский рифт растягивался более интенсивно, чем Красноморский. Соответственно, Аравийская плита двигалась в север–северозападном направлении, создавая наибольшее латеральное сжатие в тектонических зонах, простирающихся широтно или на северо-восток. Там и произошли наиболее интенсивные дислокации, приведшие к укорочению орогенического пояса вплоть до Кавказских прогибов.

Во вторую стадию развития (средний миоцен) Красноморский рифт растягивался более интенсивно, чем Аденский, и Аравийская плита двигалась на северо-восток. В результате произошли интенсивные движения в зоне Главного надвига Загроса, тогда как на северо-западе Аравийской плиты, где при такой её кинематике сжатие было минимальным, имел место спад тектонической активности.

В третью стадию (поздний миоцен) раздвигание в Аденско-Красноморской системе усилилось, что было связано с разрывом континентальной коры и началом спрединга [Казьмин, 1974; Izzeldin, 1987]. Поскольку разрыв коры и спрединг начались в Аденском рифте раньше, чем в Красноморском, плита двигалась в позднем миоцене на север-северо-запад. На северном фланге плиты это привело к складчатости Пальмирид и диастрофизму в более северных зонах северовосточного и широтного простираний.

Наконец, в четвёртую стадию (плиоцен-квартер) спрединг распространился и в Красноморский рифт, после чего плита стала двигаться на север, создавая наибольшее сжатие в меридиональном направлении. В результате на северном фланге плиты и в сопряжённой части орогенического пояса установился современный структурно-кинематический план, приводящий к субмеридиональному укорочению пояса.

Можно полагать, однако, что различия между структурными проявлениями разных стадий определялись не только изменениями направления дрейфа Аравийской плиты, поскольку аналогичная переориентировка осей наибольшего сжатия отмечается и в других регионах Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Так. северовосточным дрейфом Аравийской плиты нельзя объяснить обмеление и затем закрытие в среднем миоцене удлинённых в северо-западном направлении кавказских прогибов Паратетиса. В конце среднего и начале позднего миоцена осадки Паратетиса и более ранние отложения Внешней зоны Восточных Карпат были надвинуты на северо-восток на мелководные среднемиоценовые отложения Фокшанской впадины Восточно-Карпатского предгорного прогиба [Artyushkov et al., 1996], тогда как олигоцен и начало миоцена характеризовались в этом регионе меридиональной или север-северо-западной ориентировкой наибольшего сжатия. Оно выразилась в коллизии Адрии, Восточных Альп и Западных Карпат с Евразией. Коллизия сопровождалась развитием передового прогиба, где произошёл переход от флишевого осадконакопления к молассовому, и завершилась в конце раннего миоцена надвиганием сорванных покровов на передовой прогиб [Golonka, 2004].

Подобные изменения в Западном Средиземноморье начались ~20,5 млн лет назад и выразились во вращении блока Корсика–Сардиния против часовой стрелки на 30° и его пододвигании под Адриатический выступ Африканской плиты [Edel, Lortscher, 1977; Montigny et al., 1981]. Вращение было, возможно, связано с образованием Азоро-Гибралтарской зоны разломов и спровоцировало северо-восточный дрейф лигурийских покровов, возникших при замыкании Лигурийского реликтового бассейна Тетиса в эоцене. Они стали надвигаться на краевые зоны Адрии и деформировать их.

Аналогичные изменения имели место в конце раннего миоцена в области Индо-Евразийской коллизии. С эоцена до начала миоцена здесь происходило сближение северного выступа Индийской плиты с Туранской платформой в направлении СЗ–ЮВ, что привело к выдавливанию блока Юго-Западного Памира к востоку и его надвиганию на зону Юго-Восточного Памира [Иванова, Трифонов, 2005]. Интенсивное поперечное укорочение северной части зоны Кветты проявилось смятием эоценового прогиба Катаваз и надвигами северо-восточного простирания в офиолитовых зонах Хоста, Тарнака и Хашруда [Дронов, 1980; Сборщиков, 1988; Тарроппіег et al., 1981]. В конце раннего миоцена и в среднем миоцене стали интенсивно сжиматься структуры северо-западного простирания — Каракорум и Гималаи. Это выразилось в фазах надвигообразования, гранитизации и метаморфизма с пиком последнего в зоне Центрально-Гималайского надвига ~20 млн лет [Гансер, 1967; Дезио, 1977; Ratschbacher et al., 1993].

Не ограничивается областью взаимодействия Аравийской и Евразийском плиты и изменение ориентировки сжатия с северо-восточного на субмеридиональное в конце миоцена. Оно установлено в Памиро-Гималайском регионе [Трифонов, 1999; Иванова, Трифонов, 2005]. Ещё более общее распространение имело усиление горообразования в плиоцен-квартере, отмеченное во всём Альпийско-Гималайском поясе, других подвижных поясах и даже в некоторых платформенных областях [Артюшков, 1993, 2003; Трифонов, 2008; Трифонов и др., 2008, 2012].

Не согласуется с указанными изменениями напряжённо-деформированного состояния на северных обрамлениях Аравийской плиты в течение второй, третьей и четвертой стадий проградация складчатого пояса Загроса с неизменной юго-западной ориентировкой складок, являющихся проявлением поперечного сжатия и укорочения пояса. Подобная проградация имела место и в Гималаях, где фронт максимальных смещений и деформаций перемещался после среднего миоцена от Центрального надвига в зону Передового, затем Фронтального разлома и сейчас распространяется на Субгималаи.

Обращаясь к Загросу, заметим, что на югозападную ориентировку оси наибольшего сжатия и укорочения здесь указывают лишь простирания складок и соскладчатых разломов самого Загроса. Его структурная рама в виде Главного современного разлома — правого сдвига вполне вписывается в субмеридиональное сжатие, установившееся в плиоцен-квартере. В это время Главный разлом оказался отделённым от продолжавших развитие зон складчатого пояса Чешуйчатой зоной и частью Высокого Загроса, где формирование отдельных складок прекратилось. Вероятно, мы имеем здесь дело с различиями полей напряжений разного ранга: трансрегионального, определяемого общим движением и взаимодействием литосферных плит и микроплит, и регионального, охватывающего только Загрос. Последнее может быть обусловлено клиновидной формой Аравийской плиты, создающей при её северном дрейфе сжатие северовосточного края.

Глава 5 Позднекайнозойский (олигоцен-четвертичный) вулканизм

5.1. Общие черты геологии и геохимии позднекайнозойского вулканизма Сирии

Позднекайнозойские (с позднего олигоцена до квартера) базальты покрывают обширные области в северной и центральной частях Аравийской плиты [Camp, Roobol, 1989] и охватывают Сирию [Geological Map of Syria, 1964; Поникаров и др., 1968; Mouty et al., 1992] и соседние территории Турции до сутуры Тавра [Çapan et al., 1987; Yilmaz et al., 1998] и Иордании до границы с Саудовской Аравией [Barberi et al., 1979; Ilani et al., 2001] (рис. 43). В меньшей степени аналогичный вулканизм представлен в зоне DST [Garfunkel, 1989; Шарков и др., 1994; Polat et al., 1997; Yürür, Chorowicz, 1998; Abdel-Rahman, Nassar, 2004; Segev, 2005].

Все исследователи согласны, что эти базальты имеют мантийное происхождение. Но разные исследователи связывают их образование с разными мантийными процессами. З.Гарфункель [Garfunkel, 1989] полагал, что базальты связаны с «несколькими короткоживущими восходящими потоками вещества, которые формировались время от времени под обширным регионом». М.Штайн и А.Гофманн [Stein, Hofmann, 1992] пришли к выводу, что относительная гомогенность базальтов в терминах Sr–Nd изотопных отношений обусловлена их общим источником, которым был плюм в основании аравийской литосферы. С.В. Соболев с коллегами [Sobolev et al., 2005], принимая «плюмовое» происхождение аравийских базальтов, связывают их с Афарским глубинным суперплюмом. А.В. Ершов и А.М. Никишин [2004] высказывают сходное мнение, полагая, что Эфиопско-Афарский суперплюм, проникший из нижней мантии в верхнюю мантию 45-37 млн лет назад [Ebinger, Sleep, 1998], сформировал два латеральных подлитосферных потока: на юг, в Кению, и на север. Второй поток проградировал последовательно под район Южной Аравии и Красного моря (~28-27 млн лет назад), Центральную и Северную Аравию (13-9 млн лет), Армянское нагорье (~11 млн лет) и Большой Кавказ (9-7 млн лет назад). Наличие подлитосферного потока обосновывается сейсмотомографи-



Рис. 43. Эфиопско-Аравийский плитный вулканизм, по данным [Segev, 2005] с изменениями

1 — главные разломы; 2 — олигоцен-раннемиоценовые дайки; 3 — границы Афро-Аравийского купола; 4 — границы Эфиопско-Афарского мантийного суперплюма; 5-7 — проявления вулканизма: 5 — позднекайнозойские, 6 — среднекайнозойские, 7 — раннекайнозойские. J — место отбора образца 22/3 для К-Аг датирования. К — базальтовое поле Кахраман-Мараш

ческими данными о существовании «горячих» (низкоскоростных) подлитосферных объёмов в указанных регионах [Debayle et al., 2001; Ершов и др., 2001].

Однако М.Лустрино и Е.В. Шарков [Lustrino, Sharkov, 2006] приводят возражения против связи базальтов с подлитосферными плюмами: 1) «геохимическое моделирование показало, что наиболее примитивные магмы региона могли генерироваться шпинель/гранатсодержащими лерцолитовыми источниками на глубинах < 90 км, т.е. в низах литосферы; 2) отсутствие однонаправленной миграции магматической активности и унаследованность извержений в течение длительного времени не соответствуют вулканизму глубинного мантийного плюма»; 3) различия изотопных отношений Sr и Pb исключают любое

участие Афарского плюма в образовании базальтов Центральной и Северной Аравии.

М.Лустрино и Е.В. Шарков связывают базальты с локальными участками нестабильности в низах литосферы, которые, возможно, обусловлены подлитосферными особенностями. По данным И.Вайнштейна, цитируемым в работе [Segev, 2005], базальты района Галилеи-Мёртвого моря имели литосферное происхождение и могли быть связаны с двумя источниками: обогашёнными амфиболом перидотитами, относящимися к позднепротерозойским слэбам, и обогащёнными амфиболом и гранатом пироксенитовыми жилами внутри перидотитового источника, возникшими при палеозойском событии внутрилитосферного частичного плавления. В работе [Weinstein et al., 2006] образование базальтов связывается с теплом «от термально-аномальных зон внутри подлитосферной мантии».

Разноречивость представлений о происхождении базальтов Центральной и Северной Аравии обусловлена, по нашему мнению, недостатком данных или внимания к геологической истории вулканизма и его соотношениям с тектоническим развитием Аравийской плиты. Ниже представлены новые данные по геологии и K-Ar датированию позднекайнозойских базальтов Сирии, история этого вулканизма, восстановленная совместным анализом новых и ранее полученных данных, и результаты сопоставления вулканизма с тектоническим развитием и изменениями геодинамической обстановки в регионе. Это позволило по-новому подойти к происхождению сирийских базальтов.



Позднекайнозойские базальты Сирии и соседних территорий представлены лавами разновозрастных потоков, нередко наслоенных друг на друга (рис. 44). Существенно меньшее распространение имеют базальтовые шлаки и тефра, участвующие в строении вулканических построек, и гиалокластиты. Последние встречаются в грабенах DST и вблизи берега Средиземного моря. Дайки обнаружены в некоторых разрушенных вулканах и в лавовых потоках обоих крыльев DST.

Нагорье Джебель Араб, расположенное на юго-западе Сирии и продолжающееся в Иорланию и Саудовскую Аравию, где его называют Харрат Аш Шаам, является крупнейшим полем позднекайнозойских базальтов региона. Другие базальтовые поля существенно меньше. Одно из них — плато Шин в восточном крыле разлома Эль-Габ — молодой ветви DST. Аналогичные базальты известны в западном крыле разлома Эль-Габ. и часть из них является продолжением лавового поля Шин, смещённым по этому разлому влево на 16-20 км ([Chorowicz et al., 2004]; см. раздел 2.3). Как показано в главе 3, до раннего плиоцена наиболее активной ветвью DST были разлом Роум и его продолжение вдоль континентального склона [Трифонов и др., 1991; Barazangi et al., 1993; Rukieh et al., 2005]. Они находятся западнее этого поля базальтов, которые, таким образом, извергались на Аравийской плите. Небольшие базальтовые поля выделены в Пальмиридах и северной части Сирийской пустыни. Более широко они представлены на Алеппском плато между горолами Хама и Алеппо и продолжаются дальше на север до г. Кахраман-Мараш на юге Турции [Capan et al., 1987]. Лавовые поля, образованные одним или несколькими базальтовыми потоками, известны в долине р. Евфрат и в северозападной части Месопотамского прогиба. Базальты северного края прогиба продолжаются

 \Leftarrow

более обширными лавовыми полями юго-востока Турции.

Собственно в зоне DST, позднекайнозойские базальты обнажены в северной части впадины pull-apart Эль-Габ и в грабене Карасу между северным окончанием DST и разломом Аманос Восточно-Анатолийской зоны. Южнее базальты вскрыты скважинами и частично обнажены во впадине Хула и в долине Иордана и покрывают обширные территории в депрессии Йизреель возле Галилейского озера [Garfunkel, 1989; Hirsch, 2005; Segev, 2005]. Последние представляют смещённое к югу по DST западное окончание лавового нагорья Джебель Араб [Segev, 2005]. Возле Мёртвого моря базальты обнажены на восточной стороне DST и появляются на её западном крыле лишь возле Красного моря как часть берегового дайкового пояса.

Неоген-четвертичные базальты извергались из небольших вулканов. Их реликты обнаружены в пределах базальтовых полей. но некоторые центры извержений морфологически столь невыразительны, что их положение определялось только по гипсометрии поверхности потока и, при её хорошей сохранности, по следам течения лавы. На нагорье Джебель Араб преобладают трещинные извержения, представленные вулканами, которые сгруппированы в линейные цепочки северо-западного и север-северо-западного простираний и местами соединены зияющими трещинами. Некоторые из них образованы вулканами разного возраста, например, позднемиоценовыми и плиоценовыми или плиоценовыми и четвертичными. Следовательно, проявления деятельности вулканических очагов оставались неизменными длительное время, что отличает их от базальтового вулканизма рифтовых зон Исландии как части Срединно-Атлантической области спрединга. Вулканические цепи Исландии функционировали короткое время [Trifonov, 1978]. Прямолинейные дайки северо-западного прости-

Рис. 44. Структурно-геологическая карта области неоген-четвертичных базальтов Сирии и соседних территорий, по данным [Trifonov et al., 2011] с изменениями

^{1-6 —} базальты и их возраст: 1 — голоцен, 2 — верхний плейстоцен, 3 — средний плейстоцен и калабрий, 4 — гелазий и плиоцен, 5 — верхний миоцен (с нижним плиоценом на плато Шин), 6 — средний и нижний миоцен, редко олигоцен; 7 — поднятия выше 600 м; 8 — впадины; 9-13 — радиоизотопные датировки базальтов: 9 — [Trifonov et al., 2011], 10 — [Demir et al., 2007], 11 — [Шарков, 2000], 12 — [Giannérini et al., 1988], 13 — [Ilani et al., 2001]; 14 — позднекайнозойские разломы. Структурные элементы и базальтовые поля: А — лавовое поле Айаш, АF — разлом Аманос (Восточно-Анатолийская зона), АР — Алеппское плато, EG — Эль-Габ, впадина pull-арагt, сегмент DST, GS — Галилейское море, впадина pull-арагt, DST, H — лавовое поле Халабие, HB — Хула, впадина pull-арагt, DST, JA — нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам), JS — Иорданский сегмент DST, К — лавовое поле Кра, КD — Курд-Даг, КG — грабен Карасу, DST, PA — Пальмириды, RF — продолжение южной части DST на север разломом Роум и далее вдоль континентального склона, S — разрез Сарайя (рис. 9), SP — плато Шин, SV — вулкан Сафа, YD — депрессия Йизреел, YF — Яммуне, сегмент DST

рания, отражающие положение центров извержений, выявлены на плато Шин [Chorowicz et al., 2004] (рис. 45). Линейная группировка характерна также для вулканов северной части DST, где они расположены на левых сбросо-сдвигах разломной зоны или образуют параллельные ей короткие цепочки. Наряду с ними, в Джебель Араб и других лавовых полях есть одиночные лавовые вулканы и их нелинейные группы, а также редкие щитовые вулканы типа голоценового вулканического центра Сафа.

Состав позднекайнозойских базальтов Сирии в общем сходен с базальтами соседних частей Аравийской плиты [Alici et al., 2001; Shaw et al., 2003; Segev, 2005]. Базальты Сирии являются высокотитанистыми (1,8-3,7% TiO₂) щелочными основными породами (базаниты, гавайиты и щелочные базальты), реже переходными к толеитовым базальтам; содержание SiO₂ — от 44,3 до 52,5%; отношения Na₂O/K₂O варьируют от ~1,5 до 5,6 и показывают положительную корреляцию с содержанием SiO₂ [Шарков и др., 1994; Шарков, 2000; Lustrino, Sharkov, 2006]. Отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (от 0,70321 до 0,70485) демонстрируют отрицательную корреляцию с отношениями ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (от 0,512938 до 0,512842) [Lustrino, Sharkov, 2006]. Выявлены некоторые различия состава базальтов в различных вулканических областях. Относительно высокая щёлочность характерна для базальтов плато Шин и его прибрежного продолжения, тогда как на нагорье Джебель Араб преобладают среднещёлочные базальты, а толеиты типичны для южной части Алеппского плато [Шарков, 2000].



Рис. 45. Раннеплиоценовые базальтовые дайки северо-западного простирания в базальтах плато Шин. Фото В.Г. Трифонова

В работе [Lustrino, Sharkov, 2006] сирийские базальты разделены на две группы: 1) с возрастами от ~25 до ~5 млн лет и 2) моложе ~5 млн лет. Каждая группа характеризуется увеличением содержания несовместимых редких элементов с уменьшением возраста в результате фракшионной кристаллизации в магматическом источнике. На рубеже ~5 млн лет состав базальтов внезапно изменяется. Базальты демонстрируют уменьшение содержания TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅ и несовместимых элементов без уменьшения содержания MgO или увеличения содержания SiO₂. Указанные авторы объясняют это явление «увеличением степени частичного плавления и/или уменьшением глубины частичного плавления (т.е. увеличением содержания шпинели в лерцолитовой мантии)». М.Лустрино и Е.В. Шарков полагают, что быстрое адиабатическое плавление ~5 млн лет назад могло быть вызвано декомпрессией верхней мантии в результате геодинамических изменений. обусловленных реорганизацией движения плит [Barazangi et al., 1993; Zanchi et al., 2002; Rukieh et al., 2005]. Выводы М.Лустрино и Е.В. Шаркова о событии ~5 млн лет назад основаны только на данных о базальтах плато Шин и его прибрежного продолжения и имеют скорее локальный, чем региональный геодинамический смысл.

Позднекайнозойские пирокластиты и, реже, базальты содержат мантийные ксенолиты главным образом шпинелевых лерцолитов и шпинелевых и гранат-шпинелевых вебстеритов и редкие ксенолиты пироксеновых гранулитов, вероятно, представляющих древнюю океанскую кору [Sharkov et al., 1996; Шарков, 2000]. Отсутствие ксенолитов нижнекоровых гранатовых гранулитов и верхнекорового материала указывают на то, что промежуточные магматические очаги не были характерны для позднекайнозойского вулканизма.

5.2. Новые данные о возрасте позднекайнозойских базальтовых извержений

Неоген-четвертичные базальты Сирии были разделены по возрасту при геологическом картировании территории в масштабе 1:200 000 [Geological Map of Syria, 1964]. Дальнейшие исследования, К-Аг [Giannérini et al., 1988; Mouty et al., 1992; Шарков и др., 1994, 1998; Шарков, 2000] и ⁴⁰Ar/³⁹Ar [Demir et al., 2007] датирование внесли коррективы в хронологию лавовых полей. Однако возраст многих из них оставался неясен, и это побудило нас предпринять дополнительные исследования. Было уточнено распространение голоценовых базальтов на нагорье Джебель Араб; выполнено К-Аг датирование и палеомагнитное изучение ряда лавовых потоков; изучены соотношения потоков с подстилающими и перекрывающими породами.

Согласно геологическим картам масштаба 1:200 000, значительная часть нагорья Джебель Араб покрыта голоценовыми лавами [Geological Мар of Syria, 1964; Поникаров и др., 1968]. Предпринятые нами исследования показали, что эти потоки различаются степенью сохранности первичной морфологии. На поверхности одного из них (33°10,53′ с.ш.; 36°29,61′ в.д.; *H* = = 637 м) было найдено позднепалеолитическое кремнёвое изделие. Очевидно, этот и другие потоки, сходные с ним по степени сохранности первичной поверхности, следует относить к концу плейстоцена. Что же касается лавовых полей и потоков лучшей сохранности, то они действительно голоценовые. Так, базальты лавового поля Кра (см. рис. 44) перекрывают позднеплейстоценовые каличе и аллювий вади Кра и, стало быть, излились в голоцене [Trifonov, 2007].

Новые данные, полученные А.С. Караханяном, В.Г. Трифоновым, А.Е. Додоновым и Д.М. Бачмановым в 2007-2008 гг., показали, что это лавовое поле сложено потоками разного возраста. Кроме раннеголоценовых генераций лав с неолитическими артифактами на их поверхности, были обнаружены более молодые потоки, извергнутые мелкими вулканами внутри лавового поля и покрывающие конструкции и следы обитания, датированные археологами как неолит, халколит и даже раннебронзовый век; самые молодые потоки могут датироваться началом второй половины III тысячелетия до н.э. [Трифонов, Караханян, 2008]. Упоминания о вулканической деятельности XVII в. н.э. относятся к расположенному восточнее голоценовому вулкану Сафа [Simkin, Siebert, 1994].

В 2006 и 2007 гг. было получено 21 новое К-Ar определение возраста базальтов Сирии и одно определение из Иордании [Trifonov et al., 2011]. Определения были сделаны в лабораториях изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН) И.В. Чернышёвым и В.А. Лебедевым и Геологического института РАН (ГИН РАН) Д.И. Головиным. Образцы были собраны в ходе наших полевых работ 2003, 2004 и 2007 гг. Методики датирования в указанных лабораториях были в принципе сходными, но различались в деталях.

В лаборатории ИГЕМ РАН для образцов 9.03/2, 326a/1, 326a/2, 326a/3, 424/2, 21.2004/1 и 28.2004/1, имеющих порфировую структуру и содержащих значительное количество вкрапленников плагиоклаза или оливина, была проведена минеральная сепарация на электромагните, в результате которой была отделена основная масса породы, использовавшаяся для К-Аг датирования. Содержание калия измерялось методом пламенной спектрофотометрии на фотометре ФПА-01. Точность определения составляла 1-3%. Содержание радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера моноизотопа ³⁸Ar. Измерения проводились в статическом режиме на специализированном масс-спектрометрическом комплексе, созданном в ИГЕМе на базе масс-спектрометра МИ 1201 ИГ. Его характеристики: чувствительность по Ar 5.10⁻³ А/торр, уровень холостого опыта 3·10⁻³ нсм³. Точность измерений контролировалась систематическими измерениями содержания ${}^{40}\text{Ar}_{rad}$ в стандартных образцах «биотит-70А», мусковит «Р-207», мусковит «Вегп-4М», а также измерением изотопного состава воздушного Ar.

В лаборатории ГИН РАН содержание калия в образцах измерялось на атомном абсорбере AAS-3 с погрешностью 1-1,5% и контролировалось повторными измерениями «слепых» проб и стандартов. Содержание радиогенного аргона, как и в ИГЕМе, определялось методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера моноизотопа ³⁸Ar. В ГИНе его состав в период измерения соответствовал значениям: ${}^{40}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar} = 0,031$; ${}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar} = 0,00131$. Измерения проводились на модернизированном серийном масс-спектрометрическом комплексе МИ1201ИГ. Для контроля за точностью измерений наряду со стандартными образцами, использованными в ИГЕМе, применялся внутрилабораторный стандарт «дацит-87» с содер-

жанием ⁴⁰Ar_{rad} ~ 0,00288 мм³/г. В обеих лабораториях при расчёте возраста использовались константы: $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} a^{-1}$, $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} a^{-1}$, ⁴⁰K/K = 1,167 · 10⁻⁴. Итоговая погрешность определения возраста рассчитывалась на уровне ±2 σ . Полученные данные представлены в табл. 5, а геологическая позиция каждого образца описана в табл. 6.

Габлица 5. Но	зые K-Ar да	аты неогенов	зых и четверт	ичных базал	ьтов, Сирия	(21 дата) и	Иордания (1 дата)	[Trifonov e	t al., 2011]	
Номе	b		1 1 1	Drivero V	Momonum		$^{40}{ m Ar}_{ m rad}$, ${ m Mm}^3/{ m r\cdot}10^5$	40 A 02	Возраст,	Остаточная
лабораторный	полевой	ф, с.ш.	л, в.д.	DblC01a, M	материал	0 <u>⊥(%)</u> N	±2σ	Au _{air} , 70	ΜЛΗ±σ	намагниченность
G-1076	2.03	33°10,53′	36°29,61′	873	Базальт	0,39	$4,16\pm0,1$	70	$2,74\pm0,10$	R
G-1081	3.03/1	32°41′35″	38°54′06″	1141	33	1,14	$3,87\pm0,08$	40	$0,878\pm0,029$	R
G-1080	3.03/2	32°41′35″	38°54′06″	1141	33	0,56	$3,93\pm0,08$	56	$1,81\pm0,05$	N
G-1075	4.03	33°52,15′	37°16,82′	873	33	0,74	$8,00{\pm}0.16$	44	$2,78\pm0,08$	
G-1079	6.03	35°24,33′	$40^{\circ}04, 19'$	210	33	0,91	$3,01{\pm}0,09$	75	$0,85\pm0,03$	N?
G-1073	7.03	35°42,06′	39°49,04′	325	33	0,91	$9,35\pm0,19$	55	$2,58\pm 0,08$	Υ?
G-1082	8.03	34°05,97′	37°29,57′	968	33	1,01	$15,75\pm0,32$	46	$4,00{\pm}0,14$	
G-1077	25.2004	37°03,65′	42°10,21′	745	33	0,59	$3,28{\pm}0,08$	75	$1,43\pm0,05$	R?
G-1072	27.2004	36°58,64′	41°50,21′	I	33	0,68	$2,72\pm0,07$	61	$1,03\pm0,05$	
G-1078	29.2004	35°50,46′	40°49,95′	280	33	0,71	$3,81\pm0,08$	32	$1,38\pm0,05$	
G-1074	30.2004/3	34°00,16′	38°41,51′	775	Базальт/д	0,94	$2,38\pm0,07$	77	$0,65{\pm}0,1$	
G-1083	22/3	31°44′10,3″	35°35′58,3″	-336	Базальт /J	1,33	$5,27\pm0,11$	38	$1,02\pm 0,04$	
Номе	d		1			- 10/ 11	40 A / 1 / 1 1 1 1 1 1	40 • - 07	Bo3pacr,	Остаточная
лабораторный	полевой	φ, c.m.	л, в.д.	BEICOTA, M	материал	Ν (%)±σ	M_{rad} , $Hr/1\pm \sigma$	Ar _{air} , %	ΜЛΗ±σ	намагниченность
I-13846	9.03/2	34°02′11,2″	37°16′13,2″	949	Базальт	$1,04\pm 0,02$	$1,529\pm0,011$	70,6	$21,1{\pm}0,9$	
I-13847	326a/1	34°52′58,8″	36°20′09,8″	827	33	$1,09\pm0,02$	$0,461{\pm}0,007$	61, 8	$6,1{\pm}0,3$	\dot{N}
I-13848	326a/2	34°52′58,8″	36°20′09,8″	870	33	$0,96\pm0,015$	$0,305\pm0,003$	44,8	$4,59{\pm}0,17$	Ν
I-13849	326a/3	34°53′24,1″	36°19′54,4″	950	33	$0,80\pm0,015$	$0,241\pm0,004$	50,1	$4, 3\pm 0, 2$	
I-13850	424/2	36°34′27,9″	36°58'00,4″	590	¢¢	$1,05\pm 0,02$	$1,329\pm0,017$	55,2	$18,2\pm 0,8$	
I-13851	21 2004/1	36°04'38 7"	37013755 9"	470	33	0 50+0 015	0 648+0 004	35.6	18 5+1 0	

Примечание. G — датировано в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (ГИН РАН); I — датировано в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН); д — дайка или некк; все другие образцы взяты из лавовых потоков; J — образец, взятый в Иордании; все другие образцы взяты в Сирии. Остаточная намагниченность: N — нормальная, R — обратная

2 2

 $2,75\pm0,19$ $0,24\pm0,06$

 $4,2\pm 0,3$

92,1 91,0

 $0,191\pm0,005$

 $0,65\pm 0,015$

722

38°41'24,4"

 $34^{\circ}00'05, 1''$

30.2004/1

I-13854 I-13855

I

0,093±0,0012 0,096±0,0015 0,0156±0,0018

 $3,4\pm 0,3$

81,2 68,4

 $\frac{0,40\pm0,015}{0,50\pm0,015}$ 0,95\pm0,015

3 3 3 3

411

42°20'43,5" 42°20'43,5" 40°46'56"

26.2004/1 26.2004/2 28.2004/1

I-13852 I-13853

418

37°05′22,1″ 37°05′22,1″

36°30'57"

Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика

Полевой номер	Дата	Координаты	Краткое описание	Примечание
2.03	29.10.03	33°10,53' с.ш. 36°29,61' в.д. <i>H</i> = 873 м	Базальт, покрытый террригенными отложениями	K-Ar = 2,74 \pm 0,10, p/m = R
3.03	29.10.03	32°41′35″ с.ш. 38°54′06″ в.д. H = 1141 м	Два базальтовых потока: 1) верхний и 2) нижний	1) K-Ar = 0.878 ± 0.029 , p/m = R 2) K-Ar = 1.81 ± 0.05 , p/m = N
4.03	2.11.03	33°52,15′ с.ш. 37°16,82′ в.д. H = 873 м	Базальт	$K-Ar = 2,78\pm0,08$
6.03	4.11.03	35°24,33′ с.ш. 40°04,19′ в.д. <i>H</i> = 210 м	Карьер юго-восточнее сел. Айаш. Базальтовый поток (3 м) покрывает аллювий 20–25-метровой террасы Евфрата с ашельски- ми изделиями	К-Ar = 0,85±0,03, <i>p/m</i> = <i>N</i> ? Прежние К-Ar даты: 0,71±0,08, 0,72±0,08, 0,82±0,07 [Шарков, 2000]
7.03	4.11.03	35°42,06' с.ш. 39°49,04' в.д. H = 325 м	Сел. Халабие. Терраса Евфрата ~100 м. Два базальтовых потока (всего 15 м) покрывают тонкий слой аллювиальных галечников, кото- рые лежат на тортоне. К-Аг образцы взяты из середины базальтовой толщи	K-Ar = 2,58±0,08 p/m = N? из верха базальта. Прежние K-Ar и Ar-Ar даты ≈ = 2,7–2,8 [Шарков, 2000; Demir et al., 2007]
8.03	6.11.03	34°05,97′ с.ш. 37°29,57′ в.д. H = 968 м	Базальт на вершине холма. Леваллуаский материал на поверхности базальта	$K-Ar = 4,00\pm0,14$
9.03	6.11.03	34°02,25′ с.ш. 37°15,91′ в.д. H = 949 м	Базальт мощностью до 100 м залегает на маастрихте	K-Ar = 21,1±0,9 возле верха
326a	11.11.03	Основание: 34°52′58,8″ с.ш. 36°20′09,8″ в.д. H = 827 м, Bepx: 34°53′24,1″ с.ш. 36°19′54,4″ в.д. H = 950 м	Сарайя к СЗ от сел. Большин. ~120-метровый разрез лежит на сеномане	К-Аг в нижней части = = 6,1±0,3, p/m = N? К-Аг в середине = 4,59±0,17, p/m = N, К-Аг вверху = 4,3±0,2
424	21.03.04	36°34,50′ с.ш. 36°57,94′ в.д. H = 590 м	Базальт (≥ 5 м) покрыт глиной (2,5 м), ко- торую перекрывает конгломерат (3,5 м, до 4–5 м) с обломками офиолитов и линзами известняка внизу	K-Ar = 18,2±0,8
21.2004	21.03.04	36°04,68' с.ш. 37°13,87' в.д. H = 470 м	Базальт (≥ 5 м) покрыт гельветским известня- ком	K-Ar = $18,5\pm1,0$
25.2004	23.03.04	37°03,65′ с.ш. 42°10,21′ в.д. H = 745 м	Базальт перекрывает формацию Бахтиари с несогласием 3°	K-Ar = 1,43 \pm 0,05, p/m = R?
26.2004	23.03.04	37°05,42' с.ш. 42°20,66' в.д. H = 411 м	20-метровая терраса Тигра ($H = 320-325$ м). Вы- ше: 70–80-метровая терраса Тигра ($H = 363$ м). Выше вверх по склону: 1) конгломераты Бахтиари, > 20 м; 2) выветрелый базальт, 3 м; 3) конгломерат Бахтиари, 1 м; 4) осыпь, 5 м; 5) базальт, ≥ 10 м (верх $H \sim 430$ м)	Базальт 2) K-Ar = $3,4\pm0,3,$ p/m = N? Базальт 5) K-Ar = $2,75\pm0,19,$ p/m = R?

Таблица 6. Геологическое положение образцов для К-Аг датирования, Сирия и Иордания

Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика

Полевой номер	Дата	Координаты	Краткое описание	Примечание
27.2004	23.03.04	36°58,64′ с.ш. 41°50,21′ в.д.	Базальт	$K-Ar = 1,03\pm0,05$
28.2004	24.03.04	36°30,52′ с.ш. 40°46,56′ в.д.	Левый (восточный) берег р. Хабур. Снизу вверх: 1) суглинок, 2 м; 2) базальт, 4 м; 3) позднечетвертичный суглинок	Базальт 2) K-Ar = 0,24±0,3
29.2004	24.03.04	35°50,46′ с.ш. 40°49,95′ в.д. H = 280 м	Базальт (≥ 10 м) покрывает глины и алевролиты N_1^3	K-Ar = 1,38±0,05
30.2004	25.03.04	34°00,16′ с.ш. 38°41,51′ в.д. H = 775 м	Базальты образуют маленький меридиональный вулканический хребет	К-Аг базальта 1 на вершине = = 4,2±0,3 К-Аг базальтовой дайки 3 внут- ри хребта = 0,65±0,10
22/3	04.04.07	31°44′10,3″ с.ш. 35°35′58,3″ в.д. <i>H</i> = -336 м	Северо-восточный берег Мёртвого моря. Базальт покрывает слоистую пачку галечника и суглинка террасы Мёртвого моря	$K-Ar = 1,02\pm0,04$

Таблица 6. Окончание

Примечание. К-Аг — калий-аргоновые даты, млн лет; *р/m* — остаточная намагниченность: *N* — нормальная, *R* — обратная.

Параллельно с К-Аг датированием Г.З. Гурарий (Лаборатория палеомагнетизма ГИН РАН) измерил остаточную намагниченность базальтов на чешском магнитометре JR-4. Все образцы прошли стандартную термоочистку последовательным нагреванием на 100° и 200° в немагнитном пространстве. Последующая обработка данных с помощью стандартных программ показала, что результаты палеомагнитных определений, как правило, не противоречат полученным К-Аг датам и иногда уточняют их.

Местами полученные К-Агдаты подтверждены геологическими данными. Так, на северо-западе Сирии базальты с возрастами 18,2±0,8 млн лет (т. 424) и 18,5±0,8 млн лет (т. 21.2004) перекрыты известняками с фауной гельветского (лангий и серравалий) яруса среднего миоцена, подошва которого находится на уровне ~16,5 млн лет.

Определения возраста базальтов позволили в ряде случаев уточнить амплитуды смещений по новейшим разломам, соотношения неотектонических элементов и историю их формирования. Примеры тому, относящиеся к DST, Береговой антиклинали и Евфратскому разлому, приведены в разделах 2.3 и 2.7. Для восстановления эволюции вулканизма интересны также новые данные по северо-востоку Сирии. Здесь, на правобережье Тигра, обнаружены две речные террасы: ~20 м (высота 320–325 м) и 70–80 м (высота ~363 м). Выше в склоне долины Тигра обнажается снизу вверх следующий разрез:

Мощность, м
1. Конгломераты Бахтиари > 20
2. Выветрелый базальт; его K-Ar воз-
раст — 3,4±0,3 млн лет (№ 26.2004/1 в
табл. 5 и 6); нормальная (?) намагничен-
ность 3
3. Конгломераты Бахтиари 1
4. Пропуск (задерновано) 5
5. Базальт; его К-Аг возраст — 2,75±
±0,19 млн лет (№ 26.2004/2 в табл. 5 и 6);
обратная (?) намагниченность ≥ 10

Кровля разреза находится на высоте ~430 м. Базальт, покрывающий формацию Бахтиари с угловым несогласием в 3°, датируется как 1,43±0,05 млн лет.

5.3. История позднекайнозойского вулканизма Сирии на фоне геодинамической эволюции региона

Новые определения возраста базальтов в сочетании с анализом 71 ранее полученной К-Аг и ⁴⁰Ar/³⁹Ar даты [Giannérini et al., 1988; Шарков и др., 1994, 1998; Шарков, 2000; Demir et al., 2007] позволили уточнить карту базальтов (см. рис. 44) и историю позднекайнозойского субаэрального вулканизма в Сирии и сопоставить его с тектоническим строением и развитием региона.

Структурная связь проявлений базальтового вулканизма на северо-западе Аравийской плиты и DST усмотривается в приуроченности некоторых центров извержения к разломам обрамления впадин pull-apart Kapacy, Эль-Габ, Хула, а также к разломам растяжения северозападного и север-северо-западного простираний на нагорье Джебель Араб и плато Шин. Эти разломы растяжения можно рассматривать как структуры оперения DST. Однако многие вулканы и поля неоген-четвертичных базальтов пространственно не совпадают ни с DST, ни с какими-либо другими коровыми структурами Аравийской плиты. Вместе с тем, межлу развитием вулканизма и структур обрамления Аравийской плиты обнаруживается хронологическая связь.

В главе 3 и разделе 4.3 охарактеризованы четыре стадии неотектонической эволюции Аравийской плиты и её обрамлений.

В течение первой, олигоцен-раннемиоценовой, стадии зародилась Аденско-Красноморская рифтовая система. Зарождение Красноморского рифта сопровождалось развитием пояса параллельных даек, малых вулканов и экструзий на его северо-восточном борту. Согласно данным по Саудовской Аравии, вулканизм в этом поясе начался 32-30 млн лет назад и продолжался до ~20 млн лет с максимумом 21-24 млн лет назад [Camp, Roobol, 1992]. В синайской части пояса дайки, силлы и экструзии имеют K-Ar даты от 24,8±1,5 до 20,3±0,7 млн лет [Segev, 2005]. В раннем миоцене (~20 млн лет назад) возникла DST, сместившая дайковый пояс [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001]. В течение первой стадии Аравийская плита двигалась на север-северозапад, что приводило к левому сдвигу по DST, сжатию и укорочению северо-западного и северного краёв плиты. Сжатие на ССЗ-ЮЮВ и растяжение на ВСВ-ЗЮЗ благоприятствовали извержениям в субмеридиональной полосе, поскольку большинство трещин, на которых располагались вулканы, простиралось на ССЗ-ЮЮВ.

В эту стадию начались субаэральные вулканические извержения на западе Аравийской плиты. Две позднеолигоценовые даты, 26,2±2,1 и 24,7±1,4 млн лет, получены в западной части впадины Эд-Дау Пальмирид, где базальты залегают в низах разреза позднекайнозойских тонкообломочных континентальных отложений. Более широко распространены раннемиоценовые базальты с датами от 21,1±0,9 до 17,3±0,8 млн лет. Раннемиоценовые и позднеолигоценовые базальты занимают сравнительно узкую субмеридиональную полосу, протягивающуюся от северных склонов нагорья Джебель Араб до плато Алеппо и предгорий Курд-Дага. Полоса извержений продолжается за пределы Сирии как на север, так и на юг. На севере, в Турции, в большом лавовом поле юговосточнее г. Кахраман-Мараш, получены К-Аг даты $18,6\pm0,8, 17,1\pm0,8$ и $16,5\pm0,6$ млн [Arger et al., 2000]; $19,1\pm1,3$ и $17,0\pm0,7$ млн лет [Tatar et al., 2004]. На юге, в Иордании, базальты с К-Аг возрастами 26–22 млн лет обнаружены на восточном краю нагорья Харрат Аш Шаам и в его центральной части, где они слагают реликты древних вулканов [Ilani et al., 2001].



Рис. 46. Гистограмма распределения по возрасту К-Аг и Аг-Аг датировок сирийских базальтов (А), по данным из работ [Giannérini et al., 1988; Шарков и др., 1994, 1998; Demir et al., 2007; Trifonov et al., 2011], в сравнении с аналогичной гистограммой (В) для иорданской части вулканического нагорья Харрат Аш Шаам [Ilani et al., 2001]

После краткого эпизода ослабления рифтогенеза, в течение второй, среднемиоценовой стадии, Аравийская плита двигалась на северовосток. Северо-восточное сжатие и растяжение в направлении СЗ-ЮВ не благоприятствовали вулканизму. Базальты среднемиоценового возраста (17–13 млн лет) крайне релки на территории Сирии (рис. 46). Они встречены только на севере нагорья Джебель Араб и возле г. Хомса. В иорданской части Харрат Аш Шаам базальты с возрастами 21-13 млн лет не обнаружены [Ilani et al., 2001]. Спад вулканизма 19-12 млн лет назад отмечен и в Саудовской Аравии на северо-восточном борту Красноморского рифта [Camp, Roobol, 1992]. Эта стадия тектонического и вулканического затишья началась на севере позднее (~17 млн лет назад), чем на юге (~20 млн лет).

В третью стадию (поздний миоцен и особенно мессиний) сжатие и укорочение на конвергентной границе Аравийской плиты вновь оказалось направленным на север-северо-запад, что благоприятствовало вулканизму. Вулканическая активизация началась ~12 млн лет назад и протекала вяло до конца тортона. Потоки, датированные в интервале 12-7 млн лет, находятся в той же меридиональной полосе, которая на севере расширилась к востоку до долины Евфрата и к западу в северо-восточную часть плато Шин. Полученная в последнем месте дата базального потока, 9,7±0,6 млн лет, свидетельствует о начавшейся вулканической активности плато, которая позднее распространялась в западном направлении.

В мессинии тектонические движения усилились, что привело к складчатости и надвигообразованию в Пальмиридах. Тогда же, ~6,3 млн лет назад, произошла резкая активизация вулканизма, который продолжался в раннем плиоцене до ~4 млн лет назад. Вулканизм этого времени не только усилился на нагорье Джебель Араб, но и широко проявился на плато Шин и его западном продолжении до побережья Средиземного моря возле городов Тартус и Баниас. Базальты Шина отличаются от прочих отмеченными выше геохимическими особенностями, которые указывают на большую степень или меньшую глубину частичного плавления, т.е. декомпрессию в мантийном источнике магмы [Lustrino, Sharkov, 2006]. Возможно, образование вулканического источника Шин было обусловлено укорочением Пальмирид. Вместе с левосдвиговым перемещением по DST это вызывало выдавливание блока Алеппо на северо-восток и декомпрессию в его юго-западной части, отразившуюся в особенностях вулканизма.

Возможно, выдавливание Алеппского блока сопровождалось его вращением по часовой стрелке. На это указывает сопоставление разрезов нижнемиоценовых отложений в западном крыле зоны Эль-Габ, возле сел. Жанудие северо-западнее г. Джиср Эш-Шукур, и в восточном крыле зоны, возле сел. Миданки на правом берегу р. Аафрин [Трифонов и др., 1991]. В обоих разрезах нижнемиоценовая толща залегает на палеогеновых известняках с размывом и сложена мергелями с пластами мергелистых известняков. Нижняя часть толщи (аквитан и низы бурдигала) преимущественно обратно намагничена, а верхняя часть (бурдигал) намагничена нормально (рис. 47). Обнаруживаются различия в ориентировке намагниченности верхней нормально намагниченной части разрезов. Разрез западного крыла Эль-Габа показывает направление вектора. совпадающее с направлением древнего геомагнитного поля для данного региона (склонение $0-5^{\circ}$, наклонение ~50°), а в разрезе восточного крыла фиксируется отклонение от древнего направления геомагнитного поля на 35-40° по часовой стрелке (склонение 40°, наклонение 55°) (см. рис. 47).

Для более уверенных суждений о вращении Алеппского блока нужна бо́льшая статистика. Как бы то ни было, изменения литосферы, связанные с магматизмом, создали условия для перестройки северной части DST. В области Шин возникла её новая ветвь, которая стала главной и проградировала на север, где сомкнулась с новообразованной Восточно-Анатолийской зоной разломов [Zanchi et al., 2002; Rukieh et al., 2005].

Несколько иначе протекала позднемиоценраннеплиоценовая стадия вулканизма в иорданской части Харрат Аш Шаам. Там вулканизм усилился уже 13 млн лет назад и продолжался (с коротким спадом ~7 млн лет) до 3 млн лет назад, когда произошла следующая активизация [Ilani et al., 2001]. Мы судим об этих изменениях по количеству датировок базальтов (см. рис. 46). Разумеется, оно характеризует в первом приближении лишь распространение вулканических образований разного возраста на земной поверхности и не вполне адекватно эпохам усиления и спада вулканизма, но общие тенденции, количество дат, вероятно, отражает.

Особое положение среди вулканических площадей региона занимает депрессия Йизреель



Рис. 47. Сопоставление разрезов раннемиоценовых отложений западного крыла зоны Эль-Габ возле сел. Жанудие северо-западнее г. Джиср Эш-Шукур (А) и восточного крыла зоны Эль-Габ возле сел. Миданки на правом берегу р. Аафрин (В) и направления вектора остаточной намагниченности нормально намагниченных пород в верхах разрезов западного (С) и восточного (D) крыльев зоны Эль-Габ [Трифонов и др., 1991]

1 — конгломерат; 2 — глина; 3 — песчаник; 4 — известковистый алеврит; 5 — песчанистый мергель; 6 — мергель; 7 — мергелистый известняк; 8 — известняк; 9 — туф; 10 — намагниченность, прямая (a) и обратная (b); 11–13 — направления вектора намагниченности: 11 — единичные определения, 12 — «центр тяжести» единичных замеров, 13 — направление вектора раннемиоценового геомагнитного полюса для региона

между Галилейским озером и долиной Нижнего Иордана на востоке и зоной сбросов северозападного простирания, достигающих моря возле г. Хайфа на юго-западе [Garfunkel, 1989]. На юго-западном берегу Галилейского озера, возле сел. Порийя (южнее г. Тибериас), пять базальтовых потоков чередуются с обломочными отложениями формации Херод. Три нижних потока охарактеризованы ⁴⁰Ar/³⁹Ar датами от 16,05±0,07 до 15,34±0,05 млн лет, а верхний поток имеет возраст 13,31±0,06 млн лет [Segev, 2005]. Выше залегает ещё несколько потоков, охарактеризованных К-Аг датами 12,5-10 млн лет. Эти определения дополняются ⁴⁰Ar/³⁹Ar датами, полученными восточнее сел. Афула: 14,9±0,1 и 13,9±0,1 млн лет [Segev, 2005].

Приведённые даты изверженных пород, объединяемых в группу Нижнего Базальта, показывают, что здесь не проявился среднемиоценовый спад вулканической активности, характерный для территории Сирии и Иордании. Общая мощность Нижнего Базальта достигает 630– 650 м юго-западнее Галилейского озера и возле сел. Афула [Segev, 2005]. Позднемиоценовые базальты с К-Аг возрастами от ~9 до 6–5,7 млн лет образуют маломощные потоки среди обломочных пород в Нижней Галилее и на Голанских высотах и представляют эпоху относительного спада вулканизма [Segev, 2005].

Новая вспышка вулканизма представлена изверженными породами, объединяемыми в Кроющий Базальт, или Группу Башан, общей мощностью 55–175 м. Она охарактеризована 40 Ar/³⁹Ar датами от 5,1±0,1 до 3,5±0,1 млн лет [Segev, 2005]. Таким образом, последовательность вулканических событий возле Галилейского моря и в депрессии Йизреель не соответствовала сирийскому «сценарию», а повторяла его с некоторым запаздыванием. Возможно, это определялось расположением депрессии Йизреель на соединении двух крупных зон разломов [Garfunkel, 1989], где изменения геодинамической обстановки проявлялись иначе, чем в Аравийской плите.

В четвёртую, плиоцен-четвертичную, стадию Аравийская плита двигалась на север, что приводило к субмеридиональному укорочению на конвергентных границах плиты. В Центральной и Северной Аравии условия были благоприятными для поступления базальтовой магмы по раздвигам север-северо-западного и меридионального простираний. Момент перестройки, предшествовавший четвёртой стадии (~4-3,5 млн лет назад), отмечен кратковременным спадом вулканизма. После него вулканизм возобновился с большей интенсивностью и продолжался в позднем плиоцене, плейстоцене и местами голоцене. Этот вулканизм обильно представлен на нагорье Джебель Араб и его иорданском продолжении. Вместе с тем, вулканизм распространяется на восток, что фиксируется на севере Сирийской пустыни, в долине Евфрата и на северном борту Месопотамского прогиба возле сирийско-турецкой границы. При этом какого-либо последовательного омоложения лав в том или ином направлении не замечено. Так, на северном борту Месопотамского прогиба между верховьями Нахр Эль-Хабур и долиной Тигра присутствуют и позднеплиоценовые, и раннеплейстоценовые базальты, а рядом, возле г. Хассаке, датирован среднеплейстоценовый лавовый поток (0,24±0,06 млн лет) и извержения могли продолжаться в позднем плейстоцене. Такое же совместное присутствие плиоценовых и четвертичных базальтов характерно для долины Евфрата. С конца плиоцена происходят базальтовые извержения в зоне DST. Во впадине Эль-Габ и на её восточном борту базальты имеют возраст от 1,9±0,1 до 1,1±0,2 млн лет [Шарков и др., 1994; Шарков, 2000]. В долине Карасу вулканизм охватил интервал ~2-0,4 млн лет [Yürür, Chorowitz, 1998]. Базальты с ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастами от 2,16±0,28 до 0,95±0,03 млн лет выявлены во впадине Хула и долине Иордана [Segev, 2005].

Корреляция между главными стадиями эволюции базальтового вулканизма и неотектоники Аравийской плиты и её обрамлений указывает на генетические связи между этими процессами и должна учитываться при определении происхождения базальтов.

5.4. Позднекайнозойский вулканизм Сирии как часть кайнозойского вулканизма Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса

Модель происхождения позднекайнозойских базальтов Сирии и соседних частей Аравийской плиты должна учитывать следующие особенности этого вулканизма.

1. Существенное петрохимическое сходство базальтов указывает на сходные условия их образования из мантийных источников [Stein, Hofmann, 1992].

2. Вулканические области развивались унаследованно, причём крупнейшие из них функционировали долгое время: Джебель Араб — Харрат Аш Шаам — до 25 млн лет. Алеппское плато — до 15 млн лет. На нагорье Джебель Араб установлено унаследование (до нескольких миллионов лет) даже зон магмовыводящих разломов. Признаки однонаправленой миграции вулканизма отсутствуют. Поскольку Аравийская плита существенно переместилась за это время по латерали, такая унаследованность означает. что магматические очаги двигались вместе с плитой, т.е. располагались внутри литосферной мантии. Этот геологический вывод совпадает с результатами геохимических исследований И.Вайнштейна [Segev, 2005] и М.Лустрино и E.B. Шаркова [Lustrino, Sharkov, 2006].

3. Хотя только часть вулканов и базальтовых полей обнаруживает связи с конкретными коровыми структурами плиты и её обрамления, изменения интенсивности и распространения вулканизма хронологически коррелируются с геодинамическими изменениями и тектоническими событиями на границах плиты. В благоприятных геодинамических условиях вулканизм возобновлялся в прежних зонах и охватывал новые области. В области Шин геодинамически обусловленная декомпрессия литосферы вызвала изменение химизма извержений и обусловила структурную перестройку северной части DST.

Предлагается следующее гипотетическое объяснение происхождения позднекайнозойских сирийских базальтов, удовлетворяющее трём отмеченным особенностям. Та часть северного дрейфа Аравийской плиты, которая проявляется в её отодвигании от Африки по системе Аденско-Красноморского рифта и позднекайнозойской коллизии на северных границах плиты, обусловлена движением этой литосферной плиты на астеносферном потоке мантийного вещества. Поток происходил от Эфиопско-Афарского нижнемантийного суперплюма [Ebinger, Sleep, 1998; Ершов, Никишин, 2004] и в процессе движения эродировал и деформировал подошву литосферы плиты. Там в участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования магмовыводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. Поскольку существование очагов энергетически поддерживалось подлитосферным потоком, они могли долгое время извергать вулканический материал в одних и тех же местах. Зависимость вулканизма от геодинамической ситуации объясняет синхронность тектонических и вулканических событий на Аравийской плите. Локальные геодинамические изменения в области Шин не только привели к перестройке северной части DST, но на время даже изменили геохимию извергавшихся базальтов.

Состав подлитосферного потока изменялся в процессе течения из-за частичной кристаллизации его вещества и вовлечения местного астеносферного материала. В возникавших в литосфере магматических очагах происходило плавление местного материала. В результате геохимические особенности Эфиопско-Афарского суперплюма достоверно устанавливаются только в базальтах юга и юго-запада Аравийской плиты [Altherr et al., 1990; Baker et al., 1997; Bertrand et al., 2003], тогда как в Сирии черты суперплюма в продуктах извержений не фиксируются [Lustrino, Sharkov, 2006].

Возникает вопрос, как соотносится описанный вулканизм Аравийской плиты с позднекайнозойским вулканизмом более северных районов Аравийско-Кавказского сегмента (рис. 48). Там известны многочисленные раннекайнозойские вулканические проявления, приуроченные главным образом к периферии задуговых бассейнов Неотетиса и, вероятно, связанные с процессом их закрытия. В олигоцене имели место спад вулканизма и формирование небольших гранитных и гранодиоритовых интрузий; почти отсутствуют проявления ранне- и среднемиоценового вулканизма [Милановский, Короновский, 1973]. Интенсивный вулканизм начался в позднем миоцене и продолжался до раннего плейстоцена, а его более слабые проявления отмечены в среднем и позднем плейстоцене и, местами, в голоцене. Вулканизм охватил внутренние зоны орогенического пояса от Центральной Анатолии до Эльбурса, но в наибольшей степени проявился на территории Армянского нагорья. Уже в позднем миоцене он распространился на центральную часть Большого Кавказа (субвулканические интрузии района Кавказских Минеральных Вод), но максимальная активность Эльбрусского и Казбекского вулканических районов приходится там на поздний плиоцен — ранний плейстоцен (2,8–1,5 млн лет) [Короновский, Дёмина, 2007]. Признаки извержений исторического времени обнаружены на Армянском нагорье — на востоке Гегам-Вардениса (приразломные вулканы Сюникской и Поракской групп). Арарате и в Ванском районе (Тендурек и Немрут), а также на юго-востоке Центральной Анатолии (Эрджиясдаг и Хасандаг), Эльбрусе и вулкане Демаверд на севере Ирана [Милановский, Короновский, 1973; Karakhanian et al., 1997, 2002; Богатиков и др., 1998; Лавёров, 2005; Трифонов, Караханян, 2008].

Рассматриваемые вулканические проявления представлены широким спектром пород от базальтов до ультракислых риолитов, причём состав продуктов извержений в целом изменялся в антидромном направлении от андезито-дацитового к андезитовому и андезито-базальтовому. Они принадлежат главным образом известковощелочному ряду, хотя по периферии вулканического ареала (район Кавказских Минеральных Вод, Казбек, северо-восток Армянского нагорья, вулкан Демаверд) отмечена повышенная щёлочность [Короновский, Дёмина, 1999, 2007; Имамвердиев, 2000].

Термодинамические расчёты, соотнесённые с результатами геохимических и петрологических исследований, показали, что генерация магм на юге Армянского нагорья происходила при давлениях P = 1,1-1,2 ГПа, характерных для верхов мантии, тогда как на севере нагорья и Большом Кавказе глубина генерации магм понижалась до уровня с параметрами P = 0.95 - 1.05 ГПа, T == 850-1100 °C, что соответствует глубинам 35-40 км [Короновский, Дёмина, 1999, 2007]. На Армянском нагорье это самые низы земной коры, близкие к её подошве, а на Большом Кавказе — нижнекоровый слой. В районе Эльбруса установлена также глубина генерации кислых магм: P = 0,5-0,7 ГПа, соответствующая 17-25 км. Под Эльбрусом на глубинах 35-50 км обнаружен объём пород с пониженными скоростями сейсмических волн и повышенной электропроводностью, который можно идентифицировать с магматическим очагом [Лавёров, 2005].
Часть первая. Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика



Рис. 48. Олигоцен-четвертичные вулканические образования и главные новейшие разломы Аравийско-Кавказского региона, по данным [Трифонов, Караханян, 2008], с уточнениями

1 — олигоцен-четвертичные базальты Аравийской плиты; 2 — неоген-четвертичные вулканиты Альпийско-Гималайского пояса; 3 — сдвиг; 4 — надвиг или взброс; 5 — направление движения горных масс; 6 — направление сдвиговых перемещений

Таким образом, очаги позднекайнозойского вулканизма рассматриваемого региона находились главным образом в низах коры и вблизи границы кора-мантия.

