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



# **Transactions of the Geological Institute**

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

# Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии

Moscow **GEOS** 2012

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

# Труды Геологического института

Москва ГЕОС 2012

УДК 51.2/3 ББК Т 78

T 78

#### 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

**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

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

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

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.

ÍSBN

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

# 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. Пальмириды	34
2.7. Алеппское плато и северо-западная часть Месопотамского прогиба	36
2.7.1. Общая характеристика	36
2.7.2. История изучения позднекайнозойских отложений	
и террас Евфрата	40
2.7.3. Долина Евфрата между водохранилищем Асада и г. Абу-Камаль	44
2.7.4. Позднекайнозойский Евфратский раздом	49
2.7.5. Поперечные разломы и зоны деформаций долины Евфрата	51
2.8. Стабильная часть Аравийской плиты (провинция Рутба)	53
2.9. Новейшие впалины на границах провинций	55
Глава 3. Позднекайнозойская эволюция территории Сирии (В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов)	56
Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре	
Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса (В.Г. Трифонов.	
Л.М. Бачманов. Т.П. Иванова, А.И. Кожурин)	62
4.1. Главные элементы новейшей структуры Аравийско-Кавказского сегмента	62
4.2. Загрос и Юго-Восточная Туриия	66
4.3. Позлнекайнозойская эволюция Аравийско-Кавказского сегмента	00
Альпийско-Гималайского пояса и обрамлений Аравийской плиты	76
Глава 5. Позлнекайнозойский (олигоцен-четвертичный) вулканизм (ВГ Трифонов	
А.Е. Лодонов. Т.П. Иванова. Л.М. Бачманов. М. Рукие. О.Аммар. О.Али)	82
5.1. Общие черты геологии и геохимии позлнекайнозойского вулканизма	
Сирии	82
	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
Глава 6. Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии	
1 лава о. Позднекаинозоиская геодинамика территории Сирии в контексте геолинамической эволюции Аравийско. Кавказского сегмента	

в контексте теодинами ческой эвозпоции травинско-навказского сегмента	
Альпийско-Гималайского пояса (В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова)	

# Часть вторая

## Активная тектоника и современная геодинамика

Глава 7. Содержание сейсмотектонической основы для оценки сейсмической опасности территории Сирии (В.Г. Трифонов)	101
Глава 8. Активная разломная тектоника (В.Г. Трифонов, Д.М. Бачманов,	
А.Е. Додонов, Т.П. Иванова, А.С. Караханян, О.Али)	102
8.1. Активные разломы	102
8.2. Возможно активные разломы	113
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)	116
9.1. Методы и техническое обеспечение исследований	116
9.2. Геофизические данные об активных разломах	117
9.3. Геофизические данные о возможно активных разломах	118
Глава 10. Позднечетвертичные деформации береговых линий Средиземного моря (А.Е. Додонов, В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова, Д.М. Бачманов, О.Али)	119
10.2 Матолицаские оснакти	11)
10.2. Геологические аспекты	123
отложений нижних теппас	123
10.4 Папинопогические результаты	125
$10.5$ $^{230}$ Th/LI патирование раковин моллюсков из нижних террас	127
и их геохронология	128
10.6. Проявления активной тектоники в деформациях морских террас	120
Глава 11. Сейсмичность	132
11.1. Инструментальная сейсмичность (В.Г. Трифонов, В.С. Имаев)	132
11.2. Сильные исторические землетрясения (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян)	133
11.3. Археосейсмичность (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян)	137
11.3.1. Использование археологических данных	
для изучения активных разломов	137
11.3.2. Повреждения и разрушения археологических объектов	
как индикаторы сейсмических воздействий	142
11.4. Палеосейсмичность (А.И. Кожурин, Д.М. Бачманов, В.Г. Трифонов)	145
11.5. Реконструкция плейстосейстовых областей путём	
совместного анализа данных об исторических землетряениях, архео-	
и палеосейсмичности (В.Г. Трифонов)	148

# Глава 12. Современные тектонические движения Ш.Аль-Юсеф, А.Е. Додонов, Т.В. Гусева) ..... 12.1. Сеть GPS пунктов ..... 12.2. Методика исследований и характ 12.3. Предварительные результаты GP

Глава 13. Модель современной геодинамики тер и её окружения (В.Г. Трифонов) .....

# Часть третья Оценка сейсмической опасности территории Сирии

## Гла

## Гла

## Гла

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
16.2. Сейсмологическая модель	180
16.3. Декластеризация каталога	182
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 1. Неотектоническая карта Сирии
Масштаб 1:1 000 000
Приложение 2. Карта современной геодинамик
Масштаб 1:1 000 000
Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых зе

по данным GPS измерений (В.Г. Трифонов,	
	150
	150
теристика аппаратуры	152
PS измерений 2005–2008 гг	156
ритории Сирии	160

# Приложение

ии и соседних территорий.			
_	на	вкла,	дке
ики Сирии и соседних территорий.			
	на	вкла	дке
к землетрясений Сирии и ее обрамления .			205

5.2. New ages of Syrian Late Cenozoic 5.3. Late Cenozoic history of Syrian vo with geodynamic evolution of the regio 5.4. The Late Cenozoic Syrian volcania as a part of Cenozoic volcanism of the of the Alpine-Himalayan belt .....