Данные изотопного анализа Sr–Nd–O в вулканических породах региона, как и высокие отношения ³He/⁴He в источниках Эльбруса и Казбека, свидетельствуют о поступлении в магматические очаги мантийного материала [Иванов и др., 1993; Бубнов и др., 1995; Поляк и др., 1998]. Ю.В. Карякин [1989] отметил черты сходства базальтов Армянского нагорья с базальтами энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин. В подкоровой мантии Эльбрусского района установлено понижение на 1,5% скоростей сейсмических волн [Милановский и др., 1989].

Учитывая эти данные, Н.В. Короновский и Л.И. Дёмина [1996, 2004, 2007] предложили модель генерации позднекайнозойских магм региона, согласно которой их очаги в низах коры и самых верхах мантии региона возникли за счёт тепломассопереноса и окисления восстановленных флюидов с более глубоких уровней мантии. Одним из источников таких флюидов могло быть выделение тепла при деформации сохранявшихся в литосфере слэбов субокеанской коры Мезотетиса. Вместе с тем, можно согласиться с А.В. Ершовым и А.М. Никишиным [2004], что другим и существенным источником генерации магм мог быть подлитосферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма, который в миоцене проник во внутренние зоны Альпийско-Гималайского коллизионного пояса и к позднему миоцену достиг Большого Кавказа. На территорию Армянского нагорья воздействовали оба указанных источника магмогенерации, и там вулканизм был наиболее интенсивным.

Глава 6

Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии в контексте геодинамической эволюции Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса

Главные черты олигоцен-четвертичной тектонической эволюции Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и её структурный результат определялись главным образом изменявшейся геодинамикой взаимодействия литосферных плит и микроплит региона. Направления движения плит и напряжения, возникавшие при их взаимодействии, обусловили латеральные перемещения по разломам, формирование складчатых поясов, локализацию и интенсивность вулканизма. С изменениями параметров движения плит связаны структурные перестройки и разновозрастность тектонических проявлений в разных зонах. Вместе с тем, намечаются по меньшей мере три группы геодинамических явлений, которые не находят объяснения с позиций взаимодействия плит в соответствующие стадии неотектонического развития.

Первую группу таких явлений представляет резкая активизация роста гор в плиоцен-квартере. Её наиболее выразительные проявления описаны на Большом Кавказе [Милановский, 1968], но его поднятие не сопровождалось усилением поперечного сжатия. Судя по данным GPS измерений [Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000], сейчас оно невелико и, по-видимому, было таковым в течение всего позднего плейстоцена и голоцена, судя по данным об активных разломах [Трифонов и др., 2002]. Оно уступает сжатию, которое имело место в среднем и позднем миоцене при закрытии кавказских прогибов и интенсивной складчатости региона. Что же касается Загроса, то там антиклинальные хребты возникали и росли с позднего, а, возможно, с конца среднего миоцена, распространяясь в сторону Месопотамского прогиба (см.

раздел 4.2). Но в плиоцен-квартере произошло общее поднятие Чешуйчатой зоны и Высокого Загроса, где развитие отдельных соскладчатых хребтов прекратилось. Усиление горных поднятий сопровождалось углублением Левантинской впадины Средиземного моря. Возможно, подобное усиление прогибания испытали олигоценовые кавказские прогибы Паратетиса [Копп, Щерба, 1993]. Как и углубление Левантинской впадины, оно не находит объяснения с позиций взаимодействия плит.

Вторая группа явлений относится к особенностям взаимодействия Аравийской и Анатолийской литосферных плит. Считается, что западный дрейф Анатолии вызван косым давлением, обусловленым северным дрейфом Аравийской плиты. Но по данным GPS измерений [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006], скорость дрейфа Аравии относительно Евразии не превышает 15-18 мм/год, а западный дрейф Анатолии, который в случае его обусловленности давлением Аравии должен быть меньше, на самом деле достигает 25 мм/год, а в Эгейском регионе даже 30 мм/год. Такие соотношения существовали с плиоцена [Трифонов, Караханян, 2004]. Они исключают объяснение дрейфа Анатолии давлением Аравийской плиты и заставляют искать другие его причины.

Третью группу явлений составляют некоторые особенности кайнозойского вулканизма региона. На территории Аравийской плиты базальтовый вулканизм охватил в олигоцене её юго-западную часть, прилегающую к Красноморскому рифту, а в конце олигоцена и в раннем миоцене, прекратившись на юге, распространился на западный край плиты до её северного фланга. После спада активности в среднем миоцене он возобновился в позднем миоцене в прежних ареалах и продолжался до плейстоцена и местами голоцена. При дрейфе Аравийской плиты и мантийном происхождении продуктов вулканизма длительное унаследованное развитие крупнейших вулканических ареалов может быть объяснено только тем, что магматические очаги располагались в низах литосферы и перемещались вместе с плитой. При этом длительная активность очагов должна была поддерживаться теплом и материалом подлитосферной мантии.

В прилегающем сегменте орогенического пояса эоценовый вулканизм сопровождал развитие и закрытие задуговых бассейнов Неотетиса. Вулканическая активность упала в олигоцене и раннем миоцене и почти полностью прекратилась в среднем миоцене, а затем возобновилась в позднем кайнозое, достигнув максимума в позднем миоцене — раннем плейстоцене. Очаги этого коллизионного известкощелочного вулканизма располагались в низах коры, реже в самых верхах мантии, но, по мнению Н.В. Короновского и Л.И. Дёминой [1996, 2004, 2007], были инициированы глубинными мантийными флюидами. Вулканизм приурочен к областям, где широко представлены реликты океанской коры Мезотетиса, и может быть отчасти связан с диссипативным разогревом сохранившихся в литосфере слэбов такой коры при их неотектонической деформации. Высокоактивная вулканическая область Армянского нагорья и проявления вулканизма в центральной части Большого Кавказа расположены на продолжении субмеридиональной полосы извержений Аравийской плиты. В пределах этой полосы вулканизм начался в олигоцене на юге, затем, в конце олигоцена — начале миоцена, импульсно мигрировал вдоль западной части плиты до её северной границы, а в позднем миоцене распространился в соседний сегмент орогенического пояса до Большого Кавказа.

Таким образом, в происхождении кайнозойского вулканизма Аравийско-Кавказского сегмента различаются два аспекта. Структурнодинамическая предопределённость центров извержений, хронологическое совпадение стадийности вулканизма и неотектонического развития и предполагаемая связь части вулканических образований с сохранявшимися в литосфере слэбами океанской коры вполне объяснимы особенностями плейт-тектонической эволюции региона. Вместе с тем, приуроченность наиболее интенсивных проявлений вулканизма к субмеридиональной полосе, протягивающейся от Красного моря до Большого Кавказа, характерные для этой полосы проградация вулканизма к северу и связь магматических очагов, расположенных на разных уровнях литосферы, с тепломассопереносом из более глубинных источников заставляют искать причины этих явлений в подлитосферной мантии.

При объяснении указанных явлений мы исходили из модели, согласно которой океанские и континентальные литосферные плиты почти лишены собственных энергетических источников лвижений и перемешаются течениями мантийного вещества [Трубицын, 2005], возможно, обусловленными общемантийной конвекцией [Монин и др., 1987]. В этой модели роль астеносферы ограничивается тем, что она является тем слоем пониженной вязкости, течения которого определяют движение плит. Однако, по нашему предположению, в рассматриваемом регионе в позднем кайнозое связанное с этими течениями коллизионное взаимолействие плит и блоков литосферы осложнялось активизацией астеносферы. Одну из причин активизации мы видим в том, что в конце эоцена в пределах Альпийско-Гималайского пояса сохранялись остаточные впадины Неотетиса и его задуговых бассейнов с океанской и субокеанской литосферой. Они подстилались активной (недеплетированной) океанской астеносферой, течение которой в северных румбах приводило к сокращению ширины бассейнов и сближению гондванских плит с Евразией. С началом коллизии и позднее, по мере закрытия субокеанских впадин в олигоцен-миоцене, сближение замедлилось, но активная астеносфера продолжала прежнее движение и достигла северных границ орогенического пояса. С середины миоцена её дополнил активный астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма, который ещё в олигоцене — раннем миоцене проник под Аравийскую плиту.

Активные астеносферные потоки эродировали и деформировали подошву литосферы. Под их флюидно-термическим воздействием в литосфере возникали магматические очаги [Летников, 2003], которые под Аравийской плитой располагались в низах литосферы, а в Альпийско-Гималайском поясе — на более высоких её уровнях вплоть до низов коры и нередко были приурочены к слэбам океанской коры. Соответственно, эти очаги были источниками базальтовых извержений на Аравийской плите и более разнообразного по составу известковощелочного вулканизма в пределах орогенического пояса. Подпитка очагов теплом и веществом астеносферы обусловила длительную унаследованность вулканических проявлений в дрейфующих литосферных плитах и блоках. Можно согласиться с гипотезой А.В. Ершова и А.М. Никишина [2004], что для вулканизма субмеридиональной полосы, протянувшейся от Красного моря до Большого Кавказа, решающее значение имел астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма, импульсно распространявшийся к северу.

Тот факт, что Анатолийская плита сейчас движется быстрее Аравийской, объясним, если допустить, что дрейф Анатолийской плиты определяется не давлением Аравии, а движением астеносферного потока, скорость которого превосходит скорость дрейфа Аравийской плиты и создаёт в тылу Анатолии область декомпрессии, выраженную повышенным вулканизмом Армянского нагорья.

Флюидно-термическое воздействие активной астеносферы на литосферу, ещё слабо консолидированную в олигоцене и миоцене, приводило к её размягчению [Артюшков, 2003], особенно по границам крупных структур и поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств. Это способствовало концентрации деформаций на границах блоков, тектоническому расслоению литосферы и большим латеральным перемещениям отслоенных коровых пластин. Складчато-надвиговые деформации вызывали локальное утолщение и изостатическое поднятие поверхности коры, но обычно эти поднятия были не выше среднегорных (~1500 м). В отдельных регионах под нагрузкой надвинутых блоков и мощных осадков происходил высокобарический метаморфизм погребённых фрагментов океанской коры, что, увеличивая их плотность, уменьшало поднятие поверхности сжатой коры.

Именно такое преобразование земной коры, вероятно, имело место в среднем-позднем миоцене в зоне южного склона Большого Кавказа, где интенсивное смятие и, соответственно, скучивание осадочных толщ не привело к возникновению горного рельефа. Сходное по своей природе уплотнение низов коры впадин с мощным осадочным чехлом могло вызывать их углубление, отмеченное, например, в олигоценовых кавказских прогибах Паратетиса. Такое же происхождение может иметь плиоценчетвертичное углубление Левантинской впадины, где земная кора остаётся слабо консолидированной до сих пор.

В большинстве областей Аравийско-Кавказского сегмента к плиоцену земная кора консолидировалась, и под этой слабопроницаемой покрышкой воздействие активной астеносферы на литосферу переросло в новое качество. Началось частичное замещение более лёгкой астеносферой тектонически отслоенной и фрагментированной мантийной литосферы с находившимися в ней плотными палеоокеанскими метабазитами, и фрагменты такой литосферы стали погружаться в мантию. Слабее изменённые и, соответственно, менее плотные метабазиты, сохранившиеся под континентальной корой, под воздействием приблизившейся астеносферы и её флюидов испытали ретроградный метаморфизм и, разуплотнившись, пополнили земную кору. И разуплотнение мантии за счёт замещения литосферы астеносферой, и наращивание коры за счёт разуплотнённых метабазитов, сочетаясь с коллизионным сжатием, приводили к быстрому изостатическому поднятию поверхности коры и формированию современных горных систем.

В разных горных сооружениях региона доля каждого из указанных процессов была различной. Во внешних зонах Загроса, где складчатость прямо отражена в рельефе, коллизионное сжатие было главным фактором роста хребтовантиклиналей. На значительной части Малого Кавказа и Армянского нагорья, где выявлено разуплотнение верхов мантии [Кабан, 2000], этот процесс, по-видимому, стал определяющим фактором плиоцен-четвертичного поднятия территории. Что же касается Большого Кавказа, то там разуплотнение верхов мантии не зафиксировано, а сжатие, производимое сближением с дугами Малого Кавказа, едва ли могло существенно повлиять на удалённые от дуг части горного сооружения. Большой Кавказ дольше других зон орогенического пояса был ограничен с юга прогибами с утонённой корой. Можно полагать, что субдукционные процессы, приведшие к их закрытию, задержали до среднего миоцена проникновение под Кавказ потока активной астеносферы. В итоге связанные с ней преобразования литосферной мантии не дошли здесь до стадии её замещения астеносферным веществом, но под покровом консолидированной коры Скифской плиты оказались достаточными, чтобы вызвать метаморфическое разуплотнение подкоровых метабазитов. Они пополнили кору Кавказа,

что привело к изостатическому поднятию поверхности.

Таким образом, новейший тектогенез Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса был многофакторной системой процессов, в которой участвовали и коллизионное взаимодействие плит и блоков литосферы; и его структурные трансформации, связанные с отслоением осадочного чехла и верхней части земной коры; и глубинные структурные, фазовые и вещественные преобразования, обусловленные воздействием на литосферу потоков активной астеносферы. Все указанные факторы так или иначе проявились в неотектонической эволюции территории Сирии и её ближайшего окружения. Конечным итогом этой эволюции стали современные тектонические процессы, выраженные явлениями активной тектоники и сейсмичности.

Часть вторая

АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Глава 7 Содержание сейсмотектонической основы для оценки сейсмической опасности территории Сирии

Сейсмотектоническая основа для оценки сейсмической опасности Сирии призвана обеспечить выделение и параметризацию сейсмогенерирующих зон, землетрясения в которых могут служить источниками ощутимых сотрясений на территории страны. Такие зоны располагаются как внутри, так и вне Сирии, на расстоянии до ~100 км от её границ. Именно эта территория рассматривается во второй части книги. Сейсмотектоническую основу представляет геодинамическая модель региона, которая создана с использованием четырёх блоков (групп) данных: неотектоники, активной тектоники, сейсмичности и результатов повторных геодезических (GPS) наблюдений (рис. 49). Данные неотектонического блока, описанные в первой части книги, раскрывают морфологию и историю формирования позднекайнозойских структур и позволяют тем самым выделить наиболее молодые тектонические образования, в которых, скорее всего, можно найти проявления активной (позднечетвертичной) тектоники. Второе назначение неотектонического блока — выбрать и охарактеризовать пункты сети GPS наблюдений.

Главными источниками геологической информации, необходимой для выделения сейсмогенерирующих зон, являются данные об активной тектонике. Среди них ведущее место принадлежит данным об активных разломах. Сейсмотектоническое значение имеют также сведения о молодых тектонических нарушениях, проявляющихся в деформации береговых линий, позднечетвертичных морских и речных террас и других молодых элементов топографии и батиметрии.

Сейсмологический блок содержит сведения о землетрясениях, зарегистрированных инструментально, исторических (упоминаемых в документах и хрониках), а также фиксируемых археосейсмологическим изучением древних сооружений и палеосейсмологическими наблюдениями в зонах активных разломах. Особенность Сирии и смежных с ней территорий состоит в том, что археосейсмологические данные здесь многочисленны и относятся к тому же интервалу времени (последние три тысячелетия), что и исторические сведения о землетрясениях. Причины этого — обилие остатков древних сооружений и артефактов и весьма рано начавшаяся регистрация сейсмических событий. Тем же временем датируются и наиболее значимые проявления палеосейсмичности. Это позволяет комплексно использовать сведения об исторических землетрясениях, архео- и палеосейсмичности для локализации и параметризации древних сейсмических событий.

Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика



Рис. 49. Принципиальная схема оценки сейсмической опасности по комплексу геологических и сейсмологических данных

Геодезический блок представляет собой первые результаты GPS наблюдений, которые выполнены на геодезической сети, созданной авторами данной книги. Их дополняют опубликованные результаты измерений, выполненных другими авторами. И те, и другие пока немногочисленны и, ввиду кратковременности наблюдений, носят предварительный характер. Наиболее представительны данные по сегменту Эль-Габ DST. Геодинамическая модель, созданная на основе четырёх указанных блоков данных, изображена на Карте современной геодинамики Сирии и сопредельных территорий, 1:1 000 000 (Приложение 2, см. вкладку). Содержащиеся на карте и в модели сведения позволили выделить сейсмогенерирующие зоны (зоны возникновения очагов землетрясений, ВОЗ), которые способны оказать сейсмические воздействия на территорию страны.

Глава 8 Активная разломная тектоника

8.1. Активные разломы

Как отмечено во Введении, мы считаем активными тектонические нарушения с проявлениями подвижек в позднем плейстоцене и голоцене [Trifonov, Machette, 1993]. Среди них различаются собственно активные разломы и слабоактивные, или возможно активные, разломы. Последний термин относится к разломам, позднечетвертичные смещения по которым гипотетичны и/или фрагментарны, т.е. отмечаются лишь на отдельных участках разлома, но эти участки не могут быть обособлены по геологическим или геоморфологическим признакам. В этом разделе охарактеризованы собственно активные разломы, тогда как возможно активным разломам посвящён раздел 8.2.

Подавляющее большинство активных разломов возникло в плиоцене и связано с зонами DST и EAFZ (рис. 50; см. рис. 3 и 23). Зону DST и связанные с ней тектонические нарушения представляют три её сегмента: долины Иордана, Яммуне и Эль-Габ, оперяющие разломы Серхайя, Рашайя, Св. Симеона и по меньшей мере часть продолжения разлома Роум на континентальном шельфе в районе г. Тартуса и часть разломов субширотной зоны Триполи, проходящей вблизи одноименного города. Несколько активных разломов выделено на юго-западном окончании EAFZ. К числу активных относятся также зона разломов, проходящая вдоль северного склона антиклинали Абдель-Азиз и продолжающаяся к г. Хасаке и, возможно, далее на северо-восток, и некоторые разломы взбросо-надвигового, сбро-





1, 2 — разломы с разными скоростями перемещений: 1 — V ≥ 1 мм/год, 2 — V < 1 мм/год; 3 — возможно активные разломы с признаками ранне- и среднеплейстоценовых подвижек; 4 — активные разломы с признаками позднеплейстоценголоценовых подвижек. Цифры на карте (номера те же, что и на рис. 3): 1 — антиклинальный хребет Абдель-Азиз; 7 вулканическое нагорье Джебель-Араб; впадины: 11 — Бокайе, 12 — Эль-Габ, 13 — Амик, 14 — Галилейского моря, 16 — Хула, 18 — Яммуне; разломы: 19 — Акфан, 20 — Аманос, 21 — Джхар, 22 — долины Иордана, 23 — Олаб, 24 — Роум, 25 — Серхайя, 26 — Аафрин, 27 — Св. Симеона, 28 — Тартус, 29 — Триполи, 30 — Эйн-Кита. Буквенные обозначения: Аl — г. Алеппо, Ап — г. Антакия (Антиохия), Ве — г. Бейрут, Da — г. Дамаск, На — г. Хайфа, IB — зал. Искандерун, La г. Латакия, М — г. Миссиаф, Р — г. Пальмира сового и сдвигового типов, сопряжённые с молодыми складками Краевого пояса Турции или нарушающие их.

Иорданский сегмент DST протягивается вдоль долины р. Иордан от впадины pull-apart Мёртвого моря до северной оконечности впадины pullapart Галилейского моря на ~120 км. Он выражен на земной поверхности фрагментарными уступами западного берега р. Иордан и зоной разлома, которая начинается в долине реки у северо-западного окончания Мёртвого моря, севернее выходит на восточный борт долины и далее почти непрерывно прослеживается вдоль него на ~110 км. Здесь она подробно описана в работе [Ferry et al., 2007]. По данным указанных авторов, в этой зоне имеют место многочисленные левые смещения и резкие изгибы пересекаемых долин ручьёв и оврагов, местами сопровождаемые опусканием западного крыла разлома. Оно фиксируется как вертикальными смещениями позднеплейстоценовой озёрной формации Лисан, так и уступами в рельефе. Максимальное левое смещение за послелние 47,5 тыс. лет, обнаруженное на участке Гор-Катар, достигает 240±20 м, тогда как максимальное вертикальное смещение составляет там 18,4±0,5 м. По имевшимся датировкам смещённых слоёв и форм рельефа, средняя скорость сдвига за указанный интервал времени определена в 4,9 мм/год, а вертикального перемещения — в 0,2 мм/год.

Цитируемые авторы идентифицировали следы шести сильных землетрясений, датированные возрастами 47,5, 37,5, 13, 9, 7 и 5 тыс. лет назад. Анализируя амплитуды сдвиговых смещений, они выделили их кластеры (характерные амплитуды), маркирующие приращения смещения при указанных сейсмических событиях, суммированные с приращениями смещения между событиями, которые могли быть результатом крипа и подвижек при других, не выявленных землетрясениях. По существу, авторы использовали статистический приём разделения и определения амплитуд сдвиговых сейсмогенных смещений, предложенный Р.Е. Уоллесом [Wallace, 1968] для южной части разлома Сан-Андреас и реализованный нами [Трифонов, 1985; Trifonov et al., 1992] для активных разломов Монголии и Таласо-Ферганского разлома Тянь-Шаня. В итоге цитируемые авторы установили амплитуды сдвиговых перемещений, произошедших при сильных землетрясениях определённого возраста и позднее вплоть до современности, что позволило оценить средние скорости сдвига за разные интервалы времени (табл. 7).

При рассмотрении табл. 7 выявляются два факта. Во-первых, по деформации дренажной сети не установлены смещения, датируемые в интервале ~37,5-13 тыс. лет назад, что связано с подъёмом уровня Лисанского озера (предшественника Мёртвого моря), распространившегося в это время в долину Иордана и препятствовавшего формированию врезов в зоне разлома [Bartov et al., 2002]. Во-вторых, после землетрясения, датированного ~9 тыс. лет назад, но ранее ~7 тыс. лет назад произошло падение средней скорости движений. До рубежа 7-9 тыс. лет она составляла 4,5-5,3 мм/год, а позднее сократилась до ~3,4 мм/год. Тем не менее, в позднем голоцене в районе долины Иордана имели место несколько сильнейших исторических землетрясений с магнитудами M_s ≥ 7: 759 и 31 г. до н.э., 678, 749, 859 и 1033 гг., вероятно, внёсших вклад в суммарное смещение по разлому [Kondorskaya, Shebalin, 1982; Ben-Menahem, 1991; Guidoboni et al., 1994; Ambraseys, Jackson, 1998; Kondorskaya, Ulomov, 1995; Marco et al., 2003; Sbeinati et al., 2005]. Скорость накопления современной сдвиговой деформации в зоне разлома оценивается по GPS данным величиной 4,4±0,3 мм/год [Reilinger et al., 2006].

Таблица 7. Амплитуды и средние скорости сдвиговых перемещений по восточной ветви Иорданского сегмента DST за разные интервалы времени, по данным [Ferry et al., 2007]

Амплитуда	Количество	Возраст землетрясения, при котором	Средняя скорость сдвига с момента
смещения, м	смещённых объектов	началось смещение, тыс. лет	землетрясения поныне, мм/год
17	2	~5	~3,4
24±2	5	~7	~3,4
47–48	2	~9	~5,3
65±3	5	~13	~5
170±11	4	~37,5	~4,5
230±10	3	~47,5	~4,8

Сегмент Ямунне DST протягивается на ~220 км от северного края впадины pull-apart Галилейского моря в север-северо-восточном направлении. С юга на север сегмент следует вдоль западного борта впадины Хула и юго-восточного склона Ливанского хребта, далее пересекает наискось этот склон и на северном окончании хребта достигает впадины pull-apart Бокайе. По разлому зафиксированы левые смещения или резкие изгибы элементов дренажной сети, сопровождаемые подчинёнными и переменными по величине вертикальными смещениями позднемиоценовой поверхности выравнивания [Gomez et al., 2006; Gomez, Nemer et al., 2007]. Обычно поднято западное крыло разлома. При этом плоскости разлома или мелких нарушений, представляющих его зону в четвертичных отложений, вертикальны или очень круто наклонены в сторону поднятого крыла. Таким образом, разлом является левым взбросо-сдвигом с многократно преобладающей сдвиговой компонентой.

Долговременная средняя скорость четвертичного сдвига определена в 4-5 мм/год (см. раздел 2.3). Наиболее надёжная оценка скорости позднечетвертичного сдвига получена по смещению конуса выноса Залка на восточном склоне Ливанского хребта (~33°50' с.ш.) [Daeron et al., 2004; Gomez, Nemer et al., 2007]. Древняя генерация конуса выноса смещена по разлому влево на 56±5 м. Её поверхность датирована по изотопии хлора (методом ³⁶Cl) как 11,20±0,81 тыс. лет. Это дало среднюю скорость сдвига 3,9-6,1 мм/год. Тренчинг в небольшой приразломной впадине Яммуне возле одноименного селения [Nemer et al., 2008] показал, что голоценовое смещение является кумулятивным эффектом серии сильных землетрясений. Скорость накопления современной упругой деформации соответствует по результатам GPS измерений сдвигу со скоростью 4,8±0,4 мм/год [Reilinger et al., 2006] или в 4-5 мм/год при наличии подчинённой компоненты поперечного укорочения [Gomez, Karam et al., 2007]. Таким образом, долговременная средняя скорость четвертичного сдвига, средняя скорость голоценовых перемещений и современная скорость сдвига по GPS данным совпадают в пределах точности измерений.

Сегмент Эль-Габ DST протягивается на ~230 км от западного борта впадины pull-apart Бокайе на границе Сирии и Ливана до долины Карасу в Южной Турции, где косо причленяется к EAFZ возле г. Нарли. Как отмечено в главе 2, сегмент состоит из трёх подсегментов: южного подсегмента Миссиаф (~50 км), центрального — впадины pull-apart Эль-Габ (~110 км) и северного — разлома Карасу, протягивающегося вдоль восток-юго-восточного борта одноименной долины (~60 км).



Рис. 51. Разломы Миссиафского субсегмента DST на западном борту впадины Бокайе

А — сбросы; В — нарушенный сбросами склон и правее (восточнее) — антитетические сбросы. Фото В.Г. Трифонова



Рис. 52. Миссиафский субсегмент: деформированный смещением по разлому позднечетвертичный аллювий

1 — бурый суглинок; 2 — суглинок с гравием и камнями; 3 — почва; 4 — задернованные участки поверхности

В южном подсегменте, представляющем собой узкий (обычно не шире 1 км) грабен, об-

наружены многочисленные вертикальные и левосдвиговые смещения молодых форм рельефа. На южном окончании подсегмента (западный борт впадины Бокайе) отчётливо регистрируются сбросовые подвижки, отражающие как общее опускание восточного крыла разлома (рис. 51. А), так и локальное развитие сопряжённых с ним антитетических сбросов (см. рис. 51, В). Выражение части этих нарушений в современном рельефе указывает на позднечетвертичный возраст подвижек. Более явно они проявлены севернее г. Миссиаф в пункте с координатами 35°11,067' с.ш., 36°20,812' в.д., где молодая подвижка выражена деформацией позднечетвертичного аллювия в небольшом современном овраге (рис. 52).



Рис. 53. Зачистка северного склона современного вреза долины на северном окончании субсегмента Миссиаф возле сел. Нахр эль-Барад

 бурый суглинок; 2 — бурые суглинок и супесь с редкими обломками; 3 — светло-бурый суглинок с гравием и камнями; 4 — разломы

На северном окончании подсегмента, в пункте с координатами 35°17,010′ с.ш., 36°21,058′ в.д., вертикальная компонента молодого смещения по восточной ветви зоны разломов обнаружена в стенках современного русла, врезанного на 1-2 м в днище вади. Рядом с руслом продолжение того же разлома представлено сглаженным уступом поверхности высотой 0,5 м. Поднято западное крыло, сложенное плиоценовыми конгломератами с покровом четвертичных отложений, тогда как восточное крыло сложено последними на всю вскрытую глубину. На пересечении с разломом в северной стенке руслового вреза была выполнена дополнительная расчистка, вскрывшая сверху вниз следующий разрез (рис. 53):

106

Мощность, см

1. Современная почва 20-30

2. Делювий — коричневый суглинок с редкими рассеянными обломками гравия и камней 30–35

4. Коричневые суглинок и глина до 35

(вблизи разлома) и > 1 м (ниже по течению)

Кровля слоя 3 смещена по разлому на 15–20 см. Нарушение продолжается в слой 2 и рассеивается в современной почве. Для оценки возраста подвижки важно, что кремнёвые и керамические изделия слоя 3 переотложены. Таким образом, слой моложе этих изделий, которые дают нижний предел возраста последней (сейсмогенной?) подвижки. Возможно, она имела место после византийской эпохи.

Что же касается левосдвиговых смещений, то помимо оценки средней скорости голоценового сдвига на отрезке подсегмента между сел. Сахлие на севере и сел. Эль-Бейда на юге (~5 мм/год; см. раздел 2.3) получена более точная оценка средней скорости сдвига за последние ~2000 лет по смещению древнеримского акведука возле сел. Аль-Хариф (5 км севернее г. Миссиафа), обнаруженному Ж.Аджамяном и В.Г. Трифоновым в 1986 г. [Трифонов и др., 1991]. М.Меграуи и его коллеги [Meghraoui et al., 2003] датировали акведук I в. н.э. по археологическим данным и определили, что он смещён влево на 13,6±0,2 м. Позднее было уточнено время сооружения акведука — не древнее 63 г. до н.э. [Sbeinati et al., 2009]. Мы уточнили амплитуду сдвига. Она складывается из смещения А-В на ~10 м по главной ветви разлома и смещений С-D и Е-F по двум малым нарушениям (рис. 54). Смещение С–D сопровождается искривлением конструкции и вместе с ним составляет 1–1,5 м, а смещение Е–F равно 0,75 м.



Рис. 54. Смещения римского акведука по Левантской зоне разломов возле сел. Аль-Хариф А — положение смещений, по данным [Meghraoui et al., 2003] с изменениями. В — смещение на ~10 м (*A*–*B*) по главному разлому и на ~1 м (с приразломным искривлением (*C*–*D*) по оперяющему разлому. С — смещение на 0,75 м (*E*–*F*) по оперяющему разлому. Фото А.Е. Додонова и В.Г. Трифонова

Таким образом, суммарная амплитуда сдвига достигает ~12 м, что даёт среднюю скорость перемещения ~6 мм/год.

Центральный подсегмент впадины Эль-Габ построен по-разному в южной и северной частях. На юге он представляет собой плоскодонную впалину с крутыми краевыми разломными уступами, более высоким западным и низким восточным. В позлнем плейстонене и голонене впадина продолжала заполняться речными и озёрными отложениями. На юго-западе впадины обнажены крупные глыбы и пластины юрских карбонатов, представляющие собой результат гигантского, вероятно, сейсмогенного позднеплейстоценового оползня. Значительная часть оползших масс перекрыта наносами конца плейстоцена и голоцена. Место отрыва оползня выражено эродированным, неправильной формы амфитеатром в верхней части склона хребта Джебель-Ансария. Амфитеатр расположен на продолжении позднеплейстоценового разлома Эйн-Кита, пересекающего хребет Джебель-Ансария от средиземноморского побережья.





Рис. 55. Левые смещения долин по продольным активным разломам западного борта впадины Эль-Габ. *Фото В.Г. Трифонова*

На разных участках уступа западного борта впадины выделяются следы как минимум одного, а местами нескольких продольных активных нарушений с признаками опускания восточного крыла и левого сдвига (рис. 55, A, B). Как правило, амплитуды сдвига многократно превосходят амплитуды одновозрастных вертикальных смещений.

Так, в пункте с координатами 35°47′09″ с.ш.. 36°17'33,4" в.д. разлом наклонён на восток под углом 70°. Его западное крыло сложено юрскими и меловыми известняками, а восточное крыло представляет собой террасу, возвышающуюся над днищем Эль-Габа (170-180 м) на ~30 м. Терраса сложена пролювиальными галечниками среднего-верхнего плейстоцена, которые вблизи разломного уступа сочетаются с коллювиальными конгломерато-брекчиями. На поверхности террасы найдены кремнёвые изделия мустьерского и позднепалеолитического облика. Поверхность террасы опущена в восточном крыле относительно западного крыла не менее, чем на 30 м. Сухая долина смещена по разлому влево на величину ≥ 325 м. Приняв на основе археологических находок, что возраст террасы 80-160 тыс. лет, получим скорость сдвига ≥ 3±1 мм/год. Вертикальная компонента vступает сдвиговой на порядок.

Севернее, в пункте с координатами 35°49,72′ с.ш., 36°17,99′ в.д., отмечен резкий левый изгиб пересекаемой разломом долины на ~200 м. Зафиксированы многочисленные случаи левых смещений и резких приразломных изгибов пересекаемых разломом более молодых долин на 24–32 и ~6 м. Очевидно, движения вдоль западного борта Эль-Габа, преимущественно левосдвиговые, продолжались до голоцена включительно.

Зона разломов восточного ограничения Эль-Габа также демонстрирует признаки как левосдвиговых, так и вертикальных смещений. Южнее г. Афамия небольшие водотоки изогнуты по разлому влево на 6-7 м при подъёме одновозрастных форм восточного крыла на 1,5 м [Трифонов и др., 1991]. На южной окраине г. Афамия в строительной зачистке приразломной части поднятого восточного крыла разлома вскрыты вторичные нарушения, вероятно, сейсмогенного происхождения (рис. 56 и 57). Самые молодые из них датируются древнеримской или византийской эпохами по присутствию обломков соответствующей керамики в верхнем слое заполнения микрограбена, представленного на рис. 56, А.



Рис. 56. Вторичные сейсмогенные нарушения на восточном борту впадины Эль-Габ, южная окраина г. Афамия. *Фото В.Г. Трифонова*

Изображение В с небольшим перерывом надстраивает к востоку изображение А

В северной части впадина Эль-Габ теряет морфологическую однородность: внутри неё обособляются узкие продольные блоки, разделённые разломами и поднятые на разную высоту. Однако краевые разломы отчётливо прослеживаются и продолжаются на турецкую территорию. Разлом западного края Эль-Габа здесь был детально изучен [Akyuz et al., 2006]. Выявлены многочисленные левые смещения разновозрастных элементов речных долин амплитудой от 650±10 до 14±0,5 м. Наиболее характерны смещения ~125, ~100, 4648, 30±2 (!), 20–21 и 14–18 м. Тренчинг, выполненный в турецкой части разлома, выявил следы нескольких сильных сейсмических событий последнего тысячелетия, однако их отождествление с известными историческими землетрясениями остаётся дискуссионным. На севере разлом следится в виде слабого уступа на поверхности впадины Амик и теряется в её северной части, не достигая (в поверхностном выражении) разлома Аманос EAFZ.

Разлом восточного ограничения Эль-Габа прослеживается на север до сирийско-турецкой границы. Севернее г. Афамия разлом раздваивается. В пункте с координатами 35°33,92′ с.ш., 36°23,44′ в.д. разломный уступ западной ветви ограничивает молодые рыхлые отложения впадины и сложен известняками эоцена. Поверхность известняков представляет собой террасу высотой 210 м (30 м над днищем Эль-Габа), на поверхности которой сохранились реликты осалочного чехла в виле мелкой плоской гальки. Борозды на тыловом уступе террасы (восточной ветви разлома) характеризуют его как левый сбросо-сдвиг. Севернее, на территории Турции, восточное ограничение Эль-Габа продолжается разломом Карасу.



Рис. 57. Геологический разрез, соответствующий фотографии рис. 56, А

S — современная почва с древнеримской или византийской керамикой (и римским захоронением рядом); Р — палеопочва; В — светло-серый мергель; R — краснокоричневая глина с редкими карбонатными обломками; М — конгломерат и брекчия с мергелистыми обломками и цементом; А — светлый красноватый алеврит; W — белый карбонатизированный алеврит Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика

От северной части восточного ограничения Эль-Габа ответвляется на северовосток разлом Св. Симеона, который протягивается на северо-восток и далее на север, где причленяется к разлому Аафрин. Общая протяжённость разлома Св. Симеона — 80 км. Разлом выражен на поверхности уступом, направление которого переменно, но чаше поднято восточное или юго-восточное крылья. Редкие обнажения показывают, что разлом имеет наклон 70-90°, чаще в сторону поднятого крыла. Преобладающая левосдвиговая компонента смешений фиксируется как структурными признаками (бороздами скольжения и оперяющими нарушениями), так и левыми смещениями и резкими изгибами пересекаемых разломом долин. Для определения средней скорости сдвига большое значение имеет левый изгиб долины вблизи сел. Абдулло на ~550 м. Здесь на участке долины, следующем вдоль разлома, обнаружена терраса, сложенная уплотнёнными галечниками, которые предположительно датированы концом среднего плейстоцена. Если посчитать средний плейстоцен временем начала сдвигового смещения долины, то среднюю скорость сдвига можно оценить в 1-2,5 мм/год (см. раздел 2.3).

Отдельные сегменты разлома нередко ветвятся и местами кулисно подставляют друг друга. Характерным примером такого подставления является район монастыря Св. Симеона, представляющий собой хребет шириной до 0,5 км, вытянутый в север-северо-восточном направлении (рис. 58). С запада хребет ограничен сегментом разлома, продолжающимся на север, а с востока — сегментом, продолжающимся на юг. На участке кулисного подставления сегменты разветвляются на ряд мелких нарушений, определяя ступенчатое строение склонов хребта, причём эти нарушения наклонены в сторону поднятых крыльев (рис. 59, А). Выдавливание хребта обусловлено появлением компоненты сжатия на участке кулисного подставления сегментов, отклоняющемся на 10° к северо-востоку от общего направления сдвига. Вместе с тем, борозды на поверхностях некоторых вскрытых нарушений указывают на преобладание сдвиговой компоненты смещений (см. рис. 59, В), которая выражена и в пластических деформациях конструкций монастыря (см. ниже). В зоне разлома обнаружены также вторич-



Рис. 58. Небольшой хребет Симан, возникший на участке кулисного подставления двух сегментов разлома Св. Симеона; показаны контуры монастыря и главного храма

1 — сдвиг; 2 — сброс; 3 — взброс; 4 — предполагаемое продолжение разлома; 5 — поднятое и опущенное крылья разлома. Главные разломы выделены утолщёнными линиями. Пояснение А и В см. на рис. 59

ные надвиговые нарушения, вероятно, сейсмогравитационного происхождения (рис. 60).

Как показано в разделе 2.3, активные разломы Рашайя и Серхайя представляют собой единую систему нарушений, в которой затухание смещений по разлому Рашайя к северо-востоку сопровождается возрастанием смещений по разлому Серхайя в том же направлении (см. рис. 14). В разных частях разлома Серхайя зафиксированы позднечетвертичные левые смещения и крутые изгибы элементов дренажной системы, достигающие 100-200 м возле сел. Серхайя и севернее г. Баальбек. Южнее г. Забадание небольшой овраг смещён влево на 10,2±0,5 м. Датировка смещённых элементов дала среднюю скорость сдвига 1,4 мм/год в течение последних 6000 лет, тогда как вертикальная компонента уступает сдвиговой в 4-5 раз [Gomez et al., 2001, 2003].



Рис. 59. Детали строения разлома Св. Симеона. Фото В.Г. Трифонова

А — взброс по одной из ветвей разлома (А на рис. 58).
В — пологие борозды на плоскости другой ветви разлома, указывающие на преобладание сдвиговой компоненты движений (В на рис. 58)

Среди разломов северной части DST, интенсивно развивавшихся в миоцене, признаки позднечетвертичной активности отмечены по разлому Роум, где зафиксированы левые взбрососдвиговые смещения [Girdler, 1990; Butler et al., 1997], и зоне разломов, названной нами Тартусской. Она протягивается вдоль берега по мелководной части шельфа севернее г. Триполи. Тартусская зона выражена в батиметрии дна системой брахиформных поднятий, обнажающихся на островах Арвад и Эль-Аббас. Остров Арвад сложен известняками и известняковыми песчаниками тирренской трансгрессии начала позднего плейстоцена (рис. 61), датированными ²³⁰Th/U методом как 99,9±7,4–6,8 тыс. лет [Dodonov et al., 2008]. Они образуют пологую антиклиналь, поднятую до 10 м над уровнем моря. Такие же породы слагают маленький (300×150 м)



Рис. 60. Небольшой молодой надвиг амплитудой до 1,2 м, оперяющий зону разломов Св. Симеона севернее монастыря, в 1 км восточнее сел. Газзавиа

1 — ненарушенный смещениями почвенный слой; 2 — тёмные суглинки и супеси; 3 — суглинок с коллювиальными обломками; 4 — тёмные суглинки и супеси с тонкими прослоями мергеля и гравия; 5 — галечник с глинистым песком в основании

остров Эль-Аббас, расположенный в 4 км южнее Арвада. Антиклинальная природа поднятий указывает на условия сжатия, а их эшелонированное расположение свидетельствует о присутствии левосдвиговой компоненты движений. Позднеплейстоценовые слои Арвада нарушены многочисленными трещинами и малоамплитудными разломами (рис. 62, А). Некоторые из них нарушают и смещают на несколько сантиметров стены древних сооружений, выдолбленных в этих слоях (см. рис. 62, В). Слои острова Эль-Аббас полого наклонены на север и нарушены открытыми трещинами, протягивающимися вдоль



Рис. 61. Горизонтально- и косослоистые морские известняки и известковистые песчаники низов верхнего плейстоцена (тирренская терраса высотой 5–7 м) в западной части острова Арвад. *Фото А.Е. Додонова*

всего острова (рис. 63). С зонами разломов Роум и Тартус связана разделяющая их субширотная активная зона *Триполи*, выраженная системой тектонических уступов и складчатых изгибов на севере Ливана и в соседней части шельфа.

Примыкающее к DST юго-западное окончание EAFZ представлено эшелонированным рядом разломов, крупнейшие из которых (с запада на восток): Якапинар-Гёксун, Аманос и Восточный Хатай (см. раздел 2.4). Разлом Аманос, в свою очередь, разделяется в юго-западной части на эшелонированный ряд сегментов (см. Приложение 2 и рис. 50). По всем этим разломам выявлены позднечетвертичные левые смещения [Yürür, Chorowicz, 1998; Yurtmen et al., 2002; Westaway, 2004]. Вместе с тем, подвижки по разломам имели взбросовую компоненту, выраженную в рельефе уступами [Lyberis et al., 1992; Adiyaman, Chorowicz, 2002]. Северо-восточнее EAFZ становится более компактной, сохраняя левый взбросо-сдвиговый тип смешений с многократным преобладанием сдвиговой компоненты [Şaroğlu et al., 1992 a,b].

Вне зон DST и EAFZ наиболее достоверные проявления позднечетвертичной активности обнаружены в зоне разломов *Абдель Азиз*, ограничивающей с севера одноименную антиклиналь и продолжающейся на восток до г. Хассаке и дальше.

Западный сегмент зоны простирается на северо-восток. В пункте с координатами 36,41585° с.ш.; 40,18594° в.д.; H = 591 м разлом характеризуется поднятием юго-восточного крыла и резким левым изгибом пересекаемого оврага.



Рис. 62. Смещения обрыва позднеплейстоценовых отложений (А) и стены древнего пещерного сооружения в этих отложениях (В) на острове Арвад. *Фото А.Е. Додонова*



Рис. 63. Небольшие продольные молодые сдвиго-раздвиги на острове Эль-Аббас. Фото Д.М. Бачманова

Плоскость разлома наклонена под углом 70– 80° СЗ. Это определяет разлом как левый сбрососдвиг. В пункте с координатами 36,43677° с.ш.; 40,21258° в.д.; H = 523 м разлом деформирует сухое русло, врезанное в конус выноса с обломками среднепалеолитических изделий на поверхности. Это удостоверяет позднечетвертичную активность разлома.

Центральный широтный сегмент простирается вдоль северного склона хребта Абдель Азиз и выражен более или менее крутом уступом с поднятым южным крылом. В пункте с координатами 36,44552° с.ш.; 40,34270° в.д.; H = 517 м разлом приходится на границу пологозалегающих слоёв ядра антиклинали и её круто падающего (70–80° с.ш.) северного крыла.

Следующий к востоку сегмент разлома простирается на восток–северо-восток. В пункте с координатами 36,44552° с.ш.; 40,34270° в.д.; H == 528 м он характеризуется поднятием южного крыла и левыми смещениями небольших сухих долин на несколько метров. Вдоль небольших разломов в северном крыле сегмента видны свежие сбросо-сдвиговые смещения (см. рис. 24, D).

Восточный сегмент разлома простирается на восток-северо-восток до г. Хасаке. Он пересека-

ет слабохолмистую территорию и выражен пологим уступом с поднятым северным крылом. Возможно, разлом продолжается дальше в том же направлении, достигая группы базальтовых вулканов Шарет Ковкаб. Там разлом поворачивает на север-северо-восток, контролируя положение вулканов, и приобретает прежнее направление на северном краю лавового поля (см. Приложение 2). Очевидно, вулканы приурочены к локальной зоне растяжения типа pull-apart при левом сдвиге по сегменту в целом. К-Аг возраст древнейших базальтов группы Шарет Ковкаб ≈ 0,24 млн лет [Trifonov et al., 2011] (см. раздел 5.2), но высокие вулканические конуса моложе и, вероятно, возникли в позднем плейстоцене. Это подтверждает позднечетвертичную активность разлома.

8.2. Возможно активные разломы

В Сирии выделяется группа разломов, по которым выявлены ранне- и среднечетвертичные смещения, но позднечетвертичные подвижки выражены плохо и лишь в некоторых участках разломов, причём обособить такие участки в отдельные сегменты не удаётся. Все эти разломы выделены на Карте современной геодинамики Сирии... (см. Приложение 2) как возможно активные. Бо́льшая их часть возникла в плиоцене, но есть среди них и разломы, максимум активности которых приходится на миоцен.

Среди разломов, возникших в плиоцене, рассмотрим зону Бутма-Кастал и продолжающую её на северо-восток и далее на север зону Расафе-Эль-Фаид (см. рис. 23). В зоне Бутма-Кастал следы молодых смещений обнаружены лишь вблизи пункта с коорлинатами 34,79224° с.ш.: 37,23148° в.д.: H = 798 м, где выявлены признаки нечёткого левого сдвига и взбросового поднятия юго-восточного крыла, сопровождающегося деформацией четвертичных отложений долины (см. раздел 2.7 и рис. 24, А). С возможным левым сдвигом по разлому согласуются оперяющие его грабены на антиклинали Бишри (Северные Пальмириды), где также выявлены признаки молодых смещений, вплоть до голоценовых. Однако в более северо-восточных участках зоны Бутма-Кастал признаки позднечетвертичной активности отсутствуют. Косвенными признаками такой активизации в южной части зоны Расафе-Эль-Фаил могут служить источники и скважины с пресной водой, приуроченные к зоне разлома. Однако на пересечении зоной долины Евфрата смещения I террасы (среднеплейстоценовой) не обнаружено. Признаки молодого сброса отмечены лишь на северном продолжении зоны в Турции [Saroğlu et al., 1992a].

Особую группу нарушений, возникших в плиоцене, представляют разломы субширотного и северо-восточного простираний, рассекающие северную часть блока Рутба Аравийской плиты на юге Сирии и в соседней части Иордании и Ирака (см. Приложение 2). Крупнейшие из разломов, Акфан, Олаб и Джхар, дугообразно изогнуты и выпуклы к югу. Они продолжаются в Пальмириды и смещают их складки, обнаруживая признаки правого сдвига. Разломы выражены в рельефе пологими, но устойчивыми узкими ложбинами или пологими уступами, отражающими поднятие одного из крыльев. Выражение разломов в рельефе свидетельствует об их четвертичной активности. Наиболее протяжённый (~350 км) разлом Олаб состоит из сегментов длиной до 50 км. В его восточной части выявлены позднеплиоцен-четвертичные правые смещения сухих долин длиной от первых сотен метров до 3 км при весьма небольшом подъёме северного крыла. Голоценовых смещений не зафиксировано. По разлому Джхар обнаружены переменные по направлению и величине вертикальные смещения до нескольких метров, выраженные в рельефе уступами. Сообщается о правых смещениях мелких сухих долин на десятки метров [Копп, Леонов, 2000]. Это пока единственные свидетельства позднечетвертичных подвижек по разломам описываемой системы.

В зоне *Евфратского* разлома Месопотамского прогиба позднечетвертичные смещения можно предполагать в юго-восточном сегменте Е, где обнаружены деформации I (среднеплейстоценовой) речной террасы (см. раздел 2.7 и рис. 30).

Среди разломов, интенсивно развивавшихся в миоцене, наиболее интересными с точки зрения возможной позднечетвертичной активности представляются Латакийский разлом и разлом Аафрин, продолжавший его в миоцене на северовосток и позднее смещённый влево по разлому Эль-Габ (см. разделы 2.3, 2.4, Приложения 1 и 2 и рис. 50).

Латакийская зона разломов отделяет офиолитовый блок Бассит от осадочного бассейна Нахр Эль-Кабир (см. раздел 2.4). Интенсивные перемещения по разлому и деформации в его зоне происходили в раннем и позднем миоцене. Плиоценовые глины, слагающие прогиб, вероятно, не распространялись на северо-западное крыло разлома. О четвертичных смещениях в юговосточной наземной части зоны разлома свидетельствуют различия высоты одновозрастных террас р. Нахр Эль-Кабир в разных его крыльях.

В юго-восточном крыле разлома, прогибе Нахр Эль-Кабир, выделяются пять речных террас: 95-108, ~72, ~58, 27-34 и 10-20 м. Три верхние террасы датированы средним плейстоценом. Более низкая терраса (27-34 м) датируется началом позднего плейстоцена, поскольку она коррелирует с морской террасой, которая широко распространена южнее разлома на средиземноморском побережье Сирии и представляет тирренскую трансгрессию (см. раздел 10.3). Нижняя терраса (10-20 м) коррелирует с морской террасой, вероятно, отвечающей спаду уровня моря в конце трансгрессии. Чехол речных террас аллювиальный, а морские террасы сложены мелководными песками/песчаниками и песчанистыми известняками с линзами гравия и галечника. Те же самые пять террас выделяются в северо-западном крыле разлома. Самая верхняя терраса Джинндирие здесь представлена лишь несколькими фрагментами. Её высота 112-120 м. Чехол этой и более низких террас (90–100 и 70–

80 м) имеет мощность от нескольких метров до 20-30 м. В кровле чехла террасы Рудо (90-100 м) найдены раннепалеолитические (ашельские) изделия. Две нижние террасы имеют высоту 41 м (представлена единственным фрагментом) и 15-22 м. Последняя коррелирует с абразионной морской террасой (~20 м) г. Латакия, покрытой тонким слоем хорошо окатанной морской гальки. Различия высоты и строения террас в разных крыльях разлома указывают на поднятие северо-западного крыла, продолжавшееся в позднем плейстоцене. Латакийский разлом простирается на юго-запад, в Средиземное море, где выражен в батиметрии уступом с поднятым северо-западным крылом (см. Приложение 2). Подводное продолжение отмечено в XX в. несколькими землетрясениями средней силы.

Юго-восточное крыло разлома Аафрин относительно опущено и заполнено четвертичными отложениями. В поперечном разрезе зоны разлома протяжённостью 150 м возле сел. Кара-Баш вскрыто несколько параллельных ветвей разлома в нижнемиоценовых известняках. Они сопровождаются тектонической брекчией и иногда разделены узкими блоками круто наклонённых палеогеновых известняков. Вдоль некоторых разломов выработаны карстовые пустоты, заполненные четвертичными отложениями. По одному из разломов выявлено взбросовое смещение позднечетвертичного коллювия на 0,4 м (рис. 64), а по другому четвертичное вертикальное смещение составляет 0,3 м. В других, хуже обнажённых участках разлома подобные смещения не обнаружены.

Возможная позднечетвертичная активность Ламасского разлома вызывает особый интерес в связи с тем, что в своей юго-западной части разлом проходит по окраине Дамаска. В этой части разлом нарушает крутое юго-восточное крыло антиклинали Касьюн Западных Пальмирид. Юго-западное окончание разлома замаскировано молодыми конусами выноса, но его сохранившиеся следы позволяют предполагать, что он причленяется к активному разлому Серхайя. Отчётливо регистрируется взбросовое смещение по Дамасскому разлому, а наклонные и горизонтальные борозды в его зоне, вскрытой в одном из карьеров на северной окраине Дамаска, указывают на присутствие левосдвиговой компоненты движений. Главная фаза активности разлома, как и всех Пальмирид, датируется концом миоцена и, возможно, началом плиоцена. Но интенсивная четвертичная седиментация в юго-западном крыле разлома указывает на позднейшее продолжение активности (см. рис. 32).



Рис. 64. Разлом Аафрин, вертикальное смещение позднеплейстоценового коллювия на 40 см возле сел. Кара-Баш. *Фото В.Г. Трифонова*

Принципиальный для оценки позднечетвертичной активности результат был получен нами в искусственном обнажении возле сел. Бабзе на дороге Кабун–Маарана севернее Дамаска (рис. 65). Здесь Дамасский разлом смещает среднеплейстоценовые флювиальные конгломераты на ~0,5 м. Вышележащий позднеплейстоценовый рыхлый делювий не смещён, но его мощность возрастает в опущенном крыле, что указывает на сохранение небольшого разломного уступа. Современный почвенный слой не деформирован.

Приведенные данные служат основанием считать рассмотренную часть Дамасского разлома возможно активной в позднечетвертичное время. Контрастное выражение в рельефе бо-



Рис. 65. Молодое смещение по Дамасскому разлому севернее г. Дамаска в разрезе нижней террасы вади возле сел. Бабзе севернее шоссе Кабун–Маарана

1 — современная почва; 2 — верхнеплейстоценовый делювий; 3 — среднеплейстоценовые аллювиальные конгломераты

лее северо-восточного сегмента разлома до его пересечения с разломом Олаб позволяет предположить, что его активность могла распространяться и на этот сегмент. Общая протяжённость возможно активной части Дамасского разлома достигает ~180 км.

Разлом Эйн Кита простирается на западюго-запад от южного края впадины Эль-Габ, пересекает Береговой хребет (Джебель Ансария) и достигает средиземноморского побережья севернее г. Баниаса (см. Приложение 2 и рис. 50). На западном склоне впадины Эль-Габ разлом контролирует место отрыва крупного позднеплейстоценового оползня юрских карбонатов, залегающего сейчас среди позднечетвертичных отложений впадины. На Береговом хребте разлом повсеместно выражен уступом с поднятым южным крылом. Вблизи побережья он контролирует южную границу тирренской (позднеплейстоценовой, см. раздел 10.3) морской террасы. Возможное подводное продолжение разлома выражено уступом на шельфе и континентальном склоне. Всё это позволяет квалифицировать разлом Эйн Кита как возможно активный. Его общая длина достигает ~80 км.

Глава 9 Геофизическое изучение активных разломов

9.1. Методы и техническое обеспечение исследований

Использовались три метода: 1) дипольного осевого зондирования (ДОЗ), 2) сейсмический метод корреляции преломлённых волн (КМПВ) и 3) георадар.

Дипольное осевое зондирование выполнялось геоэлектрической аппаратурой ERA-MAX, созданной в НПО ЭРА (Санкт-Петербург, Россия). Оборудование работает в режиме постоянного электрического тока с частотой 625 Гц. Зондирование основано на возбуждении электрического источника с расстоянием 10 м на земной поверхности между генерирующими электродами A и B; расстояние между втыкаемыми дипольными геоэлектродами M, N и т.д. также составляет 10 м. Максимальная обеспечиваемая длина системы электродов — 150 м. Сила тока на линии варьирует от 20 до 200 мА

и зависит от геоэлектрических свойств слоёв грунта на глубинах, достигающих $\sim^1/_4$ от длин линии (до 40 м). Полученные данные обрабатывались на мини-компьютере HP iPAQ. Для их визуализации использовался метод построения разрезов распределения сопротивлений. Они рассчитывались по формуле:

$$\mathbf{p}_k = k \frac{\Delta U}{I},\tag{1}$$

где
$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{|BM|} - \frac{1}{|AM|} - \frac{1}{|BN|} + \frac{1}{|AN|}}.$$

Í

Построение разрезов распределения сопротивлений позволяло оценить геоэлектрическую ситуацию на профиле в целом. Профиль распределения сопротивлений экспортировался в формат DVX AutoCAD для дальнейшей комплексной интерпретации.