Chapter 6. Late Cenozoic geodynamics of Syrian te of geodynamic evolution of the Arabian-Caucasus se 

# 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. Trifonoy)	
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	10
8.2. Possible active faults	11
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)	11
9.1. Methods and equipment of the studies	11
9.2. Geophysical data on active faults	11
9.3. Geophysical data on possible active faults	11
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)	11
10.1. General remarks	11
10.2. Methodological aspects	12
10.3. Geological structure and litho-mineralogical features	
of the lower terraces	12
10.4. Palynological data	12
10.5. $^{230}$ Th/U dating of mollusk shells from the lower terrace	
and its geochronology	12
10.6. Manifestations of active tectonics in the marine terrace deformation	13
Chapter 11. Seismicity	13
11.1. Instrumental seismicity (V.G. Trifonov and V.S. Imaev)	13
11.2. Strong historical earthquakes (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)	13
11.3. Archaeoseismicity (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)	13
11.3.1. Using archaeological data	
for studying active faults	13
11.3.2. Damage and destruction of archaeological objects	
as indicators of seismic influence	14
11.4. Paleoseismicity (A.I. Kozhurin, D.M. Bachmanov, and V.G. Trifonov)	14
11.5. Designing of pleistoseistal areas	
by combined analysis of the data on historical earthquakes,	
paleoseismicity and archaeoseismicity (V.G. Trifonov)	14
F	

r 7. Principles of seismotectonic base for seismic hazard assessment	
erritory of Syria (V.G. Trifonov)	101
<b>9</b> Active foulting (VC Trifency DM Pachmanoy	
denon T.D. Lugnong A.S. Kanal-hanian and O.Ali	102
201 Active Soulte	102
0.1. ACTIVE TAULTS	102
8.2. Possible active faults	113
r 9. Geophysical studies of active fault zones (A.A. Syasko, N.N. Grib, A.V. Kachaev,	
aev, 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
10. Late Quaternary deformation of the Mediterranean coast lines (A.E. Dodonov,	
ifonov, 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
r 11. Seismicity	132
11.1 Instrumental seismicity (VG Trifonov and VS Imaev)	132
11.2. Strong historical earthquakes (VG Trifonov and AS Karakhanian)	133
11.3 Archaeoseismicity (VG Trifonov and AS Karakhanian)	137
11.3.1 Using archaeological data	107
for studying active faults	137
11.3.2 Damage and destruction of archaeological objects	107
as indicators of seismic influence	142
11.4 Paleoseismicity (A I Kozhurin D M Rachmanov and V G Trifonov)	142
11.5. Designing of pleistoseistal areas	173
hy combined analysis of the data on historical earthquakes	
noleoseismisity and archaeoseismisity (V.C. Trifanov)	1/0
parcoscisimenty and archaeoscisimenty (v.G. Trijonov)	140

# Content

Introduction (V.G. Trifonov)	11
------------------------------	----

# 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 ( $VG$ 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 Svria	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. Jebel Arab Volcanic Province	34
2.6. Palmyrides	34
2.7. Aleppo Plateau and north-western part of the Mesopotamian Basin	36
2.7.1. General characteristics	36
2.7.2. History of studies of the Late Cenozoic deposits and terraces	
of the Euphrates River	40
2.7.3. Euphrates valley between the Assad Reservoir and the town of Abu Kamal	44
2.7.4. The Late Cenozoic Euphrates fault	49
2.7.5. Transverse faults and zones of deformation of the Euphrates valley	51
2.8. Stable part of the Arabian plate (Rutbah Province)	53
2.9. Young basins in the province boundaries	55
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,	$\sim$
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	70
of the Alpine-Himalayan belt and the Arabian plate surrounding	/6
Chapter 5. Late Cenozoic (Oligocene–Ouaternary) volcanism (V.G. Trifonov.	
A.E. Dodonov, T.P. Ivanova, D.M. Bachmanov, M.Rukieh, O.Ammar, and O.Ali)	82
5.1. General geological and geochemical features of Late Cenozoic volcanism	
in Syria	82

	Content
c basalts	86
olcanism in comparison	
on	
ism	
e Arabian-Caucasus segment	
erritory in context egment	

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)	160

# The third part Seismic hazard assessment of Syria

Chapter 1	<b>4.</b> Seismic zones (V.G. Trifonov)	165
Chapter 1	5. Deterministic seismic hazard analysis (V.S. Imaev and L.N. Imaeva)	175
Chapter 1	<b>16.</b> Probabilistic 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
Conclusio	ns (V.G. Trifonov)	191
Reference	25	193

# Appendex

on the insert
on the insert
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

го периода — 2,588 млн лет назад. Четвертичный зон и, в конечном счёте, интенсивность сотрясений в разных частях страны от максимальных период разделяется на ранний плейстоцен, включающий гелазий (2,588-1,806 млн лет) и возможных землетрясений. Оценка сейсмичекалабрий (1,806-0,781 млн лет), средний плейской опасности производилась как детерминистическим, так и вероятностным метолами. стоцен (0.781-0.126 млн лет). поздний плейстоцен (0,126-0,011 млн лет назад) и голоцен (по-Результаты исследований суммированы в Заключении. следние 0,011 млн лет).