Сейсмический метод корреляции преломлённых волн. Для сейсмического анализа данных сейс-

Глава 9. Геофизическое изучение активных разломов

мические волны возбуждались ударами кувалды. Для регистрации сейсмических сигналов использовалась 24-канальная цифровая сейсмическая станция «Сейсмолог-24» (изготовлена в г. Хабаровске, Россия) с вертикальными приёмниками, имеющими частоту собственных колебаний 20 Гп. Расстояние между приёмниками — 5 м, а общая длина сейсмической линии с приёмниками — 115 м. Мы применили схему четырёх пунктов последовательного возбуждения сигналов, которые регистрировались приёмниками, расположенными на расстояниях от 2,5 до 30 м от такого пункта. Время регистрашии сигнала составляло 1024 мс с возможной ошибкой до 0,5 мс. Для уменьшения ошибок мы повторяли возбуждение сигнала несколько раз из одного пункта и суммировали полученные сейсмограммы. Суммирование позволяло уменьшить влияние шума и поднять уровень сигналов. После суммирования, дальнейшая интерпретация произволилась по станлартной технологии обработки сейсмических преломлённых волн (КМПВ). В результате строился разрез распределения скоростей сейсмических волн для профиля в целом. Он экспортировался в формат DVX AutoCAD для дальнейшей комплексной интерпретации.

Георадарные исследования выполнялись аппаратурой ОКО-II, произведённой НПО «Логис» в г. Раменское, Россия. Использовался неизолированный антенный блок «Тритон» с частотами дипольной антенны 50 и 100 МГц, что давало 20-метровую глубину зондирования. Сигналы регистрировались ноутбуком «Asus». Профиль зондировался дважды: с частотой 100 МГц при движении вперёд по профилю и с частотой 50 МГц при возвращении. Оценка полевых радарограмм делалась по специальной программе GeoScan НПО «Логис». Полученные данные экспортировались в формат DVX AutoCAD для дальнейшей комплексной интерпретации.

9.2. Геофизические данные об активных разломах

Геофизическое профилирование производилось поперёк главных активных и возможно активных разломов (см. рис. 23). На участке «*Аль Хариф*» это система профилей, пересекающих южный (Миссиафский) субсегмент сегмента Эль-Габ DST возле римского акведука, смещённого по наиболее активной ветви субсегмента на

~12 м влево [Meghraoui et al., 2003; Rukieh et al., 2005] (см. рис. 54). Два нижних (восточных) профиля, выполненных методами ДОЗ и георадара, пересекли главную ветвь разлома, смещающую римский акведук, и эта ветвь выявляется на обоих профилях (рис. 66 и 67, см. цв. вкл.). На северном профиле обнаруживается, кроме того, более восточный разлом, смещающий акведук на меньшее расстояние, а также два уступа в рельефе без признаков разломообразования (см. рис. 67). На третьем (западном) профиле, выполненном всеми тремя методами, обнаружено ещё несколько ветвей разлома западнее той, что смещает акведук (рис. 68, см. цв. вкл.). Таким образом, зона разлома образована несколькими ветвями. Возможно, некоторые из западных ветвей были также активны в позднечетвертичное время.

На участке «Афамия» геофизическое профилирование выполнялось поперёк восточной активной зоны разломов впадины pull-apart Эль-Габ с применением трёх методов: ДОЗ, КМПВ и георадар (рис. 69, см. цв. вкл.). Участок расположен в 1 км севернее г. Афамия. Комплексная интерпретация полученных данных обнаружила зоны деструкции и вертикальное смещение на ~3 м по активной ветви Восточной зоны разломов Эль-Габа. Возможно, восточнее активной ветви находится более древний четвертичный разлом. В его восточном крыле верхний слой представлен деструктированными неогеновыми отложениями с промежуточными геофизическими характеристиками над зоной разлома.

На участке «Эйн Эль-Курум» геофизическое профилирование было выполнено поперёк южной части Западной активной зоны разломов впадины pull-apart Эль-Габ также всеми тремя методами (рис. 70, см. цв. вкл.). Участок расположен близ родника севернее сел. Эйн Эль-Курум. Комплексная интерпретация полученных данных выявила несколько ветвей зоны разломов. Они выражены на интерпретационном геологическом профиле смещениями поверхности скального основания и зонами деструкции внутри юры. Западная (левая на профиле) ветвь смещает все отложения, включая четвертичные, и определённо активна. Третья с запада ветвь приходится на родник и, очевидно, также активна, как и четвертая с запада ветвь зоны.

Участок «Оползень Эль-Габа» расположен на юго-западном краю впадины pull-apart Эль-Габ. Большие глыбы юрских карбонатов обнажаются здесь среди четвертичных отложений дна впадины. Большинство глыб документируется как продукты огромного оползня или обвала с заЧасть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика

падного борта впадины, но некоторые блоки выглядят как выходы коренных скальных пород. Целью геофизического профилирования было определить происхождение этих юрских пород. Профилирование было выполнено всеми тремя методами. Комплексная интерпретация данных профилирования позволяет выделить три пачки с различными геофизическими характеристиками (рис. 71, см. цв. вкл.). Это (сверху вниз): (1) верхнеплейстоцен-голоценовая пачка рыхлого материала с крупными обломками юрских пород; (2) пачка, в которой сконцентрированы обнажающиеся юрские глыбы и их интерпретируемые продолжения на глубине; (3) верхнеплейстоценовая (?) пачка рыхлых отложений Эль-Габа, которая ограничивает выходы пачки (2) с востока. Согласно результатам анализа геофизических данных, пачка (3) подстилает пачку (2). Следовательно, пачка (2), интерпретируемая как сконцентрированные глыбы юрских карбонатов, действительно представляет собой тело огромного оползня или обвала, который двигался с западного борта впадины и, вероятно, был вызван сильным землетрясением. Это могло произойти в позднем плейстоцене, поскольку пачка (2) покрыта делювием и коллювием пачки (1).

Монастырь Св. Симеона (участок «Калат Симан») занимает узкий хребет между двумя ветвями разлома Св. Симеона, расположенными эшелонированно друг относительно друга. Целью геофизического профилирования было определить структуру этой зоны разломов. Из-за сложного рельефа поперёк всего хребта Симан был выполнен только профиль ДОЗ непосредственно к северу от монастыря (рис. 72). Профилирование методами георадара и КМПВ было осуществлено на западном склоне хребта к юго-западу от монастыря (рис. 73, см. цв. вкл.). Геоэлектрический профиль, дополненный коротким георадарным профилем в самой высокой части хребта, только наметил разломы в хребте, не дав их характеристики. Более детальные результаты были получены комплексным профилированием на западном склоне хребта. Здесь выделено несколько круто наклонённых разломов.

На участке «*Серхайя–Забадание*» геофизические профили, выполненные всеми тремя методами, пересёкли активный разлом Серхайя в южной части Забаданской впадины возле траншеи, описанной в работе [Gomez et al., 2003]. Комплексная геологическая интерпретация профилей выявила положение разлома и вертикальное смещение молодых отложений на ~10 м



Рис. 72. Профиль ДОЗ на участке «Калат Симан»

(рис. 74, см. цв. вкл.). Предполагаемая стратификация скального основания в юго-восточном крыле разлома интерпретировалась главным образом по геоэлектрическим данным.

9.3. Геофизические данные о возможно активных разломах

Профилирование поперёк Евфратского разлома было выполнено всеми тремя методами в 3 км к югу от г. Ар-Ракка (см. рис. 23). Координаты профиля: от 35,89718° с.ш. и 39,00735° в.д. до 35,89484° с.ш. и 39,00581° в.д. Профиль длиной 300 м пересекает крутой уступ южного борта Евфратской долины вдоль слабоврезанного оврага. Комплексная интерпретация результатов геофизического профилирования выявила почти вертикальную зону разломов, образованную четырьмя главными ветвями и тремя небольшими нарушениями в тортонских отложениях. По южной ветви, соответствующей уступу южного борта долины (1 на рис. 75, см. цв. вкл.), обнаружено поднятие южного крыла на ~15 м. По следующей к северу ветви (2 на рис. 75) зафиксировано лишь небольшое поднятие поверхности тортонских отложений в южном крыле, но разлом проникает в четвертичные отложения и выражен небольшим сглаженным уступом в поверхности I террасы. Очевидно, эта ветвь обновлялась после формирования I террасы. Третья и четвертая ветви (3 и 4 на рис. 75) ограничивают узкий горст, не выраженный на земной поверхности. Выполненные исследования подтверждают геологический вывод, что уступ, ограничивающий с юга русло, пойму и І террасу Евфрата, соответствует разлому. Согласно результатам профилирования, поверхность тортона относительно поднята в южном крыле разлома на ~25 м. Реальное поднятие больше (~30 м), поскольку профиль вдоль оврага не достиг верхней бровки уступа.

Профилирование поперёк Дамасского разлома выполнялось вдоль шоссе к северо-востоку от Дамаска. Из-за техногенных шумов метод КМПВ не дал успешных результатов и интерпретация основана главным образом на данных ДОЗ и георадара. Их комплексная интерпретация установила положение нескольких разломов этой зоны с поднятыми и наклонёнными на северо-запад северо-западными крыльями. Один из них выглядит как главная ветвь Дамасского разлома (рис. 76, см. цв. вкл.).

На участке «Джхар-восточный» ориентированные на северо-запад геофизические профили пересекли восточную часть зоны разломов Джхар. Профилирование выполнялось всеми тремя методами. Комплексным анализом данных профилирования выявлено несколько разломов, наклонённых на север. Северный разлом (слева на рис. 77, см. цв. вкл.) является главным. Он отделяет верхнемеловые карбонаты северного крыла от палеогеновых карбонатов южного крыла. Предполагаемая стратификация палеогеновых отложений основана главным образом на данных КМПВ. Интерпретируемые слои образуют пологую антиклиналь в пододвинутом крыле главного разлома. Параллельный ему сброс ограничивает антиклиналь с юга.

Ориентированные на северо-запад геофизические профили участка «Пальмира» пересекают серию надвигов, параллельных складкам на северо-западном краю г. Пальмира (Тудмор). Профилирование выполнено всеми тремя методами. Комплексным анализом данных профилирования выявлено несколько разломов, круто наклонённых на северо-запад (рис. 78, см. цв. вкл.). Главным является юго-восточный из них (правый на геологическом интерпретационном профиле). Он отделяет меловые породы северозападного крыла от четвертичных отложений, вероятно, подстилаемых палеогеновыми породами, в юго-восточном крыле. Прочие взбросы представлены на профиле узкими плоскостями или более широкими зонами деструкции внутри мела. Корреляция геофизических данных дала возможность идентифицировать слои внутри меловой толщи и оценить смещения по каждому взбросу.

Таким образом, геофизическое профилирование дало дополнительную информацию о внутренней структуре зон активных разломов и четвертичных разломов, не проявивших явной активности в позднем плейстоцене и голоцене.

Глава 10 Позднечетвертичные деформации береговых линий Средиземного моря

10.1. Общие замечания

При изучении четвертичной геологии Средиземноморья особое внимание обычно уделяется развитию береговой зоны из-за её важного значения для населения. Сирийская прибрежная равнина представляет собой относительно узкую полосу, которая протягивается от развалин финикийского Угарита (Nahr el Arab Valley) на севере до сирийско-ливанской границы на юге. Эта прибрежная полоса предоставляет убедительные геологические и геоморфологические свидетельства четвертичных вариаций уровня моря и их значения для познания активной тектоники региона. При оценке этого значения следует иметь в виду, что вариации уровня моря являются комбинированным эффектом тектонических воздействий и эвстатических колебаний. Последние определялись в квартере главным образом климатическими изменениями. Морские террасы восточных побережий Средиземного моря формировались в фазы трансгрессий, тогда как отложения регрессивных фаз при отсутствии восходящих тектонических движений остаются скрытыми под водой на глубинах в десятки метров. Существенно менышие эвстатические осцилляции продолжались в голоцене. Из-за меньших масштабов и лучшей сохранности проявлений по ним легче оценить особенности и значение таких осцилляций. Два их примера, относящиеся к регрессии, имевшей место в I тысячелетии до н.э. и начале I тысячелетия н.э., и последовавшей за ней трансгрессии, описаны в Сирии [Трифонов В.Г., Трифонов Р.В., 2006].

На юго-западе острова Арвад нижние части разрушенных построек эллинистической эпохи (330-64 гг. до н.э.) продолжаются под уровнем моря на глубинах ≥ 0.5 м (измерения в этом, как и в других описанных случаях, выполнялись в отлив) (рис. 79, А, В). На них возведены средневековые оборонительные стены. Указанные эллинистические постройки были жилыми или хозяйственными помешениями. Они не могли строиться ниже, чем в ~1,5 м над уровнем моря во избежание штормовых вод. Таким образом, уровень моря в ту эпоху был не менее, чем на 2 м ниже, чем сейчас. В основании оборонительных стен, возведённых на эллинистических постройках, в ~1 м над современным уровнем моря, сохранились абразионные ниши. Стало быть, в эпоху средневековья после возведения стен уровень моря был выше современного. На южном берегу бухты Минет эт-Хальва, возле руин римских терм, остатки конструкций, выработанных в известняке, погружены сейчас до отметок 0,5–0,6 м ниже уровня моря (см. рис. 79, С, D). На северо-восточном берегу бухты руины погребений, также выработанных в известняке, сейчас окружены водой. Таким образом, и здесь обнаруживаются признаки античной регрессии примерно на ту же величину, что и на Арваде.

Сходные доказательства регрессии в эллинистическо-римскую эпоху обнаружены в развалинах древних городов Абукир в Египте и Аполлония (порт г. Сирена, современный Шах-Хат) в Ливии [Butzer, 1958]. В последнем древние портовые сооружения находятся сейчас на глубине 2,5–3 м.

В Средиземноморье известны и другие свидетельства указанной регрессии и последующего подъёма уровня моря в конце или после античной эпохи [Чернов, 2004; Трифонов, Караханян, 2008]. К.В. Буцер [Butzer, 1958], ссылаясь на



Рис. 79. Затопленные античные археологические объекты. *Фото В.Г. Трифонова* А, В — остров Арвад; С, D — бухта Минет эт-Хальва

данные Хайфмана, сообщает о подъёме уровня моря на побережьях Южной Англии, Бретани, Фландрии и Дании в I-VIII вв. н.э. До того уровень моря там был на 2-3 м ниже современного, и регрессия началась не позднее 300 г. до н.э. или даже во II тысячелетии до н.э., если принять во внимание данные по мегалитическим конструкциям Бретани. Античная регрессия на 2-3 м отмечена также на побережьях Японского моря [Селиванов, 1996]. Таким образом, можно предполагать её глобальное распространение. На проявления указанной регрессии и последующей трансгрессии накладывались локальные изменения береговой линии. связанные с тектоническими событиями [Трифонов, Караханян, 2008]. Нередко их удаётся идентифицировать с конкретными сильными землетрясениями. При оценке тектонического эффекта этих сейсмотектонических событий эвстатические вариации уровня моря следует принимать в расчёт.

В ходе предшествовавших исследований, прежде всего в районе г. Латакия и долины Нахр Эль-Кабир, были описаны морские и флювиальные отложения и охарактеризованы сделанные в них археологические находки [Copeland, Hours, 1978; Sanlaville, 1981; Besançon, 1981; Muhesen, 1985; Copeland, 1981]. Были выделены четыре морские формации, слагающие террасы разной высоты: формация Mchairfet на высотах 180–190 м, формация Ваqsa — 120–130 м, формация Hennadi/Khellale — 80–90 м, и осадки, образующие тирренские террасы на высотах от 30–35 до 5–10 м над уровнем моря. Эти формации были скоррелированы с формациями ливанского побережья: соответственно Chaabien, Zakrounian, Jbalian и Enfeen (табл. 8). Согласно публикациям, *Strombus bubonius*, типичный тирренский теплолюбивый моллюск, обнаружен в нижней морской террасе возле г. Баниаса и в формации Enfeen Ливана.

Принятая стратиграфия морских террас основана на их гипсометрическом положении и археологических данных. Самая высокая терраса Mchairfet была отнесена к концу раннего плейстоцена, или пред-гюнцу. Террасы Baqsa и Hennadi/Khellale были признаны среднеплейстоценовыми на основании находок ашельской индустрии среди аллювиальных галечников террасы Рудо, которую считали соответствующей отложениям этих морских террас. Следует подчеркнуть, однако, что соотношения морских формаций и речных террас остаются проблематичными, поскольку многие исследователи [Butzer, 1958; Sanlaville, 1981; Besancon, 1981; Copeland, 1981] относят речные террасы к ледниковым эпохам, считая их плювиальными. Но такие эпохи характеризовались морскими регрессиями, тогда как указанные выше морские формации накапливались в трансгрессивные фазы, которые отвечали интергляциалам и, согласно этой модели, характеризовались аридными условиями.

Таблица 8. Схема стратиграфического положения и корреляции морских и аллювиальных террас Западной Сирии

Crm	ammachua	Возраст,	4.000	0000000	Ливан	Западна	я Сирия
Cip	атиграфия	млн лет	Арх	сология	Террасы, формации	Морские террасы	Речные террасы
Г	олоцен	0.01	H M	lеолит езолит			
	верхний	0,01		поздний	Enfeen (Th/U 90–100 тыс. лет)	Snoubar 25–30 м (Tl 101±20 тыс. лет)	Ech Chir 30–35 м
істоцен	средний	- 0,13	теолит	средний	Jbalian	Hennadi 80–90 м	Roudo 80–90 м Jinndiriye 100–120 м
Плеј			Пал		Zaqrounien 90–140 м	Ваqsa 120–130 м	Sitt Markho 130 м
	нижний	0,8		ранний	Chaabien 160–170 м	Mchairfet es Samouk 180–190 M Mardido, Msharfeh 200 M	

Примечание. Схема составлена по работам [Besançon, 1981; Sanlaville, 1981; Muhesen, 1985; Девяткин, Додонов, 2000].

Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика



Рис. 80. Геолого-геоморфологическая карта средиземноморского побережья Сирии: северная (А) и южная (В) части изученной территории

1 — голоценовая морская терраса (mQ₄); 2 — голоценовый аллювий (alQ₄); 3 — позднеплейстоценовая (тирренская) морская терраса (mQ₃): a — абразионная, b — аккумулятивная; 4 — изобаза (в м) поверхности позднеплейстоценовой террасы; 5 — тыловой шов позднеплейстоценовой террасы; 6 — пункты датирования: в числителе — U/Th дата, в знаменателе — номер разреза и образца (см. рис. 82); 7 — позднеплейстоценовый пролювий (plQ₃); 8 — среднеплейстоценовая аллювиальная терраса (alQ₂); 10 — плиоценовые морские отложения; 11, 12 — плиоценовые вулканические породы: 11 — базальты, 12 — туфобрекчии; 13 — позднемезозойские и кайнозойские карбонатные породы; 14 — разломы, проявленные в расположении и смещении террас

Итак, из-за редкости геохронологических дат и фрагментарности датирующих палеонтологических и археологических находок соотношения морских и речных среднеплейстоценовых террас и палеоклиматические условия их образования остаются неопределёнными. Более точных геохронологических и палеоклиматических данных можно было ожидать от изучения тирренской террасы. На это указывали опубликованные даты: 90 тыс. лет для ливанской формации Enfeen [Sanlaville, 1981] и 100 тыс. лет, полученная термолюминисцентным методом, для 20-25-метровой песчаной террасы Снубора в Сирии [Девяткин, Додонов, 2000]. Поэтому в рамках изучения активной тектоники мы провели в 2005-2006 гг. изучение низких (от 3-5 до 30–35 м) морских террас сирийского побережья (рис. 80), обращая основное внимание на их строение, структуру и датирование ²³⁰Th/U методом. Ниже излагаются результаты этих работ, частично представленные в публикации [Dodonov et al., 2008]. При её подготовке авторы пользовались археологическими консультациями Н.Дж. Конарда и определениями собранных фораминифер М.Е. Былинской и моллюсков А.Л. Чепалыгой.

10.2. Методические аспекты

Предшествовавшие исследования давали основание полагать, что нижние, позднеплейстоценовые (тирренские), террасы широко распространены вдоль побережья [Copeland, 1981; Sanlaville, 1981; Девяткин, Додонов, 2000], хотя на Геологической карте масштаба 1:200 000 [Geological Map of Syria, 1964] показаны только террасы с индексом Q₁₋₂ (нижний-средний плейстоцен) и Q₄ (голоцен). Но средиземноморское побережье Сирии густо заселено, и нижние террасы подверглись интенсивной рекультивации и застройке, что создавало трудности для их исследования. Для получения литологических, геоморфологических и палеонтологических данных изучались береговые обрывы, карьеры и придорожные искусственные обнажения и измерялась высота террас. Прежние находки Strombus bubonius были крайне редкими, и интенсивные техногенные изменения в районе г. Баниаса не позволили их дополнить. Поэтому важнейшими задачами были находка и извлечение раковин моллюсков, пригодных для ²³⁰Th/U датирования. Вопрос о том, сколько террас существует в интервале высот от 3-5 до 30-35 м, не прост, поскольку нижние уровни рельефа нечётко разделяются на ступени по геоморфологическим признакам. Мы сделали несколько детальных разрезов. Между Нахр Эль-Кабиром и Снубором на этих разрезах были выделены три подуровня высотой 10, 20-25 и 30-35 м над уровнем моря. 10-метровый уровень весьма локален. Два других, по-видимому, представляют единую террасу, поднимающуюся к тыловому шву.

Нижние террасы были обследованы на всём протяжении от Нахр Эль-Араб на севере до сирийско-ливанской границы, а также на островах Арвад и Эль-Аббас. Было выполнено макро- и микроскопическое изучение террасовых отложений. Моллюски, пригодные для ²³⁰Th /U латирования, весьма релки в нижних террасах. Тем не менее, удалось обнаружить 11 участков с пригодными paковинами Ostrea, Taxodonta, Pectinidae и некоторых других двустворок. В одном из этих мест, сложенном карбонатными глинами, было отобраны также образцы для палинологических исследований. Особое внимание уделялось археологическим аспектам обоснования хронологии террас. Каменные артефакты крайне редки на поверхности нижних террас, и лишь на поверхности 30-метровой террасы Снубора их поиски оказались успешными. Согласно определениям Н.Дж. Конарда, собранная коллекция представляет смешанный ансамбль среднего и позднего палеолита и во всяком случае не содержит артефактов древнее среднего палеолита.

10.3. Геологическое строение и литоминералогическая характеристика отложений нижних террас

Прибрежная равнина Сирии ограничена с севера горами Бассит, среди отложений которых есть офиолиты, а с востока — Береговым антиклинальным хребтом, сложенным карбонатами юры, мела и палеогена. К прибрежной равнине примыкает западное крыло антиклинали. Прогиб Нахр Эль-Кебир сложен неогеновыми морскими осадками, самые молодые из которых — мергелистые глины нижнего плейстоцена. Все эти отложения встречены в основании прибрежных морских террас. Интенсивная эрозия, связанная с подъёмом Берегового хребта, захватила и четвертичные террасы перед его фронтом. Раннеплейстоценовые террасы отсутствуют, а от среднеплейстоценовых сохранились лишь небольшие фрагменты. И только позднечетвертичные террасы прослеживаются непрерывно, охватывая полосу шириной от нескольких сотен метров до 8 км (см. рис. 80).

Высота голоценовой террасы не превышает 2–3 м. Она сложена песком с галькой, слабокарбонатным песчаником и конгломератом. В одном месте, расположенном в ~20 км южнее г. Тартуса, голоценовая терраса была датирована 230 Th/U методом. Возраст — 7,8±1,3 тыс. лет. Голоценовый пляж шириной до 1 км протягивается на ~16 км южнее г. Латакия (рис. 81, А). Другой общирный пляж находится южнее г. Тартуса.



Рис. 81. Морские побережья Сирии. Фото А.Е. Додонова

А — голоценовый морской песчаный пляж южнее г. Латакии, вид с юга. В — придорожный разрез 28-метровой морской террасы, сложенной песками, гравием и карбонатами, содержащими редкие раковины моллюсков плохой сохранности, в 15–16 км юго-восточнее г. Латакии

Терраса высотой 20–30 м широко развита на севере прибрежной равнины. В районе г. Латакия эта терраса, поднятая до 25–35 м (в одном месте до 41 м), является абразионной и местами содержит на поверхности рассеянную, хорошо окатанную гальку. Терраса сохраняет абразионный тип и севернее, вплоть до долины Нахр Эль-Араб. На её южном склоне возле дороги, где терраса имеет высоту 33–35 м, на её поверхности обнажён сцементированный карбонатом морской галечник мощностью 1,5–2 м.

Между городами Латакия и Джабле терраса понижается к югу от 25-30 м возле устья Нахр Эль-Кебира до 10-12 м возле Джабле. Терраса имеет смешанное происхождение и сложена глинами. песками. галечниками/конгломератами и известняками. С севера на юг она представлена разрезами разного типа (рис. 82). Пески с галечниками преобладают в нижней части разрезов Снубора и севернее, тогда как верхняя часть этих разрезов карбонатная. Пески хорошо сортированы, горизонтально или косо слоисты, содержат хорошо окатанную гальку и, редко, тонкостенные морские раковины. Окатанные зёрна песка состоят из кремня, кварцита, зелёных сланцев, изверженных пород, кварца, полевого шпата, глауконита и гипса. Карбонатная часть разреза мощностью до 5-6 м состоит из детритусовых кавернозных известняков и содержит редкие. плохо сохранившиеся и частично разрушенные раковины моллюсков (см. рис. 81, В). В 15-16 км южнее Латакии, возле магистрального шоссе Латакия-Тартус, в детритусовых песчаных известняках обнаружены Cerastoderma glaucum Poirr., Acanthocardia sp., Ostrea edulus L. В 2-3 км южнее сел. Снубор в песчаной части террасы найдены раковины Acanthocardia tuberculata (Poirr.), Cerastoderma sp. и Glycymeris sp. Вся эта фауна моллюсков характерна для мелководной морской среды.

Между Снубором и Джабле разрез террасы становится более карбонатным, а конгломерат присутствует лишь в основании известняков. Это видно, например, в большом карьере в 5 км южнее Снубора (рис. 83, А, В, С). Там же в известняке обнаружены мелкие обломки раковин, фораминиферы и остракоды, сцементированные пелитоморфным или тонкокристаллическим кальцитом (рис. 84, А, В). Выявлен также аутигенный глауконит. Известняк содержит многочисленные обломки органогенных карбонатов и может квалифицироваться как слой, сформированный в условиях пляжа. С ним обнаруживает сходство детритусовый материал маломощных разрезов островов Арвад и Эль-Аббас (см. рис. 84, C, D). Клифф острова Арвад высотой до 5-7 м состоит из такого же тонкопесчаного карбонатного детритуса, возможно, происходящего из первично аккумулятивных форм типа морских баров или дюн (см. рис. 61).

Южнее г. Джабле терраса понижается. В 2 км южнее сел. Араб Эль-Мулк её высота не превы-



Рис. 82. Литологические разрезы позднеплейстоценовой террасы, изученные вдоль побережья между городами Латакия и Баниас [Dodonov et al., 2008]. Положение разрезов см. на рис. 80

1 — галечник и гравий; *2* — песок; *3* — глина; *4* — известняк; *5* — раковины моллюсков; *6* — форамениферы; *7* — образцы на палинологию; *8* — образцы пород; *9* — Th-U возраст



Рис. 83. Карбонатные слои в разрезе (карьер) 18–20-метровой террасы в 5 км южнее сел. Снубар. *Фото А.Е. Додонова*

А — общий вид. В — обломочные карбонаты со следами слоистости. С — обломочные карбонаты с линзами хорошо окатанного галечника

шает 5–6 м над уровнем моря. Отложения террасы представлены здесь карбонатными глинами, фациально замещающими известняки; глины содержат многочисленные конкреции (рис. 85, A, B). Коричневато-серая окраска глин обусловлена присутствием окислов железа. В шлифах об-



Рис. 84. Состав и микроструктура осадков, слагающих низкие террасы морского побережья Сирии А, В — обломочные известняки района Снубара: А — микрообломки морских раковин, сцементированные пелитоморфным и кристаллическим кальцитом; В — неравномерно окатанные микрообломки морских раковин. С, D — обломочные известняки: С — с острова Арвад, D — с острова Эль-Аббас. Е, F — карбонатные глины из разреза 12.05, расположенного в 2 км от сел. Араб эль-Мулк: Е — глины с включениями фораминифер, F — глины со следами слоистости. Микроструктурный анализ выполнен при консультациях с литологом Т.А. Садчиковой



Рис. 85. 5–6-метровая терраса, сложенная карбонатными глинами, в 2 км к югу от сел. Араб эль-Мулк. *Фото А.Е. Додонова*

А — обрыв террасы. В — деталь строения, видны многочисленные карбонатные конкреции в глине

наружены фрагменты фораминифер и следы течения (см. рис. 84, Е, F). Из базального слоя глин определены фораминиферы: планктонные — Orbulina universa, Globigerinoides ruber, G. trilobus, Globorotalia scitula, Globigerinita glutinata и бентосные — Ammonia sp., Elphidium sp. Такое сочетание не удивительно для четвертичного периода: бентосные формы характерны для мелководья. Разрез, представленный глинистыми и мергелисто-глинистыми осадками с карбонатами вверху, типичен для всего района от Джабле до Баниаса.

Возле г. Баниаса и южнее бровка нижней террасы повышается до 15–25 м над уровнем моря. Терраса становится абразионной или покрыта слоем морского песка и галечника мощностью 1–2 м. Ширина террасы не превышает первых сотен метров. Южнее г. Тартуса терраса вновь

снижается до 10–15 м, обнаруживая тенденцию дальнейшего понижения к югу.

10.4. Палинологические результаты

Ниже приводится палинологическая характеристика разреза 12.05, расположенного в 2 км южнее сел. Араб Эль-Мулк (рис. 86). 13 отобранных образцов были охарактеризованы палинологом А.Н. Симаковой. Как отмечено выше, разрез сложен морскими глинами с частично эродированным слоем красноцветной почвы вверху (см. рис. 85, А).

Образцы из нижней части разреза (интервал 3,5–3,0 от кровли) содержит редкие семена *Picea, Pinus, Quercus, Artemisia*, Chenopodiaceae, Cyperaceae.

В интервале 3,0–2,5 м семена и пыльца древесных (*Pinus*, Betulaceae, *Quercus ilex*, *Carpinus*, *Celtis*, *Morus*) составляют менее 20%, а преобладают травы Asteraceae (до 70%) и Brassicaceae (45%). Изредка обнаруживается пыльца Chenopodiaceae, Poaceae, Liliaceae, Cannabaceae, *Thalictrum*. Состав этого спектра указывает на открытый лугово-степной ландшафт с небольшим количеством ксерофитных лесов и кустарников.

Интервал 2,2-0,8 м характеризуется относительным увеличением содержания пыльцы деревьев (в сумме от 20 до 70%), среди которых отмечены Picea, Corylus, Ulmus, Juglans, Oleaceae, Cotinus, Alnus, Ouercus и преобладает Pinus (30%). В верхней части интервала становится более ощутимым присутствие Alnus, Tilia, Quercus и Betulaceae. Среди пыльцы недревесных форм преобладают Chenopodiaceae (30%), Asteraceae (70%), Brassicaceae (15%) и Сурегасеае (20%). Обнаружено несколько зёрен пыльцы Rumex, Thalictrum, Draba, Artemisia и Роасеае. Этот спектр указывает на лесостепной ландшафт. Лесное сообщество представлено хвойными и широколиственными с ксерофитным кустарником, тогда как открытые пространства заняты лугово-степными сообществами.

В двух образцах из почвенного слоя преобладает пыльца травянистых и кустарниковых со значительным содержанием Chenopodiaceae (85%) и Asteraceae (12%); отмечено присутствие Cichoriaceae, Сурегасеае, Роасеае и *Tribulus*. Спектр пыльцы из верхней части почвы представлен Betulaceae, Asteraceae, Cichoriaceae и Chenopodiaceae. Набор пыльцы из почвы характеризует аридные условия с преобладанием степной растительности.



В целом, согласно палинологическим данным для позднего плейстоцена и голоцена Восточного Средиземноморья [Leroi-Gourhan, 1973; Niklewski, Zeist, 1970; Issar, 1995; Emery-Barbier, 1988], увеличение лесостепной компоненты происходит в тёплые интервалы, тогда как степные и пустынные ассоциации характерны для холодных интервалов. Как показывает полученная пыльцевая диаграмма (см. рис. 86), лесостепные ассоциации приурочены к верхней части изученного морского разреза, который может представлять климатические условия позднеплейстоценового интергляциала или интерстадиала.

10.5. ²³⁰Th/U датирование раковин моллюсков из нижних террас и их геохронология

Детальное радиохимическое исследование возможностей и ограничений ²³⁰Th/U датирования показало, что только внутренние части раковин моллюсков большинства изученных образцов действовали в отношении изотопного состава как закрытые геохимические системы [Арсланов и др., 1976; Arslanov et al., 2002]. С учётом этого обстоятельства В.Ю. Кузнецов и Ф.Е. Максимов выполнили радиохимический анализ 11 раковин моллюсков из нижних террас средиземноморского побережья Сирии. После удаления азотной кислотой внешних слоёв раковин, составлявших примерно $^{2}/_{3}$ их веса, оставшиеся части были подвергнуты анализу. Процедура извлечения урана и тория из раковин описывалась paнee [Arslanov et al., 2002].

Как показано в табл. 9, семь образцов моллюсков дали возрасты от 83±4,6/4,4 тыс. лет до 128,5±10,4/9,2 тыс. лет, что соответствует интервалу MIS5. Эти даты использовались для геохронологической корреляции нижних террас. Две даты из участка Сукас, 186,6±23,9/19,1 и 168,1±18,2/15,0 тыс. лет, полученные из образцов, взятых из известняков абразионной террасы высотой 3-4 м над уровнем моря, соответствуют более древнему временному интервалу, породы которого могли обнажиться в результате абразии. Ещё одно определение для той же террасы из участка Сукас-2, 60,6±6,2/5,6 тыс. лет, не соответствующее двум указанным датам, возможно, получилось из-за контаминации ²³²Th в материале раковины и не является представительным.

Глава	10.	Позднечетвертичные	деформации	береговых	линий	Средиземного	моря
			T - F,,,,,,				rer

Ta6J	ица 9. Результ	гаты ради	охимическог	о анализа ра	аковин молл	носков из	з низких тер	рас средизем	иноморского	о побережья	Сирии и и	х ²³⁰ Th/U во	зраст
	Номер	Пункт	Раковинный	φ	٢	Bысота,	²³⁸ U	²³⁴ U	²³⁰ Th	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/U B03pacr
Π/Π	лабораторный	oroopa	материал	с.ш.	В.Д.	M		dpm	1/g				Thic. Jer
1	LUU145	15.05 Ramleh	Pectinidae	35°22′44,6″	35°55′11,5″	13	0,359±0,015	0,443±0,017 0),304±0,006	$0,015\pm0,001$	0,685±0,030	$1,235\pm0,062$	$^{+11,3}_{-9,9}$
5	LUU157	12.05 Sample 1	Ostrea sp.	35°15′20,0″	35°56'02,2″	Ś	$0,374\pm0,012$	$0,453\pm0,014$ (),323±0,006	0,005±0,001	0,714±0,026	$1,211\pm0,040$	+10,4 128,5 -9,2
ε	LUU158	3.05 Sample 2	Ostrea sp.	35°27′04,5″	35°54′40,7″	28	$0,168\pm0,06$	0,230±0,007),163±0,004	0,070±0,003	0,709±0,028	1,365±0,058	$^{+10,3}_{-9,2}$
4	LUU159	64.05 Snoubar Sample 2	Pelecypoda	35°28'28,0″	35°53′10,1″	29	1,369±0,033	1,567±0,037 (),852±0,020	0,006±0,002	0,544±0,018	1,145±0,030	$^{+4,6}_{83,4}$
5	LUU160	48.05 Sample 1	Taxodonta	34°44′31,1″	35°55′57,5″	m	0,136±0,006	0,190±0,007 (),013±0,002	0,002±0,001	0,070±0,011	1,391±0,067	$^{+1,3}_{7,8}$
9	LUU161	10.05 Sample 1	Pectinidae gen.	35°25′03,0″	35°55′31,5″	27	0,208±0,006	$0,251\pm0,007$),160±0,005	$0,004\pm0,001$	0,638±0,026	1,206±0,046	$^{+8,2}_{-7,4}$
7	LUU162	14.05 Soukas 1 Sample 1	Ostrea sp.	35°18′56,8″	35°55′37,5″	ε	0,630±0,017	0,725±0,009 (),612±0,017	0,006±0,001	0,845±0,032	$1,150\pm0,030$	$^{+23,9}_{-19,1}$
∞	LUU163	A.05 Arwad Sample 1	Pelecypoda	36°51′19,9″	35°51′28,9″	7	1,433±0,047	1,526±0,050 0),925±0,018	I	0,606±0,023	1,065±0,042	$^{+7,4}_{-6,8}$
6	LUU170	S2.05 Soukas 2 Sample 1	Ostrea sp.	35°18′41,2″	35°55′15,9″	ŝ	0,661±0,039	0,745±0,044 (),322±0,011	$0,051\pm0,004$	0,432±0,029	1,128±0,088	$^{+6,2}_{-5,6}$
10	LUU217	29.06 Soukas 3 Sample 5	Ostrea sp.	35°19′00,9″	35°55′21,2″	3,5	1,450±0,036	1,513±0,037	1,202±0,029	I	0,794±0,028	1,044±0,027	$^{+18,2}_{-15,0}$
11	LUU218	20.06 Quarry Sample3	Ostrea sp.	35°25′46,0″	35°54′43,0″	19	0,998±0,051	1,169±0,056 (),771±0,037	0,009±0,005	0,660±0,045	1,172±0,074	$^{+15,9}_{-13,5}$
І Нецс	<i>Іримечание.</i> ТІ лв и Ф.Е. Мак	h/U анали ссимов.	изы проведен	ы в Лабора	гории геохр	онологии	г Санкт-Пет	ербургского	государстве	нного унив	ерситета; ан	налитики В.]	Ю. Куз-



Рис. 87. ²³⁰Th/U возрасты и высотные отметки точек датирования в низких морских террасах Западной Сирии и их соотношения с кислородно-изотопными стадиями (кислородно-изотопная кривая MD 900963 приведена по данным [Basssinot et al., 1994]

Интерпретируя геохронологию низких террас сирийского побережья, надо иметь в виду, что здесь невозможно следовать первичному определению термина «тирренская» терраса, поскольку это предполагает содержание в её отложениях раковин Strombus bubonius, а о них упоминается лишь для террасы окрестностей Баниаса, и то без конкретной документации. Это заставило нас опираться при выделении тирренских террас только на полученные геохронологические данные. Тирренскую террасу мы считаем эквивалентом интервала MIS5, представленного отложениями с возрастами от 70 до 130 тыс. лет (рис. 87). Это соответствует средней из трёх фаз тирренской трансгрессии, выделяемых в работе [Ambrosetti et al., 1972]: ранне-, поздне- и неотирренской, которые цитируемые авторы сопоставляют, соответственно, с MIS 7, 5 и 3.

10.6. Проявления активной тектоники в деформациях морских террас

Новые ²³⁰Th /U даты позволили обосновать отнесение тирренской террасы сирийского побережья к началу позднего плейстоцена и выявить её позднечетвертичные деформации. Одним из важных результатов явилось обоснование возраста движений по Тартусской зоне разломов, представляющей собой северное продолжение разлома Роум (см. раздел 8.1). Согласно детальным батиметрическим данным, подводное продолжение тирренской террасы образует между Баниасом и Тартусом цепь небольших мелких (до 30 м ниже уровня моря) впадин, протягивающихся вдоль берега. Они ограничены с запада эшелонированным рядом пологих подводных антиклиналей, две из которых частично подняты выше уровня моря в виде островов Арвад и Эль-Аббас, сложенных реликтами аккумулятивных форм типа прибрежных баров или дюн. Эти антиклинали и образуют Тартусскую зону. Возраст раковин с Арвада, определённый как ~100 тыс. лет, указывает на позднечетвертичный возраст антиклиналей, т.е. смещений по Тартусской зоне.

По данным о геоморфологии и составе отложений тирренской террасы побережья выделяется несколько поперечных зон разломов и деформаций, разделяющих поднятые и опущенные блоки (рис. 88). Позднечетвертичное поднятие района Латакии и вулканического плато района Баниаса проявляется в возрастании высот террасы и её абразионном характере. Зона Латакийского разлома отделяет Латакийский блок от расположенного южнее прогиба Нахр Эль-Кебир. Позднечетвертичные смещения по разлому обосновываются различиями высот и строения нижних террас в разных его крыльях (см. раздел 8.2). Высота тирренской террасы постепенно понижается от северного фланга прогиба к югу, а затем повышается в Баниасском блоке. К югу от Тартуса высота террасы снова понижается. Амплитуда поднятия тирренской террасы в Латакийском и Баниасском блоках достигает 15–20 м за поздний плейстоцен и голоцен, если считать, что уровень тирренского моря был на 7–8 м выше современного. Это даёт среднюю скорость поднятия 0,1–0,2 мм/год.



Рис. 88. Схематический геологический разрез вдоль средиземноморского побережья Сирии, показывающий неотектонические деформации тирренской террасы и её строение

1 — галечник; 2 — песок; 3 — глина; 4 — карбонат; 5 — цоколь террасы; 6 — разломы

На юго-восточном борту прогиба Эль-Кабир плиоценовые отложения образуют поверхность на высотах ~200–250 м над уровнем моря [Geological map..., 1964]. По стратиграфическим данным (микрофауна, палеомагнитные измерения), полученным в разрезах террас Mardido и Msharfeh долины Нахр Эль-Кабир возле селений с теми же названиями, верхняя часть плиоцена на высоте 200 м над уровнем моря перекрыта отложениями верхов нижнего плейстоцена с возрастом ~1 млн лет [Девяткин, Додонов, 2000].

Приведенные данные предполагают скорость поднятия 0,2 мм/год в течение последнего 1 млн лет, которая соответствует и скорости позднеплейстоценового поднятия. Эти подсчёты характеризуют среднюю скорость поднятия в течение среднего и позднего плейстоцена в прибрежной области между Латакией и Баниа-

сом. Эвстатический фактор, влияющий на оценку уровня моря в течение ранне- и среднеплейстоценовых трансгрессий, частично упущен в этих расчётах. Полученный результат отличается от данных для четвертичных морских и речных террас Южной Италии [Bianca, Caputo, 2003; Dumas et al., 2003]. Указанные авторы обосновывают непрерывное поднятие со скоростями 1–2 мм/год в позднем плейстоцене района Реггио Калабрия. Однако этот район расположен во фронте зоны субдукции и является одной из наиболее быстро поднимающихся областей мира, где в четвертичное время было сформировано большое число ступенчатых морских террас.



Рис. 89. Карбонатные слои низкой террасы (10– 15 м), наклонённые на запад под углами 3–5°; участок побережья возле устья р. Рамле в 2 км севернее г. Джабле. *Фото А.Е. Додонова*

В других частях побережья скорость подъёма существенно меньше или его не было вовсе. В ряде мест, например, в 1-2 км севернее Джабле и в районе Сукаса, зафиксирован наклон тирренской террасы к западу, в сторону моря, под углами $3-5^{\circ}$ (рис. 89). Положение тирренской террасы в Тартусской зоне и цепи впадин между ней и побережьем свидетельствует о позднечетвертичном опускании. Оно могло явиться одним из факторов затопления средне- и позднепалеолитических стоянок восточного побережья Средиземного моря [Сореland, 1981].
Глава 11 Сейсмичность

11.1. Инструментальная сейсмичность

До конца XX в. инструментальные данные о землетрясениях в Сирии основывались на сведениях, зарегистрированных сейсмическими станциями в соседних странах. С начала XXI в. началась систематическая регистрация землетрясений сетью сейсмических станций, установленных Сейсмологическим центром Сирии на территории страны. Большинство инструментальных сведений о землетрясениях Сирии и её обрамления систематизировано в двух главных международных базах данных, созданных в Голдене Геологической службой США [National Earthquake Information Center, 2010] и в Москве Институтом физики Земли РАН [Kondorskaya, Ulomov, 1995; GSHAP catalog..., 1997]. В этих каталогах и базах данных содержатся инструментальные сведения о землетрясениях Сирии и сопредельных территорий с магнитудами ≥ 4 за первую половину XX в. $u \geq 3$ за его вторую половину и начало XXI столетия. В Приложении 3, часть В сведены данные о землетрясениях на территории Сирии и её обрамления с магнитудами ≥ 5 (рис. 90; см. Приложение 2). Там же указаны источники информации о каждом событии.



11.2. Сильные исторические землетрясения

Сирия принадлежит обрамляющему Аравийскую плиту поясу зарождения древнейшей производящей экономики и древнейших цивилизаций [Трифонов, Караханян, 2004, 2008]. Здесь ранее, чем в других регионах, возникла письменность и использовалась для регистрации жизненно важных событий. Древнейшие сильные землетрясения в регионе выявлены по археосейсмологическим данным, а затем и письменным свидетельствам. Первым землетрясением, чётко зафиксированным в письменном источнике, явилось событие ~759 г. до н.э. В Книге пророка Захарии о нём написано так:

«И станут ночи Его (Господа) в тот день на горе Елеонской, которая пред лицем Иерусалима к востоку; и раздвоится гора Елеонская от востока к западу весьма большою долиною, и половина горы отойдет к северу, а половина ее — к югу. И вы побежите в долину гор Моих; ибо долина гор будет простираться до Асима; и вы побежите, как бежали от землетрясения во дни Озии, царя Иудейского... И будет в тот день, живые воды потекут из Иерусалима, половина их к морю восточному и половина их к морю западному: летом и зимой так будет» [Зах. 14: 4–5].

Упоминание об этом событии есть и в Книге пророка Амоса [Амос 1: 1, 3, 14–15]. Поскольку годы правления иудейского царя Озии известны, землетрясение датировано 759 г. до н.э. Его магнитуда M_s оценена в 7,3 по аналогии с деформационным эффектом более поздних подобных событий [Nur, 1991]. Особенно интересно указание на возникновение сейсмогенного разрыва, по которому «половина горы отойдет к северу, а половина ее — к югу». Это вполне соответствует сдвиговому типу смещений по DST — основной сейсмоактивной зоне разломов региона.

Систематическая регистрация последствий сильных землетрясений началась на территории Сирии и окружающих областей в конце I тысячелетия до н.э. Поскольку в ходе исторического развития этот регион оказывался в сфере влияния различных культур и политических образований, свидетельства землетрясений рассеяны в письменных источниках на древнегреческом, латинском, греко-византийском, арабском, армянском и других языках. Нередко эти источники находятся сейчас далеко за пределами региона. Специальные исследования посвящены анализу и сейсмическому осмыслению данных арабских [Poirer, Taher, 1980; Sbeinati et al., 2005], армянских [Catalogs..., 1997] и греко-латинских [Guidoboni et al., 1994] источников. Полученные сведения обобщены в виде хронологических сводок и каталогов в масштабах как отдельных стран [Ambraseys, 1992; Ambraseys, Finkel, 1995; Ambraseys, Melville, 1982; Berberian, 1994; El Hakeem, Anwar Al Imam, 1988; Plassard, Kogoj, 1981; Soysal et al., 1997; Taymaz et al., 1991], так и региона в целом [Ambraseys, 2009; Ben-Menahem, 1991; Catalogs..., 1997; GSHAP catalog..., 1997; Kondorskaya, Shebalin, 1982; Kondorskaya, Ulomov, 1995; National Earthquake Information Center, 2010; Papazachos, Papazachou, 1997; Sbeinati et al., 2005; Tiedemann, 1991; Трифонов, Караханян, 2004]. Дополнительные сведения об исторических землетрясениях содержатся в статьях и монографиях, посвящённых сильнейшим сейсмическим событиям [Ambraseys, Barazangi, 1989; Ambraseys, Melville, 1988; Nur, 1991], палеосейсмическим [Ambrasevs, Jackson, 1998; Ambraseys, Melville, 1995; Gomez et al., 2003; Karakhanian et al., 2008; Meghraoui et al., 2003; Yeats et al., 1997] и археосейсмическим [Archaeoseismology, 1996] проявлениям в зонах активных разломов и методических работах по сейсмотектонике [Ambraseys, 1988, 1989].

На основе анализа данных, приведённых в перечисленных публикациях, составлен сводный каталог параметризованных исторических землетрясений региона с магнитудами $M_s \ge 5,7$ с ~2500 г. до н.э. по 1900 г. (рис. 91; см. Приложение 3, часть А). Там же указаны источники информации о каждом сейсмическом событии. Заметим, что I_0 в каталоге нередко отражает максимальную зафиксированную интенсивность в эпицентре, которая по тем или иным причинам не могла быть установлена. Различные магнитуды, указанные в источниках, пересчитаны на M_s .

 \Leftarrow

Рис. 90. Инструментальные землетрясения территории Сирии и её обрамления (по Приложению 3, часть В с дополнением землетрясений с $M_s < 5$ по региональным каталогам)

¹⁻³ — эпицентры землетрясений с магнитудами: $1 - M_S < 5$; $2 - M_S = 5,0-5,6$; $3 - M_S = 5,7-6,8$; 4 — активные и возможно активные разломы (типы разломов см. на рис. 50); 5 — предполагаемые продолжения разломов

Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика



Рис. 91. Исторические землетрясения территории Сирии и её обрамления (по Приложению 3, часть A) *1*, 2 — эпицентры землетрясений с магнитудами: *1* — *M_s* = 5,7–6,9; 2 — *M_s* = 7,0–7,8; 3 — активные и возможно активные разломы (типы разломов см. на рис. 50); 4 — предполагаемые продолжения разломов

Сопоставление каталогов инструментальных и исторических землетрясений с проявлениями активной тектоники (см. Приложения 2 и 3 и рис. 90 и 91) приводит к двум выводам. Вопервых, эпицентры (и гипоцентры в тех случаях, когда их удаётся определить) сильнейших землетрясений тяготеют к главным зонам активных разломов. Это DST и примыкающие к ней зоны нарушений прибрежной области, EAFZ и пояс молодых складок северного края Аравийской плиты. Существенно реже проявляли сейсмическую активность Пальмириды (Дамаскский разлом и разломы окрестностей Пальмиры), а также разломы Евфратский и Расафе–Эль-Фаид. Во-вторых, в XX в. и начале XXI в. на фоне общего уменьшения силы землетрясений и количества выделенной ими сейсмической энергии наиболее заметно уменьшилась сейсмичность DST. Смысл и значение этого явления, впервые отмеченного ещё 30 лет назад [Garfunkel et al., 1981], обсуждается в главе 13.

Анализ перечисленных литературных источников показал, что с сильными историческими землетрясениями связаны такие бедствия, как перемещения по разломам; деформации земной поверхности, иногда приводившие к изменениям береговых линий; крупные оползни; наводнения и, наконец, цунами. Свидетельства цунами зарегистрированы на средиземноморских побережьях Сирии и соседних территорий, а в

ица 10. Проявления		цунами	I Ha Ci	арииско-ливанском пооережье и мипре	_					
Год Месяц День	Месяц День	День		Проявления цунами	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	M_S	I_0	
2100-1560 до н.э.**	П	П	П	унами в Мёртвом море	11, 27	31,1	35,5	6,8	9	
~1365 до н.э. – Уг	- Vr	- Vr	\mathbf{y}_{Γ}	арит. Цунами на побережье Сирии	11, 24, 32, 35	36,0	36,0	7,3	6	
759 до н.э.** 10 11 Иу мог	10 11 My MOI	11 Hy Mol	Иул мој	цея, Самария и Галилея. Сейши в Галилейском ре (?). Цунами на побережье Палестины	11, 19, 35	33,2	35,7	7,3	11	
590 до н.э.** Фи	Фи	Фи	Фи	никия. Цунами на побережье Ливана	24, 30, 32	33,5	35,5	6,8	8	
525 до н.э. Фин	Фин	Фин	Ф	никия. Цунами на побережье Ливана	30, 24, 32	33,5	35,0	7,5	10	
148–138 до н.э. 2 21 Лева	2 21 Лева	21 Лева	Лева	нт. Цунами между Акрой и Тиром	11, 30, 32	34,5	35,2	7,4	6	
92 до н.э. 2 28 Лева Пале	2 28 Лева Пале	28 Лева Пале	Лева Пале	нт и Кипр. Цунами на побережье Ливана и стины. Затопление Пелусиума	11, 24	35	35	7,0		20
69-64 до н.э.** – Лева	– — Лева	– Лева	Лева	инт. Цунами на побережьях Кипра и Палестины	11, 19, 24, 29, 30, 33	36,25	36,1	6,8	8-9	
26 до н.э. – – Кип	– – Кип	– Кип]	Кип]	р (Пафос). Пелусиум в Египте был затоплен	11	34,7	32,5	7,1		
115 12 13 Jeaa (Яфф	12 13 Лева (Яфф	13 Лева (Яфф	Лева (Яфф	нт. Цунами на побережьях Северной Палестины ра, Кейсария) и Ливана	6, 8, 10, 23, 29, 32, 33	35,8	35,1	7,5	6	
303–304 JTeBai	Леван	Леван	Леван	нт. Цунами в Кесарии	29, 30, 31, 32	33,8	34,3	7,1	6	20
348–349** Север до Ла	Север до Ла	Север до Ла	Север до Ла	ный Левант. Цунами на побережьях от Бейрута такии	10, 19, 29, 24	36,25	36,1	7,0	6	23
365 7 21 CMJIEH	7 21 Сильн	21 Сильн	Сильн	ейшее в Средиземном море землетрясение с	10, 19, 24, 29	34,7	24,0	>8	11	150
ЭПИЦСІ	эшице	эшицеі	эшице	тром юго-западнее Крита. Цунами зарегистри-						
рованс рия, Э	рованс рия, Э	рованс рия, Э	рованс рия, Э) на разных побережьях моря (Крит, Александ- мпидавр в Адриатике, Сицилия, Кипр) [Трифо-						
нов, К	нов, К побере	нов, К побере	нов, К побере	сараханян, 2008] и, возможно, проявилось на эжьях Леванта						
450-457** 9 Леван сопро	9 Леван сопро	Леван сопро	Леван сопро	т (наиболее проявилось в Триполи). Возможно, вождалось цунами на севере Ливана и в Сирии	19, 32, 33	34,4	35,8	6,7	~	
<u>502</u> 08 22 Ливан	08 22 Ливан	22 Ливан	Ливан	 Опускание части Тира и Сидона, возможно, 	19, 23, 32, 33	33,0	34,8	7,2	6	30
сопро	сопро	сопро	compo	вождавшееся цунами						
551 7 09 Левант предше предше	7 09 Левант предше	09 Левант предше	Левант. предше	. Цунами на побережье Ливана. В Бейруте ему сствовало отступание моря на 2 мили	10, 19, 23, 29, 32	34,0	35,5	7,2	10	28
747** 01 18 IJyHan	01 18 Цунал	18 UJHAN	Цунал	ии в Мёртвом море	24, 27, 30, 32	32,5	35,6	7,2	6	25
860** 1 Bo3M	I Boam	Возм	Возм	ожно, вызвало цунами в Акке	10, 23, 32	35,7	36,4	7,4	9-10	33
991** 04 05 IJyH	04 05 ILJyHi	05 ILJyH	Цуна	ами на побережье Сирии	10, 11, 19, 31, 32, 33	33,7	36,4	7,1	6	22
1033** 12 05 Запал Ливал	12 05 Запа <i>ј</i> Лива	05 Запад Лива	Запад Ливаі	цнее Газы. Цунами на побережье Палестины (и на?)	6, 11, 28, 29	32,50	35,50	7,1	10	

Глава 11. Сейсмичность

Таблица 10. Окончание

Η	16	40	35	30			20		30	25				20	30	18			10	
I_0		6	10	10-11					6	9-10			8	8-9	9–10	6	6		9-10	
M_S	7,0	7,7	7,7	7,6	6,6	6,5	6,8		7,4	7,4	7,0	7,0	6,8	6,6	7,4	7,0	7,1	8	7,2	7,3
λ, в.д.	34,3	36,5	36,3	36,0	33,0	34,85	34,8		36,2	36,1	28,5	35,5	35,3	35,6	36,1	36,75	35,5	26,0	36,5	21,4
ф, с.ш.	32,0	37,3	35,0	34,1	34,5	31,92	33,0		35,7	35,8	38,2	32,0	35,2	33,1	33,7	36,1	33,0	35,5	36,2	37,1
Ссылка на источник*	11, 24, 35	32	6, 19, 29, 30, 31, 32	8, 20, 23, 29, 30, 32, 33, 35	11	11, 24, 32	11, 24	_	30, 31, 31	9, 30, 31, 32	11	11, 30, 32	11, 30, 32, 33, 35	4, 30, 32	4, 6, 11, 16, 23	2, 11, 23, 30, 31, 32, 33, 36	11, 32, 35	11	2, 4, 11, 23, 31, 32	11
Проявления цунами	Западнее Газы. Цунами на побережье Палестины	Южная Турция. Цунами возле Антиохии	Левант. Цунами на побережьях Леванта	Ливан. Цунами на побережьях Леванта и Кипра	Цунами на побережьях Кипра (и Леванта?)	Цунами на побережье Ливана и в Александрии	Западнее Палестины. Цунами на побережьях Леванта (и Киппа?) В Татакии и Исканленинском запиве	перед цунами море отступило на 1 милю	Цунами на побережье Сирии	Цунами в Латакии	Кипр. Цунами на побережье Ливана	Цунами на побережьях Кипра и Палестины	Западнее сирийского побережья. Цунами на сирий- ском побережье	Южный Ливан. Цунами на побережьях Ливана и Палестины и в Галилейском море	Ливан. Цунами в Акре	Южная Турция и соседная Сирия. Цунами в Искандерунском заливе, Латакии и Бейруте	Палестина. Цунами в Галилейском море	Цунами в Хайфе и на побережье Ливана	Цунами на побережьях Сирии и Южной Турции	Цунами на побережьях Греции (и Леванта?)
День	18		29	20		60	16		20	29	03	29	21	30	25	13	01	12	03	27
Месяц	3	11	90	05	05	08	11		02	12	10	60	7	10	11	8	1	10	04	08
Год	1068	1114^{**}	1170^{**}	1202**	1222	1302^{**}	1402		1404**	1408^{**}	1481	1546^{**}	1752	1759**	1759**	1822**	1837**	1856	1872^{**}	1886
Ne П/П	21	22	23	24	25	26	27		28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39

* См. Приложение 3, часть С.

** Землетрясения с эпицентрами на суше.

Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика

четырёх случаях также в Мёртвом и Галилейском морях (табл. 10). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что, по макросейсмическим данным, из 36 зафиксированных в источниках цунами, 22 связаны с сильными землетрясениями в активных зонах, которые расположены на суше вблизи берега. Такие цунами могли быть связаны с вторичными эффектами землетрясений, например, крупными оползнями на крутых участках континентального склона. При этом некоторые из них проявлялись не только на соседних участках левантского побережья, но достигали Кипра и, в редких случаях, Александрии.

11.3. Археосейсмичность

Обилие археологических памятников на территории Сирии делает весьма продуктивными археосейсмологические исследования. Признаки сейсмических воздействий обнаружены в руинах многих древних сооружений, начиная с бронзового века (Эбла, Катна, Угарит) и кончая античностью (акведук возле сел. Аль-Хариф, Пальмира, остров Арвад, Минет ет-Хальва, храм Беркеш на юге разлома Серхайя) и средневековьем (монастырь Св. Симеона и соседний город Теланиссос, крепости Расафе, Маркаб и Крак де-Шевалье). Различаются два направления сейсмотектонического использования археологических данных. Это, во-первых, уточнение параметров активных разломов и, во-вторых, выявление и уточнение макросейсмических параметров землетрясений прошлого.

11.3.1. Использование археологических данных для изучения активных разломов

Наиболее очевидный способ использования археологических данных — датирование с их помощью смещённых или деформированных слоёв и элементов рельефа. С помощью этого метода, скомбинированного с радиоизотопным датированием базальтов (К-Ar и ⁴⁰Ar/³⁹Ar методы) был определён возраст низких террас Евфрата и оценено их смещение по Евфратскому разлому (см. раздел 2.7). Подобная комбинация археологического и радиоизотопного (²³⁰Th/U) методов была использована при корреляции морских террас средиземноморского побережья Сирии с речными террасами, причём в этом случае морские террасы датировались ²³⁰Th/U методом, а по археологическим находкам оценивался возраст речных террас (см. раздел 10.3). Примером использования археологических данных для датирования существенно более молодой структуры является сейсмогенный микрограбен на восточном борту впадины Эль-Габ в г. Афамия (см. рис. 56, А и 57). Грабен заполнен делювиально-коллювиальными отложениями, содержащими римско-ранневизантийскую керамику. удостоверяющую его молодой возраст. Столь же молодой возраст смещения обоснован находками керамики на северном окончании южного подсегмента сегмента Эль-Габ DST (см. рис. 53).

Более редкими и потому более интересными представляются случаи смещения и деформашии археологических объектов в зонах активных разломов. К их числу относится рассмотренное выше смещение римского акведука на ~12 м вдоль того же подсегмента DST возле сел. Аль-Хариф (см. раздел 8.1 и рис. 54). Акведук был сооружён в I в. до н.э. — I в. н.э. не ранее 63 г. до н.э. [Meghraoui et al., 2003; Sbeinati et al., 2009]. Изучением траншеи, прорытой рядом с акведуком через главную смещающую его ветвь разлома, установлено, что выявленное смещение является кумулятивным эффектом как минимум трёх сильных землетрясений, последним из которых было событие 1170 г. [Meghraoui et al., 2003]. Их возраст определён радиоуглеродным и археологическим датированием нарушенных слоёв.

Особый интерес вызывают деформации монастыря Св. Симеона в зоне одноименного разлома на северо-западе Сирии, поскольку они характеризуют блок пород, сжатый и выдавленный в виде невысокого узкого хребта между ветвями разлома. Они кулисно подставляют одна другую таким образом, что южный сегмент начинается восточнее окончания северного сегмента (см. раздел 8.1 и рис. 58). Монастырь расположен на известняковом основании хребта.

История и архитектура монастыря Св. Симеона. Св. Симеон-Столпник (392–459) принадлежит к числу наиболее почитаемых учителей Ранней Христианской церкви. В 22-летнем возрасте он обосновался в монастыре города Теланиссос (современный Дейр-Симан), а через 3 года перебрался на соседний хребет, где, по преданию, более 40 последних лет жизни проповедовал со специально выстроенной колонны (столпа). После его смерти по настоянию последователей и прежде всего Св. Даниила-Столпника (409–493) и по повелению византийских императоров Льва и Зенона в 476–490 гг. на этом месте был возведен крестообразный храм Св. Симеона-Столпника [Karakhanian et al., 2008; Трифонов, Караханян, 2008].

Храм сооружался в эпоху, когда крестообразная конструкция еще не была разработана. Поэтому крестообразная форма была достигнута оригинальным сочетанием практиковавшихся тогда архитектурных элементов: атриума и базилики. В центре находился восьмиугольник со столпом, — аналог атриума, возможно, крытый деревянным куполом (рис. 92 и 93). От него крестообразно отходили четыре крыла в форме трехнефной базилики. Северное, южное и западное крылья почти квадратные (25×24 м), а восточное крыло удлинено до ~32 м и снабжено тремя абсилами на конце. Стены храма сложены блоками из местного известняка и, за исключением западного крыла, установлены на коренном известняке, который, будучи обработан, слагает на значительном протяжении нижние части стен на высоту до 1 м. Западное крыло залегает на коренных породах лишь вблизи восьмиугольника, а западнее покоится на арочной колоннаде, образуя «лоджию». Вход в храм первоначально находился в западном крыле, а затем был перенесен в южное.



Рис. 92. Главный храм монастыря Св. Симеона — вид от центра западного крыла через столп на восточное крыло

А, В и С маркируют ось симметрии храма, ориентированную в направлении 100° ВЮВ и проходящую через центр западной арки центрального восьмиугольника (А), центр столпа (В) и центр восточной арки восьмиугольника. D — центр главной абсиды восточного крыла, направление на него отклоняется от оси на 3° к северу и ориентировано по азимуту 97° ВЮВ



Рис. 93. Космическое изображение Quick Bird монастыря Св. Симеона

главный храм; 2 — западное крыло храма (лоджия);
 капелла; 4 — братский корпус; 5 — баптистерий; 6 — капелла баптистерия; 7 — водный резервуар

В конце V — начале VI в., после сооружения храма, рядом с ним возник ряд других построек. превративших комплекс в монастырь [Tchalenko, 1953]. Важнейшие из них (с севера на юг) — капелла, соседствующая с восточным крылом; братский корпус для монахов; баптистерий с пристроенным маленьким храмом (см. рис. 93). Вероятно, тогда же появились два небольших помещения: протесис к северу и дьяконикон к югу от алтарной части главного храма. Северная и восточная стены протесиса на высоту до 1,5 м вырублены в коренном известняке. Основания стен баптистерия также вырублены в коренной породе. Было оборудовано несколько цистерн для сбора дождевой воды. Крупнейшая из них находилась примерно в 40 м к западу от западного крыла.

Монастырь сильно пострадал при землетрясении или землетрясениях конца 520-х годов, но был восстановлен. При этом главный храм лишился купола над центральным восьмиугольником (если он существовал прежде), а вход был перенесён к южному крылу. Именно в таком восстановленном виде храм описал Эвагриус в 560 г. [Tchalenko, 1953]. Однако затем монастырь вновь пострадал от арабских завоеваний VII в. и землетрясений.

В результате, к концу X в., когда Византия восстановила контроль над этой территорией, бо́льшая часть главного храма оказалась разрушенной. Понадобились восстановительные работы. Мозаичный пол восточного крыла и, возможно, часть стен были переложены в 979–986 гг., в эпоху правления императоров Василия II Булгаробойца (976–1026) и Константина VIII (976–1028). Об этом сохранились соответствующие надписи. Тогда же монастырь был обнесён мощной стеной с башнями и превращён в крепость (отсюда его название Калат-Симан — Крепость Св. Симеона).

В XI в. крепость вновь взяли арабы. Пострадавшая при захвате, она затем подверглась новым землетрясениям, была разрушена и опустела. Но еще в XVI в. восточное крыло главного храма и баптистерий использовались под жилье. Сейчас крепость является музеем.

Проявления сейсмической деформации. Стены северного, южного и большей части запалного крыльев главного храма почти взаимно перпендикулярны и ориентированы в направлениях ~100° ВЮВ и 10-12° ССВ, соответственно. Однако ещё прежние исследователи отмечали, что ось симметрии, проведённая от центра западного крыла через центральный столп на середину центральной абсиды алтаря, в восточном крыле отклоняется на 3° к северу, простираясь в направлении 97° (см. рис. 92). Выполненные нами обмеры обнаружили ещё большие отклонения [Karakhanian et al., 2008]. Так, северная и южная стены восточного крыла ориентированы в направлении 94°, т.е. отличаются на 6° от простирания стен других крыльев. Это даёт отклонение приалтарной части боковых стен примерно на 3 м от оси симметрии храма, проведённой через западное крыло и центральный столп, и южная стена оказывается длиннее северной на 2,5 м. Параллельно развёрнутым боковым стенам восточного крыла ориентированы и плиты мозаичного пола, уложенного в 979-986 гг.

Рядом с боковыми стенами восточного крыла обнаружены цоколи более древних стен, простирающихся в направлении 91° (А-D на рис. 94, А). Они отходят от нынешних стен и в приалтарной части отклоняются от них на ~1 м. Алтарная стена перпендикулярна этим древним стенам, будучи ориентирована в направлении 1°. Отклонение древних элементов конструкции от оси симметрии достигает 9° против часовой стрелки, или ~4 м. В том же направлении (91°) ориентирована и северная стена капеллы, примыкающей к дьяконикону, тогда как её южная стена простирается в направлении 97° (параллельна оси восточного крыла) и сохранила следы древней реставрации. Подобное различие простирания северной и южной стен обнаружено и в баптистерии.

На западном продолжении боковых стен арочной колоннады, поддерживающей лоджию

западного крыла храма, сохранились основания стен, которые, вероятно, были частью конструкции первоначального входа. Сейчас эти стены изогнуты по часовой стрелке на 7-9°, т.е. на расстояние до 3 м (см. рис. 94, В). Значительные изгибы выявлены в стенах небольшого сооружения, расположенного в 40 м западнее и ниже на склоне хребта. Это неправильный четырехугольник, который, возможно, служил водосборным бассейном, а сейчас его внутреннее пространство засыпано камнями. Особенно резко изогнута против часовой стрелки самая западная часть южной стены сооружения, однако этот изгиб мог появиться в результате восстановительных работ, на которые указывают различия стилей прежней и новой кладки.

Интерпретация деформации монастыря Св. Симеона. За редкими исключениями, христианские храмы ориентированы алтарем примерно на восток. Поскольку компас появился в христианских странах достаточно поздно, а учет магнитных склонений начался лишь с XX в., прежде ориентировка на восток определялась по первому лучу солнца в день святого, которому посвящался храм. При этом ошибки до 10° были вполне возможны. Известен пример храм Сан Проколо ди Натурно (VII в., Рим), где из-за ошибки строителей отклонение достигло 16° к северу; дабы частично поправить его, в конце средних веков алтарь был развернут на 6°. Поэтому, само по себе, общее отклонение храма Св. Симеона от стран света на ~10° вполне ординарно. Необычными являются изгибы элементов конструкций и, прежде всего, восточного крыла храма.

Изгиб восточного крыла на 3° отмечался прежними исследователями [Butler, 1920; Krenker, 1939; Tchalenko, 1953]. Поскольку строительная ошибка представлялась маловероятной для того уровня строительных работ, какой был тогда в Византии, и того религиозного значения, какое имел храм, изгиб посчитали архитектурным замыслом. Предполагалось, что ориентировка границ восьмиугольника определялась по положению прямоугольного пьедестала под столпом, стороны которого простираются по азимутам ~18° CB и 108° C3, и к восьмиугольнику пристраивались базилики крыльев. Северное, южное и западное крылья, как не имевшие обрядового значения, ориентировались по границам восьмиугольника, т.е. в конечном счете, по направлением пьедестала столпа. Восточное крыло как предназначенное для богослужения было развернуто к востоку.

Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика



Рис. 94. Фрагменты разрушенных древних стен храма Св. Симеона А — древняя северная стена восточного крыла, вид от протесиса (А — древняя стена, В — новая стена, кладка которой была реставрирована в ХХ в., С — новая стена с первоначальной кладкой, D — место перехода древней стены в продолжение новой стены, существующей по сей день, E — старое основание новой стены, на котором в ХХ в. был возведён реставрированный участок стены); В — сейсмогенный изгиб продолжения западного крыла (бывшего входа в храм)

Однако такое объяснение изначального планирования «кривого» храма или сознательного искажения его правильной формы в ходе строительства представляется неубедительным. Элементы северного, южного и западного крыльев ориентированы отнюдь не вдоль граней основания столпа, а под углом 7-8° к ним. Стало быть, ориентировка граней не была определяющей. Разворот восточного крыла лишь наполовину приблизил его к направлению на восток. Выше показано, что отклонения от строгого соблюдения направления на восток вполне допускались в ту эпоху и не требовали разворота части конструкции. «Архитектурная» интерпретация не объясняет большего изгиба разрушенных древних боковых стен восточного крыла по сравнению с теми, которые были возведены там позднее, и того факта, что алтарная стена перпендикулярна именно этим разрушенным стенам, тогда как вновь построенные стены примыкают к ней косо. Не способна объяснить «архитектурная» интерпретация и деформации, наблюдаемой в основании стен прежнего входа у западного крыла храма.

Всё это склонило нас к сейсмотектонической интерпретации искривлений главного храма и других сооружений Калат-Симана. Предлагаются два варианта такой интерпретации: «минимальный», или компромиссный, и «максимальный» [Karakhanian et al., 2008]. По «минимальному» варианту, искривление всего восточного крыла на 6° признаётся архитектурным замыслом, а сейсмотектоническими считаются лишь те искривления конструкций главного храма и капеллы, которые никак не могут быть признаны архитектурным замыслом (рис. 95). Это искривление на 3° цоколей древних боковых стен западного крыла относительно стен. построенных вместо них позднее. и соответствующий разворот против часовой стрелки алтарной стены храма и северной стены капеллы. Они дают деформацию в 1-1,5 м в полосе шириной до 15 м. Их дополняет искривление по часовой стрелке стен прежнего входа в западное крыло храма на 7-9°, или до 3 м, в полосе шириной до 25 м. В совокупности эти две зоны деформации отражают выжимание к югу горных масс основания монастыря, т.е. хребта Симан, заключённого между ветвями разлома. Для устранения последствий этой деформации вход в храм был перенесён от западного крыла к южному, восстановлена южная стена капеллы, построены новые участки боковых стен восточного крыла храма, а алтарная стена, сохранив прежнее направление, была перестроена: свод над центральной абсидой стал асимметричным, и его центр оказался вдвое ближе к южному краю абсиды, чем к северному.



Рис. 95. «Минимальная» модель сейсмогенной деформации главного храма и капеллы монастыря Св. Симеона

А — модель. В — предполагаемая диаграмма деформации (величина деформации показана серым цветом)

Согласно «максимальному» варианту, сейсмотектоническими признаются не только все деформации «минимального» варианта, но и изгиб стен западного крыла храма на 6°, т.е. до 3 м (рис. 96). В этом случае общий изгиб восточного крыла достигает 9°, т.е. ~4 м, а ширина деформированной полосы — 40 м. Деформация произошла, по меньшей мере, в два приёма: до того, как на месте изогнутых боковых стен восточного крыла были возведены новые стены, и после этого. Величина выжимания горных масс хребта Симан к югу в этом варианте возрастает. Если признать деформацией также изгиб против часовой стрелки южной стены предполагаемого водосборного бассейна к западу от западного крыла, то выжимание дополняется *Z*-образным изгибом, характерным для зон левых сдвигов.



Рис. 96. «Максимальная» модель сейсмогенной деформации главного храма и капеллы монастыря Св. Симеона

А — модель. В — предполагаемая диаграмма деформации (величина деформации показана серым цветом)

В итоге реконструируется сложная деформация хребта Симан, расположенного между кулисно расположенными окончаниями сегментов разлома. Помимо левого сдвига и сопровождавшей его деформации, присущих всему разлому, здесь геологически выявляется дополнительное сжатие, приведшее к воздыманию хребта Симан, и по деформации конструкций монастыря устанавливается выжимание горных масс хребта к югу. Сжатие может быть объяснено тем, что на участке кулисного подставления сегментов они отклоняются на ~10° к ЮЗ–СВ от генерального направления сдвига, а выжимание к югу — тем, что окончания сегментов сближены на севере и расходятся в южном направлении, где из-за это-го сжатие уменьшается [Karakhanian et al., 2008].

Вместе с тем, принимая сейсмотектоническое объяснение искривлений конструкций монастыря, мы должны иметь в виду, что в этих сооружениях и их скальном основании не было обнаружено никаких сейсмотектонических смещений по разломам. Не удалось проследить внутрь сооружений и сами разломные уступы, наблюдавшиеся вне монастырского комплекса. Они были выровнены при строительстве и затем покрылись культурным слоем. Таким образом, следует признать, что деформация была пластической, не сопровождалась образованием заметных трещин скольжения и отрыва в скальном основании, а возникшие при ней поврежления кладки устранены частичным возведением новых стен в восточном крыле храма и на южной стороне капеллы и перенесением входа в храм от западного крыла к южному. Обнаруженные признаки таких работ достаточны для «минимального» варианта сейсмотектонической интерпретации, но не вполне убедительно объясняют её «максимальный» вариант. В первую очередь это относится к сочленению восточного крыла храма с центральным восьмиугольником. Поэтому «максимальный» вариант представляется нам возможным, но не бесспорным.

Оценка времени сейсмотектонической деформации главного храма и других сооружений Калат-Симана затруднена тем, что последние 800 лет постройки монастыря находились в руинированном состоянии и многие важные детали утеряны. В районе монастыря произошло немало сильных землетрясений, большая часть которых связана с активностью соседних участков Левантской и Восточно-Анатолийской зон разломов (см. Приложение 3). Эти землетрясения могли вызвать разрушения в монастыре Св. Симеона, но едва ли были способны деформировать его конструкции. Это могли сделать лишь сильные землетрясения в зоне разлома Св. Симеона или в непосредственной близости от него. Пока не обнаружены исторические свидетельства проявления конкретных сейсмических событий в монастыре.

Поэтому, анализируя возможность сильных воздействий того или иного землетрясения на монастырские конструкции, мы руководствовались историческими описаниями разрушений в

соседних крупных городах, и прежде всего Алеппо, расположенного в 30 км к востоку от монастыря [Karakhanian et al., 2008]. Очевидно, наибольшее воздействие на конструкции монастыря оказали те землетрясения, разрушительные последствия которых были сильнее в Алеппо, чем в других городах, и эпицентры которых, по макросейсмическим данным, располагались в зоне разлома Св. Симеона и соселних с ним частях сегмента Эль-Габ DST или Алеппского блока. Это землетрясения: 29 ноября 528 г. (*M_s* = 7,5); 791 г. $(M_{S} = 6,8)$; сентябрь 951 г. $(M_{S} = 6,8)$; 12 октября 972 г. (*M*_s = 6,9); 11–26 октября 1138 г. (*M*_s = 6,8); апреля-мая 1407 г. (*M_s* = 7,0); марта-апреля 1484 г. $(M_{\rm s}=6,4);$ 7 января 1537 г. $(M_{\rm s}=6,4);$ 7 марта 1610 г. ($M_S = 5,7$); 21 января 1626 г. ($M_S = 7,3$); марта 1719 г. ($M_S = 6,4$); 15 апреля 1726 г. ($M_S =$ = 6,1); 17 февраля 1759 г. (*M_s* = 6,6); января 1760 г. ($M_S = 6,4$); 13 августа 1822 г. ($M_S = 7,0$); 3 апреля 1872 г. ($M_s = 7,2$).

На основе приведенных сведений сейсмическую историю монастыря Св. Симеона можно реконструировать следующим образом. Землетрясение 528 г. привело к разрушениям и деформации храмовых построек, описанных выше как «минимальный» сейсмотектонический вариант. К 560 г. последствия землетрясения были устранены. но затем монастырь вновь полвергся разрушению в результате как арабского завоевания, так и сейсмических событий 791, 951 и 972 гг. и, возможно, других землетрясений региона. Именно тогда могла произойти дополнительная деформация восточного крыла храма, предполагаемая «максимальным» вариантом, поскольку такая деформация, если имела место, то неминуемо должна была вызвать характерные повреждения кладки стен. Сейчас следы этих повреждений отсутствуют, и, принимая «максимальный» вариант, надо допустить, что они были устранены в ходе реконструкции 979-986 гг. Восстановленный монастырь подвергся новым разрушениям от повторного арабского завоевания и последующих землетрясений XII-XIX вв. и в конечном счёте приобрёл современный вид.

11.3.2. Повреждения и разрушения археологических объектов как индикаторы сейсмических воздействий

Для оценки интенсивности сотрясений при землетрясениях прошлого важное значение име-

ет изучение разрушений и повреждений археологических объектов, вызванных вторичными сейсмогенными нарушениями и действием ударной волны. Примеры таких повреждений систематизированы в работе [Archaeoseismology, 1996]. Важнейшая задача — отличить сейсмогенные

воздействия от прочих разрушений и повреждений древних сооружений (например, в результате обветшания, пожара, войны и т.д.). Нами выделены три типа бесспорно сейсмогенных воздействий на древние сооружения [Трифонов, Кожурин, 2010].



Рис. 97. Сейсмогенные искривления и смещения элементов древних конструкций

А — горизонтальное искривление стены в финикийском Угарите эпохи поздней бронзы, северная часть средиземноморского побережья Сирии (землетрясение ~1365 г. до н.э.?). В — горизонтальное искривление со смещениями остатков стены эллинистической эпохи на острове Арвад. С — вертикальное смещение пола конструкции в Эбле эпохи средней бронзы, ~50 км южнее г. Алеппо. D — вертикальное искривление стены римских терм в Минет эль-Хальва, средиземноморское побережье севернее г. Латакия



Рис. 98. Следы сейсмогенных нарушений

А — просадка арки в Расафе. В — нарушение арки в крепости Крак де-Шевалье. С — новая круглая башня на юге крепости Крак де-Шевалье, построенная в конце XII — начале XIII вв. на месте прямоугольной башни, разрушенной при землетрясении 1170 г.



Первый тип — изгибы стен, нередко сопровождаемые их разрывом. Горизонтальные изгибы наблюдались нами в Угарите (возможные последствия землетрясения 1365 г. до н.э.) и на острове Арвад (рис. 97, А, В), а вертикальные — в развалинах Эблы эпохи средней бронзы, расположенных в 18 км южнее г. Алеппо (см. рис. 97, С). Развалины римских терм в бухте Минет эт-Хальва также демонстрируют вертикальное искривление (см. рис. 97, D). Частным случаем этого типа нарушений являются просадки сводов арок в результате сейсмогенного раздвигания. Они обнаружены в крепости Расафе (рис. 98, А), где, вероятно, возникли при разрушительном землетрясении 800–802 гг. с магнитудой $M_s = 6,1$. В крепости Крак де-Шевалье подобный малоамплитудный разрыв свода (см. рис. 98, В) продолжается по простиранию в соседнюю часть крепостной стены, сохраняя прежние направление и амплитуду смещения.

Рис. 99. Сейсмогенные вращения блоков древних сооружений

А — баптистерий монастыря Св. Симеона, конец V в. начало VI в. н.э. (землетрясение 528 г.?). В — византийский Теланиссос IV–VI вв. н.э. рядом с монастырём Св. Симеона. С — византийская церковь в Расафе, ~VI в. н.э., правобережье Евфрата юго-западнее г. Ракка Второй тип — вращение элементов конструкции вокруг горизонтальной или вертикальной оси, повторяющееся в нескольких соседних сооружениях (рис. 99). Вращения вокруг вертикальной оси выявлены в кладке стен храмового



Рис. 100. Однонаправленное сейсмогенное падение элементов древних сооружений Пальмиры II– III вв. н.э. (Сирия) в результате землетрясения 1089 г.

А — падение стены агоры на ЮВ. В — роза-диаграмма направлений падения колонн. С — ориентировка сооружений Пальмиры

комплекса Беркеш, монастыря Св. Симеона-Столпника и соседнем Теланиссосе (Дейр-Симан), а вращения вокруг горизонтальной оси испытали колонны в храме крепости Расафе.

Третий тип — однонаправленное падение элементов конструкции. Примером последнего служит паление стены античной агоры в Пальмире на юго-восток (рис. 100, А). Обнаружение этого явления побудило нас измерить простирание многочисленных упавших колонн Пальмиры. Оказалось, что их подавляющее большинство ориентировано в том же направлении: 115-130° ЮВ (см. рис. 100, В). При оценке такого совпадения следует иметь в виду, что большинство улиц Пальмиры, вдоль которых стояли колонны, протягивалось с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад (см. рис. 100, С), что в какой-то мере могло сказаться на направлении их падения. Однако юго-восточный максимум на розе-диаграмме рис. 100, В столь значителен, что делает его сейсмогенное происхождение почти бесспорным. Заметим также, что часть колонн могла быть перемещена археологами в процессе реставрации. Но мы зафиксировали тот же максимум и среди заведомо неперемещённых колонн, что исключает существенное искажение полученного результата реставрацией.

Большинство зданий Пальмиры построено в I-III в. н.э. В III в. Пальмира была разрушена римлянами, и позднее бо́льшая часть города оставалась в руинах, хотя другая часть была обитаема. Со временем руины покрылись слоем пыли, песка и обломков мощностью 1-2 м. Показательно, что основания стены агоры и колонн на эту высоту не испытали падения, будучи засыпанными. Иначе говоря, землетрясение или землетрясения произошли существенно позже разрушения города римлянами, в средние века. Действительно, исторические хроники сообщают о разрушительных землетрясениях 1042 и 1089 гг. в районе Пальмиры [Plassard, Kogoj, 1981; Poirer, Taher, 1980; Sbeinati et al., 2005]. Они могли быть связаны с подвижками по восточному сегменту разлома Джхар, параллельным ему разломам или активизированным надвигам Восточных Пальмирид.

11.4. Палеосейсмичность

Под палеоземлетрясениями обычно понимают сейсмические события, обнаруживаемые или подтверждаемые с уточнением параметров палеосейсмологическими методами. Среди них веду-

Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика

шая роль принадлежит тренчингу, т.е. изучению следов землетрясений в траншеях, вскрывающих зоны активных разломов. Метод обеспечивает восстановление их палеосейсмической истории. Наиболее важными параметрами активного разлома, определяемыми с помощью тренчинга, являются: возраст последней сейсмогенной подвижки, характерный возрастной интервал между такими подвижками и характерное смещение в результате единичной подвижки. Используя эти параметры и длину поверхностного разрыва, активизированного при единичном землетрясении, а также эмпирические соотношения между указанными параметрами подвижек и магнитудами землетрясений, оценивают сейсмический потенциал (сейсмическую опасность) разлома.

В Сирии такие исследования проводились на сегменте Эль-Габ DST и в зоне разлома Серхайя. Траншеи, выработанные и исследованные в южном подсегменте сегмента Эль-Габ, охарактеризованы выше (см. раздел 8.1). Это траншея возле смещённого римского акведука [Meghraoui et al., 2003] и траншея, описанная нами на северном окончании подсегмента (см. рис. 53). В обеих траншеях обнаружены следы молодых сейсмогенных подвижек, причём в траншее возле акведука удалось определить их возраст радиоуглеродным датированием нарушенных слоёв. В зоне разлома Серхайя интересный результат дало изучение траншеи. вскрывшей разлом на борту впадины Забадание непосредственно к северу от р. Барада. Здесь



Рис. 101. Общий вид траншеи через разлом Серхайя (А, фото В.Г. Трифонова) и гипсометрический профиль разломного уступа, сделанный А.И. Кожуриным ручным нивелированием (В)

удалось обнаружить следы нескольких сильных землетрясений и, пользуясь радиоуглеродным датированием смещённых слоёв, определить ~1000-летний интервал их повторяемости, величину подвижек при каждом сейсмическом событии ~2–2,5 м и возраст последнего такого события ~250–300 лет [Gomez et al., 2003]. Основываясь на амплитуде последней подвижки, которую можно связать с землетрясением 25 ноября 1759 г., цитируемые авторы посчитали, что его магнитуда > 7. Это соответствует оценке магнитуды по макросейсмическим данным (см. Приложение 3).

Мы дополнили приведённые результаты изучением траншеи, выкопанной в юго-западной части зоны разлома Серхайя (33°28,958' с.ш.; 35°59,507′ в.д.). Эта траншея, описанная А.И. Кожуриным, вскрыла субмеридиональный уступ высотой 3-3,5 м между склоном хребта, образующего восточное крыло разлома, и остатками денудационной позднеплейстоценовой (?) террасы, образующей его западное крыло (рис. 101). Уступ не является эрозионным, поскольку его направление отличается и от ориентировки элементов дренажной сети, и от простирания обнажающихся рядом с уступом юрских карбонатов. Уступ не прослеживается на юг по молодому днищу долины, что заставляет предположить относительно древний возраст последней подвижки, более древний, чем на более северовосточном отрезке разлома, в упомянутой траншее возле р. Барада. Заметим, однако, что на юго-западном отрезке зона разлома построена сложно и описываемый уступ может быть не елинственной его ветвью.

Траншея длиной ~12 м и глубиной ~1,5 м пересекает уступ, не выходя за его пределы. В разрезах стенок траншеи выделены четыре комплекса отложений (рис. 102 и 103).



Рис. 102. Разрез южной стенки траншеи, изображенной рис. 101

Последнее сейсмическое событие произошло перед накоплением слоя 2. Пояснение цифр см. в тексте. Показан контур рис. 103



Рис. 103. Центральная часть разреза южной стенки траншеи с вертикальным контактом между 1 и 2 Положение рис. см. на рис. 102

Комплекс 1 представлен плотной красноватожёлтой брекчией с угловатыми обломками диаметром 0,5–2 см и очень редко до 20–25 см и небольшим количеством цемента. Комплекс обнажён лишь в восточной части траншеи и отделён на западе вертикальным контактом от комплекса 2.

Комплекс 2 интенсивного кирпично-красного цвета распространён фрагментарно, маломощен (до нескольких сантиметров) в восточной части траншеи и резко возрастает по мощности западнее упомянутого вертикального контакта. Там его основание не вскрыто, а видимая мощность достигает 50–70 см. Комплекс сложен плохо окатанными карбонатными обломками размером до нескольких сантиметров в плотном суглинистом цементе.

Комплекс 3 образует намного более рыхлый сероватый слой, состоящий из обломков в тонкообломочном почвенном матриксе. Обломки являются продуктами разрушения пород более высокой части склона. В восточной части траншеи слой включает скопление больших (размером до 40–50 см) валунов.

Комплекс 4 представляет собой рыхлый красновато-серый современный почвенный слой мощностью в первые десятки сантиметров, мало меняющийся вдоль траншеи.

Палеосейсмологическая интерпретация. Слои 3 и 4 не затронуты перемещениями по разлому, и их мощность мало меняется вдоль траншеи. Они накопились после последней сейсмогенной подвижки, покрыв разломный уступ. Комплекс 2 резко возрастает в мощности на западе траншеи, где отделён от комплекса 1 вертикальной границей. Мы полагаем, что эта граница маркирует сейсмогенный разрыв. При этом комплекс 2 не смещён разломом и накопился, следовательно, после последней подвижки.

11.5. Реконструкция плейстосейстовых областей путём совместного анализа данных об исторических землетрясениях, архео- и палеосейсмичности

Уникальность Сирии состоит в возможности совместного использования данных об исторических землетрясений, архео- и палеосейсмичности для характеристики сильнейших землетрясений за продолжительный интервал времени. Это обусловлено, с одной стороны, ранним началом систематической письменной регистрации проявлений сейсмичности, а, с другой — обилием хорошо сохранившихся археологических памятников, охватывающих эпоху письменной регистрации. К этому же интервалу времени относятся и наиболее достоверные палеосейсмологические данные.

В качестве примера проанализируем совместно сведения о сильнейшем землетрясении 29 июня 1170 г. По макросейсмическим данным [Taher, 1979; Plassard, Kogoj, 1981; Ben-Menahem, 1991; Sbeinati et al., 2005], очерчивается область сотрясений интенсивностью 8 баллов, протягивающаяся вдоль сегмента Эль-Габ DST от Джубейла и Баальбека до Шайзара и Алеппо. В городах Сидон, Дамаск, Хомс, Хама и Латакия интенсивность сотрясений оценена в 7-8 баллов. Триполи был разрушен полностью, и там интенсивность достигала 8-11 баллов. Это дало основание поместить эпицентр на границу сегментов Эль-Габ и Яммуне [Sbeinati et al., 2005]. Другие исследователи, опираясь на данные о значительных разрушениях в Алеппо и Латакии, помещали эпицентр в центральный подсегмент Эль-Габа, собственно во впадину pull-apart [Ben-Menahem, 1991; Ambraseys, Jackson, 1998].

Однако сведения о пострадавших населённых пунктах не охватывает территорию, непосредственно примыкающую к сегменту Эль-Габ. На его 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 реконструкции и дополнительные постройки эпохи мамелюков, возведение основных сохранившихся по сей день сооружений крепости было закончено к 1207 г. Как показали археологические исследования в южной части крепости, 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 (см. рис. 98, С). Южный акведук, снабжавший крепость водой, несёт следы двукратного разрушения и восстановления. Когда и как произошли 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. Вместе с тем, восстановление разрушенной крепости было закончено к 1188-1189 гг., когда крепость выдержала натиск армии Салах Ад-Дина (Саладина). Позднее она атаковывалась неоднократно, но оставалась важным форпостом крестоносцев до 1271 г., несмотря на землетрясение 1202 г. Таким образом, основные разрушения крепости связаны с землетрясением 1170 г. и vказывают на интенсивность его воздействия в 9 баллов MSK. Последовавшая пауза в военных действиях, возможно, связанная с обоюдным ущербом от землетрясения, позволила форсировать восстановление оборонительных сооружений крепости, тогда как внутренние постройки были закончены позже. Некоторые сооружения и декоративные детали эпохи мамелюков также несут признаки сейсмических воздействий в виде небольших изгибов и трещин в стенах и вращения блоков кладки, но эти воздействия были гораздо слабее, чем в 1170 г.

Последняя подвижка римского акведука возле сел. Ар Хариф датируется ~1170 г. [Meghraoui et al., 2003]. Она могла достигать 3–4 м, что позволяет оценить интенсивность сотрясений в 9–10 баллов MSK.

Таким образом, вдоль южного подсегмента сегмента Эль-Габ DST можно предположительно выделить область 9-балльных сотрясений 1170 г. и поместить эпицентр внутрь этой полосы (рис. 104). Судя по протяжённости областей сотрясений в 8 и 9 баллов и предполагаемой величине сейсмогенного смещения, магнитуда землетрясения достигала $M_s = 7,7$. Именно такие параметры землетрясения 1170 г. представлены в Приложении 3.



Рис. 104. Карты изосейст нескольких сильнейших сейсмических событий Сирии

А — землетрясений 29 июня 1170 г. [Трифонов и др., 2010] и 20 мая 1202 г. [Ambraseys, Melville, 1988]. В — землетрясения 13 августа 1822 г. [Ambraseys, 1989]. С — землетрясения 3 апреля 1872 г. [Ambraseys, 1989]. D — землетрясения 25 ноября 1759 г. [Ambraseys, Barazangi, 1989]

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 DST, но 8-балльная изосейста, охватывая его, распространяется и на значительную часть Иорданского сегмента [Ambraseys, Melville, 1988] (см. рис. 104).

Этим двум сильнейшим землетрясениям предшествовала сейсмическая активизация соседних территорий. В 1128 и 1137 г. произошли землетрясения с магнитудами M_s соответственно 6,7 и 7,4 на побережье западнее впадины Хула, т.е. границы сегментов Иорданского и Яммуне. В 1138–1140 гг. имел место ряд землетрясений в районе Алеппо и на стыке сегмента Эль-Габ и EAFZ; магнитуда M_s сильнейшего из этих событий оценена в 6,8 [Guidaboni et al., 2004; Sbeinati et al., 2005]. Наконец, в 1156–1157 гг. серия землетрясений охватила полосу Триполи– Хама–Чайзар, простирающуюся на северо-восток и пересекающую DST на стыке сегментов Яммуне и Эль-Габ; сильнейшее из этих событий (12 августа 1157 г.) имело магнитуду $M_s = 7,4$ [Taher, 1979; El Hakeem, Anwar Al Imam, 1988; Sbeinati et al., 2005].

Таким образом, двум сильнейшим землетрясениям, имевшим место в 1170 г. и 1202 г. соответственно в сегментах Эль-Габ и Яммуне, предшествовала в течение нескольких десятилетий повышенная сейсмичность смежных территорий. Эпицентры этих землетрясений не располагались непосредственно в зоне DST, но тяготели к стыкам и ограничениям указанных сегментов, что, возможно, способствовало их последующей сейсмической активизации. В совокупности землетрясения охватили всю северную часть DST протяжённостью ~450 км.

Глава 12 Современные тектонические движения по данным GPS измерений

12.1. Сеть GPS пунктов

На первом этапе геодезических работ, 1-15 ноября 2004 г., была создана сеть из 16 пунктов GPS наблюдений, охватывающая главные зоны активных разломов Сирии (рис. 105). В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов, Х.Минини и С.Аль-Дауд выбрали, геологически описали и технически оборудовали эти пункты. Они сгруппированы в полигоны по четыре пункта. Полигоны расположены в зонах южного и центрального подсегментов сегмента Эль-Габ DST, разлома Серхайя и Дамасского разлома. Три первые зоны характеризуются геологическими и сейсмическими признаками высокой современной активности с преобладанием левосдвиговых перемещений (см. главы 8 и 11). Дамасский разлом квалифицируется как возможно активный взброс, но был также выбран для измерений ввиду его близости к Дамаску. Позднее сеть была пополнена пунктами BASEL и SABIL возле г. Набк. Однако полученные на них результаты пока недостаточно представительны и потому исключены из дальнейшего рассмотрения.



Пункт	Местонахожление	0 C III	λвπ	Высота,	Характеристика	Дата
	местопахождение	φ, ε.ш.	л, в.д.	М	Ларактеристика	установления
GORS	Антиклиналь Касьюн. Здание GORS	33,495	36,130	1048,567	Бетонная крыша здания	01.11.2004
ZABD	Западный борт впадины Забадание в 1,5 км к западу от г. Забадание	33,733	36,063	1526	Массивный сеноманский известняк. Пологий наклон	02.11.2004
BLOD	Восточный борт впадины Забадание в 1 км к востоку от г. Блоудан	33,720	36,143	1935	Сеноманский известняк. Наклонён на ЮЗ 193°, угол 20°	02.11.2004
JDAY	Западный борт впадины Заба- дание в 2 км к северо-востоку от сел. Дждайдий	33,647	35,996	1515	Сеноманский известняк. Наклонён на ЮЗ 185°, угол 15°	03.11.2004
BARD	Восточный борт впадины За- бадание; левый берег долины р. Барада	33,640	36,094	1387	Плотные плиоценовые конгломераты. Наклонены на ЮЗ 240°, угол 15°	03.11.2004
ITRC	Дамасская впадина. Дамаск, здание Центра индустриального тестирования и исследований	33,481	36,212	792,790	Бетонная крыша здания	08.11.2004
CEDU	Дамасская впадина. Дамаск, здание факультета гражданских инженеров Дамасского универ- ситета	33,510	36,282	752,747	Бетонная крыша здания	08.11.2004
SYPC	Антиклиналь Касьюн. Дамаск, район Думмар, здание Сирий- ской нефтяной компании	33,529	36,223	868,846	Бетонная крыша здания	08.11.2004
BARS	Восточное крыло DST в 2 км к югу от сел. Баршин	34,871	36,343	964	Базальты верхнего миоце- на — нижнего плиоцена. Горизонтальное залега- ние	15.11.2004
SWED	Восточное крыло DST. Южная часть сел. Суэйда	35,017	36,374	403	Сеноманский известняк. Наклонён на СВ 85°, угол 18°	08.11.2004
SIND	Западное крыло DST. Западная часть сел. Синдиани	35,004	36,277	897	Сеноманский известняк. Наклонён на СЗ 280°, угол 5°	08.11.2004
JWEI	Западное крыло DST между сел. Джвейхат и сел. Эйон Эль- Вади	34,874	36,276		Верхнеюрские известня- ки и доломиты. Горизонтальное залега- ние	09.11.2004
MZWR	Восточное крыло DST. Западная часть сел. Муаззара	35,653	36,432	814	Среднеэоценовый из- вестняк. Почти горизонтальное залегание	09.11.2004

Таблица 11. Пункты наблюдений GPS, установленные Генеральной организацией дистанционного зондирования Сирии (GORS)

\Leftarrow

Рис. 105. Схема расположения пунктов и полигонов GPS измерений GORS в Сирии

^{1, 2 —} пункты GPS: 1 — установленные в 2004 г.; 2 — запланированные в 2004 г. и частично установленные позднее; 3 — активные разломы, достоверные и предполагаемые; 4 — возможно активные разломы

Пункт	Местонахождение	ф, с.ш.	λ, в.д.	Высота, м	Характеристика	Дата установления
KAFR	Восточное крыло DST возле сел. Кафар-Шалайя	35,788	36,521	537	Массивный известняк эоцена. Почти горизонтальное залегание	15.11.2004
KFRD	Западное крыло DST возле сел. Кафердин	35,788	36,262	829	Массивные верхнеюрские карбонаты. Наклонены на СЗ 340°, угол 5°	15.11.2004
JEBG	Западное крыло DST возле сел. Джеб Аль-Гар	35,655	36,231	1170	Верхнеюрские известня- ки и мергели. Наклонены на СВ 50°, угол 8°	15.11.2004

Таблица 11. Окончание

Каждый полигон построен таким образом, что два его пункта находятся на одном крыле разлома, а два — на другом. В зоне центрального подсегмента сегмента Эль-Габ. на бортах Эль-Габской впадины pull-apart (полигон «Эль-Габ») расположены пункты MZWR, KAFR, KFRD и JEBG, на крыльях южного подсегмента Эль-Габа (полигон «Миссиаф») — BARS, SWED, SIND и JWEI, в зоне разлома Серхайя (полигон «Серхайя») — ZABD, BLOD, BARD и JDAY, в зоне Дамасского разлома (полигон «Дамаск») — GORS, CEDU, ITRC и SYPC. При выборе мест для установки пунктов отдавалось предпочтение скальным горным породам и бетонным инженерным сооружениям. Исключались места, нарушенные крупными трещинами и разломами, по которым могут происходить современные подвижки, а также участки интенсивного проявления экзогенных (например, склоновых) процессов и повышенной увлажнённости. Учитывалась возможность автомобильного проезда к пункту. Краткая характеристика пунктов наблюдений приведена в табл. 11.

12.2. Методика исследований и характеристика аппаратуры

Все пункты наблюдений установлены таким образом, чтобы обеспечить, во-первых, чуткую реакцию на перемещения скального основания и, во-вторых, жёсткую фиксацию однообразного положения антенны (compulsory antenna positioning). Конструктивно каждый пункт состоит из двух сваренных воедино железных деталей: цилиндрического стержня (типа того, что используется в качестве арматуры железобетона) диаметром 20 мм и длиной 200 или 400 мм и диска диаметром 200 мм и толщиной 6 мм. Диск расположен в 15 мм от конца стержня и служит основанием антенны. 10 мм этого конца снабжены винтовой нарезкой с внешним диаметром 18 мм, на которую навинчивается антенна. Длинный конец стержня погружается в скважину, пробуренную в скальной породе или бетоне, и заливается цементом (рис. 106).

GPS наблюдения осуществлялись четырьмя двухчастотными приёмниками Leica GPS System 500 (Leica SR 530) с точностью статических измерений на базовых линиях $\pm(3 + 0,5 \times 10 - 6 \times L)$ (табл. 12). Энергообеспечение приёмников состояло из трёх зарядных устройств Leica GKL 122, пяти аккумуляторов GEB71 NiCd 700mA/14h и нескольких аккумуляторов более низкой ёмкости. При измерениях на пунктах GORS и ITRC использовалось энергообеспечение как от обычной сети, так и от аккумуляторов.

Каждое конкретное наблюдение на пункте включает в себя ряд последовательных операций, выполнение которых обеспечивает надёжность получения данных в ряду статических измерений и их сопоставимость с данными будущих измерений. Эти операции таковы:

- установка антенны (compulsory positioning);
- выравнивание антенны;

 включение связи антенны с регистрирующим прибором;

— осуществление программы измерений.

Спутниковые сигналы регистрировались на частотах L1 и L2 со скоростью 30 с и углом отключения 10°. Обработка данных осуществлялась по стандартной программе Leica SKI PRO применительно к эллипсоиду WGS-84.



Рис. 106. Два типа пунктов наблюдений GORS: на бетонных конструкциях (A) и на твёрдых горных породах (B)

Таблица	12.	Характеристика	аппаратуры для	GPS	наблюдений
---------	-----	----------------	----------------	-----	------------

Nº	Приё	мник		Антенна
п/п	марка	номер серии	марка	номер серии
1	Leica SR 530	667122, S N 136488	AT503	662004, S N 730816
2	Leica SR 530	667122, S N 136527	AT502	667126, S N 5281
3	Leica SR 530	667122, S N 34382	AT502	667126, S N 5282
4	Leica SR 530	667122, S N 34387	AT502	667126, S N 17645

Таблица 13. Результаты GPS измерений 2004 г.

			Базовая ли	ния			
Пункт набл	юдения		Сеанс		Наклонное	Отилоналия	Обработанное
REF (начальный)	ROV (прочие)	начало	конец	длительность (<i>T</i>)	расстояние SL.D. (<i>D_{SL}</i>), м	<i>(SD</i>), м	SL.D. (<i>PD_{SL}</i>), м
GORS	ITRC	10.11.2004 12:45	11.11.2004 0:50	12 ч 05′00″	7874,408	0,0002	7874,4075
GORS	ITRC	11.11.2004 14:57	11.11.2004 17:39	2 ч 42'30"	7874,4085	0,0006	
GORS	ITRC	11.11.2004 18:34	12.11.2004 9:17	14 ч 43′30″	7874,4079	0,0002	
GORS	ITRC	13.11.2004 12:25:00	13.11.2004 18:38:00	6 ч 13′00″	7874,4044	0,0003	
GORS	ITRC	14.11.2004 11:00:30	14.11.2004 14:30:00	3 ч 29′30″	7874,4087	0,0004	
GORS	ITRC	15.11.2004 15:08:30	16.11.2004 02:16:30	11 ч 08′00″	7874,4077	0,0002	
GORS	CEDU	10.11.2004 13:16	11.11.2004 5:09	15 ч 53′00″	14251,8146	0,0002	14251,8143
ITRC	CEDU	10.11.2004 13:16	11.11.2004 0:50	11 ч 33′30″	7177,3564	0,0002	7177,3571
ITRC	CEDU	11.11.2004 8:36	11.11.2004 11:02	2 ч 26'00"	7177,3592	0,0004	
CEDU	SYPC	10.11.2004 14:27	11.11.2004 2:38	12 ч 10′30″	5834,1321	0,0002	5834,1322
GORS	SYPC	10.11.2004 14:27	11.11.2004 2:38	12 ч 10′30″	9470,733	0,0002	9470,7329

Таблица 13. Окончание

			Базовая ли	іния			
Пункт набл	юдения		Сеанс		Наклонное	0	Обработанное
REF (начальный)	ROV (прочие)	начало	конец	длительность (<i>T</i>)	расстояние SL.D. (<i>D_{SL}</i>), м	Отклонение (<i>SD</i>), м	SL.D. (<i>PD_{SL}</i>), м
GORS	SYPC	11.11.2004 15:58	11.11.2004 17:39	1 ч 41′30″	9470,7324	0,0008	
ITRC	SYPC	10.11.2004 14:27	11.11.2004 0:50	10 ч 22′30″	5354,095	0,0003	5354,0951
ITRC	SYPC	11.11.2004 15:58	11.11.2004 18:10	2 ч 12'30"	5354,0904	0,0007	
GORS	JDAY	13.11.2004 13:19:30	14.11.2004 05:02:30	15 ч 43'00"	20910,9365	0,0003	20910,9354
GORS	JDAY	14.11.2004 11:00:30	14.11.2004 12:29:00	1 ч 28'30"	20910,9363	0,0009	
GORS	JDAY	15.11.2004 16:01:00	16.11.2004 09:34:30	17 ч 33′30″	20910,9341	0,0003	
ITRC	JDAY	13.11.2004 13:19:30	13.11.2004 18:38:00	5 ч 18'30"	27228,1788	0,0004	
ITRC	JDAY	14.11.2004 10:16:30	14.11.2004 12:29:00	2 ч 12'30"	27228,1839	0,0007	27228,1809
ITRC	JDAY	15.11.2004 16:01:00	16.11.2004 02:16:30	10 ч 15′30″	27228,1811	0,0003	
GORS	BARD	13.11.2004 16:17:00	14.11.2004 05:02:30	12 ч 45′30″	16403,4125	0,0002	16403,4119
GORS	BARD	14.11.2004 11:00:30	14.11.2004 12:47:00	1 ч 46′30″	16403,409	0,0005	
GORS	BARD	15.11.2004 16:34:00	16.11.2004 09:45:00	17 ч 11′00″	16403,4104	0,0002	
ITRC	BARD	13.11.2004 16:17:00	13.11.2004 18:38:00	2 ч 21′00″	20726,6445	0,0004	20726,6392
ITRC	BARD	14.11.2004 08:57:30	14.11.2004 12:47:00	3 ч 49′30″	20726,6425	0,0003	
ITRC	BARD	15.11.2004 16:34:00	16.11.2004 02:16:30	9 ч 42′30″	20726,6391	0,0002	
JDAY	BARD	13.11.2004 16:17:00	14.11.2004 07:19:30	15 ч 02'30"	9172,3257	0,0002	
JDAY	BARD	14.11.2004 10:16:30	14.11.2004 12:29:00	2 ч 12'30"	9172,3203	0,0005	9172,3225
JDAY	BARD	15.11.2004 16:34:00	16.11.2004 09:34:30	17 ч 00'30"	9172,323	0,0002	

Результаты получения и обработки данных наглядно иллюстрируют материалы первой эпохи наблюдений, проведённых В.П. Передериным (ИФЗ РАН), С.Аль-Даудом и Ш.Аль-Юсефом (ГОРС) под руководством Т.В. Гусевой (ИЗФ РАН) 10–16 ноября 2004 г. на пунктах полигонов «Дамаск» и «Серхайя». Были измерены 11 базовых линий и координаты шести пунктов. Минимальное расстояние между пунктами составило 5,3 км, максимальное — 27,2 км. В табл. 13 представлены расстояния (inclined lines) между центрами пунктов (D_{SL}) в различные интервалы времени (T), их стандартные отклонения (SD), а также длины тех же линий (PD_{SL}), определённые общим решением для полигонов «Серхайя» и «Дамаск».

Значения, представленные в табл. 13, показывают, что длина одной и той же линии, измеренной в течение различных интервалов времени, может различаться на величину до 5,4 мм (расстояние JDAY–BARD), тогда как соответствующее SD_i не превышает 0,9 мм. Это означает, что стандартные отклонения характеризуют скорее длительность наблюдений, чем возможные ошибки измерений. Чтобы оценить зависимость качества измерений от их длительности, мы взяли значения PD_{SL} в период с 10 по 16 ноября и рассчитали модуль отклонений (dD) первичных значений длин линий за различные интервалы времени:

$$\mathrm{d}D_i = PD_{SL} - SD_i.$$

Распределение dD в зависимости от расстояний и длительности измерений (*T*) показывает, что представительные значения длин линий могут быть определены при длительности измерений не менее 10 ч (рис. 107). Но даже 16-часовое измерение может дать результаты, не удовлетворяющие целям геодинамических исследований. Поэтому длительность измерений на каждом пункте не должна быть меньше 24 ч.

В табл. 14 суммируются геодезические параметры, полученные в результате обработки всех результатов измерений 10–16 ноября 2004 г. При этом пункт GORS выбран в качестве базового (reference point), где ошибка измерений считается равной 0.



Рис. 107. Распределение dD в зависимости от расстояния и длительности измерений T

) software)	λ , в.д. Эллипсоидальная σS , м σH , м $\sigma S + \sigma H$, м высота, м	382" 36°05′40,55220" 1413,9917 0,001 0,0022 0,0024	770" 36°16′54,48514" 752,1896 0,0008 0,0011 0,0013	$119''$ $36^{\circ}07'46,47104''$ $1048,0095$ 0 0 0	390″ 36°12′45,69380″ 792,2155 0,0007 0,0015 0,0016	479" 35°59'45,95182" 1547,3862 0,001 0,0045 0,0046	348" 36°13′23,08430" 868,2881 0,0006 0,0013 0,0014	и; о $S-$ ошибка определения планового положения пункта; о $H-$
	^я σ <i>S</i> , м	0,001	0,000	0	0,000	0,001	0,000	BOFO HOJ
	Эллипсоидальна высота, м	1413,9917	752,1896	1048,0095	792,2155	1547,3862	868,2881	ределения плано
ftware)	λ, в.д.	36°05′40,55220″	36°16′54,48514″	36°07′46,47104″	36°12′45,69380″	35°59′45,95182″	36°13′23,08430″	:S — ошибка оп
. (SKI PRO so	φ, c.m.	33°38'23,60382"	33°30'37,18770"	33°29′41,97119″	33°28′53,23390″	33°38′48,23479″	33°31′44,12848″	– их ошибки; о
й 2004 г	σZ, M	0,0013	0,0008	0	0,0009	0,0025	0,0008	σΥ, σΖ -
мерениі	σ <i>Ү</i> , м	0,0013	0,0007	0	0,0008	0,0023	0,0007	гы и σX ,
HIBIX M3	σX, M	0,0016	0,0008	0	0,0011	0,0031	0,0009	тординал
работки дан	Z, M	3514045,574	3501704,911	3500449,448	3499055,83	3514751,394	3503488,661	трические ко
ультаты обן	Ү, м	3132155,912	3150553,194	3139838,564	3146438,295	3124583,736	3145536,955	Z — геоцен
ица 14. Рез	Х, м	4296108,667	4291814,896	4301128,044	4297065,08	4301236,576	4294200,83	ечание. Х, Ү,
Табл	Пункт	BRAD	CEDU	GORS	ITRC	IDAY	SYPC	wndЦ

 — ошибка определения местоположения пункта ошибка определения высоты; $\sigma S + \sigma H$

Изложенные данные приводят к заключению, что при использованных аппаратуре, процедуре измерений и способе обработки полученных материалов ошибки горизонтального, вертикального и пространственного позиционирования пунктов не превышают, соответственно, 1 мм, 4,5 мм и 4,6 мм относительно пункта GORS.

12.3. Предварительные результаты GPS измерений 2005–2008 гг.

Используя изложенную методику и аппаратуру, геодезическая группа ГОРС во главе с Ш.Аль-Юсефом выполнила на указанных пунктах в 2005-2008 гг. пять циклов GPS наблюдений. Полученные результаты представлены в табл. 15-18 как изменения расстояний между пунктами в пределах отдельных полигонов. Геодинамическая интерпретация этих результатов не даёт убедительной однозначной картины. Проще всего и в общем-то справедливо объяснить такую неоднозначность кратким периодом наблюдений — 2,5 года. Тем не менее, считаем уместным представить некоторые соображения, которые следует рассматривать как предварительную и гипотетическую попытку осмыслить, насколько полученные результаты могут рассматриваться как проявления современных тектонических движений.