К работе приложены карты масштаба 1:1 000 000: Термин «активная тектоника» [Active tectonнеотектоники Сирии и соседних территорий ics, 1986] появился вслед за термином «актив-(Приложение 1, см. вкладку) и современной геоный» (active), или «живой» (living), разлом для динамики Сирии и соседних территорий (Приобозначения проявлений тектонических движеложение 2, см. вкладку), а также 13 карт оценки ний, которые происходят сейчас и могут просейсмической опасности территории Сирии, дедолжаться в ближайшем будущем. Отсылая за терминистической (одна карта) и вероятностлискуссией о возрастном объёме термина «акной (12 карт). Последние составлены для вретивный разлом» к монографии [Трифонов и др., менных интервалов повторяемости 100, 500, 2002], отметим, что в данной работе, вслед за 1000 и 5000 лет для слабых ( $V_s = 270$  м/с), жёстпубликацией [Trifonov, Machette, 1993], активких ( $V_{\rm s} = 550$  м/с) и скальных ( $V_{\rm s} = 760$  м/с) ным считается разлом, по которому зафиксирогрунтов. Их дополняет Каталог сильных землеваны смещения в течение позднего плейстоцена трясений Сирии и соседних областей: историчеи голоцена, т.е. последних 130-100 тыс. лет. При ских с магнитудами  $M_{s} \ge 5,7$  (Приложение 3, этом различаются собственно активные разлочасть А) и инструментальных с магнитудами мы с явными признаками голоценовых смеще- $M_s \ge 5.0$  (Приложение 3, часть В). ний и возможно активные разломы, по которым

Выделяя неотектонику как особое направлезафиксированы плейстоценовые смещения, а ние тектонических исследований, В.А. Обручев признаки голоценовых подвижек недостоверны или фрагментарны. Аналогичный возрастной [1948] понимал под неотектоническими прежле всего те процессы, которые привели к формирообъём принят и для других проявлений активванию современного рельефа. На большей части ной тектоники. Альпийско-Гималайского орогенического пояса Одна из особенностей Сирии и соседних обнеотектонический (новейший) этап в этом поластей состоит в том, что исторические свиденимании начался в олигоцене [Шульц, 1948; тельства сильных землетрясений не надстраива-Трифонов, 1999]. Однако в Сирии олигоцен ют хронологически многочисленные проявления представлял собой завершающую регрессивную археосейсмичности, а, как правило, относятся стадию раннекайнозойского морского седименк тому же интервалу времени, охватывающему тационного цикла [Krasheninnikov, 2005], и перболее 3000 лет. Причины этого — весьма рано вые признаки континентальной седиментации начавшаяся письменная регистрация сейсмиво впадинах, сопряжённых с низкими наземныческих событий. Тем же временем датировано ми поднятиями, относятся к раннему миоцену и большинство выявленных проявлений па-[Rukieh et al., 2005]. Вместе с тем, в конце олилеосейсмичности (сейсмогенных подвижек в гоцена на территории Сирии и смежной части зонах разломов). Временное совпадение дало Иордании начался субаэральный базальтовый возможность комплексно использовать данные вулканизм, проявления которого, как показано об исторических землетрясениях, архео- и пав главе 5, зависели от новейшей геодинамики леосейсмичности для реконструкции развития региона. Поэтому с известной долей условности сейсмического процесса и плейстосейстовых обименно конец олигоцена принят в данной раболастей сильнейших сейсмических событий проте за начало неотектонического этапа, который шлого. Это, в свою очередь, помогло выявить в дальнейшем изложении будет называться таксвязи землетрясений с тектонически активныже новейшим и позднекайнозойским. ми зонами, характер затухания сотрясаемости

В книге использовано новое хроностратиграс удалением от таких зон и. в конечном счёте. фическое деление плиоцена и квартера, утвержсейсмическую опасность разных частей страны. дённое на 33-м Международном геологическом Исследования были поддержаны проектами конгрессе (www.stratigrahy.org). Граница ранне-«Неотектоническая карта Сирии» и «Современная го и позднего плиоцена датируется на рубеже геодинамика Сирии» Генеральной организации 3,6 млн лет, а граница плиоцена и четвертичнодистанционного зондирования (General Organi-

Введение

#### 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-apart 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 [Quennell, 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, Ү — Йизреель; впадины pull-apart: DSB — Мёртвого моря, GB — Эль-Габ, GEB — залива Акаба, Н — 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 назал, 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 межлу 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 полага-Расхождение во мнениях о новейшем сдвиет, что в этой части трансформы движение расге на севере DST проистекало из неполноты средоточено по нескольким разломам широкой данных о распределении позднекайнозойских зоны Яммуне-Серхайя. В работах [Chaimov et смещений в конкретных структурах Сирии. al., 1990, 1992] показано на основе анализа гео-Прелылушие исследователи не охватывали логических карт масштаба 1:200 000 [Geological всю территорию страны, и их результаты бы-Мар of Syria, 1964], данных сейсмопрофилироли фрагментарны и недостаточны для реконвания и бурения, что укорочение в складчатострукции геодинамической эволюции главных налвиговом поясе юго-запалных Пальмирил на структурных элементов. В настоящей работе, ~20 км, хотя и уменьшалось к северо-востоку суммируя данные о неотектонике Сирии, мы [McBride et al., 1990; Brew et al., 2003], могло попытались восстановить позднекайнозойскую взять на себя часть смещения по южным сегэволюцию северо-западного края Аравийской ментам DST. плиты и DST.