На 19 из 22 линий между пунктами, расстояния между которыми указаны в таблицах, обнаруживается резкое изменение длины в течение полугода между первым и вторым циклами наблюдений. Этот скачок составляет на разных линиях от 48 до 95% общего изменения их длины за 2,5 года. Скачок минимален на полигоне «Дамаск» (48–64%, если исключить линии, связанные с пунктом ITRC) и достигает 70–75% на остальных полигонах. Именно в этот интервал времени (29 марта 2006 г.) в относительной близости к полигонам произошло единственное за весь описываемый период GPS наблюдений землетрясение с $M_w = 5,0$ [National Earthquake Information Center, 2010]. Его координаты: 35,252° с.ш., 35,427° в.д. Такое совпадение свидетельствует в пользу тектонической природы изменений расстояний между пунктами.

Второе обнаруженное совпадение, которое также можно связать с тектоникой, состоит в том, что восемь линий обнаруживают устойчивый тренд изменений длины, т.е. их однонаправленность в течение всего периода наблюдений, а у 11 линий выявлено единственное небольшое по амплитуде отклонение от этой направленности между апрелем 2007 г. и июнем 2008 г. Только три линии, связывающие пункт ITRC с другими пунктами полигона «Дамаск» (рис. 108), отличаются более значительным разбросом направления и амплитуды изменения длины. Поэтому мы считаем более вероятным, что эти изменения являются нетектоническими и могут быть связаны с техногенными деформациями здания, на котором расположен пункт ITRC. Если их исключить из рассмотрения, то три оставшиеся линии полигона «Дамаск» показывают устойчивое удлинение, которое может быть связано с перемещениями по Дамасскому разлому, но может определяться изменениями увлажнённости и техногенными факторами в условиях большого города. Во всяком случае, обшее изменение длин этих линий пока находится в пределах разрешающей способности метода, составляя 2,2-2,4 мм, т.е. в среднем < 1 мм/год. Очевидно, для решения вопроса о современной активности Дамасского разлома полученных GPS данных недостаточно, и нужны более продолжительные наблюдения.

Таблица 15. Изменения расстояний между пунктами полигона «Дамаск» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	05.2008	<i>D</i> 11.2005–05.2008, мм
GORS	CEDU	14251,8090	14251,8101	14251,8109	14251,811	14251,8113	+2,3
GORS	SYPC	9470,7221	9470,7235	9470,7239	9470,7241	9470,7243	+2,2
CEDU	SYPC	5834,1335	5834,1347	5834,1349	5834,1352	5834,1359	+2,4
GORS	ITRC	7874,4062	7874,4065	7874,40656	7844,40653	7874,40649	-1,3
CEDU	ITRC	7178,1536	7178,1549	7178,1554	7178,1556	7178,1554	+1,8
SYPC	ITRC	5354,1671	5354,1686	5354,1693	5354,1696	5354,1692	+2,1

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	05.2008	<i>D</i> 11.2005–05.2008, мм
BARD	BLOD	9938,1606	9938,1643	9938,1649	9938,1655	9938,1657	+5,1
BARD	JDAY	9172,3227	9172,3255	9172,3260	9172,3264	9172,3262	+3,5
BLOD	JDAY	15853,2279	15853,2311	15853,2316	15853,2332	15853,2323	+4,4
BLOD	ZABD	7656,5308	7656,5356	7656,5362	7656,5366	7656,5363	+5,5

Таблица 16. Изменения расстояний между пунктами полигона «Серхайя» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

Таблица 17. Изменения расстояний между пунктами полигона «Миссиаф» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	06.2008	<i>D</i> 11.2005–06.2008, мм
BARS	JWEI	6423,9255	6423,9271	6423,9277	6423,9280	6423,9283	+2,8
BARS	SIND	14922,2185	14922,2171	14922,2169	14922,2166	14922,2168	-1,7
BARS	SWED	15215,8301	15215,8297	15215,8291	15215,8288	15215,8286	-1,5
SWED	JWEI	18304,3772	18304,3753	18304,3749	18304,3745	18304,3748	-2,4
SWED	SIND	9094,2677	9094,2651	9094,2647	9094,2642	9094,2645	-3,2
SIND	JWEI	14484,0797	14484,0781	14484,0779	14484,0775	14484,0778	-1,9

Таблица 18. Изменения расстояний между пунктами полигона «Эль-Габ» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	06.2008	<i>D</i> 11.2005–06.2008, мм
JEBG	KAFR	15028,7617	15028,7591	15028,7586	15028,7582	15028,7586	-3,1
JEBG	KFRD	30220,9128	30220,9101	30220,9099	30220,9095	30220,9098	-3,0
JEBG	MZWR	18245,8299	18245,8266	18245,8261	18245,8258	18245,8259	-4,0
MZWR	KAFR	21414,0415	21414,0421	21414,0424	21414,0428	21414,0431	+1,6
MZWR	KFRD	17010,8116	17010,8133	17010,8139	17010,8142	17010,8145	+2,9
KFRD	KAFR	23478,4970	23478,4950	23478,4947	23478,4943	23478,4949	-2,1

На полигоне «Серхайя» (см. рис. 108) обращает на себя внимание значительное (5,1 мм) возрастание расстояния между пунктами BLOD и BARD, находящимися в юго-западном крыле разлома. Это удлинение не объяснимо движениями по разлому и может быть связано с экзогенными процессами, обусловленными расположением пункта BARD на склоне долины р. Барада или локальными микроподвижками в плиоценовых конгломератах. Если принять такое объяснение, то удаление пункта BLOD от пунктов JDAY и ZABD можно связать с левым сдвигом по разлому Серхайя, сопровождаемым некоторым растяжением. Расчётная амплитуда сдвига — около 4 мм, а его средняя скорость — 1,5-2 мм/год, что согласуется со скоростью голоценового сдвига [Gomez et al., 2003].



Рис. 108. Полигоны GPS «Дамаск» и «Серхайя»

Часть вторая. Активная тектоника и современная геодинамика



Рис. 109. Полигон GPS «Миссиаф»

На полигоне «Миссиаф» (рис. 109) доминирует укорочение расстояний между пунктами, причём пункты, расположенные в одном крыле разлома (JWEI–SIND и BARS–SWED), сближаются на меньшую величину, чем пункты в разных крыльях. Это указывает на тектоническую природу деформации. На этом фоне удлинение линии JWEI–BARS при минимальном удлинении линии SIND–BARS может отражать левый сдвиг по разлому на величину до 2–3 мм (т.е. со скоростью до ~1 мм/год). Этому не противоречит сближение пункта SWED с пунктами JWEI и SIND, если сдвиг сопровождается доминирующей компонентой сжатия.

На полигоне «Эль-Габ» (рис. 110) не усматривается убедительной связи изменений расстояний между пунктами и положением зоны разлома. Доминирует укорочение линий, т.е. сближение крыльев разлома, а компонента сдвига, если и присутствует, то скорее правого, чем левого, и её средняя скорость крайне мала.

Таким образом, соотношения результатов геодинамической интерпретации GPS измерений и геологических данных о позднечетвертичной тектонике неоднозначны. Интерпетация результатов GPS измерений в зоне Дамасского разлома не противоречит геологическим данным о его возможной активности, а в зоне разлома Серхайя подтверждает левый сдвиг и даже даёт сходную среднюю скорость перемещений.

Неожиданными оказались GPS данные в зоне DST. Они не выявили левого слвига в полсегменте Эль-Габ, а в подсегменте Миссиаф допускают сдвиг со средней скоростью до ~1 мм/год при наличии компоненты укорочения, поперечного к разлому [Trifonov et al., 2009]. К близким результатам привели три цикла GPS измерений, выполненных в зоне сегмента Эль-Габ в 2000, 2007 и 2008 гг. на иной сети пунктов американосирийской рабочей группой [Alchalbi et al., 2009]. По её данным, сдвиг по разлому не превышает 1-2 мм/год, что допускает накопление упругой деформации в земной коре, соответствующее скорости сдвига ~2-3 мм/год. Как бы то ни было, по данным и нашей, и американо-сирийской группы, в течение последних нескольких лет скорость сдвига по сегменту Эль-Габ существенно уступает скорости сдвига в более ранние эпохи голоцена.



Рис. 110. Полигон GPS «Эль-Габ»

Приведенные данные являются первыми геодинамическими результатами GPS измерений на территории Сирии, в частности, по сегменту Эль-Габ. Ранее подобные результаты публиковались для соседних сегментов DST и EAFZ. Так, в работе [McClusky et al., 2003] сообщается, что скорость сдвига в южной части DST возрастает к северу от ~5,6 до ~7,5 мм/год, приобретая транспрессивную компоненту; в сегменте Яммуне суммарное движение складывается из 6±1 мм/год продольного левого сдвига и 4±1 мм/год поперечного укорочения. В EAFZ скорость левого сдвига достигает ~9 мм/год; сдвиг рассредоточен в зоне шириной ~100 км, и лишь 4-8 мм/год приходятся на главные ветви EAFZ [McClusky et al., 2000].

В работе [Reilinger et al., 2006] представлена сбалансированная модель современных скоростей перемещения по разломам, основанная на блоковой модели Восточного Средиземноморья, Ближнего и Среднего Востока. Согласно этой модели, скорость левого сдвига по Иорданскому сегменту DST — 4,4±0,3 мм/год, а по сегменту Яммуне — 3,5±0,4 мм/год при поперечном к разлому укорочении 3,1±0,4 мм/год. В EAFZ скорость левого сдвига достигает 10±0,3 мм/год, но сокращается в юго-западном направлении до 6,8±0,1 мм/год при поперечном удлинении 6,4±0,3 мм/год, а юго-западнее причленения западной ветви DST — до 5,5±0,5 мм/год при поперечном удлинении 7,9±0,5 мм/год. Расчётная скорость сдвига по сегменту Эль-Габ составляет в этой модели 4,8±0,3 мм/год при поперечном укорочении 2±0,6 мм/год. Как показали GPS наблюдения на территории Сирии, выявленные современные движения по сегменту Эль-Габ действительно имеют компоненту поперечного укорочения примерно указанной в цитируемой работе величины, но скорость сдвига оказывается, как минимум, втрое меньше. Это может быть обусловлено перераспределением сдвига на другую ветвь DST, например, Тартусский разлом, но скорее зависит от временных вариаций напряжённо-деформированного состояния зоны, возможность которых обсуждается в следующей главе.

Глава 13 Модель современной геодинамики территории Сирии и её окружения

Проявления современной, а, точнее, позднечетвертичной геодинамической активности распределены на территории Сирии и её ближайшего обрамления неравномерно (см. Приложение 2). Они обусловлены прежде всего особенностями взаимодействия литосферных плит: во-первых, относительным северным дрейфом Аравийской плиты; во-вторых, положением и строением границ Аравийской плиты, где дрейф частично трансформируется в главные зоны разломов и деформаций; в-третьих, внутренними неоднородностями плиты, определяющими локализацию и параметры внутриплитных разломов и деформаций. Поскольку Сирия находится на северо-западном краю Аравийской плиты, главные зоны концентрации разломов и деформаций приурочены здесь к северному флангу и северной части западного фланга плиты.

Проявления наиболее интенсивных позднечетвертичных движений связаны с теми зонами и их структурными элементами, которые возникли в последнюю стадию геодинамической активности, начавшуюся в раннем плиоцене, ~4 млн лет назад (см. рис. 23). Однако позднечетвертичную активность сохраняют и некоторые разломы и складки, заложившиеся и интенсивно развивавшиеся на более ранних стадиях неотектонического этапа. Как правило, их активность слабее активности плиоценовых новообразований.

Определяющим элементом современной структуры западного фланга плиты является DST, которая на юге рассматриваемой территории представлена Иорданским сегментом, а в более северной ливано-сирийской части состоит из нескольких ветвей. Главные из них — сегменты Яммуне и Эль-Габ, кулисно подставляющие друг друга.

Северный дрейф Аравийской плиты обусловливает преобладание левосдвиговых перемещений по всем ветвям DST, но в сегменте Яммуне, отклоняющемся от других сегментов на северовосток, сдвиг сочетается со значительным поперечным укорочением, выраженным взбросовой компонентой смещений. Для него не характерны структуры pull-apart, более или менее полно представленные в других сегментах DST.

Сегмент Эль-Габ структурно неоднороден. На юге (подсегмент Миссиаф) это сложно нарушенная, но сравнительно узкая (до 1 км) зона. В центральной части (подсегмент Эль-Габ) краевые ветви сегмента расходятся, ограничивая Эль-Габский грабен pull-apart шириной до 20 км. Далее к северу (подсегмент Карасу) западная ветвь зоны разломов теряется в молодых осадках впадины Амик, хотя, возможно, и достигает на глубине разлома Аманос EAFZ. Восточная ветвь продолжается дальше, отклоняясь на север-северо-восток, но в конечном счёте также смыкается с EAFZ. Геологически определённая скорость позднечетвертичного сдвига составляет 3,5-5 мм/год в Иорданском сегменте, 3,9-6,1 мм/год в сегменте Яммуне и 5-6 мм/год в подсегменте Миссиаф (см. раздел 8.1).

Главные сегменты DST оперены менее протяжёнными активными разломами. На северовосток от главных сегментов отходят кулисно подставляющие друг друга разломы Рашайя и Серхайя и разлом Св. Симеона. Скорость левого сдвига по разлому Серхайя определена в 1,4 мм/год [Gomez et al., 2003], а по разлому Св. Симеона может быть оценена лишь в широких пределах как 1–2,5 мм/год.

На западном борту впадины pull-apart Хула от DST на север отходит разлом Роум, продолжающийся на севере разломами шельфа и континентального склона Средиземного моря. Они разделены на южный ливанский и северный сирийский сегменты субширотной зоной разломов Триполи, примыкающей на востоке к DST. Разломы ливанского сегмента образуют серию уступов как на западном склоне Ливанского хребта (зона разломов Роум), так и в подводной части. Предполагается, что по ним, как и в зоне Триполи, происходили подвижки с надвиговой или взбросовой компонентой, отражающие условия поперечного или косого сжатия [Elias et al., 2009]. Но ведущей компонентой смещения по разлому Роум (и, вероятно, его подводному продолжению в ливанском сегменте зоны) был левый сдвиг [Girdler, 1990; Butler et al., 1997].

В сирийском сегменте прибрежной зоны нарушений главная роль принадлежит Тартусской зоне разломов, сочетающей признаки поперечного сжатия и левого сдвига (см. раздел 8.1). На севере она причленяется к подводному продолжению Латакийской зоны взбросов, являющейся крайним юго-западным членом EAFZ. По существу, геодинамический смысл этого сочетания тождественен сочетанию ливанского сегмента прибрежной зоны нарушений с зоной Триполи. Возможно, такое же структурное сочетание образуют левая сбросо-сдвиговая зона Хайфа, отчленяющаяся на северо-запад от Иорданского сегмента DST, и Южно-Ливанская зона разломов, следующая от подводного продолжения зоны Хайфа вдоль континентального склона к г. Бейруту. Существование Южно-Ливанской зоны удостоверяется данными подводного сейсмопрофилирования [Ben-Gai et al., 2004], а её современная активность — приуроченностью эпицентральных областей сильных исторических землетрясений.

Сложно построенная и протяжённая EAFZ характеризуется повсеместным преобладанием левосдвиговой компоненты позднечетвертичных смещений. Нередко их сопровождает подчинённая вертикальная компонента, как правило, взбросового типа, свидетельствующая о транспрессивных условиях. Суммарная скорость позднечетвертичного сдвига, распределённая по нескольким ветвям, не установлена. Для плиоценчетвертичного сдвига она оценена в 6-8 мм/год [Westaway, 2004]. Согласно модели, основанной на результатах GPS измерений [Reilinger et al., 2006], скорость сдвига по EAFZ составляет ~10 мм/год и сокращается до ~6,8 мм/год югозападнее причленения к ней восточной ветви DST и до 5,5±0,5 мм/год юго-западнее причленения западной ветви. При этом западнее DST появляется и становится соизмеримой со сдвигом компонента поперечного удлинения, показателя транстенсивных условий. На западе это окончание EAFZ переходит в зону разломов южного фланга Кипрской дуги.

На прилегающем к Сирии северном фланге Аравийской плиты определяющая роль принадлежит сутуре Южного Тавра. Она сформировалась задолго до квартера, но сохраняет позднечетвертичную активность [Şaroğlu et al., 1992а]. К сутуре примыкает с юга пояс Краевых складок Южной Турции, сопряжённых с продольными надвигами и взбросами. Складки сформировались в неоген-квартере, причём есть основания полагать, что пояс распространялся на юг, охватывая ранее недеформированные части Месопотамского прогиба, а на западе — Алеппского блока (см. главу 3). К этой же системе относится антиклиналь Абдель-Азиз на севере Месопотамского прогиба. Она возникла как конседиментационная структура ещё на ранних стадиях новейшего этапа и, вероятно, была предопределена неоднородностью строения плиты, но продолжала развиваться в позднечетвертичное время, что выражается зоной малоамплитудных активных разломов на её северном крыле. У более северных складок пояса признаки позднечетвертичной активности выражены на земной поверхности далеко не повсеместно, но приуроченность эпицентров землетрясений даёт основание предполагать, что по меньшей мере части складок соответствуют нарушения фундамента плиты (см. Приложение 2).

Внутриплитные активные разломы уступают краевым зонам разломов Аравийской плиты амплитудами и скоростями позднечетвертичных смещений. Среди внутриплитных разломов важная структурообразующая роль принадлежит зоне Расафе–Эль-Фаид. На своих отрезках северовосточного простирания зона характеризуется сочетающимися признаками левого сдвига и взброса, а на меридиональных отрезках — сбросовыми смещениями. Зона находится на продолжении левого взбросо-сдвига Серхайя и ограничивает с юго-востока и востока Алеппский блок плиты, отделяя его от Пальмирил на юге и Месопотамского прогиба на востоке (см. раздел 2.7). Вместе с другими ограничениями Алеппского блока, сегментом Эль-Габ и EAFZ, зона Расафе-Эль-Фаид придаёт блоку миндалевидную форму, характерную для подобных образований соседних участков Альпийско-Гималайского пояса [Трифонов, Караханян, 2004].

Другим важным внутриплитным образованием является зона Евфратского разлома, ограничивающего с юго-запада сирийскую часть Месопотамского прогиба. Признаки позднечетвертичной активности обнаружены возле г. Ракка (см. раздел 9.2) и в юго-восточной части зоны, юго-восточнее г. Дейр Эз-Зор, где выявлены деформации I речной террасы (см. раздел 2.7).

Своеобразными внутриплитными образованиями являются разломы Акфан, Олаб и Джхар, рассекающие и смещающие складки Пальмирид и соседнюю недеформированную часть Аравийской плиты. Эти разломы, с которыми связан ряд более мелких нарушений, характеризуются более или менее отчётливо выраженными признаками правосдвиговых смещений. Они сопряжены с разломами DST и её оперения и дугообразно выпуклы к югу. Учитывая эти обстоятельства, можно рассматривать указанные разломы как результат вращения блоков плиты в процессе перемещений по DST и EAFZ. Полюс вращения находится примерно на их сочленении.

Обращаясь к оценке активности складчатых деформаций, заметим, что судить об их собственно позднечетвертичном развитии не позволяет имеющийся материал. Лишь в некоторых случаях на продолжающийся в позднем плейстоцене и голоцене рост антиклиналей косвенно указывают смещения по соскладчатым взбросам и надвигам, например, Дамасскому разлому и нескольким другим соскладчатым взбросонадвигам Пальмирид и пояса Краевых складок Турции. Более убедительными свидетельствами роста антиклиналей в квартере являются грубообломочность четвертичной молассы и, в отдельных случаях, структурно-геоморфологические данные (см. главу 3).

Продолжающийся в квартере рост антиклиналей, как в поясе Краевых складок Турции, так и в Пальмиридах, прямо или косвенно (как изостатическая реакция на предшествовавшее складкообразование) связан с коллизионным взаимодействием блоков литосферы на северном фланге или внутри Аравийской плиты. Подобные взаимодействия обусловили и некоторые другие проявления значительных четвертичных вертикальных движений. Так, транстенсивные условия на юго-западном окончании EAFZ привели к формированию сложного подводного рельефа области перехода от EAFZ к зоне субдукции Кипра. Кулисное подставление разлома Рашайя разломом Серхайя создало условия транспрессии на юге заключённого между ними блока и тем самым усилило подъём Хармона (см. раздел 2.3). Однако подобный геомеханический подход не даёт удовлетворительного истолкования плиоцен-четвертичного роста Береговой и Ливанской антиклиналей, поскольку не объясняет одновременного интенсивного опускания сопряжённой с прибрежными антиклиналями Левантинской впадины (см. раздел 2.2). Представляется, что в этом случае решающим фактором могли стать глубинные вещественные преобразования, приведшие к уплотнению литосферы (возможно, нижнекоровых слоёв) впадины, сопровождавшиеся разуплотнением фундамента прибрежных хребтов.

Обсуждая современную геодинамику Сирии, нельзя обойти молчанием проявления позднечетвертичного базальтового вулканизма. Тефра и лавы вулканических построек и лавовые потоки этого возраста занимают значительные площади на нагорье Джебель Араб и, кроме того, слагают и окружают небольшие вулканы Охарби Манхар и Шарки Манхар на левобережье Евфрата восточнее г. Ракки и, вероятно, вулкан Шарет Ковхар восточнее г. Хасаке. Последний вулкан представляет заключительную фазу более обширных извержений конца среднего плейстоцена. Не касаясь здесь возможного происхождения мантийных вулканических очагов и их связи с астеносферным потоком под Аравийской плитой (эти вопросы обсуждались в разделе 5.4), остановимся на структурной позиции вулканов.

Все выявленные голоценовые вулканы и большинство позднеплейстоценовых вулканов нагорья Джебель Араб группируются в цепи северозападного и север-северо-западного простираний, которые могут рассматриваться как проявления разломов растяжения, оперяющих левый сдвиг DST (см. Приложение 2). Вулкан Шарет Ковхар является элементом короткой цепи мелких лавовых вулканов север-северо-восточного простирания, которая заключена между двумя кулисно расположенными отрезками активного разлома Абдель Азиз. Разлом простирается широтно и на восток-северо-восток и является левым сбросо-сдвигом (см. раздел 8.1). В такой структурно-кинематической ситуации зона растяжения вулканической цепи оказывается аналогом структуры pull-apart. Таким образом, структурная позиция позднечетвертичных вулканов вполне вписывается в общий ансамбль проявлений современной геодинамики северозападной части Аравийской плиты.

В предыдущем обсуждении активная тектоника рассматривалась как проявление стационарной, т.е. неизменной в течение позднего плейстоцена и голоцена, геодинамической обстановки. Однако эта обстановка могла изменяться со временем, если не по ориентировке действовавших напряжений, на что нет убедительных указаний, то по их величине. Рассмотрим возможность таких изменений на примере сейсмичности южного и центрального подсегментов сегмента Эль-Габ DST. Северный подсегмент того же сегмента исключен из рассмотрения, поскольку находится в непосредственной близости к EAFZ, и порой трудно определить, к какой из этих зон следует отнести то или иное историческое землетрясение.

20 землетрясений с магнитудами $M_s \ge 6$ зафиксированы вблизи южного и центрального подсегментов за последние 2100 лет (см. Приложение 3). Во временном распределении выделенной ими сейсмической энергии обнаружились элементы цикличности с интервалом повторяемости 300–400 лет, что, подобно проявлениям сейсмического цикла в других регионах, можно объяснить периодичностью сброса накопленной упругой энергии (рис. 111, А). Обнаружилось также, что общее количество выделенной энергии было невелико до середины I тысячелетия н.э., затем стало возрастать и достигло максимума в XII в. (землетрясения 1157 и 1170 гг.), после чего начало спадать до современного минимального уровня, причём большинство сильных землетрясений последних 600 лет (после первой декады XV в.) сместилось в северный подсегмент Эль-Габа.

С тектонофизической точки зрения всякое тектоническое землетрясение означает превышение действующими напряжениями предела прочности горных пород (за счёт роста напряжений или падения прочности). Сила (магнитуда) землетрясения зависит от объёма пород. где достигается предел и снимаются накопленные напряжения (упругая деформация). В нашем случае это объём пород приразломной зоны. Поскольку все землетрясения происходили в земной коре на близких глубинах, такой объём определялся длиной активизированной части зоны сегмента Эль-Габ. которая на пике возрастания скорости накопления упругой деформации (землетрясение 1170 г., $M_S = 7,7$) сравнялась с полной длиной сегмента (~230 км), а при других землетрясениях была меньше.

Продолжительному современному сейсмическому затишью на юге и в центре сегмента Эль-Габ можно предложить два противоположных объяснения. Первое — затишье является предвестником предстоящего в недалёком будущем сверхсильного землетрясения [Meghraoui et al., 2003]. Второе — затишье отражает падение уровня сейсмической активности в рассматриваемой зоне, и магнитуда сильного землетрясения, которое можно ожидать в недалёком будущем в соответствии с сейсмической цикличностью, скорее всего не превысит $M_S = 6,5$ 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 скорости накопления упругой деформации в зоне разлома. Посмотрим, насколько это оправдано.

За продолжительное время накапливавшаяся упругая деформация реализовалась смещениями и остаточными деформациями в зоне разлома.



Рис. 111. Гистограмма временно́го распределения столетней сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с магнитудами $M_S \ge 6$ в зоне разлома Эль-Габ с I в. до н.э. (южный и центральный участки — тёмные и северный участок — серый) (А) и такая же гистограмма (пунктир) для юго-западной части EAFZ (В). Составил В.Г. Трифонов

Сегмент Эль-Габ возник в плиоцене 4–3,5 млн лет назад, и средняя скорость последующего плиоцен-четвертичного левого сдвига по нему составила 5±1 мм/год (см. раздел 2.3). Эта величина совпадает с оценкой средней скорости голоценового сдвига в южном подсегменте Эль-Габа (см. там же) и, таким образом, представляет собой достаточно устойчивую характеристику. Однако многократные GPS измерения, выполненные вокруг южного и центрального подсегментов Эль-Габа независимо друг от друга российско-сирийской рабочей группой (RAS-GORS) в 2004-2008 гг. (см. главу 12) и американо-сирийской рабочей группой в 2000. 2007 и 2008 гг. [Alchalbi et al., 2009], дали накопление упругой деформации, соответствующее скорости сдвига, не превышающей 2-3 мм/год, т.е. уступающей средней долговременной скорости сдвига по меньшей мере вдвое. Вместе с тем, римский акведук, построенный поперёк зоны Эль-Габ в I в. до н.э. — I в. н.э. не ранее 63 г. до н.э., смещён по этому разлому влево на 12 м, что даёт среднюю скорость сдвига за последние два тысячелетия ~6 мм/год [Meghraoui et al., 2003; Rukieh et al., 2005; Sbeinati et al., 2009]. Если допустить, что современная малая скорость накопления деформации, выявленная GPS измерениями, присуща не только последнему десятилетию, а более продолжительному интервалу времени (например, последним нескольким столетиям), в предыдущие столетия скорость была больше 6 мм/год. Таким образом, предположение о том, 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 в южном и центральном подсегментах Эль-Габа, было сопоставлено с аналогичным распределением в юго-восточной части EAFZ, а именно в её сегментах, расположенных не лалее 150 км от границ Сирии (см. Приложение 3). Сопоставление показывает (см. рис. 111, В), что на юго-западе ЕАFZ обнаруживается цикличность сейсмичности, близкая по периодичности к цикличности Эль-Габа. Но распределение количества сейсмической энергии, выделенной в пиковые фазы сейсмических шиклов. полчиняется иной закономерности. Это количество достигает максимума в III-VII вв. (с пиками в III и VI-VII вв., что близко к временному распределению сейсмичности в других частях Альпийско-Гималайского пояса, где известно как «византийский пароксизм» [Трифонов, Караханян, 2004, 2008]). Затем происходит спад. и новое возрастание количества выделенной сейсмической энергии приходится на XIX-XX вв. Таким образом, количество сейсмической энергии на юго-западе EAFZ также испытывает многовековые колебания, но их фазы сдвинуты относительно аналогичных фаз сейсмичности Эль-Габа. Возможно, это отражает различия в изменениях напряжённодеформированного состояния двух крупнейших активных зон Ближнего Востока.

Часть третья

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СИРИИ

В Сирии и в непосредственной близости от неё возникали сильные землетрясения, интенсивность воздействия которых на территорию страны намного превосходила воздействия от сильнейших удалённых землетрясений. При оценке сейсмической опасности таких территорий удалённые землетрясения не учитываются, и последовательно решаются две задачи. Первая задача — выделение и параметризация сейсмогенерирующих зон в Сирии и в полосе шириной ~150 км вокруг неё (см. Приложение 2). Выбор ширины полосы определялся тем, что даже сильнейшие более удалённые землетрясения не вызовут на территории Сирии разрушительных последствий. Вторая задача — оценка интенсивности сейсмических воздействий, которые могут испытать разные части территории Сирии от максимальных возможных землетрясений в выделенных сейсмогенерирующих зонах.

Глава 14 Сейсмогенерирующие зоны

По данным инструментальной сейсмичности и результатам анализа макросейсмических сведений об исторических сейсмических событиях, очаги подавляющего большинства землетрясений, оказавших разрушительное воздействие на территорию Сирии, расположены в земной коре. Выделяют два основных типа коровых сейсмогенерирующих зон, или, как их принято называть в российской сейсмотектонической литературе, зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ). Это линейные зоны ВОЗ, или сейсмолинеаменты, и площадные зоны ВОЗ, или сейсмические домены [Уломов, Шумилина, 1999]. Сейсмолинеаменты характеризуются отчётливой линейностью, т.е. многократным преобладанием длины над шириной, и сосредоточенной сейсмичностью, при которой эпицентры землетрясений группируются вдоль зоны. Как правило, сейсмолинеаменты выражены на земной поверхности зонами активных разломов. Домены характеризуются рассеянной сейсмичностью и не имеют однозначного выражения в активной тектонике. Показателями их современной тектонической активности могут быть проявления молодых вертикальных движений и/или наличие мелких активных разломов, не обнаруживающих прямой связи с очагами землетрясений.

Очаги сильнейших коровых землетрясений связаны с сейсмолинеаментами. Магнитуды приуроченных к ним землетрясений и количество выделенной ими сейсмической энергии обычно выше, чем в соседних доменах. Поэтому в таких сейсмических регионах, как Сирия, где есть и сейсмолинеаменты, и сейсмические домены, выделение зон ВОЗ сводится к выявлению и параметризации сейсмолинеаментов, поскольку их потенциальные сейсмические воздействия на территорию страны, как правило, перекрывают возможное воздействие землетрясений в доменах. Как ясно из приведённой выше характеристики сейсмолинеаментов, их можно выделить и параметризовать двумя способами: сейсмологическим и геологическим (по проявлениям активности разломов). Оба способа в общих чертах методически разработаны, но имеют известные ограничения, связанные с неопределённостью исходных данных.

Современная точность инструментальной регистрации землетрясений достаточна для выделения зон ВОЗ. Но, как правило, сильнейшие землетрясения Сирии, которые можно связать с тем или иным сейсмолинеаментом, приходятся на историческое время. Это особенно ярко выражено в зоне DST, характеризующейся в XX в. и в начале XXI в. явным спадом сейсмичности. Выявление и параметризация исторических землетрясений основаны на макросейсмических сведениях, содержащихся в литературных и архивных источниках.

Помимо трудностей интерпретации сведений источников (место, время, оценка достоверности), такого рода изыскания сталкиваются ещё с двумя трудностями, хорошо известными исследователям. Первая — оценка интенсивности сейсмического воздействия по характеру разрушения или повреждения построек основана на учёте их сейсмостойкости, а она зависит не только от формальных характеристик конструкции, но и от её сохранности на момент землетрясения. Если эту трудность можно преодолеть при определённом опыте работы в регионе, то вторую трудность преодолеть сложнее и порой невозможно.

Дело в том, что извлекаемые из источников макросейсмические данные относятся к конкретным населённым пунктам. Лишь в редких случаях они достаточно полны, чтобы очертить (иногда с привлечением данных архео- и палеосейсмичности, см. раздел 11.5) изосейсты сейсмического события или, по меньшей мере, первую изосейсту наиболее интенсивных сотрясений. Чаще первая изосейста остаётся незамкнутой, а в большинстве случаев даже для этого нет достаточных данных. Более того, некоторые исторические землетрясения выявлены на основе сообщения о сейсмических разрушениях в единственном населённом пункте (например, Алеппо). Очевидно, что помещение эпицентра в такой населённый пункт может быть ошибочным.

В то же время, отнесение эпицентра к ближайшей потенциальной сейсмогенерирующей зоне (например, зоне активного разлома) может быть оправдано лишь в том случае, если вероятность такой связи обоснована при других аналогичных событиях в данном пункте. Во всяком случае, в оценке положения эпицентра исторического землетрясения сохраняется возможность большей или меньшей ошибки. В наибольшей мере это относится к сильным подводным землетрясениям, ощущавшимся на значительном протяжении левантского побережья.

При использовании геологических данных для выделения и параметризации линейных сейсмогенерирующих зон активные разломы рассматриваются как их прямое отражение на земной поверхности. Подходы к решению задачи определения сейсмического потенциала активного разлома, т.е. максимальной магнитуды ($M_{\rm max}$) землетрясения, которое могла бы вызвать подвижка по нему, были найдены при изучении корреляционных связей между параметрами современных сейсморазрывов (линий выхода на поверхность части плоскости разлома, по которой произошла подвижка при землетрясении) и характеристиками землетрясения, вызванного подвижкой [Трифонов, Кожурин, 2010]. Выявляемые связи опираются на разные по объему и географическому охвату базы данных, региональных или мировых [Ваков, 1992; Стром, 1993; Стром, Никонов, 1997; Трифонов, 1991; Shebalin et al., 2000]. Уравнения регрессии, предложенные на основе подобных обобщений, имеют вид

$$M = a + b \lg L$$

M $M = c + d \lg D$,

где L — длина сейсморазрыва, км; D — величина общего смещения, м; коэффициенты a, b, c и d существенно варьируют в разных регионах и для Земли в целом, по данным разных авторов.

В качестве принятого стандарта чаще всего используются зависимости, выявленные Д.Уеллсом и К.Копперсмитом на основе мировой базы данных [Wells, Coppersmith, 1994]. Авторы этой работы связали моментную магнитуду землетрясения, длину сейсморазрыва и величины одноразовых смещений, максимальных, средних, с учетом типа подвижки и без.

Цитируемые авторы показали, что использование одноразовой подвижки (общей максимальной или средней, с учетом всех компонент и без него) в качестве независимой переменной величины приводит к широкому разбросу значений. Основная проблема здесь связана с тем, что величина одноразового общего смещения (палеоподвижки) может значительно варьировать вдоль разрыва, а способа точно решить, близка ли измеренная в одной точке на разрыве амплитуда смещения к максимальной, минимальной или средней, не существует. Выход из ситуации возможен лишь при идентификации возможно большего ряда величин смещений и восстановлении характера их вариаций вдоль разрыва. В Сирии такая задача не решалась и едва ли её решение достижимо. Поэтому сведения о сейсмогенных смещениях учтены лишь при определении $M_{\rm max}$ сегмента Эль-Габ и разлома Серхайя, где есть единичные определения таких подвижек [Gomez et al., 2003; Meghraoui et al., 2003].

Наиболее вероятное максимальное значение магнитуды $M_{\rm max}$ дает использование в качестве переменной длины сейсморазрыва. Но и при таком подходе возникают определённые трудности. Известно, что крупные зоны активных разломов генерируют землетрясения посегментно (сверхсильные землетрясения типа Чилийского 1960 г. или Аляскинского 1964 г., охватившие несколько сегментов, являются исключениями и не могут приниматься в расчет). Поэтому сегментация активных разломов и их зон является важнейшей задачей для расчета соотношений *M*_{max}/*L*. Определение характерной длины сегмента того или иного разлома, т.е. длины его участка, который может обновиться при будущей подвижке (длины будущего сейсморазрыва), как раз и вносит неопределенность в оценку M_{max} .

Считается, что сегменты разлома отличаются структурным рисунком и/или основными параметрами движений (скорость, направление и т.д.) [Yeats et al., 1997]. Они могут образовывать отдельные кулисы сдвигового ряда разломов, заканчиваться местами заметного изменения простирания единого разлома или сочленением разломов разных простираний.

Однако в сейсмотектонической практике известны примеры сейсмогенных разрывов, которые, охватывая некий геологически определённый сегмент разлома, местами заметно отклонялись от него или продолжались в соседний сегмент. Поэтому при всей логичности такого геологического подхода, сегментация разломов и разломных зон есть решение вероятностное, и уверенности в том, что сегмент выделен правильно, не может быть. Тем не менее, определение $M_{\rm max}$ по длине сегментов зоны активных разломов остаётся главным и наиболее доступным и широко применяемым геологическим методом параметризации линейных сейсмогенерирующих зон.

Как показано в главе 1 и разделах 2.3 и 8.1, DST состоит из ряда геологически обособленных сегментов: залива Акаба, вади Араба, Мёртвого моря, долины Иордана, Яммуне и Эль-Габ.

Вместе с тем, в пределах сегмента Эль-Габ различаются активные разломы с разными морфокинематическими характеристиками.

Наконец, каждый из этих разломов состоит на поверхности из отдельных сложно сочетающихся нарушений, которые на глубине могут сливаться в единую зону.

Очевидно, нарушения последнего типа не могут приниматься в расчёт как сейсмогенерирующие разломы. В качестве сегментов выбраны индивидуальные активные разломы, группирующиеся в активные зоны. Такие разломы могут совпадать с сегментами DST, а могут быть лишь их частями. Аналогичным образом были сегментированы другие зоны активных разломов Сирии и её обрамления. По их длине оценивалась M_{max} сегментов. При этом выяснилось, что оценки $M_{\rm max}$ по величине сейсмогенного смещения, предпринятые в единичных упомянутых случаях, не противоречили оценкам по соотношениям M_{max}/L. Полученные оценки М_{тах} сравнивались с данными об инструментальной и исторической сейсмичности (табл. 19).

На основе совместного анализа данных о сейсмичности и активных разломах были выделены линейные сейсмогенерирующие зоны Сирии и её окружения. На рис. 112 активные разломы показаны как оси таких зон. В табл. 20 приведены экспертные оценки $M_{\rm max}^{\rm exp}$ каждой зоны, основанные на определении $M_{\rm s}$ максимального землетрясения, зафиксированного вблизи оси такой зоны (см. Приложение 3), и оценке $M_{\rm max}$ по соотношению $M_{\rm max}/L$. Последняя наиболее гипотетична для подводных зон и возможно активных разломов из-за неопределённости их сегментации.

Интенсивность позднечетвертичных перемещений, определяющая в общем случае частоту сильнейших землетрясений, принималась в расчёт при оценке $M_{\rm max}$ следующим образом. Корреляционные соотношения $M_{\rm max}/L$ даны в работе [Wells, Coppersmith, 1994] с допущениями определённых отклонений в сторону как
Зона	Землетрясения	$M_{\rm max}^R$
S1	2150–1560 гг. до н.э., <i>M</i> = 6,8; 363.05.18–19 , <i>M</i> = 6,9; (710 г.; <i>M</i> = 6,1); (765 г., <i>M</i> = 6,1);	6,9
	1293.12.01, $M = 6,6$; (1534 г., $M = 6,4$); 1458.11.12, $M = 6,8$; 1834.05.23, $M = 6,7$; 1903.03.29,	
	M = 5,7; 1956.12.18, M = 5,6; 1970.10.08, M = 5,0; 1979.04.23, M = 5,1; 2004.02.11, M = 5,3	
S2	1250 г. до н.э., $M = 6,5$; 854 г. до н.э., $M = 6,6$; 31 г. до н.э. 09.02, $M = 6,9$; 628–634 гг., $M = 6,6$; 24,658 06, $M = 6,6$; 747 01 18, $M = 7,2$; 1022 12.05, $M = 7,1$; 1160 г. $M = 6,6$; 1546 00 20	7,2
	M = 7, 0; 1927, 07, 11, M = 6, 0; 1928, 02, 22, M = 5, 0	
\$3	M = 7, 0, 1927.07.11, M = 0, 0, 1928.02.22, M = 3, 0 5254/510/20 M = 6.6; 846-847 rr M = 6.7; 8471124 M = 7.5; 1202.0520 M = 7.6; 1203-1204 rr	7.6
05	M = 6,1; 1656.02, M = 6,6; 1765 r., M = 6,4; 1837.01.01, M = 7,1; 1956.03.16, M = 6,0;	7,0
	1910.07.10, $M = 5,0$; (1951.08.05, $M = 5,0$)	
S4	1170.06.29 , $M = 7,7$; 1407.4–5, $M = 7,0$; 1783.07.20, $M = 6,5$	7,7
S5	37 г., <i>M</i> = 6,2; 47–48 гг., <i>M</i> = 6,7; 394–396 гг., <i>M</i> = 6,5; 458.09.14 , <i>M</i> = 7,7; 494 г., <i>M</i> = 6,6;	7,7
	(565-571 rr., M = 6); 580-581 rr., M = 5,7; 713.02.28, M = 7,0; 1094.4/5, M = 6,0; 1183-1190.09,	
	M = 6,1; 1404.02.20, M = 7,4; 1404.11.12, M = 5,7; 1537.01.07, M = 6,4; 1796.04.26, M = 6,8	
<u>S6</u>	53 r., $M = 7,0$; 1872.04.03 , $M = 7,2$	7,2
S7	1002–1003 гг., <i>М</i> = 6,8; 1726.04.15, <i>M</i> = 6,1	6,8
F8	1971.06.29, $M = 5,3$	5,3
F9	759 г. до н.э. 10.11, <i>M</i> = 7,3 ; 1759.10.30, <i>M</i> = 6,6	7,3
S10	1537.03.08, $M = 5,9$; 1604.03.13, $M = 5,7$; 1753.12.18, $M = 5,7$; 1754.08.31, $M = 5,9$; 1759.11.25, $M = 7,4$; 1802 г., $M = 6,2$	7,4
F11	590 г. до н.э., <i>M</i> = 6,8; 199–198 гг. до н.э. , <i>M</i> = 6,8; 1205 г., <i>M</i> = 6,7; 1907.07.22, <i>M</i> = 5,2;	6,8
	1997.03.26, $M = 5,0$; 1997.03.26, $M = 5,0$; 1998.07.04, $M = 5,4$	
F12	306 г., <i>M</i> = 7,2; 551.07.09 , <i>M</i> = 7,2 ; 1850.02.12, <i>M</i> = 5,7	7,2
S15	528.11.29 , $M = 7,5$; 791 г., $M = 6,8$; 1484.3/4.29/27, $M = 6,4$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1484.3/4.29/27, $M = 6,4$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1484.3/4.29/27, $M = 6,4$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1484.3/4.29/27, $M = 6,4$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1484.3/4.29/27, $M = 6,4$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1484.3/4.29/27, $M = 6,4$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1610.03.07, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1700, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1700, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1800, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1800, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1800, $M = 5,7$; 1719.03, $M = 6,8$; 1800, $M = 5,7$; 1719, 19, 19, 19, 19, 19, 19, 19, 19, 19,	7,5
	= 6,4; 1760.01.14, M = 6,4; 1822.08.13, M = 7,0; 1822.09.05, M = 5,7	
F16	92 г. до н.э., <i>М</i> = 7,0 ; 330–332 гг., <i>M</i> = 6,3; 1735.12, <i>M</i> = 6,5; 1941.01.20, <i>M</i> = 6,3	7,0
F17	1752.07.21, $M = 6,8$; 1854 г., $M = 5,7$; 1918.09.29, $M = 6,5$; 1919.08.19, $M = 5,4$; 1924.02.18, $M = 6,0$	6,8
F19	1568.10.10 , $M = 6,0$; 2006.03.29, $M = 5,0$	6,0
S21	1365 г. до н.э., <i>М</i> = 7,3; 331 г. до н.э., <i>М</i> = 6,6; 2009.06.17, <i>M</i> = 5,0	7,3
S22	184 г. до н.э., $M = 6,6$; 131 г. до н.э., $M = 5,7$; 69–64 гг. до н.э., $M = 6,8$; 37 г. до н.э., $M =$	7,5
	= 6,1; 76–82–94 гг., M = 6,5; 128–130 гг., M = 6,0; 220, M = 6,1; 272 г., M = 6,1; 290.05.14, M =	
	= 6,1; (334 r., M = 6,8); 344-345 rr., M = 5,7; 348-349 rr., M = 7,0; 419 r., M = 6,1; 518.05, M = 6,1; 518	
	= 6,1; 521 r., M = 7,4; 526.05.20-29, M = 7,5; 553 r., M = 5,7; 639 r., M = 5,7; 717.12.24, M = 6,1; 835 r., M = 6,1; 867 r., M = 6,5; 1091,9710,26706, M = 7,4; 1212 r., M = 6,1; 1738,09,25, M = 6,2; M	
	1872.05.15, $M = 5.7$; $1971.07.11$, $M = 5.6$; $1971.08.17$, $M = 5.0$; $1997.01.22$, $M = 5.7$, $M = 5.2$, $M = 5.3$	
F23	(88 г. до н.э., $M = 7.4$); 557.10.19, $M = 6.0$; 1845–1847 гг., $M = 5.7$; 1915.12.25, $M = 5.4$;	7,4?
	1936.06.14, $M = 5,5$; (1951.04.08, $M = 5,8$)	,
S24	97 г., $M = 6,2$; (245 г., $M = 7,6$); 524 г., $M = 6,1$; (1114.11 , $M = 7,7$); 1513 г., $M = 7,4$;	7,7
	(1894.05.14, M = 6,1); 1967.04.07, M = 5,0; 1991.04.10, M = 5,2; 1994.01.03, M = 5,0; 2001.06.25,	
	M = 5,5; 2001.10.31, M = 5,1; (2002.12.14, M = 5,2)	
S25	1893.03.12/31, $M = 7,1$; 1986.05.05, $M = 5,9$; 1986.06.06, $M = 5,7$	7,1
F26	678 r. , $M = 7,7$; (718 r., $M = 6,1$); 742 r., $M = 6,4$; 1900.11.10, $M = 5,4$; 1905.12.04, $M = 5,8$	7,7
F27	(233-242 rr., M = 7,0); 1089 r., M = 6,2; 1996.12.24, M = 5,5	7,0?
S28	499–500 гг. $M = 7,5$; 995.12.31, $M = 7,5$; 1691 г., $M = 6,0$; 1866.07.20, $M = 6,1$; 1874.05.03, $M = 1000,000,000,000,000,000,000,000,000,00$	7,5
	-7,1; 18/3.05.05/27, M = 0,7; 1903.12.04, M = 0,8; 1908.09.28, M = 0,1); 1913.05.19, M = 5,4; 1949.04.25 $M = 5.3; 1950.11.08, M = 5.2; 1964.06.14, M = 6.0; 1070.00.12, M = 5.0; 1091.01.20$	
	M = 5.1; 1998.05.09, $M = 5.1$; 2003.07.13, $M = 5.6$; 2004.08.11, $M = 5.7$; 2005.11.26, $M = 5.1$	
	2007.02.09, M = 5,5; (2007.02.21, M = 5,7); (2010.03.08, M = 6,1, M = 5,6, M = 5,2, M = 5,3);	
	(2010.03.24, M = 5,1)	

Таблица 19. Сейсмологические характеристики сейсмолинеаментов и доменов Сирии и её окружения

Зона	Землетрясения	$M_{\rm max}^R$
F29	1986.08.03, $M = 5,0$	5,0
F30	2500 г. до н.э., <i>М</i> = 6,2; 477 г., <i>M</i> = 5,7	6,2
F31	450-457 rr., $M = 6,7$; 1156.05.10/18, $M = 6,5$; 1339.1/2, $M = 6,8$; 1670.08.01, $M = 6,5$	6,8
F32	525 г. до н.э., <i>М</i> = 7,5; 19 г., <i>M</i> = 6,5; 341–342 гг., <i>M</i> = 7,0; 1268 г., <i>M</i> = 6,8	7,5
F33	(1128 г., $M = 6,7$); (1137.10/11.19/16, $M = 7,4$); 1873.02.14, $M = 6,2$	7,4?
F34	502.08.22 , $M = 7,2$; 506, $M = 6,8$; 881.05.16, $M = 6,5$; 1984.08.24, $M = 5,1$	7,2
F40	1042.08.21/24, M = 6,9	6,9
F46	1693 г., $M = 6,7$	6,7
F47	749.01.25, $M = 7,0$	7,0
S48	1503 г., $M = 6,9$	6,9
P56	233 г., $M = 5,7$; 854 г., $M = 7,0$; 860.01 , $M = 7,4$; 991.04.05, $M = 7,1$; 1029, $M = 6,1$; 1063.08, $M = 6,9$; 1287.03.22, $M = 7,2$; 1322.1–2, $M = 5,7$; 1544.01.22, $M = 6,5$; 1563.09.13, $M = 5,7$; 1705.11.24, $M = 6,9$	7,4
P58	148-138 гг. до н.э. 02.21, <i>M</i> = 7,4; 1859.01.24, <i>M</i> = 5,7	7,4
P59	1408.12.29, $M = 7,4$	7,4
P60	1290–1292 гг., <i>M</i> = 6,8	6,8
P61	(115.12.13, $M = 7,5$); (128–130 гг., $M = 6,1$)	7,5?
P62	1152.09.27, $M = 5.8$; 1182 г. , $M = 6.7$	6,7
P.63	1921.10.05, $M = 5,5$	5,5
P64	293.03.06 , $M = 7,4$; 517–518 гг., $M = 6,1$; 757.03.09, $M = 5,7$; 775 г., $M = 6,7$; 803 г., $M = 6,0$; 1933.09.25, $M = 5,0$; 1945.03.20, $M = 6,0$; 1998.06.27, $M = 6,3$	7,4
P65	587–588.9/10.30/31, $M = 6,9$; 1908.02.17, $M = 6,0$; 1952.10.22, $M = 5,6$; 1979.12.28, $M = 5,1$	6,9
P67	1901.01.10 , $M = 5,5$; 1922.02.01, $M = 5,3$	5,5
P69	1908.10.30 , $M = 5,4$; 1961.06.01, $M = 5,0$	5,4
P75	1114.11, $M = 7,4$; 1135, $M = 7,0$; 1936.02.02, $M = 5,0$; (2008.09.03, $M = 5,0$)	7,4
P78	963.07.22, $M = 6,1$; 972.10.12, $M = 6,9$; 1626.01.21 , $M = 7,3$	7,3
P79	1157.04.02/04, $M = 6,0$; 1157.07.13, $M = 6,6$; 1157.08.12 , $M = 7,4$; 1577.01.28, $M = 6,6$	7,4
P83	800-802 гг., $M = 6,1$	6,1
P87	(742 г., $M = 6,4$); (1037.12.18, $M = 5,7$)	6,4?
P88	1781 г., $M = 6,9$	6,9
P94	1941.12.02, $M = 5,1$	5,1
P97	1884.02.10 , $M = 6,9$; 1944.04.05, $M = 5,2$	6,9
P98	(1871.03.17, $M = 6,7$); 1915.02.28, $M = 5,3$; 1973.08.30, $M = 5,2$; (1984.12.03, $M = 5,5$)	6,7?
P99	1960.02.21, $M = 5,5$	5,5
P100	2005.01.25, $M = 5.9$	5,9
P109	986.11, $M = 6,6$; 1225–1236.03.04, $M = 6,0$; 1971.07.01, $M = 5,0$	6,6
P111	1149 г., $M = 6,6$	6,6
P113	160.10, $M = 6,0$	6,0
P131	1666.09.22 , $M = 6,9$; 1968.08.10, $M = 5,0$	6,9
P132	1918.04.25 , $M = 5,7$; 1919.08.31, $M = 5,3$	5,7
P133	1046–1047 гг., <i>M</i> = 6,0; 1934.11.27 , <i>M</i> = 6,3	6,3
P134	748 r. , $M = 6,5$; 1924.02.27, $M = 5,7$; 1957.11.03, $M = 5,5$.	6,5

Таблица 19. Продолжение

Таблица 19. Окончание

Зона	Землетрясения	M^{R}_{\max}
Д	Землетрясения к северу от Битлисского надвига с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: 75 г., $M = 6,5$; 601–602 гг., $M = 6,0$; 1111 г., $M = 6,3$; 1220.05.20 , $M = 7,6$; 1275.04.14, $M = 6,9$; 1281 г., $M = 7,4$; 1355–1363 гг., $M = 6,0$; 1646/1648.4/3.7/2, $M = 7,1$; 1685.11.22, $M = 6,7$; 1701.03.07, $M = 6,1$; 1703.03.15, $M = 5,7$; 1708 г., $M = 6,0$; 1715.03.08, $M = 6,6$; 1881.05.30, $M = 6,8$; 1881.06.07, $M = 6,3$; 1903.04.28, $M = 7,0$; 1903.08.06, $M = 5,8$; 1934.12.15, $M = 5,8$; 1936.03.24, $M = 6,0$; 1945.09.01, $M = 5,8$	7,6
Д	Землетрясения к северу от Битлисского надвига с эпицентрами на расстояниях 100–150 км от границ Сирии: 1246 г., $M = 6,0$; 1441 г., $M = 5,7$; 1669.01.04, $M = 6,0$; 1682.05.19, $M = 6,0$; 1696.06.10, $M = 6,5$; 1704.01.27 , $M = 6,7$; 1857.04.09 , $M = 6,7$; 1907.03.29, $M = 5,3$; 1914.03.07, $M = 6,1$; 1972.07.16, $M = 5,0$; 2000.11.15, $M = 5,6$	6,7
Д	Землетрясения в зоне Битлисского надвига с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: 1866.06.20 , <i>M</i> = 6,8 ; 1931.05.06, <i>M</i> = 5,0; 1934.11.12, <i>M</i> = 5,9; 1975.09.06 , <i>M</i> = 6,8 ; <i>M</i> = 5,1; <i>M</i> = 5,1; 1977.03.25, <i>M</i> = 5,2; 1980.07.11, <i>M</i> = 5,0; 1992.05.07, <i>M</i> = 5,0	6,8
Д	Землетрясения к северу от EAFZ и Таврских надвигов с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: 1104.03.12 , $M = 7,2$; 1759.01.12, $M = 6,5$; 1789.05.29 , $M = 7,0$; 1905.12.04, $M = 5,6$; 1909.02.16, $M = 5,7$; 1940.12.20, $M = 5,9$; 1971.05.22, $M = 6,8$	7,2
Д	Землетрясения в Левантинской впадине Средиземного моря с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: 1616.07.22 , $M = 6,9$; 1900.01.05, $M = 6,0$; 1940.07.24, $M = 5,7$	6,9
Д	Землетрясения в Левантинской впадине и Израиле с эпицентрами на расстояниях 100–150 км от границ Сирии: 303–304 гг. , $M = 7,1$; 315 г. $M = 6,1$; 1047–1054 гг., $M = 6,8$; 1068.3/4, 18/20 , $M = 7,0$; 1302.08.09, $M = 6,5$; 1993.03.22, $M = 5,4$	7,1
Д	Алеппо и западная часть Алеппского блока (часть землетрясений могла произойти в соседних активных зонах): 531–535 гг., $M = 6,5$; 634 г., $M = 6,3$; 715–716 гг., $M = 6,0$; 1046–1047 гг., $M = 6,0$; 1109 г., $M = 6,1$; 1138.10.11–26 , $M = 6,8$; 1140–1141 гг., $M = 6,1$; 1222 г., $M = 5,9$; 1344.01.02 , $M = 6,9$; 1403.12.18, $M = 5,7$; 1759.02.17, $M = 6,6$; 1779.06.08, $M = 5,7$; 1831.02.22, $M = 5,7$; 1884.06.06, $M = 5,7$; 1953.03.24, $M = 5,2$	6,9
Д	Впадина Адана и её северное обрамление с эпицентрами на расстояниях > 150 км от гра- ниц Сирии: 1714 г., $M = 5,8$; 1717.06.07 , $M = 6,1$; 1835.08.23 , $M = 6,1$; 1908.02.02, $M = 5,3$; 1924.09.10, $M = 5,9$; 1926.03.17, $M = 5,5$; 1932.12.26, $M = 5,2$	6,1
Д	Месопотамский прогиб с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: 1058.12.08 , <i>M</i> = 7,2 ; 1919.05.12, <i>M</i> = 5,7; 1972.06.08, <i>M</i> = 5,8	7,2
Д	Месопотамский прогиб с эпицентрами на расстояниях 100–150 км от границ Сирии: 1944.07.17 , <i>M</i> = 5 , 9	5,9
Д	Единичные землетрясения в Сирии и около её границ. Ливанское побережье: 2008.02.15, $M = 5,1$. Возможные взрывы в провинции Рутба: 1994.11.20, $M = 5,1$; 1994.12.18, $M = 5,0$	5,1

Примечание. В табл. 19 и 20: F — активный разлом, S — активный сдвиг, P — возможно автивный разлом, PS — возможно активный сдвиг; Д — домены. Сильнейшие землетрясения в каждой зоне выделены жирным шрифтом. Данные в скобках относятся к землетрясениям с эпицентрами вблизи сейсмолинеамента, но не непосредственно в его зоне. Косые линии разделяют оценки «или/или» месяца и дня сейсмического события. M_{max}^{R} — максимальная магнитуда землетрясения, зарегистрированного в зоне сейсмолинеамента или домене.