# Глава 2 Неотектонические провинции и их новейшая структура

# Сирии

et al., 2011; Walley, 1988; Zanchi et al., 2002]; карт 2.1. Неотектоническая карта мощностей миоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений; карт поверхности палеозойских отложений и поверхности докембрий-Собранные нами данные по неотектонике ского фундамента; новых сейсмических профи-Сирии суммированы на Неотектонической карлей Восточного Средиземноморья, составленте страны и сопредельных с ней территорий. ных Т.Заза и А.Юсефом с использованием дан-Помимо Сирии, карта охватывает Ливан и приных Сирийской нефтяной компании; результалегающие области других соседних стран. Пертов интерпретации космических снимков [Space вый вариант карты был составлен в 2003-2004 гг. Image Atlas of Syria, 1996; материалы системы Google в Интернете]; топографических карт Сипод руководством М.Рукие (главный редактор), В.Г. Трифонова (редактор и ответственный исрии масштаба 1:200 000 и 1:500 000 [Topographic полнитель), А.Е. Додонова и Х.Минини (заме-Maps of Syria, 1971] и 3" модели рельефа SRTM стители ответственного исполнителя) [Rukieh et и, наконец, результатов полевых исследований, al., 2005]. Позднее авторы внесли в карту дополвыполненных авторами в 2003-2010 гг. Участки карты на территории соседних стран нения и изменения, отражённые в её окончапостроены по опубликованным данным [Adiyaman, Chorowicz, 2002; Barberi et al., 1989; Butler

тельной редакции (Приложение 1, см. вкладку; рис. 3). et al., 1997; Carte Geologique du Liban, 1955; Карта основана на данных геологического Dubertret, 1970; Garfunkel, 1981, 1989; Garfunkel, картирования Сирии 1:200 000 и 1:500 000 [Geological Map of Syria, 1964; Ponikarov et al., 1967]; Ben-Avraham, 2001; Geological Map of Turkey, тектонического картирования [Tectonic Map of 1989; Gomez et al., 2006; Gomez, Nemer et al., Svria, 1989, 2001]: публикаций [Аммар, 1993: Ва-2007: Perincek, Cemen, 1990: Ron, 1987: Segev, razangi et al., 1993; Brew et al., 2001, 2003; Chai-2005; Tatar et al., 2004; Walley, 1988; Westaway, mov et al., 1990, 1992; Chorowicz et al., 2004; 2004; Westaway et al., 2006; Yilmaz et al., 1998; Девяткин и др., 1997; Девяткин, Додонов, 2000; Yürür, Chorowicz, 1998]. Для Восточного Среди-Gomez et al., 2001, 2003, 2006; Gomez, Nemer et земноморья, помимо упомянутых материалов al., 2007; Kazmin, 2005; Книппер и др., 1988; сейсмопрофилирования, использовались опуб-Копп и др., 1994; Копп, Леонов, 2000; McBride ликованные обобщающие работы [Казаков, et al., 1990; Meghraoui et al., 2003; Rukieh, 1997, Васильева, 1992], данные донной батиметрии 2000, 2001; Rukieh et al., 2005; Шарков и др., [Hall et al., 1994] и сейсмические профили [Веп-1994, 1998; Трифонов и др., 1991, 2002; Trifonov Avraham et al., 2004; Ben-Gai et al., 2004].



**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 смешений: 12-18 — новейшие впалины и полнятия: 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: Al — г. Алеппо, An — г. Антакия, Ве – г. Бейрут, Da – г. Дамаск, На – г. Хайфа, IB – зал. Искандерун, La – г. Латакия, М – г. Миссиаф, Р – г. Пальмира

менты, возникшие или продолжавшие раз- ектонического развития. В ту же эпоху сфорвиваться в неоген-квартере. Это разломы, мировались и главные черты современного складки, впадины, поднятия и проявления рельефа (рис. 4).

Карта демонстрирует тектонические эле- вулканизма, отражающие разные стадии неот-



Рис. 4. Неотектонические провинции Сирии и Ливана на фоне модели рельефа La — Латакия. Сплошные линии — границы провинций и впадин; пункирные — береговая линия и гидросеть

Разломы разделены: 1) по возрасту последвзбросы, сдвиги, сбросы, раздвиги, флексуры и них геологических или геоморфологических пронарушения неизвестного кинематического тиявлений активности на неогеновые, раннепа: 4) по достоверности выделения на доказансреднеплейстоценовые и позднеплейстоцен-гоные и предполагаемые. лоценовые; 2) по интенсивности плиоценовых Показаны Месопотамский прогиб и другие и четвертичных движений на разломы со средвпадины различного генезиса. Для характериними скоростями перемещений ≥ 1 мм/год и стики их структуры использованы изопахиты < 1 мм/год (не имея возможности определить позднекайнозойских осадочных пород и баскорости миоценовых перемещений по разлозальтов. Разными знаками выделены изопахиты мам, мы использовали те же символы для вымиоценовых, плиоценовых, миоцен-плиоценделения среди них главных и второстепенных четвертичных, плиоцен-четвертичных и четвернарушений); 3) по кинематике на надвигитичных образований.

Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

Провинции: WB — Западная пограничная зона между Аравийской и Африканской плитами, NW — Северо-Западная пограничная зона между Аравийской и Анатолийской плитами, ЈА — вулканическая провинция Джебель-Араб, РА — 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, ІВ — зал. Искандерон. Города: АІ — Алеппо, Ве — Бейрут, Da — Дамаск, На — Хайфа,

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 выкоторых 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)

Эль-Габский сегмент DST. Там он отмечен выходами миоценовых морских отложений, среди которых есть и нижний миоцен, отсутствующий в других частях Сирии. В раннем плейстоцене современная наземная северо-восточная часть прогиба была вовлечена в поднятие Берегового хребта (Джебель Ансария). Юго-западная часть впадины про-

 $\Rightarrow$ 

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

А и В — временно́й разрез (A) [Klaeschen et al., 2005] и результат временно́й миграции разреза после суммирования (B) [Vidal et al., 2005], сейсмический разрез по данным ГСЗ [Зверев, 2010] вдоль линии 5–5 (С) и временно́й 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 предлугового 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 замещаются 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 обширная мелководная область занята дельтой Нила. Именно там зафиксированы наибольшие мощности 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 В–В (см. рис. 5)

были возникнуть клиноформы в области наишло главным образом за счёт углубления Лебольшего перемещения обломочного материавантинской впалины. ла с суши и ингрессивные контакты плиоценчетвертичных осадков с более древними отложениями склонов в областях более медленной 2.3. Пограничная область седиментации. Клиноформы действительно присутствуют в дельте Нила, что вообще характермежду Левантинской впадиной но для этого типа отложений. Но на восточи Аравийской плитой ных склонах Левантинской впадины ситуация иная.

Пограничная область охватывает прибреж-В наземной части прогиба Нахр Эль-Кабир на высоте ~50 м над уровнем моря обнажён 30ную северо-западную часть Сирии и территорию Ливана, включая континентальный склон Среметровый разрез мессинских гипсов. Плиоцедиземного моря. В пределах области выделяютновые глины перекрывают их неровную пося крупные антиклиналные поднятия Берегового верхность с размывом и базальными брекчиями гипсов и домессинских карбонатов. На склонах хребта на севере, Ливана и Антиливана — на соседних поднятий не обнаружены признаки юге. Между двумя последними находится синклиналь долины Бекаа. Антиливан может расингрессивного залегания плиоцена на более сматриваться и как краевая западная складка древних отложениях (рис. 7). На континентальном склоне сейсмические профили демонст-Пальмирид, хотя и отличается от пальмирских складок рядом особенностей строения и развирируют разломы, затрагивающие мессиний и тия [Dubertret, 1970; Walley, 1998]. плиоцен (см. рис. 6 и 7). Южнее, между города-Складки Пограничной области нарушены разми Бейрут и Тель-Авив прибрежная часть Леломами. Крупнейшие из них — сегменты Левантинской впадины также пересечена нескольвантской зоны (DST), Иорданский — на юге в кими сейсмическими профилями [Ben-Avraham долине Иордана, Яммуне — в Ливане и Эль-Габ et al., 2004: Ben-Gai et al., 2004]. Плиоцен-четв Сирии и соседней части Туршии [Garfunkel. вертичные отложения на них горизонтально Ben-Avraham, 2001]. Они расположены эшелостратифицированы и утоняются к берегу. На континентальном склоне они образуют флекнированно друг относительно друга и состоят из сближенного кулисного ряда более частных сегсуру до 10°, нарушенную разломами (рис. 8). ментов. Между крупными сегментами находят-Вертикальное смещение по флексуре с начала ся впадины pull-apart — Галилейского моря, плиоцена достигает 1,5-1,7 км. Наклон слоёв Хула, Бокайе (Калат Аль-Хосн) и Эль-Габ (см. уменьшается от плиоцена к квартеру, но даже рис. 2). Левантская левосдвиговая зона на больпозднеплейстоценовые (тирренские) террасы местами наклонены до 3° [Dodonov et al., шем своём протяжении ориентирована меридио-20081. нально и характеризуется сочетанием левосдви-

Описанные соотношения заставляют нас приговой и подчинённой сбросовой компонент смещения при относительном опускании воснять другую интерпретацию. Согласно ей, послеточного крыла на севере и западного — на юге. мессинская впадина Восточного Средиземно-Яммунский сегмент простирается на ССВ-ЮЮЗ морья сформировалась в результате тектоничеи имеет взбросовую компоненту смешений. ского опускания, как минимум, на 1,5 км. Уровень моря в мессинии, конечно, был ниже Впадины pull-apart для него не характерны. Единственной такой структурой является несовременного, но не на 2 км, как сейчас, а лишь большая впадина Яммуне возле одноименного на несколько сотен метров. Поскольку тортонселения (18 на рис. 3). ские карбонаты, возникшие в очень мелководном море, сейчас находятся в долине р. Нахр Левантскую зону оперяют разломы с преобладающей левосдвиговой компонентой смеще-Эль-Кабир на высотах не более первых сотен ний — Рашайя, Серхайя, Св. Симеона и более метров, плиоцен-четвертичное поднятие побемелкие, ответвляющиеся от зоны в северо-восрежий было невелико и становилось более знаточном направлении [Walley, 1988]. Другим отчительным лишь в береговых антиклинальных хребтах [Gomez et al., 2006]. Таким образом, ветвлением является разлом Роум, в котором сочетаются признаки левого сдвига и взброса. Он возрастание вертикального контраста между отходит на север от западного борта впадины раннеплиоценовым положением земной повех-Хула [Girdler, 1990; Butler et al., 1997], следует ности на современной суше и в море произо-

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, имеюшие 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





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

ты с К-Ar возрастами 5,4-4,8 млн лет находятся геологическое и палеомагнитное изучение было выполнено нами ранее [Трифонов и др., 1991] на высотах до 800 м, тогда как на восточном и позднее дополнено тремя K-Ar датами базалькрыле разлома Эль-Габ (восточном крыле антитов (см. главу 5). Разрез мощностью ~120 м соклинали) кровля базальтов обычно расположена стоит из 12 лавовых потоков, нижний из котона высотах до 400 м, а их подошва — в 100-150 м рых залегает на сеноманских известняках. К-Ar ниже. возраст верхнего потока — 4,3±0,2 млн лет, а Х.Д. Волли [Walley, 1988] предполагает сумпоток, залегающий примерно в <sup>1</sup>/<sub>4</sub> от основамарный левый сдвиг Сирийской дуги по сегния базальтов, имеет возраст 6,1±0,3 млн лет. Вероятно, большая часть разреза соответствует это смещение к двум фазам деформаций — семагнитным аномалиям 3r-3br, хотя самый нижнонской и позднепалеогеновой. Структурноний поток может быть древнее. геологические реперы, по взаимному располо-

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 межлу 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, базаль-

## Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

менту Яммуне на величину до 47 км и относит жению 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 межлу селениями Сахлие и Эль-Бейла В — сел. Эль-Бейда, Н — сел. Аль-Хариф, М — г. Мис-

сиаф, S — сел. Сахлие

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 межлу 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 смешении 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-apart 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

1 — мезозойские и палеогеновые поролы: 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 p. Kapacy.

Северный край лавового поля Шин смешён 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 райощены по ветвям разлома влево на разные раснов Бассита и Курд-Дага и сопоставлении постояния. На севере указанного отрезка разлома ложения их юго-восточной границы. Западнее определены повторяющиеся в разных долинах северного подсегмента зоны такой границей амплитуды смещений: по западной ветви разлома — 400-450, 60-70 и 30-40 м, а по восточной служит Латакийский разлом. а восточнее разлом Аафрин. Оба разлома простираются на ветви — 130, 75-80 (елинственная смешённая северо-восток косо к зоне Эль-Габ, которая там долина) и 13-20 м. Величины смещений, поимеет ширину ~20 км. Это вносит неопределёнследние в каждом из этих рядов, относятся к саность в оценку амплитуды сдвига, которая не мым коротким долинам и современным руслам, может быть определена точнее, чем ~16-20 км. датируемым голоценом. В сумме по обеим вет-Таким образом, за последние 4-3,4 млн лет по вям голоценовое смещение составляет ~50 м. сегменту Эль-Габ произошло левое смещение на На юге рассматриваемого отрезка разлома ~16-20 км, что даёт среднюю скорость плиоценчетвертичного слвига ~5±1 мм/год. 25 м возле сел. Эль-Бейда, причём лишь часть

Последняя величина близка к средней скороамплитуды смещений по восточной ветви сти голоценовых левосдвиговых перемещений на 26-километровом отрезке сегмента Эль-Габ до 34-40 м для голоценовых форм рельефа и между сел. Сахлие на севере и сел. Эль-Бейда 150-175 м для форм рельефа, которые возникли на юге (см. рис. 10). При ширине до 1 км зои начали смещаться ещё в плейстоцене. на разлома здесь построена сложно и состоит Таким образом, с севера на юг наибольшие из нескольких ветвей, расположенных кулисно движения переходят от западных ветвей зоны друг относительно друга и простирающихся под разлома к восточным ветвям, но суммарное гоочень острым углом к оси зоны (рис. 12, см. цв. лоценовое смещение вдоль зоны разлома оставкл.). В каждом её сечении, как правило, реётся близким к 50 м, что даёт среднюю скорость гистрируются две главные ветви. Ветви разлома сдвига ~5 мм/год. Эта величина, характеризуюпересекают долины ручьёв и оврагов различной шая и суммарное плиоцен-четвертичное, и годлины и степени разработанности, что указывает лоценовое движение по разлому, может быть на их разный возраст. Разновозрастные долины принята в качестве долговременной средней или их элементы (русла, склоны, террасы) смескорости сдвига по сегменту Эль-Габ.



Рис. 13. Разрез поперёк зоны разломов Серхайя южнее г. Забадание 1 — четвертичные отложения; 2 — плиоценовые конгломерато-брекчии; 3 — неогеновые (?) базальты (дайка?); 4 — меловые тонкий чехол позднечетвертичных делювиально-коллювиальных отложений смещён по разлому на 20–30 см

## Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

смещение по западной ветви уменьшается до его относится к голоцену. Однако возрастают

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;

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. Судя 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, круто 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. Очевилно, 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, слвиговые перемешения перелаются 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 Поднятия выражены уступами в рельефе, довпадины Эль-Габ от её восточного разломного стигающими десятков метров. Местами разлом ограничения возле сел. Арманаз и, поворачивая разделяется на несколько сближенных ветвейна север, протягивается на 80 км до соединения уступов, формирующих ступенчатый склон. В тех с разломом Аафрин возле сел. Катма (рис. 15). случаях, когда плоскости смешения обнажены. Разлом разделяется на два сегмента [Karakhanian видно, что они крутые (70-90°) и чаще наклоet al., 2008]. Южный сегмент простирается на нены в сторону поднятого крыла (см. 2, 4-6 на 33 км по азимуту 46° CB от Эль-Габа до впадирис. 15). ны Ад Данна, а северный сегмент простирается Сегменты состоят из отрезков, нередко расна 47 км в направлении ~17° CB от этой впадиположенных кулисно друг относительно друга. ны до разлома Аафрин. В северной и централь-Борозды скольжения на плоскостях смещения ной частях северного сегмента (до монастыря горизонтальны или наклонены под пологими углами (см. 4, 5 на рис. 15). Вдоль разлома об-Св. Симеона) поднято восточное крыло разлома. Южнее ситуация переменчива, хотя чаше также наружены многочисленные левослвиговые смеподняты 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

## Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

щения 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 амплитуды смещения 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 а-а' 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





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 3Dмоделью рельефа по данным GTOPO-30 [Karakhanian et al., 2008], вид с юга

плейстоцена. Поскольку она возникла на смещённом отрезке долины, смещение началось 2002]. Офиолитовые зоны Бассита и Курд-Дага подраньше, скорее всего в среднем плейстоцене. верглись надвиганию в маастрихте [Книппер и При амплитуде сдвига ~550 м это позволяет др., 1988]. Надвиговая структура контролирует предположительно оценить его среднюю скосовременную топографию хребтов, что свидерость в 1-2,5 мм/год.

Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

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 слвига 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-запалная пограничная область образована юго-западным 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,

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 a-a'. Фото А.С. Караханяна



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., 19911. Разлом отделяет складчато-налвиговые 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, В работе [Westaway, 2004] приведены резульно не пересекает разлома Аманос EAFZ [Adiyaтаты моделирования EAFZ, согласно которым man, Chorowicz, 2002]. Разлом восточного борта суммарный сдвиг по этой зоне разломов оцеграбена продолжается на север Карасуйским разнивается величиной не менее 65 км, которая ломом DST и примыкает к EAFZ возле г. Нарли склалывается из смешений на ~45 км по раз-[Perincek, Cemen, 1990] (рис. 21). Такое сочленелому Аманос, ~10 км по разлому Восточный ние сегмента Эль-Габ и EAFZ свидетельствует об Хатай и ~10 км по более восточным разломам. Заметим, что использованный в указанной раих взаимосвязанном и, скорее всего, одновозрастном развитии. Иначе говоря, EAFZ также боте принцип оценки суммарного сдвига путём является плиоцен-четвертичным образованием сложения смещений по отдельным разломам [Yürür, Chorowicz, 1998], хотя Р.Уестэвей [Westaне бесспорен. Как мы убедились на примерах way, 2004] полагает, что она заложилась ещё в южного подсегмента Эль-Габа и соотношений конце миоцена. ~7 млн лет назал. 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, ҮМ — Яммуне. Пояснения разломов см. на рис. 23; другие разломы: ЕА — Восточно-Анатолийская зона, LT — Латакийский разлом, MR — Главный современный разлом Загроса, MT — Главный надвиг Загроса, NA — Северо-Анатолийская зона, ТU — 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 амплитул в кажлом из сегментов.

Средние скорости плиоцен-четвертичного сдвига оцениваются величинами ~2 мм/год по разлому Якапинар-Гёксун [Westaway, 2004]. 1-1.7 мм/гол 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 слвига 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 впалинами. В некоторых впалинах полошва 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. Большая 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 релкие шитовые 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. Пальмириды, связанные с DST, должны были Но крутые юго-восточные крылья антиклинаиметь левосдвиговую компоненту продольного лей, как правило, эродированы, и наибольшие смещения [Walley, 1988]. высоты приходятся на верхние части северо-2. Судя по составу кайнозойских отложений запалных крыльев. Максимальные высоты хребсинклинальных межгорных впалин Пальмирил. присутствию в основании миоценовых контов уменьшаются с запада на восток от 3000 м в Антиливане, сложенном главным образом юртинентальных толщ субаэральных базальтов с К-Аг возрастами ~26-24 млн лет и несогласиям скими и меловыми карбонатами, до 600-700 м в межлу комплексами этих отложений. склалчатовосточной части пояса. Восточнее г. Пальмира интенсивность складчатости и её выражение надвиговый пояс начал формироваться в конце в рельефе ослабевают. Впадины между подолигоцена — начале миоцена и особенно интеннятыми антиклиналями имеют неправильные сивно деформировался в конце миоцена, когла ось наибольшего латерального сжатия была очертания, но в целом вытянуты параллельно хребтам, нередко объединяющим несколько ориентирована в направлении ССЗ-ЮЮВ, почсоседних антиклиналей. Впадины заполнети нормально к складкам и надвигам пояса. 3. Территория Пальмирид и Антиливана ханы неоген-четвертичными континентальными рактеризуется повышенной мощностью содер-