увеличения, так и уменьшения среднестатистических оценок. При оценке $M_{\rm max}$ сейсмогенерирующих зон Сирии принимались положительные отклонения для разломов с большими скоростями перемещений ($V \ge 1$ мм/год), среднестатистические значения для разломов с мень-

шими скоростями (V < 1 мм/год) и отрицательные отклонения для возможно активных разломов. При наличии конкретных данных о повторяемости землетрясений в отдельных зонах эти данные также принимались в расчёт при оценке сейсмической опасности.



171

77		0				0
U acmi	mnomia	Inouva	COUCMUNOCICOU	onachocmu	monnumonuu	('11n1111
IUCINO	третоя.	Оцепки	сеисмическои	описпости	территории	Cubuu
	1				II IIIII	- · · · ·

30113	Назрание	Тип	Длина,	M_m	M_S^{\max}	Дата сильнейшего	M_{a}^{exp}
Зона	Пазванис	смещений	KM	расчётная	зарегистрированная	землетрясения	S max
FS1	DST, Западный Мёртвого моря	S >> N	100	7,69 (7,47)	M = 6,9	363.05.18–19	7,6
FS2	DST, Иорданский	S >> N	130	7,83 (7,65)	M = 7,2	747.01.18	7,6
FS3	DST, Яммуне	S >> R	230	8,12 (8,03)	M = 7,6	1202.05.20	7,9
FS4	DST, Восточный Эль-Габа	S >> N	170	7,97 (7,82)	M = 7,7	1170.06.29	7,8
FS5	DST, Западный Эль-Габа	S >> N	150	7,90 (7,74)	M = 7,7	458.09.14	7,8
FS6	DST, Северный Эль-Габа	S >> N	60	7,15 (7,0)	M = 7,2	1872.04.03	7,2
FS7	DST, Kapacy	S >> N	80	7,57 (7,37)	M = 6,8	1002–1003 гг.	7,4
F8	DST, Северный Карасу	S > N	55	7,10 (6,97)	M = 5,3	1971.06.29	7,0
F9	Рашайя	S > R	90	7,35 (7,29)	<i>M</i> = 7,3	759 г. до н.э. 10.11	7,3
FS10	Серхайя	S >> R	140	7,87 (7,70)	M = 7,4	1759.11.25	7,7
F11	Роум	S>R	75	7,26 (7,17)	M = 6,8	199–198 гг. до н.э.	7,2
F12	Северный береговой Ливана	R(S)	60	7,14 (7,03)	<i>M</i> = 7,2	551.07.09	7,2
F13	Тартусский	SR	50	7,05 (6,91)			7,0
FS14	Финикийский	(S)	30	6,81 (6,53)			6,8
FS15	Св. Симеона	S >> R	70	7,51 (7,23)	M = 7,5	528.11.29	7,5
F16	Хребта Ларнака-1	R	90	7,38 (7,40)	M = 7,0	92 г. до н.э.	7,4
F17	Хребта Ларнака-2	R	70	7,25 (7,24)	M = 6,8	1752.07.21	7,2
FS18	Хребта Ларнака-3	(<i>S</i>)	25	6,73 (6,40)			6,7
F19	Латакийский береговой-1	(RS)	40	6,94 (6,77)	M = 6,0	1568.10.10	6,9
F20	Латакийский береговой-2	(RS)	30	6,79 (6,58)			6,8
FS21	EAFZ, Хатай	S >> R	65	7,47 (7,18)	M = 7,3	1369 г. до н.э.	7,4
FS22	ЕАFZ, Аманос	S >> R	180	8,0 (7,86)	M = 7,5	526.05.20-29	7,9
F23	EAFZ, Искандерун	SN	115	7,47 (7,45)	M = 7,4	88 г. до н.э.	7,5
FS24	EAFZ, Якапинар-Гёксун	S >> R	150	7,90 (7,74)	M = 7,7	1114.11	7,8
FS25	EAFZ, Нарли	S >> R	140	7,87 (7,70)	M = 7,1	1893.03.12/31	7,8
F26	EAFZ, Ататюрк	R(S)	105	7,42 (7,35)	M = 7,7	678 г.	7,7
F27	Пальмирский	R	30	6,8 (6,69)	M = 7,0	233–242 гг.	6,9
FS28	EAFZ, Xasap	S >> R	140	7,87 (7,70)	M = 7,5	499–500 гг.	7,8
F29	EAFZ-DST, Восточный Карасу	S > R	65	7,18 (7,08)	<i>M</i> = 5,0	1986.08.03	7,1
F30	Эйн Кита	N	35	6,90 (6,72)	M = 6,2	2500 г. до н.э.	6,8
F31	Триполи	R	65	7,21 (7,19)	M = 6,8	1339.1/2	7,2
F32	Центральный береговой Ливана	R	70	7,25 (7,24)	M = 7,5	525 г. до н.э.	7,4
F33	Южный береговой Ливана	R	50	7,07 (7,02)	M = 7,4	1137.10/11.19/16	7,3
F34	Хайфа	SN	75	7,26 (7,17)	M = 7,2	502.08.22	7,2
F35	Южный Йизреель	N	35	6,90 (6,72)			6,8
F36	Центральный Йизреель	N	30	6,81 (6,61)			6,7
F37	Северный Йизреель	N	35	6,90 (6,72)			6,8
F38	Западный Джхар	RD	20	6,59 (6,32)			6,5

Таблица 20. Сейсмогенерирующие разломы в Сирии и в пределах 100 км вокруг её границ

Таблица	20.	Продолжение
---------	-----	-------------

Зона	Название	Тип	Длина,	M_m	$M_S^{ m max}$	Дата сильнейшего	$M_{\rm c}^{\rm exp}$
		смещений	KM	расчётная	зарегистрированная	землетрясения	S _{max}
F39	Центральный Джхар	RD	15	6,44 (6,13)			6,4
F40	Восточный Джхар	RD	25	6,70 (6,46)	M = 6,9	1042.08.21/24	6,8
F41	Бутма-Кастал	RS	30	6,79 (6,58)			6,7
F42	Западный Абдель Азиз	R	15	6,43 (6,24)			6,4
F43	Центральный Абдель Азиз	RS	30	6,79 (6,58)			6,7
F44	Восточный Абдель Азиз	RS	20	6,59 (6,32)			6,5
F45		R	40	6,95 (6,88)			6,9
F46		R	30	6,80 (6,69)	M = 6,7	1693 г.	6,8
F47		R	40	6,95 (6,88)	M = 7,0	749.01.25	7,0
FS48		(<i>S</i>)	35	6,89 (6,63)	M = 6,9	1503 г.	6,9
F49		R	25	6,71 (6,57)			6,7
F50		R	40	6,95 (6,88)			6,9
F51		R	60	7,17 (7,14)			7,1
F52		R	45	7,02 (6,95)			7,0
F53		RS	48	7,03 (6,89)			7,0
F54		R	55	7,12 (7,08)			7,1
P55		(<i>R</i>)	35	6,42 (6,54)			6,5
P56	Дамасский	R(S)	55	6,88 (6,46)	M = 7,4	860.01	7,3
PS57		D	25	6,48 (6,28)			6,4
P58	Латакийского хребта	(RS)	78	7,03 (6,64)	M = 7,4	148–138 гг.	7,3
						до н.э. 2.21	
P59	Латакийский	R(S)	75	7,02 (6,63)	M = 7,4	1408.12.29	7,3
P60	Шахба	NE	30	6,09 (6,12)	M = 6,8	1290–1292 гг.	6,7
P61	Кирения	R(S)	76	7,03 (6,63)	M = 7,5	115.12.13	7,4
P62	Суэйда	NE	33	6,13 (6,18)	M = 6,7	1182 г.	6,7
P63	Хребта Кирения	(<i>SR</i>)	90	7,11 (6,72)	M = 5,5	1921.10.05	7,0
P64		(<i>SR</i>)	70	6,99 (6,59)	M = 7,4	293.03.06	7,3
P65		R	50	6,58 (6,76)	M = 6,9	587-588.9/10.	6,9
						30/31	
P66		R	25	6,26 (6,34)			6,3
P67		R	55	6,62 (6,82)	M = 5,5	1901.01.10	6,7
P68		R	75	6,77 (7,01)			6,9
P69		R	70	6,74 (6,96)	M = 5,4	1908.10.30	6,9
P70		R	45	6,53 (6,69)			6,6
P71		R	35	6,42 (6,54)			6,5
P72		R	20	6,16 (6,20)			6,2
P73		R	75	6,77 (7,01)			6,9
P74		R	35	6,42 (6,54)			6,5
P75		R	100	6,9 (7,18)	M = 7,4	1114.11	7,4
P76		R	65	6,70 (6,92)			6,8
P77		(<i>RS</i>)	40	6,73 (6,29)			6,6
P78	Аафрин	R(S)	60	6,66 (6,87)	M = 7,3	1626.01.21	7,3
P79	Хама	N	57	6,38 (6,50)	M = 7,4	1157.08.12	7,4

Таблица 20. Продолжение

2	II	Тип	Длина,	M _m	$M_{\rm S}^{\rm max}$	Дата сильнейшего	Mexp
зона	Название	смещений	KM	расчётная	зарегистрированная	землетрясения	$^{IVI}S_{max}$
P80		(RS)	20	5,90 (5,88)			5,9
P81		(<i>R</i>)	42	6,51 (6,65)			6,6
P82	Расафе-1	(RS)	35	6,66 (6,22)			6,5
P83	Расафе-2	(RS)	32	6,62 (6,17)	M = 6,1	800-802 гг.	6,5
P84	Расафе-3	N	20	5,90 (5,88)			5,9
P85	Эль Фаид	N	35	6,16 (6,21)			6,2
P86	Балих	N	35	6,16 (6,21)			6,2
P87		N	57	6,38 (6,5)	M = 6,4	742 г.	6,4
P88		(<i>R</i>)	30	6,35 (6,45)	M = 6,9	1781 г.	6,9
P89		EN	20	5,90 (5,88)			5,9
P90		NE	27	6,04 (6,06)			6,0
P91		R	15	6,03 (6,03)			6,0
P92		R	30	6,35 (6,45)			6,4
P93		R	17	6,08 (6,10)			6,1
P94		R	23	6,22 (6,29)			6,2
P95		R	26	6,28 (6,36)			6,3
P96		R	27	6,30 (6,38)			6,3
P97		R	75	6,77 (7,01)	M = 6,9	1884.02.10	6,9
P98	Битлисский надвиг-2	R	~50	6,58 (6,76)	M = 6,7	1871.03.17	6,7
P99	Битлисский надвиг-1	R	~50	6,58 (6,76)	M = 5,5	1960.02.21	6,7
P100	Битлисский надвиг-3	R	50	6,58 (6,76)	M = 5,9	2005.01.25	6,7
P101		R	37	6,44 (6,58)			6,5
P102		R	35	6,42 (6,54)			6,5
P103		R	42	6,51 (6,65)			6,5
P104	Хасаке-1	SR	28	6,56 (6,10)			6,4
P105	Хасаке-2	SR	19	6,37 (5,89)			6,3
P106		R	38	6.45 (6.59)			6.5
P107		R	20	6.16 (6.20)			6.2
P108		R	20	6.16 (6.20)			6.2
P109		R	30	6.35 (6.45)	M = 6.6	986.11	6.6
P110		R	20	6.16 (6.20)		,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	6.2
P111	Евфратский-1	N	43	6.25 (6.33)	M = 6.6	1149 г.	6.6
P112	Евфратский-2	N	40	6.22 (6.29)	-) -		6.2
P113	Евфратский-3	N	44	6.26 (6.35)	M = 6.0	160.10	6.3
PS114		D	20	6.38 (6.14)		100110	6.3
PS115	Олаб-1	D	54	6.83 (6.76)			6.8
PS116	Олаб-2	D	46	6 76 (6 66)			6.7
PS117	Олаб-3	D	34	6.62 (6.48)			6.5
PS118	Олаб-4	D	15	6.25 (5.96)			6.2
PS110	Олаб-5	D	20	6.38 (6 14)			63
PS120	Олаб-б	<u>р</u>	18	6 34 (6 08)			6.2
PS120	Олаб-7	р Л	51	6 81 (6 73)			6.8
DS122	Олаб 8		52	6 82 (6 75)			6.0
F 5122	0.1a0-0		55	0,02(0,13)			0,0

Зона	Название	Тип	Длина,	M _m	M_S^{\max}	Дата сильнейшего	M_{c}^{exp}
50114	Trasbattite	смещений	KM	расчётная	зарегистрированная	землетрясения	S _{max}
PS123		D	20	6,38 (6,14)			6,3
PS124	Акфан	D	54	6,83 (6,76)			6,8
PS125		D	52	6,81 (6,74)			6,8
PS126		D	31	6,58 (6,42)			6,5
P127		N	26	6,02 (6,03)			6,0
P128		NS	40	6,73 (6,29)			6,5
P129		(<i>N</i>)	42	6,24 (6,32)			6,2
P130		(<i>N</i>)	40	6,22 (6,29)			6,2
P131		(<i>R</i>)	50	6,58 (6,76)	M = 6,9	1666.09.22	6,9
P132		(<i>N</i>)	33	6,56 (6,40)	M = 5,7	1918.04.25	6,5
P133		(<i>R</i>)	48	6,56 (6,40)	M = 6,3	1934.11.27	6,5
P134		(NS)	40	6,73 (6,29)	M = 6,5	748 г.	6,5

Таблица 20. Окончание

Примечание. Номера разломов со средними скоростями движений ≥ 1 мм/год выделены жирным шрифтом. R — взброс или надвиг, N — сброс, E — разлом растяжения, S — левый сдвиг, D — правый сдвиг; предполагаемая компонента смещений указана в скобках. M_m рассчитана для разломов по формуле $M = a + b \cdot lg(SRL)$ и (в скобках) по формуле $M = a + b \cdot lg(RLD)$, где SRL — длина разлома на поверхности (в км), RLD — длина разлома на глубине (в км), а коэффициенты a и b взяты из работы [Wells, Coppersmith, 1994].

Глава 15 Детерминистическая оценка сейсмической опасности

При выполнении работ по сейсмическому районированию, т.е. оценке сейсмической опасности региона, обычно решается ряд задач по корреляции параметров очагов землетрясений и их выражения на земной поверхности. Они решаемы в том случае, когда мы знаем соотношения между M — магнитудой, I_0 — интенсивностью и h — глубиной землетрясения:

$$I_0 = f_1(Mh). \tag{1}$$

Закон уменьшения интенсивности с увеличением расстояния от эпицентра таков:

$$I_0 - I_i = f_2(\Delta h).$$
 (2)

Выражения (1) и (2) описывают процесс уменьшения интенсивности сотрясений на земной поверхности в зависимости от положения и энергии очага. Общее уравнение, связывающее выражения (1) и (2) и отражающее соотношения I_0 , I_i , M и h с характеристиками среды, называется уравнением макросейсмического поля [Шебалин, 1968]. Оно выглядит следующим образом:

$$I_0 = bM - v \lg h + c, \tag{3}$$

где b, v, c — коэффициенты, определяемые свойствами среды; I_0 — интенсивность в эпицентре; M — магнитуда землетрясения; h — глубина его очага.

Расчёт затухания интенсивности сейсмических сотрясений с расстоянием был сделан для Сирии на основе макросейсмических эффектов сильнейших событий 1170, 1202, 1759, 1822 и 1872 гг. [Ambraseys, Melville, 1988; Ambraseys, 1989; Ambraseys, Barazangi, 1989; и данная работа] (см. рис. 104). Используя выражение (3), можно выразить первую изосейсту формулой:

$$I_0 = bM - v \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2 + c}, \qquad (4)$$

где I_0 — интенсивность сотрясений на первой изосейсте, определёных в пунктах наблюдений, Δ_i — средний радиус первой изосейсты.

Принимая во внимание, что коэффициент *b* слабо зависит от особенностей строения земной коры, мы принимаем его равным 1,5. В этом случае, если i = 3 и $\Delta >> h$, последняя величина может не учитываться в формуле (4). В результате мы получаем уравнение:

$$1,5M - I_i = v \lg \Delta_i + c, \tag{5}$$

Эти данные использовались для расчёта коэффициентов *v* и *c*. Для выполнения расчётов мы обратились к картам изосейст. На основе этой информации было построено 18 уравнений типа (5), которые были решены методом наименьших квадратов. При исходной ординате и наклоне полученных линий графика, соответствующих выражению:

$$1,5M - I_i = f(\lg \Delta_i),$$

были получены следующие величины коэффициентов затухания: v = 3,5 и c = 3,0.

Эта эмпирическая информация была применена для расчёта затухания коэффициента *v* вдоль и поперёк геологических структур с использованием двух соседних изосейст на основе формулы Блейка–Шебалина [Шебалин,1968]. В этом случае расчёт по формуле (5) производился для двух соседних изосейст. Расчёты показали, что величина коэффициента варьирует поперёк структур от 2,7 до 3,8, а вдоль структур от 2,7 до 3,2. Таким образом, интенсивность затухания, фиксируемая расстоянием между изосейстами, оказывается поперёк структур в среднем в 1,65 раз выше, чем вдоль них.

Полагая, что величины коэффициентов затухания возможных будущих землетрясений Сирии совпадут с подобными оценками случившихся землетрясений, мы применили 18 уравнений типа (5) к будущим землетрясениям Сирии и Ливана. В этих расчётах мы использовали оценки сейсмического потенциала ($M_{\rm max}$) активных зон разломов, основанные как на их геологических параметрах (длина сегментов разломов, интенсивность и тип перемещений), так и на сильнейших исторических зем-

Таблица 21. Величины полуосей эллипсов изосейст землетрясений Сирии и её обрамления, полученные из зависисмости $I_i = 1,5M - 3,5 \lg \Delta_i + 3,0$, если глубины гипоцентров 10–15 км

	I > 9 (9, 1)	5) баллов	I = 96	баллов	I = 8 6	аллов	I = 7.6	аллов	<i>I</i> = 6 баллов		
M	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль	
	структур	структур	структур структур		структур	структур	структур	структур	структур	структур	
7,5	11	18	27	43	57	91	117	187	242	388	
7,0) Очаг землетрясения		14	23	33	52	68	109	141	225	
6,5	-	-	5 8		18	28	39	63	83	132	
6,0	_	-	Очаг земл	етрясения	9	15	22	35	47	75	
5,5	_	_			Очаг земле	етрясения	11	18	27	43	
5,0	_	-	-	-	-	_	Очаг земле	етрясения	14	23	

Таблица 22. Величины полуосей эллипсов изосейст землетрясений Сирии и её обрамления, полученные из зависисмости $I_i = 1,5M - 3,5 \lg \Delta_i + 3,0$, если глубины гипоцентров 20–25 км

	I > 9 (9,	,5) баллов	I = 9	баллов	I = 8	баллов	I = 7	баллов	I = 6	баллов
M	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль	Поперёк	Вдоль
	структур	структур	структур	структур	структур	структур	структур	структур	структур	структур
8,0	12	22	52	99	119	180	185	311		
7,5	6	12	25	40	56	90	117	187	242	388
7,0	7,0 Очаг землетрясения		11 18		31	50	68	108	140	224
6,5	-	-	Очаг землетрясения		15	25	38	61	81	129
6,0	-	_	-	_	Очаг земл	етрясения	20	32	46	74
5,5	_	_			-	_	7	11	25	41
5,0	-	-	-	-	-	-	Очаг земл	етрясения	11	18

летрясениях (см. рис. 112; табл. 20). Относительно короткие расстояния, на которых затухала интенсивность сотрясений при событиях 1170, 1202, 1759, 1822 гг. и некоторых других сильных коровых землетрясениях в зоне DST, указывают на то, что их магнитуды были завышены предшествовавшими исследователями. Магнитуда сильнейшего землетрясения 1170 г. не превышает $M_s = 7,7$.



$$h\Delta n = (\sqrt{r^{2} + h^{2}}), \text{KM}$$

$$\begin{bmatrix} 1 & I_{0}, I_{n} (\text{MSK-64}) & 7 \\ 2 & XII \\ 2 & XII \\ 3 & XI \\ 4 & X \\ 5 & IX \\ 6 & VIII \\ 10 & VI \\ 10 & VI \\ 20 & IV \\ 30 & III \\ 10 & VI \\ 40 & III \\ 50 & 0 \\ 100 \\ I_{0} = 1,5M - 3,5 \text{lg}n = 3,0 \\ 200 & I_{n} = 1,5M - 3,5 \text{lg}\Delta n = 3,0 \\ 300 \\ 400 \\ 500 \\ 600 \\ 700 \\ 1 \\ \text{KHOY} \end{bmatrix}$$

На основе полученного уравнения макросейсмического поля мы оценили средние радиусы изосейст и составили (для возможного интервала магнитуд землетрясений) модель изосейст, которая необходима, чтобы оценить изменения интенсивности сотрясений от возможных гипоцентров землетрясений к земной поверхности. Принимая во внимание глубину начальной

> Рис. 113. Стандартная номограмма для определения локальной глубины неглубокого землетрясения по макросейсмическим данным (площадь изосейсты S_i , её средний радиус r_i или расстояние до пунктов с известной интенсивностью Δ_i), при коэффициенте затухания v = 3,5 [Шебалин, 1968]

изосейсты в очаге сейсмически активной зоны, мы получили два варианта их воздействий на земную поверхность — при средних глубинах очагов 10–15 и 20–25 км (табл. 21 и 22).

Выполнив указанные операции, мы изготовили специальный шаблон с длинами осей изосейст, рассчитанными по уравнению Блейка-Шебалина (рис. 113 и 114). С помощью этого шаблона мы определили положение различных изосейст в баллах шкалы интенсивности MSK, включая исходную осевую изосейсту в очаге землетрясения с известной магнитудой. Используя исходные данные о землетрясениях (см. рис 112; табл. 20) и модель изосейст, полученную описанным детерминистическим способом, мы составили Карту оценки сейсмической опасности Сирии и Ливана. Карта демонстрирует интенсивность сейсмических воздействий возможных будущих землетрясений на разные части территории (рис. 115).

Рис. 114. Стандартная номограмма соотношений M, $h\Delta n$ и I, осреднённая для неглубоких землетрясений (b = 1,5, v = 3,5, c = 3) [Шебалин, 1968]

 M_{S}

8]



178

Глава 16 Вероятностная оценка сейсмической опасности

Основа вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО) заложена в работе А.Корнелла [Cornell, 1968]. В современном понимании ВАСО как метод количественной оценки сейсмической опасности выполняется в тех случаях, когла имеются альтернативные варианты определяющих сейсмическую опасность параметров. В нашем случае это альтернативные модели затухания, кинематика сейсмогенных разрывов, законы распределения магнитуд. Оценка определяющих сейсмическую опасность параметров, по существу, является экспертной оценкой. Как всякой природной опасности ей внутренне присуща неопределенность, которая, в свою очередь, влияет на величину доверительного интервала при оценке сейсмической опасности. Современная технология вероятностного анализа сейсмической опасности позволяет получить количественную оценку уровня сейсмической опасности и определить влияние неопределенности накопленных знаний.

16.1. Метод логического дерева оценки сейсмической опасности для Сирии

В соответствии с классификацией [SSHAC, 1997], анализ сейсмической опасности для Си-

рии выполнялся для уровня «1». Это означает, что обоснование уровня сейсмичности и моделей движения грунта выполнено прежде всего на основе доступных литературных данных, анализа сейсмологических и геологических данных о районе исследований и рекомендаций экспертов. Полученные по результатам анализа всей совокупности исходных данных оценки сейсмичности рекомендуется применять при обосновании запаса прочности проектируемых и существующих «некритических» сооружений при динамических нагрузках от землетрясений.

При разработке сейсмотектонической модели, обосновании параметров сейсмических источников и выборе моделей затухания учитывались известные региональные особенности, значимо влияющие на диапазон возможных решений. В связи с этим важной стороной ВАСО являются идентификация и количественная оценка возникающей при этом неопределенности. Неопределенность в оценках ВАСО можно разделить на алеаторическую (aleatoric = случайный) и эпистемическую (epistemic = знание) части. В соответствии со смысловой нагрузкой названий алеаторическая изменчивость относится к природной неуничтожимой случайности, и в данном случае ее адекватно представляет стандартная ошибка σ в эмпирических моделях предсказания движений (регрессионные модели затухания). Эпистемическая неоп-



Рис. 116. Логическое «дерево» вероятностного анализа сейсмической опасности Сирии

L01 и D01 см. на рис. 117

ределенность связана исключительно с недостатком знаний относительно регионального сейсмического процесса. Весьма эффективный метод для объединения полного диапазона экспертных оценок и количественной оценки эпистемической неопределенности основан на использовании логического дерева. Логическая схема «дерева» представлена на рис. 116. Определяющими в расчетах сейсмической опасности являются процедуры формирования и количественного обоснования ветвей логического дерева, включающих:

 сейсмотектоническую модель исследуемого региона;

- декластеризацию каталога землетрясений;
- оценку максимальной магнитуды;
- механизмы движения по разлому;

— модели затухания энергии землетрясений с удалением от источника.

16.2. Сейсмотектоническая модель

Основой доменно-линеаментной модели региональных сейсмических источников (рис. 117)

являются сведения из инструментального сейсмического каталога (см. рис. 90) и данные региональной сейсмотектоники (см. рис. 112). В соответствии с имеющимися в нашем распоряжении исходными данными о сейсмогеологических условиях исследуемой территории, в частности, материалами Карты современной геодинамики Сирии и соседних территорий (см. Приложение 2) вылелены сейсмолинеамент L01 и левять сейсмотектонических доменов D01-D09. В L01 и доменах D01-D03 расположены эпицентры сильнейших землетрясений и крупные активные разломы: соответственно Иорданский сегмент DST в L01. сегмент Яммуне DST и разлом Серхайя в D01, сегмент Эль-Габ DST в D02, EAFZ в D03. В ломене D04 нахолятся Битлисский шов и эпицентры сильных землетрясений его северного крыла, а в доменах D05 и D09 — эпицентры сильных землетрясений и активные разломы складчатой части Месопотамского прогиба Северного Ирака и полводного продолжения EAFZ Северо-Восточного Средиземноморья. Домены D06 и D07 охватывают подвижные платформенные блоки: D06 — часть плато Эль-Араб и Дамасскую впадину с г. Дамаском на севере и D07 — Алеппский



ких источников из декластеризованных каталогов коровых землетрясений с <i>M</i> _w ≥ 3 и глубиной меньше событий в зонах 1097		историческая, м./ ^h max	Mw		7,6	7,7	7,7	7,6	7,2	7,2	7,4	7,0	7,5	7,1		7,6	7,7	7,7	7,6	7,2	7,2	7,4	7,0	7,5	7,1
Габлица 23. Основные параметры сейсмических источников из декластеризованных каталогов коровых землетрясений с <i>M</i> _w ≥ 3 и глубиной меньше 33 км. Полное число недекластеризованных событий в зонах 1097 Максимальная магнитула	Максимальная	инструментальная, м	M_W	і в каталоге 837	6,3	5,8	7,2	6,9	5,6	5,8	5,7	5,9	6,6	6,4	тий в каталоге 621	6,2	5,8	6,9	6,9	5,6	5,8	5,7	5,9	6,6	6,4
		Средняя глуби- на гипоцентров, км	MM	изованных событий	10	19	19	23	27	14	17	28	15	12	геризованных собы	10	21	20	24	27	14	17	29	15	12
	симального	аксимального бия параметров зрга-Рихтера	<i>b</i>	исло декластери	$1,12\pm 0,13$	$0,74\pm0,07$	$0,79\pm0,13$	$0,91\pm0,07$	$0,97\pm0,30$	$0,98{\pm}0,10$	$0,79\pm0,13$	$1,07{\pm}0,06$	$0,78{\pm}0,03$	$0,89{\pm}0,04$	ре число декласт	$1,13\pm 0,11$	$0,75{\pm}0,16$	$0,75\pm0,09$	$0,81{\pm}0,07$	$0,91{\pm}0,40$	$0,94{\pm}0,10$	$0,72\pm\!0,10$	$1,03{\pm}0,05$	$0,77{\pm}0,04$	$0,79\pm0,02$
	Оценка мак	Оценка маі правдоподобі Гуттенбер	a	1985]. Полное ч	$4,9{\pm}0,7$	$2,7{\pm}0,8$	$2, 6{\pm}0, 7$	$4, 3\pm 0, 4$	$4, 7\pm 1, 6$	$3,9{\pm}0,5$	$2, 6 \pm 0, 6$	$4, 6{\pm}0, 3$	$3,2{\pm}0,2$	$3, 6{\pm}0, 2$	оff, 1974]. Полне	$4,9{\pm}0,6$	$2,7{\pm}0,8$	$3,4{\pm}0,5$	$3, 7\pm 0, 4$	$3, 4\pm 2, 1$	$_{3,6\pm 0,5}$	$2, 3\pm 0, 5$	$4, 3\pm 0, 3$	$3, 1{\pm}0, 2$	$3,0\pm 0,12$
		Начальная и конеч- ная даты инструмен- тальных наблюдений		аталога по [Reasenderg,	1907–2008	1915-2009	1900–2008	1900-2010	1900–2009	1924–1997	1915-2002	1918–1999	1900–2006	1903-2004	лога по [Gardner, Knope	1907–2008	1915–2009	1900–2008	1900–2010	1900–2009	1924–1997	1915-2002	1918–1999	1900–2006	1903-2004
		Число незави- симых событий		екластеризация к	56	18	143	127	12	16	6	18	41	25	астеризация ката.	48	16	103	90	12	15	9	15	38	26
		Площадь, км ²			26370	26940	73750	64630	24014	35370	35850	188050	39200	Η	Декл	26370	26940	73750	64630	24014	35370	35850	188050	39200	I
		Название зоны			D01	D02	D03	D04	D05	D06	D07	D08	D09	L01		D01	D02	D03	D04	D05	D06	D07	D08	D09	L01

Глава 16. Вероятностная оценка сейсмической опасности

блок с г. Алеппо, а домен D08 — малоподвижную и слабосейсмичную платформенную территорию. Тем самым мы несколько упростили сейсмотектоническую ситуацию, представленную на Приложении 2 и рис. 112, но это упрощение мало меняет оценку сейсмической опасности для выбранного уровня детальности.

16.3. Декластеризация каталога

В рамках настоящей работы, магнитуда землетрясений каталога приведена к моментной магнитуде M_w , которая используется и в последующих алгоритмах расчета уровня сейсмичности. Для оценки параметров сейсмичности из каталога предварительно отобраны коровые землетрясения, глубины гипоцентров которых не превышают 33 км.

Анализ каталога землетрясений показал, что магнитуда полноты M_c , т.е. магнитуда, выше которой землетрясения в каталоге не пропущены, составляет 5,6. В соответствии с основными идеями ВАСО для расчета параметров сейсмичности необходимо выбрать статистически независимые события, т.е. из каталога следует устранить форшоковые и афтершоковые события. Эта операция неоднозначна, и её выполнение возможно двумя обшепринятыми методами [Gardner, Knopoff, 1974; Reasenberg, 1985]. Результаты декластеризации, полученные разными методами, включены в логическое дерево с равными весами. Параметры а и b соотношения Гуттенберга-Рихтера определялись по методу максимального правдоподобия. Результаты декластеризации и оценка параметров графика повторяемости землетрясений Гуттенберга– Рихтера приведены в табл. 23.

16.4. Оценка максимальной магнитуды в зонах

Важным параметром сейсмических источников является их максимальная магнитуда $M_{\rm max}$, и оценка этого параметра всегда экспертная. В данной работе основой для оценки $M_{\rm max}$ служит исторический каталог. Для соответствующего узла логического дерева принимались два значения максимальной магнитуды:

— максимальная в зоне магнитуда землетрясения исторического каталога $M_{\rm max} = M_{\underline{h} \, {\rm max}};$

— $M_{\text{max}} = M_{h \text{ max}} + 0,5$ (добавление 0,5 магнитудной единицы является часто используемым приемом). Результаты выбора M_{max} показаны в табл. 24.

16.5. Механизмы движения по разлому

Январь 1995 г. знаменателен началом работы Сирийской национальной сейсмологической сети из 27 короткопериодных станций. В работе [Abdul-Wahed, Al-Tahhan, 2010] дан анализ механизмов 49 значимых землетрясений, зарегистрированных за период 1995–2003 гг. Сирийской национальной сейсмологической сетью. Информация получена в основном из источников EAFZ и DST. Из 20 событий на территории Сирии лишь для двух землетрясений

	Исторический каталог		M _{max}	
Зона	Число событий	Максимальная магнитуда $M_{\rm max}^{\rm иcr}$	Узловые оценки магнитуды	Относительный вес
EAFZ: D03	115	7,7	7,7	0,5
			8,2	0,5
DST: L01, D01, D02	74	7,7	7,7	0,5
			8,2	0,5
D04	34	7,6	7,6	0,5
			8,1	0,5
D08	6	7,0	7,0	0,5
			7,5	0,5

Таблица 24. Узловые параметры максимальной магнитуды, оцененные по историческому каталогу

механизм подвижек определён как взброс и сброс, остальные 18 классифицируются как сдвиги. Тип движения крыльев разлома является дополнительным критерием энергетической оценки сильных землетрясений, используемым в алгоритме расчета сейсмической опасности SEISRISK III. Параметры движения от взбросов и надвигов могут превышать движения от сдвигов более чем на 50%.

На основе проведенного в работе [Abdul-Wahed, Al-Tahhan, 2010] анализа нами для ВАСО приняты для взбросов, сбросов и сдвигов исследуемой территории Сирии веса 0,1, 0,1 и 0,8, соответственно.

16.6. Модели затухания

В 2008 г. по результатам исследований в рамках проекта NGA (Next Generation Attenuation) опубликовано пять моделей затухания сильных движений, каждая из моделей разработана на полмножестве записей из обшей мировой базы данных, созданных в PEER. В работе [Stafford et al., 2008] показано, что эти уравнения применимы для ряда сейсмоактивных регионов мира. В частности, было показано, что модели NGA не противоречат имеющимся записям сильных движений на Ближнем и Среднем Востоке. Из набора моделей затухания сильных движений NGA лишь одна модель [Boore, Atkinson, 2008] не требует дополнительного набора параметров, не всегда известных, таких как глубина до сейсмической границы со скоростью 1 км/с, глубина до верхней кромки разрыва и т.п.



Рис. 118. Зависимость медианных значений пикового горизонтального ускорения от расстояния R_{jb} для сдвигового разрыва с $M_w = 7$. Пункт расположен на скальных породах



Рис. 119. Спектр реакции по ускорению среднего горизонтального движения от разрыва $M_w = 7$ на расстоянии $R_{ib} = 10$ км

Практический интерес для оценки сейсмичности территории Сирии представляет модель затухания для Среднего и Ближнего Востока [Akkar, Bommer, 2010], разработанная на основе региональных инструментальных сейсмологических наблюдений. Существенным достоинством моделей [Akkar, Bommer, 2010] и [Boore, Atkinson, 2008] является использование в качестве метрики расстояния Джойнера-Бура — кратчайшего расстояния по поверхности от эпицентра до проекции разрыва на поверхность. Эта метрика используется в большинстве алгоритмов по вычислению сейсмической опасности.

Анализ применяемых в мировой практике моделей затухания сильных движений с расстоянием показал, что наиболее приемлемыми для расчета уровня сейсмической опасности в пределах территории Сирии являются модели затухания [Akkar, Bommer, 2010] и [Boore, Atkinson, 2008].

> Примеры зависимости движений от расстояния, определяемые этими моделями, показаны на рис. 118, а соответствующие им спектры реакции приведены на рис. 119.

16.7. Технология и результаты расчета сейсмической опасности

Расчет сейсмической опасности от каждой полной ветви «дерева» выполнялся по известной программе SEISRISK III. Для упрощения расчетов использовалась модификация этой программы со случайной генерацией ветвей (это достигается трактовкой





Глава 16. Вероятностная оценка сейсмической опасности









весов как вероятностей), так чтобы при большом числе «прогонов» среднее по «прогонам» было равно среднему по ансамблю ветвей.

По результатам расчетов получены распределения средних значений PGA (пиковых ускорений) и спектральных ускорений (для T = 0,2 и 1,0 с) для периодов повторяемости сильных землетрясений один раз в 100, 500, 1000 и 5000 лет. Неопределенность средних значений пиковых и спектральных ускорений оценивалась величиной коэффициента вариации:

$$COV = \frac{\mu}{\sigma}$$

Параметры сейсмической опасности в виде значения пиковых и спектральных ускорений, коэффициентов вариации рассчитаны по сетке $0,25\times0,25^{\circ}$, охватывающей всю территорию Сирии и Ливана. Параметры сейсмической опасности рассчитаны для периодов повторения сильных землетрясений один раз в 100, 500, 1000 и 5000 лет для слабых ($V_S = 270$ м/с), жёстких ($V_S = 550$ м/с) и скальных ($V_S = 760$ м/с) грунтов. На рис. 120–131 представлены карты распределения пиковых ускорений в долях g — ускорения свободного падения, с периодом повторения сильных землетрясений один раз в 100, 500, 1000 и 5000 лет для указанных трёх типов грунтов.

Приведенные материалы представляют собой лишь первые результаты вероятностного анализа сейсмической опасности Сирии. Мы планируем выполнить в будущем подобные расчёты на основе более детального анализа возможных воздействий конкретных сейсмогенерирующих зон Сирии и её ближайшего окружения (см. рис. 112) при оценке максимальных возможных магнитуд землетрясений в таких зонах, как по сейсмологическим, так и по геологическим данным. Представляется полезным выполнить также расчёт пиковых ускорений в пределах крупных городских агломераций и вблизи важнейших инженерных сооружений с учётом конкретных грунтовых условий.

* * *

Согласно детерминистическому анализу сейсмической опасности Сирии, области наиболее интенсивных сейсмических сотрясений (I = 9-10 баллов MSK) соответствуют главным сейсмически активным разломам северной части Левантской зоны разломов (DST) и соселним активным сегментам EAFZ (см. рис. 115). Области высокой сотрясаемости (I = 9 баллов MSK) окружают их. Города Антакия (Антиохия) и Идлиб расположены в этой 9-балльной зоне. Области с интенсивностью сотрясений *I* = = 8 баллов MSK окружают зону высокой сотрясаемости, распространяются на прибрежные активные и возможно активные зоны Восточного Средиземноморья и, вероятно, охватывают также Северные Пальмириды (поднятие Бишри). Большинство городов Западной Сирии и Ливана попадают в 8-балльную область. Это Дамаск (кроме его горной части, которая относится к 9-балльной зоне), Бейрут, Алеппо, Хомс, Хама, Латакия, Баниас, Тартус, Триполи и Дара. 7-балльная область занимает большие территории в восточной части Сирии. Она распространяется на центральную часть плато Джебель Араб и северную часть Сирийской пустыни. В этой области находятся города Ас-Суэйда и, возможно. Хассаке и Аль-Камышли. 6-5-балльная зона охватывает некоторые территории около долины Евфрата и в других частях страны.

Вероятностный анализ сейсмической опасности даёт сходную картину распределения пиковых ускорений (см. рис. 120–131). Величины пиковых ускорений различаются для разных периодов повторяемости и различных грунтовых условий.

Заключение

В книге описана неотектоника сирийской части Аравийской плиты и её западного и северо-западного обрамлений. Восстановлена история позднекайнозойского развития этой территории с конца олигоцена поныне. События в указанном регионе сопоставлены с тектонической эволюцией всего Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Выявлены четыре стадии неотектонического развития территории Сирии, находящие аналогии в других частях Альпийско-Гималайского пояса от Средиземноморья и Карпат ло Гималаев и Центральной Азии. В первую. олигоцен-раннемиоценовую, стадию коллизионное сжатие было направлено на ССЗ. Закрылись реликты Тетиса возле северо-западного края Аравийской плиты, произошли сдвиго-надвиговые смещения и складчатые деформации в зоне Латакийско-Аафринского разлома. Возникла DST, северная, ливаносирийская, часть которой проходила по разлому Роум и его продолжению вдоль континентального склона. Вторая стадия, соответствовавшая примерно среднему миоцену, характеризовалась северовосточной ориентировкой наибольшего сжатия. Происходили интенсивные перемещения в зоне Главного надвига Загроса, приведшие к закрытию сохранявшегося там реликтового бассейна Тетиса, зарождению Месопотамского предгорного прогиба и началу складчато-надвиговых деформаций на его северо-восточном фланге. Дальнейшее распространение этих деформаций на юго-запад привело к образованию складчато-надвигового пояса Загроса и его постепенному расширению на ранее недеформированные части прогиба. В северо-западной части Аравийской плиты вторая стадия была эпохой тектонического покоя. Деформационные процессы усилились в третью, позднемиоцен-раннеплиоценовую, стадию развития, особенно в мессинии, когда наибольшее сжатие вновь оказалось ориентированным на ССЗ. Возобновились левосдвиговые перемещения по той же ветви DST, которые дополнились складчато-надвиговыми деформациями Пальмирид. В четвёртую, среднеплиоцен-четвертичную, стадию сжатие стало примерно меридиональным. Этой стадии предшествовала структурная перестройка 4–3,5 млн лет назад, в результате которой сформировался современный структурный план северной части DST. Возникли её наиболее активные современные сегменты Яммуне и Эль-Габ, а также оперяющие разломы Рашайя, Серхайя и Св. Симеона. Средняя скорость плиоцен-четвертичного левого сдвига по сегменту Эль-Габ определена как 5±1 мм/год, а вместе с оперяющими разломами достигает 7–8 мм/год, что близко к скорости синхронного сдвига на юге DST, в районе Мёртвого моря.

Примерно тогда же завершилась структурная перестройка северо-западного фланга Аравийской плиты. На ранних стадиях неотектонического развития наиболее активными были Таврские надвиги на северной границе плиты и зона разломов Латакия-Аафрин, продолжавшаяся на западе южным ограничением Кипрской дуги. В результате перестройки эти разломы потеряли лидирующую роль. Возникли левые взбросо-сдвиги EAFZ, сопряжённой с Северо-Анатолийской зоной правых сдвигов. Последняя кулисно подставляется на юговостоке Главным современным разломом Загроса, который, как и его юго-восточные продолжения, также характеризуется правосдвиговыми смещениями. В ту же последнюю стадию неотектонического развития возникли: современная восток-юговосточная разломная граница Алеппского платформенного блока (зона разломов Расафе-Эль-Фаид и её продолжения); новейший Евфратский разлом, протягивающийся вдоль юго-западного борта долины р. Евфрата; разлом Олаб и другие дугообразно выпуклые к югу правые сдвиги, сопряжённые с DST и оперяющими её левыми сдвигами и взбрососдвигами и рассекающие Пальмириды и платформенную часть Сирии. Важнейшая особенность четвёртой стадии — возрастание контрастности вертикальных движений и формирование современного горного рельефа.

Олигоцен-четвертичный базальтовый вулканизм западной части Аравийской плиты, проявившийся в Сирии и соседних странах, связан с неотектоникой региона. Эта связь проявляется двояко. Во-первых, многие вулканы приурочены к зонам

Заключение

растяжения, оперяющим DST и другие сдвиги. Вовторых, зоны растяжения, образующие цепи вулканов, чаще всего простираются меридионально или на северо-запад. Вулканизм активизировался в те эпохи, когда направление сжатия совпадало с ориентировкой этих зон, а растяжение было ориентировано перпендикулярно к ним. Средний миоцен, когда ориентировки сжатия и растяжения были иными, отмечен резким спадом вулканизма.

Многие крупные разломы, возникшие в плиоцене, активны до сих пор. Это, прежде всего, разломы зон DST и EAFZ, демонстрирующие убедительные признаки левосдвиговых перемещений. В сегменте Яммуне DST и у многих разломов EAFZ сдвиг сопровождается подчинённой взбросовой компонентой движений. т.е. поперечным укорочением зоны. Проявления позднечетвертичной активности обнаружены и в некоторых зонах разломов более раннего заложения, но, как правило, они фрагментарны и менее убедительны. Важные как для понимания современной геодинамики, так и для оценки сейсмической опасности региона сочетания активных разломов выявлены вдоль левантского побережья Средиземного моря. Они образуют своеобразные фестоны, примыкающие к основным современным ветвям DST с запада. Таково сочетание Тартусской зоны с Латакийским разломом. Оба разлома обнаруживают признаки поперечного укорочения и левого сдвига. Более южный фестон образован зонами разломов Роум (с его продолжением вдоль побережья Ливана) и Триполи. Оба разлома имеют взбросовую компоненту смещения, которая у разлома Роум сопровождается левым сдвигом. Интересной особенностью обоих фестонов является то, что компонента поперечного укорочения, представленная взбросовыми смещениями, а в Тартусской зоне — складчатыми деформациями, не уступает сдвиговой компоненте, в отличие от самой DST. Южнее намечается ещё один похожий фестон, образованный разломом Хайфы и зоной нарушений, протягивающейся вдоль берега от Хайфы к Бейруту. Однако кинематика разломов этого фестона неясна.

В книге представлены результаты работ по изучению современной геодинамики, выполненных в Сирии впервые. Это геофизическое изучение зон активных разломов методами георадара, малоглубинного сейсмопрофилирования и регистрации электросопротивления; ²³⁰Th/U датирование низких (тирренских) морских террас и выявление их позднечетвертичных деформаций; измерение современной деформации в зонах разломов Эль-Габ, Серхайя и Дамасского повторными GPS измерениями на сети специально установленных для этой цели пунктов наблюдений GORS. Обобщены данные о сейсмичности Сирии и её обрамления: инструментальной, исторической, выявляемой по результатам археосейсмологических и палеосейсмологических исследований.

На основе всего комплекса геологических, геоморфологических, геоархеологических, геодезических, геофизических и сейсмологических работ построена модель современной геодинамики Сирии. В ней не только суммированы факторы современных тектонических процессов и их проявления, но приведены данные в пользу того, что интенсивность этих процессов и, соответственно, напряжённодеформированное состояние региона изменялись в течение голоцена. Предположительно намечаются волны таких изменений с периодами 1200–1800 лет.

На основе представленных данных об активной тектонике и сейсмичности выделены сейсмогенерирующие зоны Сирии и оценен их сейсмический потенциал, т.е. максимальные возможные магнитуды землетрясений в этих зонах. Экспертные оценки *M*_{тау} явились результатом сопоставления максимальных зарегистрированных землетрясений и расчётных оценок, сделанных по длине сейсмогенерирующих зон активных разломов. В расчётах учитывались кинематика разломов, надёжность их параметризации и интенсивность перемещений (см. главу 14). На основе опубликованных и составленных авторами карт изосейст сильнейших исторических сейсмических событий определены затухания интенсивности сотрясений с удалением от очагов землетрясений. По этим данным сделана детерминистическая оценка интенсивности сотрясений в разных частях Сирии от максимальных возможных землетрясений в выделенных сейсмогенерирующих зонах. Кроме того, выполнена вероятностная оценка сотрясений для разных временных интервалов (100, 500, 1000 и 5000 лет) и разных грунтовых условий. Детерминистическая оценка представлена в баллах шкалы MSK, а вероятностная — в ускорениях (долях g).

Итак, выполненное исследование является существенным вкладом в изучение неотектоники, современной геодинамики и сейсмической опасности Сирии и первой сводкой таких данных для этой страны. Многие из приведенных данных получены лично авторами книги. Вместе с тем, значение данного исследования выходит за узкие региональные рамки. С одной стороны, история развития позднекайнозойских структур Сирии и сопредельных областей анализируется на фоне эволюции структур всего Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и проливает новый свет на особенности его формирования. С другой стороны, «сквозное» изучение неотектоники — современной геодинамики — сейсмической опасности Сирии представляет методический интерес для постановки и проведения аналогичных исследований в других областях сильной и умеренной сейсмичности, в том числе на территории России.

Литература

- Адамия Ш.А., Гамгрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.В. Аджаро-Триалетский трог и проблема происхождения Чёрного моря // Геотектоника. 1974. № 1. С. 78–94.
- Аммар О. Особенности геологического строения Северо-Западной Сирии и оценка ресурсов подземных вод с помощью данных дистанционного зондирования: Дис. канд. геол.-минер. наук. М., 1993. 156 с.
- Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Локшин Н.В. ²³⁰Th/²³⁴U датирование раковин моллюсков // Геохимия. 1976. № 11. С. 1724–1734.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
- Бачманов Д.М. Возрастная зональность грубой молассы Внешнего Загроса и миграция новейшего орогенеза // Геотектоника. 2001. № 6. С. 90–94.
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д., Собисевич Л.Е., Катов Д.М., Копаев А.В., Ляшенко О.В., Пурига А.И. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные ее последствия // Глобальные изменения природной среды и климата. Новосибирск: СО РАН: НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 153–164.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции первичных расплавов современных лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа // XIV симпоз. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1995. С. 28–29.
- Ваков А.В. Геометрические параметры очагов и магнитуды землетрясений с разными типами движений // Вопр. инж.сейсмологии. 1992. Вып. 33. С. 40–53.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.

Девяткин Е.В., Додонов А.Е. Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений // Ю.Г. Леонов (ред.) Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 129–176.

- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Шарков Е.В., Зыкин В.С., Симакова А.Н., Хатиб К., Нсеир Х. Рифтовая впадина Эль-Габ (Сирия): Структура, стратиграфия, история развития // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 4. С. 56–69.
- Дезио А. Каракорум // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса: В 2 т. Т. 1: Альпийско-Гималайские складчатые области. М.: Мир, 1977. С. 313–325.
- Дронов В.И. (ред.) Геология и полезные ископаемые Афганистана: В 2 кн. Кн. 1: Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
- *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
- Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомографии // Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 230–235. (Материалы XXXIV тектонич. совещ.; Т. 2.)
- Зверев С.М. Блоки и разломы земной коры бассейна Леванта. М.: Светоч Плюс, 2010. 224 с.
- Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М., Гольцман Ю.В., Журавлев Д.З., Баирова Э.Д. Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–353.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сейсмотектоника и современные колебания уровня Каспийского моря // Геотектоника. 2002. № 2. С. 27–42.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
- *Ильхан Э.* Восточная Турция // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 234–247.
- Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000. 192 с.
- Кабан М.К. Гравитационная модель литосферы и геодинамика // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН: ГЕОН, 2000. С. 267–290.

- *Казаков О.В., Васильева Е.В.* Геологическое строение глубоких впадин Средиземного моря. М.: Недра, 1992. 188 с.
- Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3–14.
- Казьмин В.Г., Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вержбицкая А.И. Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1987. № 5. С. 73–83.
- Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Тихонова Н.Ф. Позднемеловой–палеогеновый глубоководный бассейн Северного Афганистана — Центрального Памира и проблема Гиндукушских землетрясений // Геотектоника. 2010. № 2. С. 43–55.
- Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Позднемезозойские-эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. 2006. № 3. С. 9–22.
- Карапетян Н.К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 228 с.
- Карапетян Н.К. Сейсмодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1990. 264 с.
- Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 438.)
- Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукие М. Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии // Геотектоника. 1988. № 1. С. 92–104.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506.)
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г. Тектоника // Ю.Г. Леонов (ред.) Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 7–104.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
- Копп М.Л., Щерба И.Г. Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Н.С. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 15–31.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 519–522.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Магматический петрогенез коллизионного этапа развития Кав-

каза // Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской (ред.) Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 370–391.

- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Ю.Г. Леонов (ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
- *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
- *Лавёров Н.П.* (ред.) Новейший и современный вулканизм России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- *Леонов М..Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199.)
- *Леонов Ю.Г.* (отв. ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Леонов Ю.Г., Макарем Х., Заза Т. К вопросу об олистостромовом происхождении пород в ядре антиклинали Абд-эль-Азиз (Сирия) // Геотектоника. 1986. № 2. С. 85–91.
- Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.
- *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
- Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Особенности мантийной конвекции // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 1; С. 58–63. Т. 295, № 5. С. 1080–1083.
- *Обручев В.А.* Основные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–24.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А., Михайлов И.А., Разваляев А.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Уфлянд А.К., Фараджев В.А. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран: Сирия. Л.: Недра, 1968. 216 с.
- Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 3. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 35–70.
- Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–111.

- Сборщиков И.М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса // Геотектоника. 1988. № 3. С.3–13.
- Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене–голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, 1996. 268 с.
- Стром А.Л. Сопоставление параметров современных и палеосейсмодислокаций // Физика Земли. 1993. № 9. С. 38–42.
- Стром А.Л., Никонов А.А. Корреляция между параметрами сейсмодислокаций и магнитудами землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55–67.
- *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
- *Трифонов В.Г.* Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
- *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 514.)
- *Трифонов В.Г.* Возраст и механизмы новейшего горообразования // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 349–353. (Материалы XLI тектонич. совещ.; Т. 2.)
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоценчетвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
- Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Имаев В.С. Принципы и технология использования геологических данных для оценки сейсмической опасности (на примере Сирии) // Инженерные изыскания. 2010. № 4. С. 44–51.
- Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И., Оразсахатов Х., Скобелев С.Ф. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3–16.
- Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Эволюция центральной части Альпийско-Гималайского пояса в позднем кайнозое // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 3. С. 289–304.
- *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 553.)
- *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 585.)
- *Трифонов В.Г., Кожурин А.И.* Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.
- *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 541.)
- *Трифонов В.Г., Трифонов Р.В.* Происхождение и экологические последствия фанагорийской регрес-

сии Чёрного моря // Геоэкология. 2006. № 6. С. 509–521.

- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж., Джаллад 3., Эль-Хаир Ю. Левантская зона разломов на запаро-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
- *Трифонов В.Г., Эль-Хаир Ю*. Библейская легенда глазами геологов // Природа. 1988. № 8. С. 34–45.
- *Трубицин В.П.* Тектоника плавающих континентов // Вестн. РАН. 2005. Т. 75, № 1. С. 10–21.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
- Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. К вопросу о корреляции верхнемиоценовых отложений Черноморского и Средиземноморского бассейнов // Ю.Б. Гладенков (ред.) Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.) М.: ГЕОС, 2009. С. 142–152.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 144 с.
- *Чернов А.А.* Загадки затонувших городов. М.: Вече, 2004. 480 с.
- Шарков Е.В. Мезозойский и кайнозойский базальтовый вулканизм // Ю.Г. Леонов (ред.) Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 177–200.
- Шарков Е.В., Чернышов И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лебедев В.А., Новиков В.М., Ханна С., Кхатиб К. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 1. С. 96–99.
- Шарков Е.В., Чернышов И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Леонов Ю.Г., Новиков В.М., Ханна С., Хатиб К. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2, № 4. С. 439–448.
- Шебалин Н.В. Методы использования инженерносейсмологических данных в сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 95–111.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
- Щерба И.Г. Палеогеография и тектоника майкопского бассейна Кавказа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1196–1200.

- Щерба И.Г. Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюл. МОИП. Н.С. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 3. С.71-80.
- Abdel-Rahman A.-F.-M., Nassar Ph.E. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon // Geol. Mag. 2004. Vol. 141. P. 545–563.
- Abdul-Wahed M.K., Al-Tahhan I. Preliminary outline of the seismologically active zones in Syria // Ann. Geophys. 2010. Vol. 53, N 4. P. 1–9.
- Abou Romieh M., Westaway R., Daoud M., Radwan Y., Yassminh R., Khalil A., al-Ashkar A., Loughlin S., Arrell K., Bridgland D. Active crustal shortening in SE Syria revealed by deformed terraces of the River Euphrates // Terra Nova. 2009. Vol. 21, N 6. P. 427– 437. doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00896.x.
- Active tectonics. Wash. D.C.: Nat. Acad. Press, 1986. 266 p.
- Adiyaman Ö, Chorowicz J. Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault zone and the lateral escape of Anatolia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. Vol. 117, N 3/4. P. 327–345.
- Akkar S., Bommer J.J. Empirical equations for the prediction of PGA, PGV and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean and Middle East // Seism. Res. Lett. 2010. Vol. 81, N 2. P. 195–206.
- Akyuz H.S., Altunel E., Karabacak V., Yalciner C.C. Historical earthquake activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone, Southern Turkey // Tectonophysics. 2006. Vol. 426. P. 281–293.
- Alchalbi A., Daoud M., Gomez F., McClusky S., Reilinger R., Abu Romeyeh M., Alsouodi A., Yassminh R., Ballani B., Darawcheh R., Sbeinati R., Radwan Y., Al Masri R., Bayerly M., Al Ghazzi R., Barazangi M. 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.
- Alici P., Temel A., Gourgaud A., Vidal Ph., Nyazi Gundoglu M. Quaternary tholeiitic to alkaline volcanism in the Karasu valley, Dead Sea rift zone, Southeast Turkey: Sr-Nd-Pb-O isotopic and trace-element approaches to crust-mantle interaction // Intern. Geol. Rev. 2001. Vol. 43. P. 120–138.
- Almeida G.A.F. Structural history of the Red Sea Rift // Geotectonics. 2010. Vol. 44, N 3. P. 271–282.
- Altherr R., Henjes-Kunst F., Baumann A. Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes // Earth Planet. Sci Lett. 1990. Vol. 96. P. 269–286.
- Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake engineering and structural dynamics. 1988. Vol. 17, N 3. P. 1–105.

- Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. 1989. Vol. 96. P. 311–331.
- Ambraseys N.N. Reappraisal of the seismic activity in Cyprus: 1894–1991 // Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata. 1992. Vol. 34, N 133. P. 41–80.
- Ambraseys N.N. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2009. 947 p.
- 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.
- 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.
- Ambraseys N.N., Jackson J.A. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean // Geophys. J. Intern. 1998. Vol. 133, N 2. P. 390–406.
- Ambraseys N.N., Melville C.P. A history of Persian earthquakes. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1982. 219 p.
- Ambraseys N.N., Melville C.P. An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202 // W.Lee (ed.) Historical Seismograms and Earthquakes of the World. San Diego: Acad. Press, 1988. P. 181–200.
- Ambraseys N.N., Melville C.P. Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria // Ann. Geophys. 1995. Vol. 38, N 3/4. P. 337–343.
- Ambrosetti P., Azzaroli A., Bonadonna F.P., Follieri M. A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy // Boll. Geil. Italiana. 1972. Vol. 91, N 1. P. 169–180.
- Archaeoseismology / S.Stiros, R.E.Jones (Eds) Athens: I.G.M.E. and the British school at Athens, 1996. Fitch Lab. Occasional paper 7. 268 p.
- Arger J., Mitchell J., Westaway R. Neogene and Quaternary volcanism of Southeastern Turkey / E.Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (Eds) Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. Vol. 173. P. 459–487.
- Arslanov Kh.A., Tertychny N.I., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Lokshin N.V., Gerasimova S.A., Maksimov F.E., Dodonov A.E. ²³⁰Th/U and ¹⁴C dating of mollusk shells from the coasts of the Caspian, Barents, White and Black Seas // Geochronometria. 2002. Vol. 21. P. 49–56.
- Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A. The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // Tectonophysics. 1996. Vol. 262. P. 101–132.
- Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Kozhurin A.I., Ivanova T.P., Rogozhin E.A., Hademi M.C., Jamali F.H. Active faults in the Zagros and central Iran // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 221–242.
- Baker J.A., Mensies M.A., Thirlwall M.F., MacPherson C.G. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism,

Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization // J. Petrol. 1997. Vol. 36. P. 1359–1390.

- Barazangi M., Seber D., Chaimov T., Best J., Litak R.D., Sawaf T. Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria // E.Boschi, E.Mantovani, A.Morelli (Eds) Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1993. P. 117–140.
- Barberi F., Capaldi G., Gasperini P., Marinelli G., Santacroce R., Scandone R., Treuil M., Valet J. Recent basaltic volcanism of Jordan and its implications on the geodynamic history of the Dead Sea shear zone // Acc. Naz. Lincei. 1979. Atti dei Convegni 47. P. 667–683.
- Bartov Y., Stein M., Enzel Y., Agnon A., Reches Z.E. Lake Levels and Sequence Stratigraphy of Lake Lisan, the Late Pleistocene Precursor of the Dead Sea // Quatern. Res. 2002. Vol. 57. P. 9–21.
- Bassinot F.C., Laberie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci Lett. 1994. Vol. 126. P. 91–108.
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L. Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346. P. 23–43.
- Ben-Avraham Z., Hall J.K., Schattner U., Ben-Gai Y., Neev D., Reshef M. New seismic insights into the tectonic and sedimentary processes in the northeastern Levant. Thessaloniki: Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology. 2004. P. 29–31.
- Ben-Gai Y., Ben-Avraham Z., Buchbinder B., Kendall C.G.St.C. Post-Messinian evolution of the Southeastern Levant margin based on stratigraphic modelling // Thessaloniki: Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology. 2004. P. 32–34.
- Ben-Menahem A. Four thousand years of seismicity along the Dead Sea Rift // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, N B2. P. 20195–20216.
- *Berberian M.* Contribution to the seismotectonics of Iran. Tehran: Geol. Survey of Iran, 1976. Pt 1. 516 p.
- *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.
- Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., Priestly K., Wallace T. The Rudbar–Taron earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // Bull. Seism. Soc. Amer. 1992. Vol. 82, N 4. P. 1726–1755.
- Bertrand H., Chazot G., Blichert-Toft J., Thoral S. Implications of widespread high-μ volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition // Chem. Geol. 2003. Vol. 198. P. 47–61.

- Besançon J. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire continental du Proche Orient // Colloques Internationaux du C.N.R.S. 1981. Vol. 598. P. 33–53.
- *Besançon J., Sanlaville P.* Apercu geomorphologique sur la vallee de l'Euphrate Syrien // Paleorient. 1981. Vol. 7, N 2. P. 5–18.
- Bianca M., Caputo R. Integrated study of Quaternary marine and fluvial terraces and morphotectonic analysis: the example of the low Agri Valley (southern Italy) // Quaternary coastal morphology and sea level changes. Puglia 2003 — Final Conference IGCP Project No. 437. GI2S Coast, Research Publication, 4. Otranto/Taranto; Puglia (Italy). 2003. P. 43–46.
- Boore D. M., Atkinson G.M. Ground Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 and 10.0 s. // Earthquake Spectra. 2008. Vol. 24, N 1. P. 99–138.
- Brew G., Best J., Barazangi M., Sawaf T. Tectonic evolution of the NE Palmyride mountain belt, Syria: the Bishri crustal block // J. Geol. Soc. London. 2003. Vol. 160. P. 677–685.
- Brew G., Lupa J., Barazangi M., Sawaf T., Al-Imam A., Zaza T. Structure and tectonic development of the Ghab basin and the Dead Sea fault system, Syria // J. Geol. Soc. London. 2001. Vol. 158. P. 665–674.
- *Butler H.G.* Ancient architecture in Syria. Leyden: Publ. of Princeton Univ. Archaeological Expedition to Syria in 1904–1905, 1920. 328 p.
- Butler R.W.H., Spenser S., Griffith H.M. Transcurrent fault activity on the Dead Sea Transform in Lebanon and its implications for plate tectonics and seismic hazard // J. Geol. Soc. London. 1997. Vol. 154. P. 757–760.
- *Butzer K.W.* Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. Bonn: Bonner Geogr. Abh., 1958. N 24. 157 s.
- *Camp V.E., Roobol M.J.* The Arabian continental alkali basalt province // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. Vol. 101. P. 71–95.
- *Camp V.E., Roobol M.J.* Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implication // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 15255–15271.
- *Çapan U.Z., Vidal Ph., Cantagrel J.M.* K-Ar, Nd, Sr and Pb isotopic study of Quaternary volcanism in Karasu Valley (Hatay), N-end of Dead-Sea Rift zone in SE Turkey // Verbilimleri. 1987. Vol. 14. P. 165–178.
- Carte Geologique du Liban. 1:250 000 / M.L. Dubertret. Republique Libanaise, Ministere des Travaux Publics, 1995.
- Catalog of earthquakes by the Harvard Univ. http:// www.seismology.Harvard.edu/
- Catalog of earthquakes in Israel.
- Catalogs of earthquakes, compiled by A.S. Karakhanian // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer, 1997. 545 p.
- Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D., Sawaf T., Gebran A. Crustal shortening in the Palmyride fold belt,

Syria, and implications for movements along the Dead Sea fault system // Tectonics. 1990. Vol. 9, N 6. P. 1369–1386.

- Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D., Sawaf T., Gebran A. Mesozoic and Cenozoic deformation inferred from seismic stratigraphy in the southwestern intracontinental Palmyride fold-thrust belt, Syria // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. Vol. 104. P. 704–715.
- 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.
- *Copeland L.* Chronology and distribution of the Middle Paleolithic, as known in 1980, in Lebanon and Syria // Colloques Internationaux du C.N.R.S. 1981. Vol. 598. P. 239–263.
- *Copeland L.* The paleolithic of the Euphrates Valley in Syria // Br. Archaeol. Rep., Intern. Ser. 2004. Vol. 1263. P. 19–114.
- Copeland L., Hours F. La séquence Acheuléenne du Nahr el Kebir région septentrionale du littoral Syrien // Paleorient. 1978. Vol. 4. P. 5–29.
- Cornell C. A. Engineering seismic risk analysis // Bull. Seism. Soc. Amer. 1968. Vol. 58. P. 1583–1606.
- Daeron M., Benedetti L., Tapponnier P., Sursock A., Finkel R.S. Constraints on the post ~25 ka slip rate of the Yammouneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ³⁶Cl dating of offset limestone-clast fans // Earth Planet. Sci Lett. 2004. Vol. 227. P. 105–119.
- Darkal A., Krauss M., Ruske R. The Levant fault zone // Ztsch. geol. Wiss. Berlin. 1990. Bd. 18, H. 6. S. 549–562.
- Debayle E., Leveque J.-J., Cara M. Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent // Earth Planet. Sci Lett. 2001. Vol. 193. P. 423–436.
- Demir T., Seyrek A., Westaway R., Bridgland D., Beck A. Late Cenozoic surface uplift revealed by incision by the River Euphrates at Birecik, Southeast Turkey // Quatern. Intern. 2008. Vol. 186. P. 132–163.
- Demir T., Westaway R., Bridgland D., Pringle M., Yurtmen S., Beck A., Rowbotham G. Ar-Ar dating of Late Cenozoic basaltic volcanism in Northern Syria: Implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the northern Arabian Platform // Tectonics. 2007. Vol. 26. TC 3012, doi:10.1029/2006TC001959.
- *Derman A.* Braided river deposits related to progressive Miocene surface uplift in Kahraman Maraş area, SE Turkey // Geol. J. 1999. Vol. 34. P. 159–174.
- Dodonov A.E., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E., Bachmanov D.M., Sadchikova T.A., Simakova A.N., Minini H., Al-Kafri A.-M., Ali O. Late Quaternary marine terraces in the Mediterranean coastal area of Syria: Geochronology and neotectonics // Quatern. Intern. 2008. Vol. 190. P. 158–170.

- *Dubertret L.* Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas // Phil. Trans. Roy Soc. London. 1970. Ser. A. Vol. 267. P. 9–20.
- Dumas B., Guérémy P., Raffy J. Amplitude of sea level changes and rapid uplift between 128 and 58 Ka from stepped marine terraces of Reggio Calabria area, Southern Italy // Quaternary coastal morphology and sea level changes. Puglia 2003 — Final Conference IGCP Project No. 437. GI2S Coast, Research Publication, 4. Otranto/Taranto; Puglia (Italy), 2003. P. 43–46.
- *Ebinger C.J., Sleep N.S.* Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // Nature. 1998. Vol. 395, N 22. P. 788–791.
- *Edel J.B., Lortscher A.* Paleomagnetisme tertiare de Sardaigne. Nouveaux resultats et synthese // Bull. Soc. Geol. France. 1977. Vol. 19, N 4. P. 815–824.
- *El Hakeem K., Anwar Al Imam M.* Historical seismicity in Syria // Syrian J. Geol. Sci. 1988. N 2 (Geol. Soc. of Syria). 7 p.
- Elias A., Tapponnier P., Daeron M., Sursock A., King G., Klinger Y. Active tectonics of the Lebanese Restraining Bend: Geodynamics and seismic hazard of the central DSFS // Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries: Abstracts. Damascus, 2009. P. 27.
- *Emery-Barbier A.* Analyses polliniques du Quaternaire Superieur en Jordanie Meridionale // Paleorient. 1988. Vol. 14, N 1. P. 111–118.
- *Feraud G., Giannerini G., Campredon R.* Dyke swarms as palaeostress indicators in areas adjacent to continental collision zones: examples from the European and northwest Arabian Plates // Mafic Dyke Swarms. Toronto, Ontario: Univ. of Toronto, Intern. Lithosphere Program, 1985. P. 273–278.
- Ferry M., Megraoui M., Abou Karaki N., Al-Taj M., Amoush H., Al-Dhaisat S., Barjous M. A 48-kyr-long slip rate history of the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault // Earth Planet. Sci Lett. 2007. Vol. 260. P. 396–406.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea rift // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1970. Ser. A. Vol. 267. P. 107–130.
- *Freund R., Zak I., Garfunkel Z.* Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift // Nature. 1968. Vol. 220, N 5164. P. 253–255.
- Gardner J. K., Knopoff L. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, poissonian? // Bull. Seism. Soc. Amer. 1974. Vol. 64. P. 1363–1367.
- *Garfunkel Z.* Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
- Garfunkel Z. Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel // Isr. J. Earth Sci. 1989. Vol. 38. P. 51–74.
- *Garfunkel Z.* Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin // Tectonophysics. 1998. Vol. 298. P. 5–35.

- Garfunkel Z., Ben-Avraham Z. Basins along the Dead Sea Transform // P.A. Ziegler, W.Cavazza, A.H.F. Robertson, S.Crasquin-Soleau (Eds) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Memóires du Muséum national d'Histoire naturelle. 2001. Vol. 186. P. 607–627.
- Garfunkel Z., Zak I., Freund R. Active rifting in the Dead Sea rift // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
- Geological cross sections of Iran. Scale 1:500 000. 2 sheets / Comp. by H.Huber. Tehran: N.I.O.C. Explor. and Prod., 1975–1976.
- Geological Map of Iran. Scale 1:1000000. 6 sheets / Comp. by H.Huber. Tehran: N.I.O.C. Explor. and Prod., 1977–1978.
- Geological Map of Syria. Scales 1:200 000 and 1:500 000 / V.Ponicarov (Ed.) Damascus: Technoexport; Moscow; Ministry of Industry of the SAR, 1964.
- Geological Map of Turkey. Scale 1:2 000 000 / E.Bingol (Ed.). Ankara: MTA, 1989.
- Geological map of Turkey. Hatay. Scale 1:500 000 / M.Şenel (Ed.) Ankara: MTA, 2002.
- Giannérini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem
 B. Deformattions intraplaques et volcanisme associe: Exemple de la bordure NW da plaque Arabique au Cenozoique // Bull. Soc. Géol France. 1988. N 6.
 P. 938–947.
- *Girdler R.W.* The Dead Sea transform fault system // Tectonophysics. 1990. Vol. 180, N 1. P. 1–14.
- *Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // Tectonophysics. 2004. Vol. 381. P. 235–273.
- Gomez F., Karam G., Khawlie M., McClusky S., Vernant Ph., Peilinger R., Jaafar R., Tabet Ch., Khair K. Global Positioning System measurements of strain accumulation and slip transfer through the restraining bend along the Dead Sea fault system in Lebanon // Geophys. J. Intern. 2007. Vol. 168. P. 1021–1028.
- 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.
- Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Hijazi F., Mouty M., Suleiman Y., Sbeinati R., Darawcheh R., Al-Ghazzi R., Barazangi M. Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon // Geophys. J. Intern. 2003. Vol. 153, N 3. P. 658–674.
- Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Sbeinati R., Darawcheh R., Tabet C., Khawlie M., Charabe M., Khair K., Barazangi M. Coseismic displacements along the Serghaya Fault: an active branch of the Dead Sea Fault System in Syria and Lebanon // J. Geol. Soc. London. 2001. Vol. 158. P. 405–408.
- Gomez F., Nemer T., Tabet C., Khawlie M., Meghraoui M., Barazangi M. Strain participating of active transpression within the Lebanese restraining bend of the Dead

Sea Fault (Lebanon and SW Syria) // W.D. Cunningham, P.Mann (Eds) Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. Ldn: Geol. Soc. Spec. Publ. 290, 2007. P. 285–303.

- GSHAP catalog. India and adjoining areas. National Geophysical Data Center. 1997. http://www.ngdc. noaa.gov
- Guidoboni E., Bernardini F., Comastri A. The 1138–1139 and 1156–1159 destructive seismic crises in Syria, South-Eastern Turkey and Northern Lebanon // J. Seismol. 2004. Vol. 8, N 1. P. 105–127.
- *Guidoboni E., Comastri A., Traina G.* Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica, 1994.504p.
- Hall J.K., Udintsev G.B., Odinokov Yu.Yu. The bottom relief of the Levantine Sea // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall (Eds) Geological Structure of the North-Eastern Mediterranean. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 1994. P. 5–32.
- Hancock P.L. Brittle microtectonics: Principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. Vol. 7, N 3/4. P. 437–457.
- Hardenberg M., Robertson A.H.F. Sedimentology of the NW margin of the Arabian plate and the SW–NE trending Nahr El-Kabir half-graben in Northern Syria during the latest Cretaceous and Cenozoic // Sedimentary geology. 2007. Vol. 201, N 3/4. P. 231–266.
- Heidbach O., Ben-Avraham Z. Stress evolution and seismic hazard of the Dead Sea Fault System // Earth Planet. Sci Lett. 2007. Vol. 257. P. 299–312.
- Hessami Kh.T., Jamali F.H. Active faulting in Iran // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5, N 3. P. 403-412.
- Hirsch F. The Oligocene–Pliocene. The Late Pliocene to Quaternary // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel, pt 4: Israel. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 459–514.
- Hofsteller R., Klinger Ya., Amrat A.-Q., Rivera L., Dorbath L. Stress tensor and focal mechanisms along the Dead Sea fault and related structural elements based on seismological data // Tectonophysics. 2007. Vol. 429. P. 165–181.
- Hurwitz S., Garfunkel Z., Ben-Gai Y., Reznikov M., Rotstein Y., Gvirtzman H. The tectonic framework of a complex pull-apart basin: seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform // Tectonophysics. 2002. Vol. 359. P. 289–306.
- Ilani S., Harlavan Y., Taravneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibraham K., Peltz S., Steinitz G. New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the spanand duration of the upper-mantle upwelling beneath the western Arabian plate // Geology. 2001. Vol. 29. P. 171–174.
- *Ioffe S., Garfunkel Z.* Plate kinematics of the circum Red Sea: a re-evaluation // Tectonophysics. 1987. Vol. 141. P. 5–22.

- Issar A.S. Impacts of climate variations on water management and related socio-economic systems. Paris: International Hydrological Programme United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization UNESCO, 1995. 121 p.
- *Izzeldin A.Y.* Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea: their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red Sea // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. P. 269–306.
- Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagyan A. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. Vol. 113, N 1/2. P. 319–344.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G. Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar active fault zone, the Armenian Upland // Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 131–134.
- 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.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H., Avagyan A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutan M.S., Bagdassarian H., Arakelian S., Davtian V., Adilkhanian A. Active faulting and natural hazards in Armenia, Eastern Turkey and Northeastern Iran // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 189–219.
- *Karnik V.* Seismisity of the European area. Prague: Acad. publ. house of the Czechosl. Acad. of Sci, 1968. Pt 1: 364 p.; Pt 2: 218 p.
- Kazmin V.G. Tectonics // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria, pt 2: Syria. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 463–496.
- Klaeschen D., Vidal N., Kopf A.J., von Huene R., Krasheninnikov V.A. Reflectionseismic processing and images of the Eastern Mediterranean from cruise 5 of the research vessel «Akademik Nikolaj Strakhov» // J.K. Hall, V.A. Krasheninnikov, F.Hirsch, Ch. Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel. Pt 3: The Levantine Basin. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 21–40.
- Klinger Y., Avouac J.P., Abou Karaki N., Dorbath L., Bourles D., Reyss J. Slip rate on the Dead Sea transform fault in northern Araba valley (Jordan) // Geophys. J. Intern. 2000. Vol. 142, N 3. P. 755–768.
- 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.
- Kondorskaya N.V., Ulomov V.I. (Eds) Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE).

Zurich: Global Seismic Hazard Assessment Program, 1995. 300 p. http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt

- Krasheninnikov V.A. Paleogene // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria, pt 2: Syria. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 299–342.
- Krenker D. Die Wahlfahrtskirche des Simon Stylites in Kal'at Sim'an. Abhandlungen des Preussischen Akademie der Wissenschaften. Vol. 4. Berlin: Akademie-Verlag, 1939.
- Krylov K.A., Silantyev S.A., Krasheninnikov V.A. The tectonic structure and evolution of South-Western and Central Cyprus // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria, pt 1: South-Western Cyprus. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 135–164.
- *Leroi-Gourhan A.* Pollen du quaternaire superieur du Moyenorent // Palynology of the Pleistocene and Pliocene. Moscow: Nauka, 1973. P. 130–133.
- *Liere W.J.*, *van*. Observation on the Quaternary of Syria // Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderzoek. 1960–1961. Vol. 10/11. P. 7–69.
- Litak R.K., Barazangi M., Beauchamp W., Seber D., Brew G., Sawaf T., Al-Youssef W. Mesozoic–Cenozoic evolution of the intraplate Euphrates fault system, Syria; implication for regional tectonics // J. Geol. Soc. London. 1997. Vol. 154. P. 653–666.
- Lovelock P.E.R. A review of the tectonics of the northern Middle East region // Geol. Mag. 1984. Vol. 121, N 6. P. 577–587.
- *Lustrino M., Sharkov E.* Neogene volcanic activity of Western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // J. Geodyn. 2006. Vol. 42. P. 115–139.
- Lyberis N., Yurur T., Chorovicz J., Kasapoglu E., Cundogdu N. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt // Tectonophysics. 1992. Vol. 204, N 1/2. P. 1–15.
- Marco S., Hartal M., Hazan N., Lev L., Stein M. Archaeology, history, and geology of the 749 AD earthquake, Dead Sea Transform // Geology (Boulder). 2003. Vol. 31. P. 665–668.
- Mart Y. The Dead Sea Rift: from continental rift to incipient ocean // Tectonophysics. 1991. Vol. 197. P. 155–179.
- *Mart Y., Ryan W.B.F., Vachtman D.* Fluvial erosian in the bathyal SE Mediterranean during the Messinian desiccation. Thessaloniki: Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology, 2004. P. 1356–1358.
- McBride J.H., Barazangi M., Best J., Al-Saad D., Sawaf T., Al-Otri M., Gebran A. Seismic reflection structure of intracraton Palmyride fold-thrust belt and surrounding Arabian platform, Syria // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1990. Vol. 74, N 3. P. 238–259.

- McClusky S.C., Balassanian S., Barka A.A., Ergintav S., Georgie I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidse G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmout S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounis A., Paradisissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R.E., Sanli I., Seeger H., Teableb A., Toksöz N., Veis V. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105, N B3. P. 5695–5719.
- McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // Geophys. J. Intern. 2003. Vol. 155, N 1. P. 126–138.
- 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.
- Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M. Reflections of the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran // Tectonophysics. 1975. Vol. 29, N 1/4. P. 281–301.
- Moho Map of the Middle East. Scale 1:6 000 000. Cornell: Cornell Univ. Inst. for the Study of the Continents (INSTOC), 2003.
- Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E. Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran: Iran Cultural Exhibitions Institute, 1994. 450 p.
- Montigny R., Edel J.-B., Thuizat R. Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics // Earth Planet Sci Lett. 1981. Vol. 54. P. 261–271.
- Mouty M., Delaloye M., Fontignie D., Piskin O., Wagner J.J. The volcanic activity in Syria and Lebanon between Jurassic and actual // Schweiz. Miner. Petr. Mitt. 1992. Vol. 72. P. 91–105.
- Muhesen S. L'Acheuleen Recent Evolue de Syrie // British Archaeological Reports. 1985. Intern. Ser. 248. P. 1–189.
- National Atlas of Iran «Geology». Tehran: Nat. Cartographic Center, 1997.
- 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/
- Nemer T., Gomez F., Al Haddad S., Tabet Ch. Coseismic growth of sedimentary basins along the Yammouneh strike-slip fault (Lebanon) // Geophys. J. Intern. 2008. Vol. 175. P. 1023–1039.
- Ni J., Barazargi M. Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and a Comparison with the

Himalayas // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B8. P. 8205–8218.

- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P.L. Mesozoic and Cenovoic evolution of the Scythian Platform–Black Sea-Caucasus domain // P.A. Ziegler, W.Cavazza W., A.H.F. Robertson, S.Crasquin-Soleau (Eds) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum national d'Histoire Naturelle, Paris. 2001. Vol. 186. P. 295–346.
- Niklewski J., Zeist W. van. Late Quaternary pollen diagram from Northwestern Syria // Acta Bot. Neerl. 1970. Vol. 19. P. 7–37.
- *Nur A.* And the walls came tumbling down // New Scientist. 1991. Vol. 6. P. 45–48.
- Papazachos B., Papazachou C. The earthquakes of Greece. Thessaloniki: Editions Ziti, 1997. 304 p.
- Perinçek D., Çemen I. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in South-Eastern Turkey // Tectonophysics. 1990. Vol. 172. P. 331–340.
- Petrov V.I., Antonov B.S. The Geological map of Syria. Scale 1:200 000. Sheets I-37-XVII, XVIII. Explanatory Notes. Damascus: Ministry of Industry, Dept. of Geol. and Mineral Res., 1964. 36 p.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. Vol. 161. P. 1–21.
- Plassard J., Kogoj B. Sismisité 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.
- 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, N 6. P. 2185–2201.
- Polat A., Kerrich R., Casey J.F. Geochemistry of Quaternary basalts erupted along the East Anatolian and Dead Sea fault zones of southern Turkey: implications for mantle sources // Lithos. 1997. Vol. 40. P. 55–68.
- Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A., Razvalyaev A.V., Krasheninnikov V.A., Kozlov V.V., Soulidi-Kondratyev E.D., Mikhailov K.Ya., Kulakov V.V., Faradjev V.A., Mirzayev K.M. Geological Map of Syria, scale 1:500 000. Explanatory Notes. Pt 1. Damascus: Ministry of Industry, 1967. 230 p.
- Quennell A.M. Tectonics of the Dead Sea rift // Asociacion de Servicios Geologico Africanos: Actas y trabajos de las reuniones celebradas en Mexico en 1956. Mexico: Congres Geologico Internacional, 1959. 20a session. P. 385–405.
- *Quennell A.M.* The Western Arabia rift system. The geological evolution of the Eastern Mediterranean // Geol. Soc London. 1984. Spec. Publ. 17. P. 775–788.

- Ratschbacher L., Frisch W., Liu Guanghua. Distributed deformation in Southern and Western Tibet during and after the India–Asia collision: 7th EUG Meeting. Abst. // Terra Nova. 1993. Vol. 5. Supplement to N 1. P. 267.
- Reasenberg P. Second Order Moment of Central California Seismicity, 1969–1982 // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 5479–5495.
- Reilinger R., McClusky S., Oral B., King R., Toksöz N., Barka A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 9983–9999.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sark K., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111, N Bo5411. doi:10.1029/ 2005JB004051.
- Robertson A.H.F. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence // A.H.F. Robertson, K.-C. Emels, C.Richter, A.Camerlanghi (Eds) Proc. of the Ocean Drilling Program: Scientific results. Vol. 160. Texas: College Station, 1998. P. 723–782.
- Robertson A.H.F. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of South Tethyan oceanic basin and its margins in Southern Turkey // E.Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (Eds) Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. LDN: Geol. Soc., 2000. Spec. Publ. Vol. 173. P. 97–138.
- Robertson A., Unlügenç Ü.C., Inan N., Taśli K. The Misis-Andirin Complex: a Mid-Tertuary melange related to late-stage subduction the Southern Neotethys in Southern Turkey // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 22, N 5. P. 413–453.
- Ron H. Deformation along the Yammuneh, the restrained bend of the Dead Sea transform: Paleomagnetic data and kinematic implications // Tectonics. 1987. Vol. 6. P. 653–666.
- *Ross D.A., Uchupi E.* The structure and sedimentary history of the southeastern Mediterranean Sea // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1977. Vol. 61. P. 872–902.
- *Rukieh M.* Tectonics of Lebanon and the western part of Syria using space imagery interpretation // Remote Sensing Magazine, Damascus. 1997. N 9. P. 38–59.
- *Rukieh M.* New data about volcanic rocks in the southern area of Syria by space images interpretation. Rio-de-Janeiro: 31st IGC, 2000.
- Rukieh M. The annular structures in Lebanon and the Western part of Syria // Remote Sensing Magazine, Damascus. 2001. N 13. P. 46–66.

- 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 north-western boundary zone of the Arabian plate // J. Geodyn. 2005. Vol. 40. P. 235–256.
- Sanlaville P. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire marin du Levant // Colloques Internationaux du C.N.R.S. 1981. Vol. 598. P. 21–31.
- Sanlaville P. Les terraces Pléistocènes de la vallée de l'Euphrate en Syrie et dans l'extrême sud de la Turquie // Archaeol. Rep., Int. Ser. 2004. Vol. 1263. P. 115–133.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ. Active fault map of Turkey. 1:1 000 000. Ankara: Dir. of Mineral Resources and Explor, 1992a.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ. The East Anatolian fault zone of Turkey // Annales Tectonicae. Special Issue. 1992b. Supplement to vol. 6. P. 99–125.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P., Le Pishon X., Roulet M.J. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 1–35.
- Sbeinati M.R., Darawcheh R., Mouty M. The historical earthquakes of Syria: an analysis of large and moderate earthquakes from 1365 BC to 1900 AD // Ann. Geophys. 2005. Vol. 48, N 3. P. 347–435.
- 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.
- Searle M.P. Thermal and structural evolution of the Himalayan and Karakoram continental crust: 5th Intern. Sympos. on the Tibetan Plateau. Abstracts. Beijing, 2009. P. 3–4.
- Segev A. Magmatic rocks // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel, pt 4: Israel. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 553–576.
- Sharkov E.V., Snyder G.A., Taylor L.A., Laz'ko E.E., Jerde E., Hanna S. Geochemical peculiarities of the asthenosphere beneath the Arabian plate: evidence from mantle xenoliths of the Quaternary Tell-Danun volcano (Syrian-Jordan plateau, southern Syria) // Geochem. Intern. 1996. Vol. 34. P. 737–752.
- Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere-astenosphere source activated by lithospheric extension // J. Petrol. 2003. Vol. 44. P. 1657–1679.
- Shebalin N.V., Trifonov V.G., Kozhurin A.I., Ulomov V.I., Tatevossian R.E., Ioffe A.I. A unified seismotectonic zonation of Northern Eurasia // J. Earthquake Predict. Res. 2000. Vol. 8, N 1. P. 8–31.

- Silantyev S.A., Portnyagin M.V., Basylev B.A., Bragin N.Yu., Kaleda K.G., Krylov K.A., Bragina L.G. The Troodos ophiolite complex (structural para-autochthon). Igneous, metamorphic and sedimentary rocks of the Mamonia (structural allochthon) // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F. Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria. Pt 1: South-Western Cyprus. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 7–100.
- Simkin T., Siebert L. (Eds) Volcanoes of the World. A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10 000 Years. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. Tucson, Arizona: Geoscience Press Inc., 1994. 349 p.
- Sneh A. The Dead Sea Rift: lateral displacement and downfaulting phases // Tectonophysics. 1996. Vol. 263, N 1/4. P. 277–292.
- *Snyder D.B., Barazangi M.* Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations // Tectonics. 1986. Vol. 5, N 3. P. 361–373.
- Sobolev S.V., Petrunin A., Garfunkel Z., Babeyko A.Y. Thermo-mechanical model of the Dead Sea Transform // Earth Planet. Sci Lett. 2005. Vol. 238. P. 78–95.
- Soysal H., Sipahioglu U.S., Kolcak D., Altdiok Y. Turklye ve cevbesimi tabihsel depbim katalogu. Tuklye biumsel ve teknik arastirma kurumu matematik-fiziki ve biolojik bilimler arastieka grubu. Projeko: TMG 341, 1997. 32 p.
- Space Image Atlas of Syria. Damascus: GORS, 1996.
- SSHAC (Senior Seismic Hazard Analysis Committee). Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts. Washington, DC: US Nuclear Regulatory Commission, 1997. NUREG/CR-6372, Vol. 1. 274 p.
- Stafford P.J., Strasser F.O., Bommer J.J. An evalution of applicability of the NGA models to ground-motion prediction in the Euro-Mediterranean region // Bull. Earthquake Eng. 2008. Vol. 6. P. 149–177.
- Stein M., Hofmann A.W. Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere // Earth Planet. Sci Lett. 1992. Vol. 114. P. 193–209.
- *Taher M.A.* Corpus des textes arabes relatifs 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.
- Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth Planet. Sci Lett. 1981. Vol. 52. P. 355–371.
- Tatar O., Piper J.D.A., Gürsoy H., Heimann A., Koşbulut F. Neotectonic deformation in the transition zone between the Dead Sea Transform and the East Anatolian Fault Zone, southern Turkey: A paleomagnetic study of the Karasu Rift volcanism // Tectonophysics. 2004. Vol. 385. P. 17–43.

- Taymaz T., Eyidogan H., Jacjsib J. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey) // Geophys. J. Intern. 1991. Vol. 106, N 3. P. 537–550.
- *Tchalenko G.* Villages antiques de la Syrie du Nord: Le massif du Belus a l'epoque romaine. Pt 1, 2. Paris: Institut Français D'Archeology de Beyrouth: Biblioteque Archeologique et Historique, Vol. 50. 1953.
- *Tchalenko J.S., Ambraseys N.N.* Structural analysis of the Dashte-Bayas (Iran) earthquake fractures // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 1. P. 41–60.
- Tchalenko J.S., Berberian M. Dasht-e-Bayaz fault, Iran: Earthquake and earlier related structures in bed rock // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 5. P. 703–709.
- *Tchalenko J.S.*, *Braud J.* Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33 and 35° N // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1974. Vol. 277, N 1262. P. 1–25.
- *Tchalenko J.S., Braud J., Berberian M.* Discovery of three earthquake faults in Iran // Nature. 1974. Vol. 248, N 5450. P. 661–663.
- Tectonic Map of Southcentral Iran. Scale 1:2 500 000. National Iranian Oil Company — EPG. Tehran: The Tehran Naqshé Printing House, 1973.
- Tectonic Map of Southwest Iran. Scale 1:2 500 000. National Iranian Oil Company — EPG. NCC. Tehran: Offset Press, 1976.
- Tectonic Map of Syria. Scale 1:500 000 / Yu.G. Leonov (ed.) Damascus: Ministry of Petroleum and Mineral Resources of the SAR: General Establishment of Geology and Mineral Resources; Moscow: Geological Institute of Academy of Sciences of the USSR: Com. for Intern. Tectonic Maps, 1989.
- Tectonic Map of Syria, 1:1 000 000 / G.Brew, M.Barazangi, K.Al-Maleh, T.Sawaf, 2001.
- *Tiedemann H.* Catalogue of earthquakes and volcanic eruptions. Zurich: Swiss Reinsurance, 1991. 94 p.
- Topographic Map of Syria. Scale 1:500 000. Damascus: Cartographic Center, 1971.
- *Trifonov V.G.* Problems of and mechanism for the tectonic spreading of Iceland // Modern Geology. 1978. Vol. 6, N 3. P. 123–137.
- *Trifonov V.G.* The Bible and geology: destruction of Sodom and Gomorrah // Myth and geology. Geol. Soc. of London. Special Publ. 2007. Vol. 273. P. 133–142.
- 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.
- Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Golovin D.I., Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M.,
Ali O. New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011. Vol. 199. P. 177–192.

- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Assaturian A.O., Ivanova T.P. Relationship of earthquakes and active faults in Anatolia, the Lesser Caucasus and the Middle East // B.A. Bolt, R.Amirbekian (Eds) Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P. 41–55.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M., Ivanova T.P., Kazmin V.G., Kopp M.L., Kozhurin A.I., Kuloshvili S.I., Lukina N.V., Mahmud S.M., Vostrikov G.A., Swedan A., Abdeen M. Active faults of the Arabian Plate Bounds, in Cancusus and Middle East // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5, N 3. P. 363–374.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // B.A. Bolt, R.Amirbekian (Eds) Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Yerevan: IASPERI/ IDNDR Publ., 1994. P. 56–78.
- Trifonov V.G., Machette M.N. The World Map of Major Active Faults Project // Annali di Geofisica. 1993. Vol. 36, N 3/4. P. 225–236.
- Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F. The Talas-Fergana active right lateral fault // Ann. Tectonicae. Special Issue. 1992. Supplement to Vol. 6. P. 224–237.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Global cicles of sea-level change and their role in exploration // Proc. of the 10th Petroleum Congress. London: Heyden; Philadelphia: Rheine, 1980. Vol. 2. P. 95–104.
- Vidal N., Alvares-Marrón J., Klaeschen D. The structure of the African-Anatolia plate boundary in the eastern Mediterranean // Tectonics. 2000. Vol. 19. P. 723–739.
- Vidal N., Klaeschen D., Kopf A., von Huene R., Krasheninnikov V.A. Seismic images from south-east of Cyprus to the Syrian coast // J.K. Hall, V.A. Krasheninnikov, F. Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel, pt 3: The Levantine Basin. Jerusalem: Historical Production-Hall. 2005. P. 41–56.
- *Wallace R.E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California // Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1968. Vol. 11. P. 6–20.
- 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.
- Walley Ch.D. Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levantine region // Tectonophysics. 1998. Vol. 298, N 1/3. P. 37–62.

- Weinstein Y., Navon O., Altherr R., Stein M. The role of lithospheric mantle heterogeneity in the generation of Plio-Pleistocene alkali basaltic suites from NW Harrat Ash Shaam (Israel) // J. Petrol. 2006. Vol. 47. P. 1017–1050.
- Wellman N.W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // Geol. Rdsch. 1966. Bd. 55, N 3. S. 716–735.
- *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Amer. 1994. Vol. 84. P. 974–1002.
- *Westaway R.* Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B6. P. 12071–12090.
- *Westaway R.* Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // Tectonophysics. 2004. Vol. 391, N 1/4. P. 203–237.
- Westaway R., Demir T., Seyrek A., Beck A. Kinematics of active left-lateral faulting in southeast Turkey from offset Pleistocene river gorges; Improved constraint on the rate and history of relative motion between the Turkish and Arabian plates // J. Geol. Soc. London. 2006. Vol. 163. P. 149–164.
- Yeats R.S. Active faults related to folding // Active tectonics. Washington, D.C.: Nat. Acad. Press, 1986. P. 63–79.
- *Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.* The geology of earthquakes. N.Y.: Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. 568 p.
- *Yilmaz V., Guner Y., Saroglu F.* Geology of the Quaternary volcanic centers of the East Anatolia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1998. Vol. 85. P. 173–210.
- Yurtmen S., Guillou H., Westaway R., Rowbotham G., Tatar O. Rate of strike-slip motion on the Amanos Fault (Karasu Valley, southern Turkey) constrained by K-Ar dating and geochemical analysis of Quaternary basalts // Tectonophysics. 2002. Vol. 344, N 3/4. P. 207–246.
- Yürür M.T., Chorowicz J. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1998. Vol. 85. P. 1–15.
- Zak J., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift // Isr. J. Earth Sci. 1965. Vol. 15. P. 33–37.
- Zanchi A., Crosta G.B., Darkal A.N. Paleostress analyses in NW Syria: constraints on the Cenozoic evolution of the northwestern margin of the Arabian plate // Tectonophysics. 2002. Vol. 357. P. 255–278.
- Zilberman E., Amit R., Heimann A., Porat N. Changes in Holocene Paleoseismic activity in the Hula pullapart basin, Dead Sea Rift // Tectonophysics. 2000. Vol. 321, N 2. P. 237–252.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение 1. Неотектоническая карта Сирии и соседних территорий. Масштаб 1:1 000 000 — на вкладке

Приложение 2. Карта современной геодинамики Сирии и соседних территорий. Масштаб 1:1 000 000 — на вкладке

Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых землетрясений Сирии и её обрамления

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	M_S	I ₀	Н
1	2500 г. до н.э.				10	35,25	36,1	6,2	10	
2	2150–1560 гг. до н.э.				11, 27	31,1	35,5	6,8	9	
3	~1365 г. до н.э.				11, 32, 24	36	36	7,3	9	
4	1250				24, 27	32	35,5	6,5		14
5	854 г. до н.э.				23, 24, 35	32,6	35,5	6,6	8	15
6	759 г. до н.э.	10	11		11, 19, 35	33,2	35,7	7,3	11	
7	590 г. до н.э.				30, 24	33,5	35,5	6,8	7–9	
8	525 г. до н.э.				30, 24, 33	33,5	35,0	7,5	9–11	
9	331 г. до н.э.				24, 32	36,1	36,1	6,6	6	20
10	199–198 гг. до н.э.				32	33,7	35,5	6,8	8	
11	184 г. до н.э.				24	36,2	36,3	6,1	8	15
12	148–138 гг. до н.э.	02	21		30, 32	34,5	35,2	7,4	8-10	
13	131 г. до н.э.				33	37,1	36,6	5,7		
14	92 г. до н.э.	02	28		24, 11	35	35	7		20
15	88 г. до н.э.				10, 19	36,5	35,7	7,4		
16	69–64 гг. до н.э.			70 000	24, 19, 29, 30, 11	36,25	36,1	6,8	8–9	
17	37 г. до н.э.	03	23		33, 32	36,25	36,1	6,1		
18	31 г. до н.э.	09	02	30 000	24, 19, 27, 30, 31, 11	32	35,5	6,9	10-11	
19	19 г. н.э.				24, 33	33,6	35	6,5	9–10	15
20	37				33	36,0	36,3	6,2	7-8	15
21	47-48				3, 10	35,7	36,30	6,7	7	20
22	53				31, 32	36,2	36,5	7,0	8	30
23	75				15	38,8	41,3	6,5	10	

Часть А. Каталог исторических землетрясений Сирии и её обрамления (31–39° с.ш.; 34–44° в.д.) с магнитудами *M_S* ≥ 5,7

П	риложение 3.	Каталог	сильных	и	ошутимых	землет	рясений	Си	рии	u e	ë ol	брамления
	sumobicentile of	manoc	01110110110	v	0000 9111000000	Semicini	preciniti	00	pull		000	passisteritist

Часть А. Продолжение

Nº	Гол	Месян	Лени	Число	Ссылка	(0, C III	Jрп	М	I	Н
п/п	ТОД	месяц	День	погибших	на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	MS	<i>I</i> ₀	п
24	76-82-94				24, 29, 33	36,25	36,10	6,5	7	16
25	97				19	37,3	36,3	6,2	9	
26	115	12	13	260 000	23, 10, 29, 6, 8, 32, 33	35,80	35,10	7,5	8–9	
27	128–130				23, 29, 33	37,30	36,80	6,0	6–7	
28	128–130				30, 32	35,80	35,10	6,1	> 6	20
29	160	10			24, 32	34,7	40,7	6,0	> 6	18
30	220				23, 32	36,30	36,10	6,1		
31	233				23, 32, 33	33,5	36,30	5,7	7	
32	233–242				30, 31	34,5	38,3	7	10	
33	245				29, 32, 33	37,30	36,50	7,6	10	
34	272				29, 23, 32	36,25	36,10	6,1	> 6	
35	290	05	14		23	36,25	36,10	6,1		
36	293	03	06		10	37,06	35,80	7,4		
37	303–304				29, 30, 31, 32	33,80	34,30	7,1	8–10	20
38	306				11, 29, 23, 33	34,12	35,63	7,2	10	
39	315				3	33,80	34,30	6,1		
40	330–332				19, 24	35,1	34,0	6,3	9	14
41	334				24, 29, 33	36,5	36,1	6,8	9	
42	341-342			40 000	29, 10, 32	33,80	35,20	7,0	9	16
43	344–345				29, 33	36,25	36,10	5,7	5-6	
44	348-349				10, 19, 29, 24	36,25	36,10	7,0	8-10	23
45	363	05	18–19		10, 11, 19, 27, 29, 32	31,60	35,40	6,9	8–9	
46	394–396				24, 31, 32, 33	36,3	36,3	6,5	7–8	
47	419				29, 10, 19	36,25	36,10	6,1	7–8	
48	450-457	09			19, 32, 33	34,4	35,8	6,7	7–9	
49	458	09	14	80 000	29, 1, 10, 23, 32	36,2	36,4	7,7	9	20
50	477				33	35,3	35,9	5,7		
51	494				29, 32	35,80	36,30	6,6	8	25
52	499–500				6, 19, 24, 29, 33, 15	38,13	38,63	7,5	8–10	
53	502	08	22		20, 23, 19, 32, 33	33,0	34,80	7,2	8–10	30
54	506				29, 33	33,00	34,80	6,8	9	
55	517–518				23, 33	37,20	35,90	6,1		
56	518	05			23, 33	36,25	36,10	6,1		
57	521				24	36,88	36,60	7,4		40
58	524				23, 33	37,30	36,30	6,1		
59	525	05/04	20/10		29, 23, 33	33,7	35,70	6,6		
60	526	05	20–29	250 000	11, 29, 35, 20, 32	36,2	36,1	7,5	10	
61	528	11	29		29, 20, 32	36,25	36,83	7,5	10-11	
62	531–535				23, 10, 32	35,50	37,20	6,5	8	15
63	551	07	09		29, 23, 10, 32	34,0	35,50	7,2	9–11	28
64	553				32, 33	36,3	36,1	5,7		
65	557	10	19		23, 32	36,1	35,55	6,0		

Nº	Б	N	п	Число	Ссылка		2	14	T	11
п/п	Год	Месяц	День	погибших	на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	M_{S}	I_0	Н
66	565–571				23, 32	36,0	36,20	6,0	7–8	30
67	580–581				19, 29, 33	36,25	36,30	5,7		
68	587–588	09/10	30/31	60 000	19, 29, 33	37,50	36,00	6,9	9	
69	601–602				1, 7, 15, 21	38,7	41,6	6,0	8	
70	628/634	06/09			19, 24	32	35,5	6,3		
71	634				24, 30, 31	36,23	37,17	6,3	8	
72	639				32, 33	36,3	36,1	5,7		
73	658	06			19, 24	32,5	35,5	6,6		28
74	678			170 000	19	38,20	39,50	7,7	10	26
75	710				28	31,7	35,2	6,1		
76	713	02	28		19, 24, 30, 31, 32	35,70	36,30	7,0	9	
77	715–716				23, 33	36,50	37,90	6,0		
78	717	12	24		23, 32, 33	36,25	36,10	6,1		
79	718				33	37,2	38,8	6,1		
80	742				33	37,15	38,80	6,4	8–9	
81	747	01	18		27, 24, 32	32,50	35,60	7,2	9	25
82	748				24, 28	32,4	35,8	6,5		16
83	749	01	25		24	36,5	43,5	7		18
84	757	03	09		30, 31, 32	37,00	35,60	5,7	7	
85	765				28	31,7	35,2	6,1		
86	775				23, 32	36,95	35,58	6,7		
87	791				24, 32, 33	36,2	36,7	6,8		30
88	800-802				3, 19, 24, 15	35,70	38,70	6,1	9	
89	803				29, 30, 31	37,0	35,6	6,0	8	
90	835				19, 24, 30, 31, 32, 33	36,8	36,3	6,1	> 7	
91	846-847				24, 32	34,4	36,3	6,7	7	
92	847	11	24	50 000	29, 10, 32, 35	34,40	36,30	7,5	9–10	35
93	854				24, 30, 31	33,50	36,32	7,0	10-11	
94	860	01			23, 10, 32	35,70	36,40	7,4	9–10	33
95	867				29, 33	36,25	36,10	6,5	9	
96	881	05	16		24, 32	33	35	6,5		15
97	951	09			29, 32, 35	36,20	37,20	6,8	8–9	
98	963	07	22		23, 32, 33	36,60	37,0	6,1		
99	972	10	12		19, 23, 33	36,60	37,00	6,9	9	
100	986	11			24, 30, 31	36,30	43,30	6,6	9	
101	991	04	05		11, 19, 10, 31, 32, 33	33,70	36,40	7,1	9	22
102	995	12	31		6, 24, 33, 15	38,7	40	7,5		
103	1002–1003				24, 32	36,50	36,50	6,8	> 8	
104	1029				23, 32	33,5	36,30	6,1	-	
105	1033	12	05		6, 11, 28, 30, 31	32,5	35,50	7,1	10	
106	1037	12	18		33	37,1	38,8	5,7		
107	1042	08	21/24		11, 23, 30, 31, 33	34,60	38,30	6,9	8–9	
108	1046–1047				30, 31, 32	37,90	40,20	6,0	8–9	

Часть А. Продолжение

Приложение 3.	Каталог с	ильных и	ощутимых	землет	рясений	Cupi	ии и	eë o	брамления
---------------	-----------	----------	----------	--------	---------	------	------	------	-----------

Часть А. Продолжение

Nº	Год	Месяц	День	Число	Ссылка	ф, с.ш.	λ, в.д.	M _s	I	Н
100	1047 1054			погиоших	на источник	21.0	24.00	6.0	0	
109	1047-1054	10	0.0		23, 30, 31	31,9	34,90	0,8	9	25
110	1058	12	08		7, 23	35,80	43,60	1,2	9	25
111	1063	08	10/20		23, 32	34,40	36,20	6,9	8	32
112	1068	03/04	18/20		11, 24	32	34,3	7,0		16
113	1089				24, 32, 33	34,40	38,30	6,2		
114	1091	09/10	26/06		23, 32	36,35	36,10	7,4	9	
115	1094	04-05			29, 32, 35	35,90	36,30	6,0	6	
116	1104	03	12		15	38,50	38,30	7,2		
117	1109				33	36,50	37,90	6,1		
118	1111				24, 33, 21	38,5	43,4	6,3	9	15
119	1114	11			20, 23, 32	37,30	38,50	7,4	8–10	40
120	1114	11			32	37,30	36,50	7,7	9	40
121	1128				32, 33	33,20	35,20	6,7		
122	1135				23, 32	37,5	38,0	7,0		
123	1137	10/11	19/16	Много	29, 23, 32	33,20	35,20	7,4	10	
124	1138	10	11–26		27, 29, 30, 31, 32, 33	36,3	37,2	6,8	10	
125	1140–1141				23, 32	36,23	37,17	6,1	7	
126	1149				23	35,90	39,00	6,6		30
127	1152	09	27		23, 32	32,60	36,70	5,8	8	12
128	1156	05	10/18		24, 20, 29	34,40	35,80	6,5	9	
129	1157	04	02/04		32	35,50	36,50	6,0	7	22
130	1157	07	13		11, 30, 32	35,20	36,60	6,6	8	25
131	1157	08	12		6, 4, 30, 32	35,40	36,50	7,4	9–10	15
132	1160				27	32,0	35,50	6,1		
133	1170	06	29	80 000	6, 19, 29, 25, 30,	35,0	36,30	7,7	9–10	35
124	1100				31, 32	22.0	267	(7		
134	1182	00			27, 24, 32	32,6	36,7	6,/		
135	1183-1190	09	20		23	36,00	36,30	6,1	0.11	20
136	1202	05	20	1 млн	20, 29, 23, 35, 8, 32	34,1	36,0	7,6	9–11	30
13/	1203–1204				23	34,00	36,00	6,1		
138	1205				33	33,70	35,50	6,7	9–10	
139	1212				23, 32	36,20	36,10	6,1		
140	1220	05	20		29, 30, 31	38,70	42,50	7,6	9	
141	1222				23, 32	36,3	37,1	5,9		
142	1225–1236	03	04		30, 31	36,4	43,1	6,0		
143	1246				33, 15, 21	38,4	42,3	6,0	8	
144	1268				24, 29, 30, 31, 32	33,70	35,20	6,8	9	
145	1275	04	14		1, 7, 24, 30, 31, 15, 21	38,8	42,6	6,9	10	
146	1281				33, 15, 21	38.8	42,6	7,4	10-11	
147	1287	03	22		11, 29, 30, 31, 32, 33	33,50	36,32	7,2	8–10	24
148	1290–1292				29, 32	35.15	36.73	6.8	8	
149	1293	01			30, 31	31,5	35,6	6,6		

Часть А. 1	Тродолжение
------------	-------------

Nº ⊓/⊓	Год	Месяц	День	Число	Ссылка	ф, с.ш.	λ, в.д.	M _s	I	Н
150	1302	08	09	погиоших	24	31.92	34 85	6.5		
150	1322	01-02			30, 32	33.5	36.3	5.7		
152	1339	01-02			23, 30, 32	34.50	35.80	6.8	8	
153	1344	01	02	5700	16. 30. 31. 32. 35. 15	36.70	37.40	6.9	8-10	30
154	1355–1363				32, 15, 21	38,7	41,6	6,0	9	
155	1403	12	18		32	36,20	37,10	5,7		
156	1404	02	20		30, 31, 32	35,70	36,20	7,4	9	30
157	1404	11–12			30, 31, 32	35,70	36,20	5,7	6	
158	1407	04-05		Много	23, 6, 4, 30, 32, 9	35,7	36,4	7,0	10	
159	1408	12	29		30, 31, 32, 9	35,80	36,10	7,4	9–10	25
160	1441				33, 21	38,6	42,2	5,7	8	10
161	1458	11	12		28	31,0	35,5	6,8		
162	1484	03/04	29/27		30, 31, 32	36,20	36,75	6,4	7	
163	1503				1, 7, 12, 24, 15	37,4	43,8	6,9	9	
164	1513				15, 24, 29	37,5	36,5	7,4		
165	1534				28	31,7	35,2	6,4		
166	1537	01	07		23, 24, 32	35,8	36,3	6,4		20
167	1537	03	08		32, 33	33,5	36,0	5,9	6	
168	1544	01	22		16, 15, 29	33,45	36,30	6,5	9	
169	1546	09	29	300	11, 30, 32	32,0	35,5	7,0		
170	1563	09	13		32	33,5	36,25	5,7	6	
171	1568	10	10		32	35,50	35,50	6,0	8	12
172	1577	01	28		24, 30, 32	35,50	36,50	6,6		
173	1604	03	13		32	33,5	36,0	5,7	> 5	
174	1610	03	07		32, 5	36,2	36,8	5,7	> 6	
175	1616	07	22		24, 15, 5	34,50	34,00	6,9	8–9	
176	1626	01	21		32, 5	36,50	37,10	7,3	9	20
177	1646/1648	04/03	07/02		1, 6, 7, 19, 21, 15, 29, 33	38,3	43,7	7,1	10	
178	1656	02			11, 30, 32, 33	34,60	36,40	6,6	8-10	
179	1666	09	22		2, 32, 15, 12	37,0	43,0	6,9	9	35
180	1669	01	04		15, 21	38,7	42,4	6,0	8	
181	1670	08	01		16	34,40	35,80	6,5	8	
182	1682	05	19		15	38,7	42,4	6,0	8	
183	1685	11	22		15, 21, 24, 1, 12, 7, 29	39,0	41,0	6,7	8	
184	1691				15	38,6	40	6,0	8	
185	1693				24, 15, 32	36,5	41,9	6,7	8–9	15
186	1696	06	10		15, 21	38,4	42,1	6,5	9	
187	1701	03	07		33	38,5	43,4	6,1		
188	1703	03	15		15, 21, 33	38,7	42,4	5,7	7–8	10
189	1704	01	27		1, 7, 24, 15, 21	38,5	42,0	6,7	9	
190	1705	11	24		30, 31, 32	33,70	36,60	6,9	8	35

П	риложение 3.	Каталог	сильных	и	ощутимых	землет	рясений	Си	рии и	ı eë	00	рамлени	lЯ
									I			r	

Часть А. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	M _S	I_0	Н
191	1708				15	38,7	41,6	6,0	8	
192	1714				24, 33	38,7	35,5	5,8		15
193	1715	03	08		15, 21, 24, 1, 7, 33	38,4	43,9	6,6	9	16
194	1717	06	07		30, 31, 33	38,7	35,5	6,1	8–9	
195	1719	03		100	30, 33, 23	36,50	36,9	6,4	> 7	20
196	1726	04	15		23, 32, 33	36,30	36,60	6,1	8	15
197	1735	12			24, 33	35,0	34,0	6,5		24
198	1738	09	25		32	36,70	36,50	6,2	8	10
199	1752	07	21		32, 33	35,20	35,30	6,8	> 7	
200	1753	12	18		30, 31	33,5	36,0	5,7	7	
201	1754	08	31		30, 31	33,5	36,0	5,9	8	
202	1759	01	12		15	38,3	38,3	6,5	9	
203	1759	02	17		32, 29, 35	36,20	37,10	6,6	8	
204	1759	10	30	30 000	30, 32, 4	33,10	35,60	6,6	8–9	20
205	1759	11	25	40 000	6, 11, 16, 23, 18, 4, 34, 35	33,70	36,10	7,4	9–10	30
206	1760	01			29, 30	36,2	36,8	6,4	8	
207	1765				30, 33, 5	34,50	36,35	6,4		
208	1779	06	08		23, 5	36,20	37,10	5,7		
209	1781				24, 15	36,5	43,0	6,9	9–10	14
210	1783	07	20		24, 30, 33	35,6	36,40	6,5		
211	1789	05	29		24, 1, 6, 15, 29	39,0	40,0	7,0	8	
212	1796	04	26	1500	29, 32, 5, 30, 4	35,30	36,30	6,8	8–9	20
213	1802				23, 32	34,0	36,20	6,2	8–9	20
214	1822	08	13	30 000- 60 000	11, 32, 2, 30, 31, 34	36,10	36,75	7,0	9	18
215	1822	09	05		31, 32	36,10	36,75	5,7	7	
216	1831	02	22		23, 32, 33	36,20	37,10	5,7	> 5	
217	1834	05	23		11, 24, 27	31,30	35,60	6,7		22
218	1835	08	23		24, 33	38,3	35,5	6,1		18
219	1837	01	01	7000	11, 32, 35	33,0	35,50	7,1	8–9	
220	1845–1847				32, 33	36,60	36,10	5,7		
221	1850	02	12		30, 32, 33	34,00	35,50	5,7		
222	1854				23, 30, 32	35,2	35,30	5,7		
223	1857	04	09		27, 29	38,4	42,1	6,7	9	
224	1859	01	24		30, 32	34,70	35,25	5,7		
225	1866	06	20		1, 7, 24, 15, 33, 34	38,5	40,9	6,8	9	
226	1866	07	20		21, 33, 34	38,4	39,4	6,1	8	15
227	1871	03	17		1, 7, 21, 24, 15	38,0	43,0	6,7		
228	1872	04	03	1800	11, 23, 31, 32, 4, 2	36,2	36,50	7,2	9–10	10
229	1872	05	15		33	36,2	36,1	5,7		
230	1873	02	14		11, 24, 30	33,4	35,0	6,2		32
231	1874	05	03		24, 6, 15, 33, 36, 34	38,5	39,5	7,1		14

Часть В. Каталог инструментальных землетрясений Сирии и её обрамления (31–39° с.ш.; 34–44° в.д.) с магнитудами...

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	M _S	I ₀	Н
232	1875	03	03/27		11, 15, 34, 21, 33, 36	38,5	39,5	6,7	9	
233	1881	05	30		21, 15, 29	38,5	43,3	6,8	9	
234	1881	06	07		21, 24	38,6	42,8	6,3		16
235	1884	02	10		12, 24, 15, 33	37,5	42,5	6,9	8	
236	1884	06	06		36, 32	36,30	37,20	5,7	> 5	
237	1893	03	12/31		6, 34, 24, 15, 27, 33	38,10	38,40	7,1	9	21
238	1894	05	14		24	36,60	35,60	6,1		30
239	1900	01	05		3, 24	34,00	34,00	6,0	> 4	13

Часть А. Окончание

* См. Приложение 3, часть С.

Примечание. Тире в столбцах «Год», «Месяц», «День» означает интервал неопределенности времени в сообщениях источников. Косая линия в тех же столбцах — оценка «или/или» по сообщениям разных источников; в этих случаях порядок написания соответствует порядку источников в столбце «Ссылка на источник».

Часть В. Каталог инструментальных землетрясений Сирии и её обрамления (31–39° с.ш.; 34–44° в.д.) с магнитудами *M_S* ≥ 5 с 1900 г. по март 2010 г.

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	<i>M</i> _{<i>r</i>} **	I_0	Н
1	1900	01	05	0:55	3, 24	34,0	34,0	6,0		13
2	1900	11	10	16:23	24	38,08	38,72	5,4		
3	1901	01	10		24	38,02	37,13	5,5		
4	1903	03	29	22:30	28	32,20	35,5	5,7	8	10
5	1903	04	28	23:39	1, 7, 24, 22	39,1	42,6	7,0		20
6	1903	08	06	03:49	22	39,5	42,4	5,8		
7	1905	12	04	07:04	6, 24	38,12	38,63	6,8	9	18
8	1905	12	04	09:40	24, 22, 30	38,0	38,3	5,8		
9	1905	12	04	12:20	24	39,0	39,0	5,6		
10	1907	03	29	10:00	17, 26	38,4	42,1	5,3		33
11	1907	06	03	06:46	17, 24	38,7	41,5	5,0		33
12	1907	07	22	17:40	14	33,71	35,41	5,2		10
13	1908	02	02		17	37,6	34,5	5,3		33
14	1908	02	17	03:00	24, 22, 29	37,4	35,8	6,0	8	33
15	1908	09	28	06:28	24, 21	38,5	39,2	6,1	6	32
16	1908	10	30	11:00	17, 24	37,6	36,8	5,4		
17	1909	02	16	14:14	24, 22, 29	39,0	37,0	5,7	7	
18	1909	03	05	12:16	24	39,0	40,0	5,3		
19	1910	07	10	19:24	14	33,82	35,93	5,0		10
20	1914	03	07	19:10	22	38,5	42,2	6,1		
21	1915	02	14	08:20	17, 24	38,8	42,5	5,6		33
22	1915	02	28	12:47	17, 24	37,7	43,1	5,3		33
23	1915	05	19	04:48	17, 24	37,62	39,47	5,4		10
24	1915	12	25	06:06	17, 24	36,47	36,14	5,4		10

Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых землетрясений Сирии и её обрамления

Часть В. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	<i>M</i> _{<i>r</i>} **	I ₀	Н
25	1918	04	25	02:22	17, 24, 22	34,5	41,8	5,7		33
26	1918	09	29	12:07	3, 17, 24, 30	35,2	34,7	6,5		10
27	1919	05	12	22:30	7, 24, 21	36,19	44,0	5,7		
28	1919	08	19	20:17	17, 24	35,2	34,7	5,4		33
29	1919	08	31	02:32	17, 24	34,5	41,8	5,3		33
30	1921	10	05	19:09	17	36,4	35,2	5,5		33
31	1922	02	01	16:52	17, 24	38,0	37,0	5,3		33
32	1922	04	02		14	34,73	34,8	5,5		10
33	1924	02	18	17:03	30	35,2	34,7	6,0		
34	1924	02	27	20:24	29, 30, 14	32,7	36,2	5,7	7	10
35	1924	09	10	11:59	22	37,0	34,3	5,9		30
36	1926	03	17	13:20	17, 24	37,0	35,0	5,5		33
37	1927	07	11	13:03	6, 24, 22, 30	32,1	35,4	6,0		12
38	1927	12	12	20:26	14	34,5	34,0	5,1		10
39	1928	02	22	17:50	14	32,0	35,5	5,0		10
40	1929	05	25	06:46	24	39,0	37,5	5,5		
41	1930	04	03	12:08	17, 24	32,5	43,7	5,3		
42	1931	05	06	20:22	17, 24	38,24	39,15	5,0		40
43	1931	10	13	07:36	17, 24	35,6	43,2	5,0		
44	1932	12	26	19:03	17, 24	36,9	34,73	5,2		60
45	1933	09	25	09:46	17, 24	37,0	35,5	5,0		33
46	1934	11	12	07:19	24, 22, 21	38,54	41,0	5,9		40
47	1934	11	27		17, 24, 15	37,9	40,2	6,3	8–9	20
48	1934	12	15		17, 24, 22	38,9	40,5	5,8		33
49	1936	02	02	17:08	17, 24	37,5	38,0	5,0		
50	1936	03	24	19:46	24	39,0	42,0	6,0	8	20
51	1936	06	14	17:01	24	36,5	36,0	5,5		
52	1940	02	21	0:50	24	38,45	35,4	5,3		33
53	1940	07	24	22:15	29, 30, 14	34,55	34,1	5,7	7–8	
54	1940	12	20	05:18	17, 24, 22	38,7	38,6	5,9	8	
55	1941	01	20	03:37	3, 17, 24, 30	35,0	34,4	6,3	8–9	
56	1941	12	02	05:22	17, 24	37,5	41,0	5,1		33
57	1944	04	05	06:51	24	37,5	42,5	5,2		33
58	1944	06	28	02:15	17, 24	37,5	35,0	5,2		33
59	1944	07	17	10:53	17, 24, 22	35,9	42,6	5,9		80
60	1945	01	15	05:30	24, 26	38,4	44,0	5,1		32
61	1945	03	20	07:58	17, 24, 22, 29	37,1	35,7	6,0	8	10
62	1945	09	01		24, 30, 21	39,0	43,3	5,8	7–8	15
63	1945	11	20	06:27	17, 24	38,63	43,33	5,5		10
64	1947	04	19	17:39	17, 24	37,8	43,31	5,0		40
65	1947	12	09	23:40	24	36,52	34,34	5,2		10
66	1948	08	18	19:06	17, 24	38,9	39,4	5,0		10
67	1949	04	25	23:09	17, 24	38,27	38,99	5,3		80

Часть В. Каталог инструментальных землетрясений Сирии и её обрамления (31–39° с.ш.; 34–44° в.д.) с магнитудами...

Часть В. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	M_r^{**}	I_0	Н
68	1950	11	08	10:07	17, 24	38,3	39,1	5,2		33
69	1951	04	08	21:38	17, 24, 22, 29	36,58	35,85	5,8	8	
70	1951	08	05	12:15	14	34,33	36,07	5,0		10
71	1952	09	03	13:48	26	39,0	43,0	5,5		12
72	1952	10	22	17:00	17, 24	37,25	35,65	5,6		70
73	1953	03	24	21:17	17, 24	37,02	37,0	5,2		10
74	1956	03	16	19:32	27, 29, 30	33,6	35,6	6,0		16
75	1956	12	18	17:53	30, 14	31,47	35,49	5,6		10
76	1957	11	03	09:56	14	32,5	35,92	5,5		10
77	1960	02	21	09:29	26	38,0	42,0	5,5		
78	1961	06	01	16:31	17, 24	37,65	36,76	5,0		40
79	1964	06	14	12:15	27, 17, 24, 29	38,10	38,50	6,0		10
80	1966	04	27	19:48	27, 17, 24, 26	38,14	42,52	5,1		28
81	1966	08	19	13:54	27, 24	38,99	41,77	5,2		30
82	1967	04	07	18:33	27	37,345	36,175	5,0		33
83	1968	08	10	04:27	27	36,872	43,023	5,0		29
84	1970	10	08	02:45	14	31,39	35,51	5,0		10
85	1971	05	22	16:43	6, 13, 27, 17, 24, 15	38,85	40,52	6,8	8–9	20
86	1971	06	29	09:08	27, 24	37,12	36,84	5,3		35
87	1971	07	01	12:13	27, 17	36,37	43,27	5,0		16
88	1971	07	11	20:12	13, 27, 24	37,17	36,8	5,6		16
89	1971	08	17	04:29	27	37,099	36,819	5,0		33
90	1972	06	08	09:39	24	34,9	43,3	5,8		
91	1972	07	16	02:46	17, 24	38,23	43,36	5,0		46
92	1973	08	30	07:37	17, 24, 26	37,9	42,8	5,2		
93	1975	09	06	09:20	6, 27, 24, 17	38,5	40,723	6,7	8–9	26
94	1975	09	06	10:13	27	38,539	40,589	5,1		33
95	1975	09	06	10:52	27, 24	38,43	40,82	5,1		33
96	1976	01	12	22:41	27	38,593	43,135	5,0		36
97	1976	09	05	22:07	27, 24	38,3	40,9	5,0		20
98	1976	11	24	12:30	24	38,9	43,9	5,0		
99	1977	03	25	02:39	27	38,562	40,024	5,2		21
100	1978	12	04	03:12	27	38,07	37,468	5,1		10
101	1979	04	23	13:01	27, 14	31,244	35,461	5,1		10
102	1979	09	12	16:14	27	38,662	39,803	5,0		10
103	1979	12	28	03:09	27	37,47	35,847	5,1		41
104	1980	07	11	12:33	27	38,425	40,897	5,0		10
105	1981	01	20	08:27	27	38,079	38,473	5,1		10
106	1984	08	24	06:02	27, 14	32,7	35,1	5,1		20
107	1984	12	03	07:38	27, 26	37,9	43,2	5,5		35
108	1986	05	05	03:35	27, 17, 24	38,00	37,80	5,9		8
109	1986	06	06	10:39	27, 17, 24	38,01	37,91	5,7		10
110	1986	08	03	01:33	27	37,20	37,30	5,0		12

Приложение 3.	Каталог силь	ых и ощутимых	землетрясений (Сирии и её	обрамления
---------------	--------------	---------------	-----------------	------------	------------

Часть В. Окончание

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	ф, с.ш.	λ, в.д.	<i>M</i> _{<i>r</i>} **	I ₀	Н
111	1988	06	25	16:15	27, 17, 24, 26	38,48	43,03	5,3		28
112	1991	04	10	01:08	27	37,359	36,221	5,2		10
113	1992	05	07	19:15	27	38,698	40,143	5,0		18
114	1993	03	22	11:03	27	34,697	34,402	5,4		32
115	1994	01	03	21:00	27	37,002	35,842	5,0		26
116	1994	09	17	02:24	27	37,885	41,584	5,1		9
117	1994	11	20	14:31	27	35,335	39,557	5,1		28
118	1994	12	18	16:38	27	35,277	39,745	5,0		10
119	1996	12	24	22:16	27	34,294	38,294	5,5		29
120	1997	01	22	17:57	27	36,25	35,951	5,7		10
121	1997	01	22	18:24	27	36,239	35,922	5,2		10
122	1997	01	22	18:27	27	36,275	35,997	5,3		10
123	1997	03	26	04:22	27	33,386	35,452	5,0		10
124	1997	03	26	13:20	27	33,738	35,464	5,0		10
125	1998	05	09	15:38	27	38,278	38,988	5,1		10
126	1998	06	27	13:55	27	36,878	35,307	6,3		33
127	1998	07	04	02:15	27	36,874	35,321	5,4		33
128	2000	11	15	15:05	27	38,397	42,922	5,6		65
129	2001	06	25	13:28	27	37,238	36,206	5,5		5
130	2001	10	31	12:33	27	37,249	36,136	5,1		10
131	2002	12	14	01:02	27	37,53	36,24	5,2		10
132	2003	07	13	01:48	27	38,288	38,963	5,6		10
133	2004	02	11	08:15	27	31,675	35,551	5,3		27
134	2004	08	11	15:48	27	38,377	39,261	5,7		7
135	2005	01	25	16:44	27	37,622	43,703	5,9		41
136	2005	11	26	15:56	27	38,26	38,814	5,1		8
137	2006	03	29	22:05	27	35,252	35,427	5,0		27
138	2007	02	09	02:22	27	38,39	39,043	5,5		3
139	2007	02	21	11:05	27	38,318	39,275	5,7		6
140	2008	02	15	10:36	27	33,327	35,305	5,1		10
141	2008	09	03	02:22	27	37,507	38,503	5,0		6
142	2008	11	12	14:03	27	38,841	35,524	5,1		10
143	2009	06	17	04:29	27	36,047	36,02	5,0		10
144	2009	07	18	20:32	27	35,888	43,353	5,3		26
145	2010	03	08	02:32	27	38,864	39,986	6,1		12
146	2010	03	08	07:47	27	38,709	40,051	5,6		10
147	2010	03	08	10:14	27	38,828	40,119	5,2		5
148	2010	03	08	11:12	27	38,776	40,143	5,3		5
149	2010	03	24	14:11	27	38,821	40,138	5,1		4

* См. Приложение 3, часть С. ** M_r — тип магнитуды, указанный источником информации.

1	<i>Ambraseys N.N.</i> Engineering seismology // Earthquake engineering and structural dynamics. 1988. Vol. 17, N 3. P. 1–105.
2	Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. 1989. Vol. 96. P. 311-331.
3	Ambraseys N.N. Reappraisal of the seismic activity in Cyprus: 1894–1991 // Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata. 1992. Vol. 34, N 133. P. 41–80.
4	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.
5	Ambrasevs N.N., Finkel C. The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review (1500–1800). Istanbul:
	Muhittin Salih EREN Publ., 1995. 240 p.
6	Ambraseys N.N., Jackson J.A. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region // Geophys. J. Intern. 1998. Vol. 133, N 2. P. 390–406.
7	Ambraseys N.N., Melville C.P. A history of Persian earthquakes. N.Y.: Cambridge University Press, 1982. 219 p.
8	Ambrasevs N.N., Melville C.P. An analysis of the Eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202 / W.Lee
	(ed.) Historical Seismograms and Earthquakes of the World. San Diego: Academic Press, 1988. P. 181–200.
9	Ambraseys N.N., Melville C.P. Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria // Ann. Geophys. 1995. Vol. 38, N 3/4. P. 337–343.
10	Archaeoseismololy / S.Stiros, R.E. Jones (Eds). Athens: I.G.M.E. and the British school at Athens, 1996. Fitch Lab. Occasional paper 7. 268 p.
11	<i>Ben-Menahem A</i> . Four Thousand Years of Sejsmicity Along the Dead Sea Rift // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, N B2. P. 20195–20216.
12	<i>Berberian M.</i> 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.
13	Catalog of earthquakes by the Harvard Univ. http://www.seismology.Harvard.edu/
14	Catalog of earthquakes in Israel
15	Catalogs of earthquakes, compiled by A.S. Karakhanian // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer, 1997. 545 p.
16	<i>El Hakeem K., Anwar Al Imam M.</i> Historical seismicity in Syria // Syrian J. Geol. Sci. 1988. N 2 (Geol. Soc. of Syria). 7 p.
17	GSHAP catalog. India and adjoining areas. National Geophysical Data Center. http://www.ngdc.noaa.gov
18	<i>Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Hijazi F., Mouty M., Suleiman Y., Sbeinati R., Darawcheh R., Al-Ghazzi R., Barazangi M.</i> Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon // Geophys. J. Intern. 2003. Vol. 153, N 3. P. 658–674.
19	<i>Guidoboni E., Comastri A., Traina G.</i> Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10 th century. Rome: Istituto Naazionale di Geofisica, 1994. 504 p.
20	<i>Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M.</i> Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), Northwestern Syria // Tectonophysics. 2008. Vol. 453. P. 122–147.
21	<i>Karapetyan N.K.</i> Mechanism of earthquake origin in the Armenian Highland. Yerevan: Publ. of the Armenian SSR Academy of Sciences, 1986. 228 p.; Seismodynamics and mechanism of earthquake origin in the Armenian Highland. Yerevan: Publ. of the Armenian SSR Academy of Sciences, 1990. 264 p.
22	<i>Karnik V.</i> Seismisity of the European area. Prague: Acad. publ. house of the Czechosl. Acad. of Sci., 1968. Pt 1: 364 p.; Pt 2: 218 p.
23	<i>Kondorskaya N.V., Shebalin N.V.</i> (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.
24	<i>Kondorskaya N.V., Ulomov V.I.</i> (Eds) Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE). Zurich: Global Seismic Hazard Assessment Program, 1995. 300 p. http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt

Часть С. Список источников, использованных для составления Каталога землетрясений Сирии и её обрамления

Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых землетрясений Сирии и её обрамления

25	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 Let. 2003. Vol. 210. P. 35–52.
26	<i>Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E.</i> Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran: Iran Cultural Exhibitions Institute, 1994. 450 p.
27	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/
28	Nur A. And the walls came tumbling down // New Scientist. 1991. Vol. 6. P. 45-48.
29	Papazachos B., Papazachou C. The earthquakes of Greece. Thessaloniki: Editions Ziti, 1997. 304 p.
30	 Plassard J., Kogoj B. Sismisité 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.
31	<i>Poirer J.P., Taher M.A.</i> Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VII–XVIII centuries) // Bull. Seism. Soc. Amer. 1980. Vol. 70, N 6. P. 2185–2201.
32	<i>Sbeinati M.R., Darawcheh R., Mouty M.</i> The historical earthquakes of Syria: an analysis of large and moderate earthquakes from 1365 BC to 1900 AD // Ann. Geophys. 2005. Vol. 48, N 3. P. 347–435.
33	<i>Soysal H., Sipahioglu U.S., Kolcak D., Altdiok Y.</i> Turklye ve cevbesimi tabihsel depbim katalogu. Tuklye biumsel ve teknik arastirma kurumu matematik-fiziki ve biolojik bilimler arastieka grubu. Projeko: TMG 341, 1997. 32 p.
34	Taymaz T., Eyidogan H., Jacjsib J. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey) // Geophys. J. Intern. 1991. Vol. 106, N 3. P. 537–550.
35	Tiedemann H. Catalogue of earthquakes and volcanic eruptions. Zurich: Swiss Reinsurance, 1991. 94 p.
36	Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. The geology of earthquakes. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. 568 p.

Научное издание

Трифонов Владимир Георгиевич, Додонов Андрей Евгеньевич, Бачманов Дмитрий Михайлович, Иванова Тамара Петровна, Караханян Аркадий Степанович и др.

Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии

Редактор И.М. Ерофеева Дизайн и компьютерная верстка Е.Ю. Ерофеева

Подписано к печати 31.07.12 Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м². Печать офсетная. Уч.-изд. 35 л. Усл.-печ. 32,5 л. (в т.ч. 1,5 л. цв. вклейки + 4 л. цв. вкладки). Тираж 300 экз.

> ООО "Издательство ГЕОС" 129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91. E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Чебоксарская типография № 1" 428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.

NEOTECTONIC MAP OF SYRIA (НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СИРИИ)



Neotectonic Map of Syria, 2010 Original scale 1:1 000 000

Малые активные разломы с неизвестной кинематикой (достоверные) Малые активные разломы с неизвестной кинематикой (предполагаемые) 33°E Малые четвертичные разломы с неизвестной кинематикой (достоверные) Малыечетвертичныеразломыснеизвестнойкинематикой (предполагаемые) Малые неогеновые разломы с неизвестной кинематикой (достоверные) Малые неогеновые разломы с неизвестной кинематикой (предполагаемые)

43° N

Editors-in-Chief: Dr. Mohamad RUKIEH and Prof. Vladimir G. TRIFONOV Responsible Executor: Prof. Vladimir G. TRIFONOV The map was compiled by: Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia: Dr. Dmitry M. BACHMANOV, Dr. Andrey E. DODONOV, Prof. Vladimir G. TRIFONOV Institute of Dynamics of the Geospheres, Moscow, Russia Tamara P. IVANOVA General Organization of Remote Sensing, Damascus, Syria: Dr. Mohamad RUKIEH, Dr. Osama AMMAR, Dr. Ablul-Majid AL KAFRI, Dr. Haytham MININI, Dr. Mahmoud EBRAHEEM, Tarik ZAZA, Ali YUSEF, Osama ALI, Mohamad ALI Damascus University, Damascus, Syria: Dr. Marwan AL SHARA Organization of Atomic Energy, Damascus, Syria: Dr. Yusef JOBAILI

The Map is based on the data of geological mapping in different scales, publications, materials of the General Organization of Remote Sensing of Syria and Syrian Petroleum Company, and results of interpretation of space images and field investigations carried out by the authors. The main used materials are the following:

Неотектоническая карта Сирии, 2010 Исходный масштаб 1:1 000 000

Главные редакторы:

д-р Мохамад РУКИЕ и проф. В.Г. ТРИФОНОВ Ответственный исполнитель: проф. В.Г. ТРИФОНОВ Карту составили: Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия: д-р Д.М. БАЧМАНОВ, д-р А.Е. ДОДОНОВ, проф. В.Г. ТРИФОНОВ Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия: Т.П. ИВАНОВА Генеральная организация дистанционного зондирования, Дамаск, Сирия: Д-р Мохамад РУКИЕ, д-р Осама АММАР, д-р Абдул-Маджид АЛЬ-КАФРИ, д-р Хейсам МИНИНИ, д-р Махмуд ЭБРАХИМ, Тарик ЗАЗА, Али ЮЗЕФ, Осама АЛИ, Мохамад АЛИ Дамасский университет, Дамаск, Сирия: Д-р Марван АЛЬ-ШАРА Организация атомной энергии, Дамаск, Сирия: Д-р Юзеф ДЖОБАЙЛИ

Карта основана на данных геологической съёмки разного масштаба, публикациях, материалов Генеральной организации дистанционного зондирования Сирии и Сирийской нефтяной компании, по результатам интерпретации космических изображений и полевых исследований авторов. Основные использованные материалы:

Adiyaman Ö., Chorowicz J. 2002. Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault zone and the lateral escape of Anatolia. Jour. of Volcan. Geotherm. Res. 117, No. 3/4, 327–345. Ambraseys N.N., Jackson J.A. 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean. Geophys. Jour. Intern. 133, No. 2, 390–406. Ammar O. 1993. Properties of the geological structure of the South-Western Syria and evaluation of the ground water resources by interpretation of remote sensing data. Ph. D. Thesis, Moscow, 156 p. (In Russian) Barazangi M., Seber D., Chaimov T., Best J., Litak R.D., Sawaf T. 1993. Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria. In: Boschi E., Mantovani E., Morelli A. (Eds.) Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 117–140. Barberi R., Capaldi G., Gasperini P., Marinelli G., Santacroce R., Scandone R., Treuil M., Valet J. 1979. Recent basaltic volcanism of Jordan and its implications on the geodynamic history of the Dead Sea shear zone. Acc. Naz. Lincei, Atti dei Convegni 47, 667–683. Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L. 2002. Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean. Tectonophysics 346, 23–43. Ben-Avraham Z., Hall J.K., Schattner U., Ben-Gai Y., Neev D., Reshef M. 2004. New seismic insights into the tectonic and sedimentary processes in the northeastern Levant. Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki. 29–31. Ben-Gai Y., Ben-Avraham Z., Buchbinder B., Kendall C.G.St.C. 2004. Post-Messinian evolution of the Southeastern Levant margin based on stratigraphic modelling. Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, 32–34. Brew G., Barazangi M., Al-Maleh K., Sawaf T. 2001. Tectonic Map of Svria, 1:1000000. Brew G., Lupa J., Barazangi M., Sawaf T., Al-Imam A., Zaza T. 2001. Structure and tectonic development of the Ghab basin and the Dead Sea fault system, Syria. Jour. Geol. Soc. London 158, 665-674 Brew G., Best J., Barazangi M., Sawaf T. 2003. Tectonic evolution of the NE Palmyride mountain belt, Syria: the Bishri crustal block. Jour. Geol. Soc. London 160, 677–685. Butler R.W.H., Spenser S., Griffith H.M. 1997. Transcurrent fault activity on the Dead Sea Transform in Lebanon and its implications for plate tectonics and seismic hazard. Jour. Geol. Soc. London 154, 757-760. Carte Geologique du Liban. 1:250 000 / M.L. Dubertret. 1955. Republique Libanaise, Ministere des Travaux Publics. Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D., Sawaf T., Gebran A. 1990. Crustal shortening in the Palmyride fold belt, Syria, and implications for movements along the Dead Sea fault system. Tectonics 9, No. 6, 1369–1386. Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D., Sawaf T, Gebran A. 1992. Mesozoic and Cenozoic deformation inferred from seismic stratigraphy in the southwestern intracontinental Palmyride fold-thrust belt, Syria. Geol. Soc. Amer. Bull. 104, 704–715. Chorowicz J., Dhont D., Ammar O., Rukieh M., Bilal A. 2004. Tectonics of the Pliocene Horns basalts (Syria) and implications for the Dead Sea Fault Zone activity. J. Geol. Soc. London 161, 1–13. Daeron M., Benedetti L., Tapponnier P., Sursock A., Finkel R.S. 2004. Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammouneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic 36CI dating of offset limestone-clast fans. Earth Planet. Sci. Lett. 227, 105–119. Darkal A., Krauss M., Ruske R. 1990. The Levant fault zone. Ztsch. geol. Wiss. Berlin, Bd. 18, H. 6, 549–562. Demir T., Westaway R., Bridgland D., Pringle M., Yurtmen S., Beck A., Rowbotham G. 2007. Ar-Ar dating of Late Cenozoic basaltic volcanism in northern Syria: Implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the northern Arabian Platform. Tectonics 26, TC 012, doi:10.1029/2006TC001959. Devyatkin E.V., Dodonov A.E., Dobrova M.R., Kopp M.L., Kuznetsova K.I., Leonov Yu.G., Sharkov E.V. 2000. Outline of Geology of Syria / Yu.G. Le-onov (Ed.) Nauka, Moscow, 204 p. (In Russian). Devyatkin E.V., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Zykin V.S., Simakova A.N., Khatib K., Nseir H. 1997. The El-Ghab Rift Depression of Syria: Its structure, stratigrapy, and history of development. Stratigraphy and Geological Correlation 5, No. 4, 362–374. Dodonov A.E., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E., Bachmanov D.M., Sadchikova TA., Simakova A.N., Minini H., Al-Kafri A.-M., Ali O. 2008. Late Quaternary marine terraces in the Mediterranean coastal area of Syria: Geochronology and neotectonics. Quaternary Intern. 190, 158–170. Dubertret L. 1970. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. Philos. Trans. Royal Soc. London, A, 267, 9–20. Ferry M., Megraoui M., Abou Karaki N., Al-Taj M., Amoush H., Al-Dhaisat S., Barjous M. 2007. A48-kyr-long slip rate history of the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault. Earth Planet. Sci. Lett. 260, 396-406. Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. 1970. The shear along the Dead Sea rift. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A. 267, 107–130. Freund R., Zak I., Garfunkel Z. 1968. Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift. Nature 220, No. 5164, 253–255. Garfunkel Z. 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. Tectonophysics 80, 81–108. Garfunkel Z. 1998. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin // Tectonophysics 298, 5–35. Garfunkel Z., Ben-Abraham Z. 2001. Basins along the Dead Sea Transform. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (Eds.) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Memoires du Muse'um national d'Histoire naturelle 186, 607–627. Garfunkel Z., Zak I., Freund R. 1981. Active rifting in the Dead Sea rift. Tectonophysics 80, 81–108, 1–26. Geological Map of Syria. Scales 1:200 000 and 1:500 000 / V. Ponicarov (Ed.) 1964. Technoexport, Moscow; Ministry of Industry of the S.A.R., Damascus. Geological Map of Turkey. Scale 1:2 000 000 / E.Bingol. 1989. MTA, Ankara. Geological Map of Turkey. Hatay. Scale 1:500 000 / Senel, M. (Ed.) 2002. MTA, Ankara. Giannerini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem B. 1988. Deformattions intraplaques et volcanisme associe: Exemple de la bordure NW da plaque Arabique au Cenozoique. Bull. Soc. geol France, No. 6, 938–947. *Girdler R.W.* 1990. The Dead Sea transform fault system. Tectonophysics 180, No. 1, 1–14. Gomez R, Meghraoui M., Darkal A.N., Hijazi R, Mouty M., Suleiman Y, Sbeinati R., Darawcheh R., Al-Ghazzi R., Barazangi M. 2003. Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon. Geophys. J. Intern. 153, No. 3, 658–674. Gomez R., Khawlie M., Tabet C., Darkal A.N., Khair K., Barazangi M. 2006. Late Cenozoic uplift along the northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria. Earth Planet. Sci. Lett. 241, 913–931. Gomez R., Nemer T., Tabet C., Khawlie M., Meghraoui M., Barazangi M. 2007. Strain participating of active transpression within the Lebanese restraining bend of the Dead Sea Fault (Lebanon and SW Syria). Cunningham W.D., Mann P. (Eds.) Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. London: Geol. Soc. Special Publications 290, 285 - 303Gomez R., Karam G., Khawlie M., McClusky S., Vernant Ph., Peilinger R., Jaafar R., Tabet Ch., Khair K. 2007. Global Positioning System mea-surements of strain accumulation and slip transfer through the restraining bend along the Dead Sea fault system in Lebanon. Geophys. J. Intern. 168, 1021–1028. Hall J.K., Udintsev G.B., Odinokov Yu. Yu. 1994. The bottom relief of the Levantine Sea. In: V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall (Eds.) Geological Structure of the North-Eastern Mediterranean. Historical Productions-Hall, Jerusalem, 5–32. Hurwitz S., Garfunkel Z., Ben-Gai Y., Reznikov M., Rotstein Y., Gvirtzman H. 2002. The tectonic framework of a complex pull-apart basin: seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform. Tectonophysics 359, 289–306. Ilani S., Harlavan Y., Taravneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibraham K., Peltz S., Steinitz G. 2001. New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the span and duration of the upper-mantle upwelling beneath the western Arabian plate. Geology 29, 171-174.*Ioffe S., Garfunkel Z.* 1987. Plate kinematics of the circum Red Sea: a re-evaluation. Tectonophysics 141, 5–22. Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M. 2008. Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), Northwestern Syria. Tectonophysics 453, 122–147. Klinger Y, Avouac J.P., Abou Karaki N., Dorbath L., Bourles D., Reyss J. 2000. Slip rate on the Dead Sea transform fault in Northern Araba valley (Jordan). Geophys. Jour. Intern. 142. No. 3. 755–768. *Knipper A.L., Savelyev A.A., Rukieh M.* 1988. Ophiolitic association of North-Western Syria. Geotectonics 22, No. 1, 73–82. Kopp M.L., Leonov Yu.G., Adjamian J. 1994. Deformation of west Arabian plate due to strike-slip movements along the Levant fault. Geotectonics 28, No. 3, 238–253. Leonov Yu.G. (Ed.) 1989. Tectonic Map of Syria. Scale 1:500 000. Ministry of Petroleum and Mineral Resources of the S.A.R., General Establishment of Geology and Mineral Resources, Damascus; Academy of Sciences of the USSR., Geological Inst., Com. Intern. Tectonic Maps. Lovelock P.E.R. 1984. A review of the tectonics of the northern Middle East region. Geol. Mag. 121, No. 6, 577–587. Lustrino M., Sharkov E. 2006. Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics. J. Geodyn. 42, 115–139. Lyberis N., Yurur T., Chorovicz J., Kasapoglu E., Cundogdu N. 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt. Tectonophysics 204, No. 1/2, 1–15. *Mart Y*. 1991. The Dead Sea Rift: from continental rift to incipient ocean. Tectonophysics 197, 155–179. McBride J.H., Barazangi M., Best J., Al-Saad D., Sawaf T, Al-Otri M., Gebran A. 1990. Seismic reflection structure of intracraton Palmyride fold-thrust belt and surrounding Arabian platform, Syria. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 74, No. 3, 238–259. McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A. 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophys. Jour. Intern. 155, No. 1, 126–138. 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 R, Al-Ghazzi R., Barazangi M. 2003. Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria. Earth and Planet. Sci. Let. 210.35 - 52Moho Map of the Middle East; scale 1:6000000.2003. Cornell Univ. Inst. for the Study of the Continents (INSTOC). Nemer T., Gomez R., Al Haddad S., Tabet Ch. 2008. Coseismic growth of sedimentary basins along the Yammouneh strike-slip fault (Lebanon). Geophys. J. Intern. 175, 1023 - 1039Perincek D., Cemen I. 1990. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey. Tectonophysics 172, 331–340. Petrov V.I., Antonov B.S. 1964. The Geological map of Syria. Scale 1:200 000. Sheets I-37-XVII, XVIII. Explanatory Notes. Ministry of Industry, Dept. of Geol. and Mineral Res., Damascus, 36 p. Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A., Razvalyaev A.V., Krasheninnikov V.A., Kozlov V.V., Soulidi-Kondratyev E.D., Mikhailov K.Ya., Kulakov V.V., Faradjev V.A., Mirzayev K.M. 1967. Geological Map of Syria, scale 1:500 000. Explanatory Notes. Part I. Ministry of Industry, Damascus, 230 p. Quennell A.M. 1959. Tectonics of the Dead Sea rift. Assoc. de Servecios Geolocos Africanos. Actas y Trabajos de las Reuniones Celebradas en Mexico en 1956, Mexico, 385–405. Quennell A.M. 1984. The Western Arabia rift system. The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 775–788. Reilinger R., McClusky S., Oral B., King R., Toksöz N., Barka A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. 1997. Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone. Jour. Geophys. Res. 102, 9983–9999. Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanvan R., Nadariva M., Hahubia G., Mahmoud S., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. 2006. GPS constraints on con deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. J. Geophys. Res. 111, E doi:10.1029/2005IB004051 Ron H. 1987. Deformation along the Yammuneh, the restrained bend of the Dead Sea transform: Paleomagnetic data and kinematic impli-cations. Tectonics 6, 653–666. *Rukieh M*. 1997. Tectonics of Lebanon and the western part of Syria using space imagery interpretation. Remote Sensing Magazine. Damascus, No. 9, 38–59. Rukieh M. 2001. The annular structures in Lebanon and the Western part of Syria. Remote Sensing Magazine. Damascus, No. 13, 46–66. Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y. 2005. Neotectonic Map of Syria and some aspects of the second seco Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate. J. Geodyn. 40, 235–256. Saroglu R, Emre O., Kuscu I. 1992. The East Anatolian fault zone of Turkey. Annales Tectonicae. Special Issue. Supplement to vol. 6, 99–125. Segev A. 2005. Magmatic rocks. In: Geological framework of the Levant, vol. II, part 4. Historical Production-Hall, Jerusalem, 553–576. Sharkov E.V, Chernyshev I.V., Devyatkin E.V, Dodonov A.E., Ivanenko V.V., Karpenko M.I., Leonov Yu.G., Novikov V.M., Hanna S., Khatib K. 1994. Geochronology Cenozoic basalts in Western Syria. Petrology 2, No. 4, 385–394. Sharkov E.V., Chernyshev I.V., Devvatkin E.V., Dodonov A.E., Ivanenko V.V., Karpenko M.I., Lebedev V.A., Novikov V.M., Hanna S., Khatib K. 1998. New data geochronology of Upper Cenozoic plateau basalts from northeastern periphery of the Red Sea rift area (Northern Syria). Doklady of Russian Academy of Sciences Sect., 358, No. 1, 19–22. Space Image Atlas of Syria. 1996. GORS, Damascus. Topographic Map of Syria. Scale 1:500 000. Cartographic Center. Damascus. 1971. Trifonov V.G., Soboleva O.V., Trifonov R.V, Vostrikov G.A. 2002. Recent geodynamics of the Alpine-Himalayan collision belt. GEOS, Moscow, 225 p. Trifonov V.G., Trubikhin V.M., Adiamian J., Jallad Z., El Hair Yu., Aved H. 1991. Levant fault zone in the North-Western Svria. Geotectonics 25, No. 2, 145–154. *Vidal N., Alvares-Marrón J., Klaeschen D.* 2000. The structure of the African-Anatolia plate boundary in the eastern Mediterranean. Tectonics 19, 723–739. Walley Ch.D. 1988. A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea Fault and its implications for Levantine tectonics. Tectonophysics 145, 63-Walley Ch.D. 1998. Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levantine region. Tectonophysics 298, 1 37 - 62Westaway R. 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. Jour. of Geophys. Res. 99, No. B6, 12071–12090. Westaway R. 2004. Kinematic consistency between the dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey. Tectonophysics 391, N 203 - 237*ilmaz V. Guner Y. Sarogly F.* 1998. Geology of the Ouaternary volcanic centers of the East Anatolia, J. Volcanol, Geotherm, Res. 85, 173–2 Yurtmen S., Guillou H., Westaway R., Rowbotham G., Tatar O. 2002. Rate of strike-slip moion on the Amanos Fault (Karasu Valley, Southern Turkey) constrained by K-Ar of and geochemical analysis of Quaternary basalts. Tectonophysics 344, No. 3/4, 207–246. Yürür M.T., Chorowicz J. 1998. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean Volcan. Geotherm. Res. 85, 1–15. Zak J., Freund R. 1965. Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift. Isr. Jour. Earth Sci. 15, 33-37. Zanchi A., Crosta G.B., Darkal A.N. 2002. Paleostress analyses in NW Syria: constraints on the Cenozoic evolution of the northwestern margin of the Arabian plate. Tectonophysics 357,255-278.

., <i>Sark K</i> ontinenta Bo5411
cts of Lat
gy of Lat ata on th ces. Eart
-72. , No. 1/3
, No. 1/4
-Ar datin nean. Jou
nophysic

MAP OF RECENT GEODYNAMICS OF SYRIA AND SURROUNDING TERRITORIES (КАРТА СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ СИРИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ)





Map of recent geodynamics of Syria and surrounding territories, 2010 **Original scale: 1 : 1 000 000**

Карта современной геодинамики Сирии

и сопредельных территорий

Главный редактор: проф. В.Г. ТРИФОНОВ

Карту составили:

Москва, Россия:

проф. В.Г. ТРИФОНОВ

Т.П. ИВАНОВА

Дамаск, Сирия:

д-р Хейсам МИНИНИ

Ереван, Армения

Д-р Аркадий С. КАРАХАНЯН

космических изображений,

и полевых исследований авторов.

Исходный масштаб 1:1 000 000 Editor-in-Chief and Responsible Executor: Prof. Vladimir G. TRIFONOV The map was compiled by: Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Геологический институт Российской академии наук, Moscow, Russia: д-р Д.М. БАЧМАНОВ, д-р А.Е. ДОДОНОВ, Dr. Dmitry M. BACHMANOV, Dr. Andrey E. DODONOV, Prof. Vladimir G. TRIFONOV Institute of Dynamics of the Geospheres, Moscow, Russia Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия: Tamara P. IVANOVA General Organization of Remote Sensing, Генеральная организация дистанционного зондирования, Damascus, Syria: Dr. Osama AMMAR, Dr. Ablul-Majid AL KAFRI, Д-р Осама АММАР, д-р Абдул-Маджид АЛЬ-КАФРИ, Dr. Haytham MININI, Осама АЛИ, Мохамад АЛИ, Ш.АЛЬ-ЮЗЕФ Osama ALI, Mohamad ALI, Sh. AL YUSEF Институт геологических наук Национальной академии наук, Institute of Geosciences, National Academy of Sciences, Yerevan, Armenia Dr. Arkady S. KARAKHANIAN The Map is based on the data of geological mapping Карта основана на данных геологического картирования in different scales, publications, results of interpretation разного масштаба, публикациях, результатах интерпретации of space images, analysis of seismological data and GPS measurements, анализа сейсмологических данных и GPS измерений and field investigations carried out by the authors. The main used materials are the following: Основные использованные материалы: Adiyaman Ö., Chorowicz J. 2002. Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault zone and the lateral escape of Anatolia. Jour, of Volcan. and Geothermal Res. 117, No. 3/4, 327–345. *Ambraseys N.N.* 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 947 p. *Ambraseys N.N., Barazangi M.* 1989. The 1759 earthquake in the Bekaa Valley; implication for earthquake hazard assessment in the Eastern Mediterranean region. J. Geophys. Res. 94, 4007–4013. *Ambraseys N.N., Finkel C.* 1995. The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review (1500–1800). Muhittin Salih EREN Publ., Istanbul, 240 p. *Ambraseys N.N., Jackson J.A.* 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean. Geophys. Jour. Intern. 133, No. 2, 390 - 406. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* 1982. A history of Persian earthquakes. Cambridge University Press, New York, 219 p. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* 1988. An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202. W.Lee (Ed.) Historical Seismograms and Earthquakes of the World. Academic Press, San Diego, 181–200. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* 1995. Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria. Ann. Geophys. 38, No. 3/4, 337–343. *Ben-Avraham Z., Hall J.K., Schattner U., Ben-Gai Y., Neev D., Reshef M.* 2004. New seismic insights into the tectonic and sedimentary processes in the North-Eastern Levant, Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, 29–31. Ben-Gai Y., Ben-Avraham Z., Buchbinder B., Kendall C.G.St.C. 2004. Post-Messinian evolution of the South-Eastern Levant margin based on stratigraphic molelling, Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, 32–34. Ben-Menahem A. 1991. Four thousand years of seismicity along the Dead Sea Rift. Jour. of Geophys. Res. 96, No. B2, 20195-20216. Brew G., Lupa J., Barazangi M., Sawaf T., Al-Imam A., Zaza T. 2001. Structure and tectonic development of the Ghab basin and the Dead Sea fault system, Syria. Jour. Geol. Soc. London 158, 665–674. Butler R.W.H., Spenser S., Griffith H.M. 1997. Transcurrent fault activity on the Dead Sea Transform in Lebanon and its implications for plate tectonics and seismic hazard. Jour. Geol. Soc. London 154, 757–760. Carte Geologique du Liban. 1:250 000. M.L. Dubertret. 1955. Republique Libanaise, Ministeredes Travaux Publics. Catalog of earthquakes by the Harvard Univ. http://www.seismology.Harvard.edu/ Catalogs of earthquakes, compiled by A.S. Karakhanian. 1997. Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Kluwer, Dordrecht, 545 p. Daeron M., Benedetti L., Tapponnier P., Sursock A., Finkel R.S. 2004. Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammouneh fault (lebanon) using in situ cosmogenic 36CI dating of offset limestone-clast fans. Earth Planet. Sci. Lett. 227, 105–119.
 Darkal A., Krauss M., Ruske R. 1990. The Levant fault zone. Ztsch. geol. Wiss. Berlin, Bd.18, H. 6, 549–562. Demir T., Westaway R., Bridgland D., Pringle M., Yurtmen S., Beck A., Rowbotham G. 2007. Ar-Ar dating of Late Cenozoic basaltic volcanism in Northern Syria: Implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the Northern Arabian Platform. Tectonics 26, TC 3012, doi:10.1029/2006TC001959. Devyatkin E.V., DodonovA.E., Dobrova M.R., Kopp M.L., Kuznetsova K.I., Leonov Yu.G., Sharkov E.V. 2000. Outline of Geology of Syria. Yu.G. Leonov (Ed.) Nauka, Moscow, 204 p. (In Russian). Devvatkin E.V., DodonovA.E., Sharkov E.V., Zykin V.S., Simakova A.N., Khatib K., Nseir H. 1997. The El-Ghab Rift Depression of Syria: Its structure, stratigraphy, and history of development. Stratigraphy and Geological Correlation 5, No. 4, 362–374. Dodonov A.E., Trifonov V.G., Ivanova T.P, Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E., Bachmanov D.M., Sadchikova T.A., Simakova A.N., Minini H., Al-Kafri A.-M., Ali O. 2008. Late Quaternary marine terraces in the Mediterranean coastal area of Syria: Geochronology and neotectonics. Quaternary Intern. 190, 158–170. Dubertret L. 1970. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. Philos. Trans. Royal Soc. London, A, 267, 9–20. Ferry M., Megraoui M., Abou Karaki N., Al-Taj M., Amoush H., Al-Dhaisat S., Barjous M. 2007. A 48-kyr-long slip rate history of the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault. Earth Planet. Sci. Lett. 260, 396–406. Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. 1970. The shear along the Dead Sea rift. Philos. Trans. Roy. Soc. London. A, 267, 107–130. Freund R., Zak I., Garfunkel Z. 1968. Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift. Nature 220, No. 5164, 253–255. Garfunkel Z. 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. Tectonophysics 80, 81–108. Garfunkel Z., Ben-Abraham Z. 2001. Basins along the Dead Sea Transform. In: P.A. Ziegler, W.Cavazza, A.H.F. Robertson and S.Crasquin-Soleau (Eds.) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins. Memóires du Musäum national d'Histoire naturelle, No. 186, 607–627. Garfunkel Z., Zak I., Freund R. 1981. Active rifting in the Dead Sea rift. Tectonophysics 80, 81–108, 1–26. Geological Map of Syria. Scales 1:200 000 and 1:500 000, V. Ponicarov (Ed.) 1964. Technoexport, Moscow; Ministry of Industry of the S.A.R., Damascus. Geological Map of Turkey. Scale 1:2000000, E.Bingol. 1989. MTA, Ankara. Geological map of Turkey. Hatay. Scale 1:500 000, M.Senel (Ed.) 2002. MTA, Ankara *Giannérini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem B.* 1988. Deformattions intraplaques et volcanisme associe: Exemple de la bordure NW da plaque Arabique au Cenozoique. Bull. Soc. Géol France, No. 6, 938–947. *Girdler R.W.* 1990. The Dead Sea transform fault system. Tectonophysics 180, No. 1, 1–14. Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Sbeinati R., Darawcheh R., Tabet C, Khawlie M., Charabe M., Khair K., Barazangi M. 2001. Coseismic displacements along the Serghaya Fault: an active branch of the Dead Sea Fault System in Syria and Lebanon. Jour. Geol. Soc. London No. 158, 405–408. Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Hijazi F., Mosty M., Suleiman Y, Sbeinati R., Darawcheh R., Al-Ghazzi R., Barazangi M. 2003. Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon. Geophys. J. Intern. 153, No., 658–674. Gomez F., Khawlie M., Tabet C., Darkal A.N., Khair K., Barazangi M. 2006. Late Cenozoic uplift along the northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria. Earth Planet. Sci. Lett. 241, 913–931. Gomez F., Karam G., Khawlie M., McClusky S., Vernant Ph., Peilinger R., Jaafar R., Tabet Ch., Khair K. 2007. Global Positioning System measurements of strain accumulation and slip transfer through the restraining bend along the Dead Sea fault system in Lebanon. Geophys. J. Intern. 168, 1021–1028. Gomez F., Nemer T., Tabet C, Khawlie M., Meghraoui M., Barazangi M. 2007. Strain participating of active transpression within the Lebanese restraining bend of the Dead Sea Fault (Lebanon and SW Syria). In: W.D. Cunningham, P.Mann (Eds.) Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. Geol. Soc. Special Publications 290, London, 285–303. GSHAP catalog. India and adjoining areas. National Geophysical Data Center, http://www.ngdc.noaa.gov Guidoboni E., Comastri A., Traina G. 1994. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Istituto Nazionale di Geofisica, Rome,

Hall J.K., Udintsev G.B., Odinokov Yu.Yu. 1994. The bottom relief of the Levantine Sea. In: V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall (Eds.) Geological Structure of the North-Eastern Mediterranean. Historical Productions-Hall, Jerusalem, 5–32. Hurwitz S., Garfunkel Z., Ben-Gai Y, Reznikov M., Rotstein Y., Gvirtzman H. 2002. The tectonic framework of a complex pull-apart basin: seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform. Tectonophysics 359, 289–306. Ilani S., Harlavan Y., Taravneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibraham K., Peltz S., Steinitz G. 2001. New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the span and duration of the upper-mantle upwelling beneath the Western Arabian plate. Geology 29, 171-174.Karakhanian A.S., Trifonov V.G., IvanovaT.P, Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M. 2008. Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), North-Western Syria. Tectonophysics 453, 122–147. Klinger Y., Avouac J.P., Abou Karaki N., Dorbath L., Bourles D., Reyss J. 2000. Slip rate on the Dead Sea transform fault in Northern Araba valley (Jordan). Geophys. Jour. Intern. 142, No. 3, 755–768. Kondorskaya N.V., Shebalin N.V. (Eds.) 1982. New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977. Boulder, CO: World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA. Kondorskaya N.V, Ulomov V.I. (Eds.) 1999. Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE). Zurich, Switzerland: Global Seismic Hazard Assessment Program, http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt. Kopp M.L., Leonov Yu.G., Adjamian J. 1994. Deformation of west Arabian plate due to strike-slip movements along the Levant fault. Geotectonics 28, No. 3, 238–253. *Lyberis N., Yürür T., Chorovicz J., Kasapoglu E., Cundogdu N.* 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt. Tectonophysics 204, No. 1–2, 1–15. Marco S., Hartal M., Hazan N., Lev L., Stein M. 2003. Archaeology, history, and geology of the A.D. 749 earthquake, Dead Sea Transform. Geology (Boulder) 31, McBride J.H., Barazangi M., Best J., Al-Saad D., Sawaf T., Al-Otri M., Gebran A. 1990. Seismic reflection structure of intracraton Palmyride fold-thrust belt and surrounding Arabian platform, Syria. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 74, No. 3, 238–259. McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A. 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophys. Jour. Intern. 155, No. 1, 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. 2003. Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria. Earth and Planet. Sci. Let. 210, 35–52. Moho Map of the Middle East; scale 1:6000000.2003. Cornell Univ. Inst. for the Study of the Continents (INSTOC). Nemer T., Gomez F., Al Haddad S., Tabet Ch. 2008. Coseismic growth of sedimentary basins along the Yammouneh strike-slip fault (Lebanon). Geophys. J. Intern. 175, 1023 - 1039.

665-668

126 - 138.

Nur A. 1991. And the walls came tumbling down. New Scientist 6, 45–48. Papazachos B., Papazachou C. The earthquakes of Greece. Thessaloniki: Editions Ziti, 1997. Perincek D., Cemen I. 1990. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in South-Eastern Turkey. Tectonophysics 172, 331–340. Petrov V.I., Antonov B.S. 1964. The Geological map of Syria. Scale 1:200 000. Sheets I-37–XVII, XVIII. Explanatory Notes. Ministry of Industry, Dept. of Geol. and Mineral Res., Damascus, 36 p. Pllassard J., Kogoj B. 1981. Seismisité du Liban: catalogue des seismes ressentis (3rd edition). Beyrut: Collection des Annales-Memoires de l'Observatoire de Ksara, IV. Poirer J.P., Taher M.A. 1980. Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VII–XVIII centuries). Bull. Seismol. Soc. Amer. 70, No. 6, 2185–2201.

Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A., Razvalyaev A.V, Krasheninnikov V.A., Kozlov V.V., Soulidi-Kondratyev E.D., Mikhailov K.Ya., Kulakov V.V., Faradjev V.A., Mirzayev K.M. 1967. Geological Map of Syria, scale 1:500 000. Explanatory Notes. Part I. Ministry of Industry, Damascus, 230 p. Quennell A.M. 1959. Tectonics of the Dead Sea rift. Assoc. de Servecios Geolocos Africanos. Actas y Trabajos de las Reuniones Celebradas en Mexico en 1956, Mexico, 385 - 405Quennell A.M. 1984. The Western Arabia rift system. The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc London Spec. Publ. 17, 775–788. Reilinger R., McClusky S., Oral B., King R., Toksoz N., Barka A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. 1997. Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone. Jour. Geophys. Res. 102, 9983–9999. Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S.,

Sark K., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. J. Geophys. Res. 111, Bo5411, doi:10.1029/2005JB004051. Ron H. 1987. Deformation along the Yammuneh, the restrained bend of the Dead Sea transform: Paleomagnetic data and kinematic implications. Tectonics 6, 653-666 Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y. 2005. Neotectonic Map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate. J. Geodyn. 40, 235–256. Saroğlu F., Emre Ö., Kuşçu I. 1992a. Active fault map of Turkey. 1:1 000 000. Dir. of Mineral Resources and Explor., Ankara.

Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu I. 1992b. The East Anatolian fault zone of Turkey. Annales Tectonicae. Special Issue. Supplement to vol. 6, 99–125. Sbeinati M.R., Darawcheh R., Mouty M.2005. The historicale arthquakes of Svria: an analysis of large and moderate earthquakes from 1365 B.C. to 1900 A.D. Ann. Geophys. 48, No.3, 347–435. *Segev A*. 2005. Magmatic rocks. In: Geological framework of the Levant, vol. II, part 4. Historical Production-Hall, Jerusalem, 553–576. Sharkov E.V., Chernyshev I.V., Devyatkin E.V., Dodonov A.E., Ivanenko V.V., Karpenko M.I., Leonov Yu.G., Novikov V.M., Hanna S., Khatib K. 1994. Geochronology of Late Cenozoic basalts in Western Syria. Petrology 2, No. 4, 385–394. Sharkov E.V., Chernyshev I.V., Devyatkin E.V., Dodonov A.E., Ivanenko V.V., Karpenko M.I., Lebedev V.A., Novikov V.M., Hanna S., Khatib K. 1998. New data on the

geochronology of Upper Cenozoic plateau basalts from northeastern periphery of the Red Sea rift area (Northern Syria). Doklady of Russian Academy of Sciences. Earth Sect., 358, No. 1, 19–22. Simkin T., Siebert L. (Eds.) 1994. Volcanoes of the World. A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10 000 Years. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. Geoscience Press, INC, Tucson, Arizona, 349 p. Soysal H., Sipahioglu U.S., Kolcak D., Altdiok Y. 1997. Turklye ve cevbesimi tabihsel depbim katalogu. Tuklye biumsel ve teknik arastirma kurumu matematik-fiziki ve biolojik bilimler arastieka grubu. Projeko: TMG 341. 32 p. Space Image Atlas of Syria. 1996. GORS, Damascus.

Taher M.A. 1979. Corpus des textes Arabes relatits aux tremblements de terre et autres catastrophes naturelles d la Couquete Arab XII H. / XVIII Jc. Sorbonne University, Paris. Taymaz T., Eyidogan H., Jacjsib J. 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). Geophys. J. Intern. 106, No. 3,537–550. Topographic Map of Syria. Scale 1:500 000. Cartographic Center. Damascus. 1971. Trifonov V.G., Soboleva O.V., Trifonov R.V., Vostrikov G.A. 2002. Recent geodynamics of the Alpine-Himalayan collision belt. GEOS, Moscow, 225 p. Trifonov V.G., Trubikhin V.M., Adjamian J., Jallad Z., El Hair Yu., Ayed H. 1991. Levant fault zone in the North-Western Syria. Geotectonics 25, No. 2, 145–154.

Vidal N., Alvares-Marron J., Klaeschen D. 2000. The structure of the African-Anatolia plate boundary in the eastern Mediterranean. Tectonics 19, 723–739. Walley Ch.D. 1988. A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea Fault and its implications for Levantine tectonics. Tectonophysics 145, 63 - 72.Westaway R. 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. Jour, of Geophys. Res. 99, No. B6, 12071–12090. Westaway R. 2004. Kinematic consistency between the dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey. Tectonophysics 391,

No.1-4.203-237 Westaway R., Demir T., Seyrek A., Beck A. 2006. Kinimatics of active left-lateral faulting in South-East Turkey from offset Pleistocene river gorges; Improved constraint on the rate and history of relative motion between the Turkish and Arabian plates. J. Geol. Soc. London 163, 149–164. Yilmaz V, Guner Y., Saroglu F. 1998. Geology of the Quaternary volcanic centers of the East Anatolia. J. Volcanol. Geotherm. Res. 85, 173–210. Yurtmen S., Guillou H., Westaway R., Rowbotham G., Tatar O. 2002. Rate of strike-slip motion on the Amanos Fault (Karasu Valley, Southern Turkey) constrained by K-

Ar dating and geocheical analysis of Quaternary basalts. Tectonophysics 344, No. 3/4, 207–246. Yürür M.T., Chorowicz J. 1998. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the Eastern Mediterranean. Jour. Volcan. and Geothermal Res. 85, 1–15. Zak J., Freund R. 1965. Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift. Isr. Jour. Earth Sci. 15, 33–37.