терригенными отложениями. Крупнейшая из них — впадина Ад-Дау. жащей эвапориты триасовой формации Курашина (рис. 22). Это указывает на возможность Северные Пальмириды представляют собой елиную большую и сравнительно пологую антисрыва складчатого комплекса по эвапоритам и клиналь Бишри, которая местами осложнена участия диапиризма в образовании складок [Lovelock, 1984; Копп, Леонов, 2000]. Наличие узкими линейными складками, сопряжёнными с налвигами. Такие склалко-налвиги есть поверхностей срыва подтвердил анализ данных на юго-восточном и, местами, северном флансейсмопрофилирования [Chaimov et al., 1990]. гах главной антиклинали и рассекают её наи-Таким образом, наблюдаемая на поверхности скость в широтном направлении, разделяя на структура Пальмирид содержит много вторичболее поднятую юго-западную и относительно ных элементов, связанных с диапиризмом и моопущенную северо-восточную части. Последняя жет не соответствовать более глубинной струкпостепенно погружается на северо-восток к дотуре этой провинции. Наиболее интенсивные лине р. Евфрат. На его южном берегу ещё разскладчато-надвиговые деформации приурочены личимы разломы и изгибы миоценовых слоёв, к южному краю области повышенной мощнокоторые можно рассматривать как нарушения, сти эвапоритов, что согласуется с юго-восточной осложняющие продолжение антиклинали в вергентностью складок и наклоном большин-Месопотамском прогибе. Севернее Евфрата в ства надвигов на северо-запад. В работе [Chaimov приповерхностных слоях полобных проявлеet al., 1990] минимальное укорочение мезозойскокайнозойских отложений Пальмирид в направний не видно, но есть указания на их присутствие в более древних погребённых отложениях лении СЗ-ЮВ оценено в 20 км. К северо-востоку прогиба [Brew et al., 2003]. Юго-западная часть интенсивность укорочения уменьшается, и срыв не фиксируется на сейсмических профилях антиклинали Бишри осложнена грабенами [McBride et al., 1990; Brew et al., 2003]. север-северо-восточного простирания, частич-М.Л. Копп и Ю.Г. Леонов [2000] интерпрено заполненными верхнеплиоценовыми (?) и четвертичными терригенными отложениями. тировали Пальмириды как зону простого ле-Пограничные сбросы некоторых грабенов несут вого сдвига, ответвляющегося от DST. Однако складки и надвиги Южных Пальмирид образуследы весьма молодых подвижек.

При объяснении происхождения структуры ют кулисный ряд, соответствующий продольному правому, а не левому сдвигу. Мы интерпретируем этот ряд как систему левых *R*-сколов, которые простирались под очень острым углом 1. Складчато-надвиговый пояс Пальмирид 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.

Пальмирид следует принять во внимание следующие обстоятельства. 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



Рис. 22. Сопоставление складчатой структуры Пальмирил (см. рис. 3) с мошностью (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 утолщению 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 Пальмирил — 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. Алеппся на смятую в складки северную и почти недеский блок характеризуется очень пологим, почформированную южную области. Северная область продолжается в Юго-Восточную Турцию, ти горизонтальным залеганием осадочного чехгде известна как зона Краевых складок [Ильхан, ла, представленного на земной поверхности кайнозойскими и релко верхнемеловыми отло-19771. Антиклинали складчатой зоны асиммежениями. Они сочетаются с выходами неогенотричны: обычно их южные крылья круче и вых и редко четвертичных базальтовых покроосложнены надвигами или взбросами. Этот вов и разбиты единичными малоамплитудными складчатый пояс продолжается на юго-восток в разломами северо-восточного и северо-западного Загрос (см. главу 4). Примером таких складок на территории Сирии является антиклиналь простираний. Вдоль границы Алеппского блока и анти-Карачок.

клинали Бишри проходит зона протяжённых, Исключением является антиклиналь Абдель-Азиз, характеризующаяся обратной асимметно малоамплитудных разломов Бутма-Кастал, расположенных на северо-восточном продолрией. Она имеет более крутой северный борт, жении разлома Серхайя (рис. 23). Зона преднарушенный зоной взбросо-сдвигов (см. главу 8). Выпадение из разреза значительной части ставлена несколькими примерно параллельными разломами, нарушающими верхнемеловые палеогеновых отложений свидетельствует о рани палеогеновые отложения и выраженными в них проявлениях воздымания [Поникаров и др., рельефе слабыми уступами с поднятыми юго-1968]. Другой особенностью этой антиклинали, восточными крыльями. Она представляет собой возможно, указывающей на её приуроченность часть более крупной зоны Расафе-Эль-Фаид и к более древней зоне нарушений, является припродолжается на северо-восток, где контролисутствие каменноугольных олистостром в мерует местоположение и трогообразную форму ловых осадочных породах [Леонов Ю.Г. и др., верховий долины Расафе. В 10 км восточнее 1986]. сел. Хальфа выявлены признаки четвертичных Кроме антиклиналей, выраженных в рельесмешений по наиболее протяжённому разлому фе значительными поднятиями, в северной обзоны (см. RF4 на рис. 23). Здесь дно пересечёнласти присутствуют небольшие, обычно слабо ной разломом небольшой сухой долины (вади) удлинённые или изометричные антиклинальобразует резкий уступ, и её верховья подняты ные и сводовые структуры, которым соответболее чем на 1,5 м. Там же имеет место нечёткий ствуют крайне незначительные поднятия релевый изгиб русла долины на несколько метльефа, определяющие рисунок мелкой дренажров, возможно, обусловленный левосдвиговой ной сети и иногда ландшафтные особенности компонентой смещений по разлому. Плоскость местности. Именно такие образования соотразлома наклонена на юго-восток под углом ветствуют нефтеносным структурам Джубеси 80°. Вдоль неё пласт четвертичной брекчии изои Румейлана. Они обнаружены и за пределами гнут параллельно разлому (рис. 24, А). Таким этих нефтеносных районов и могут представобразом, разлом квалифицируется как молодой лять интерес для поисков новых месторождевзброс или, возможно, левый взбросо-сдвиг. ний нефти и газа. Упомянутые в разделе 2.6 небольшие грабены Если судить по мощностям миоценовых отлона антиклинали Бишри, частично заполненные жений, выполняющих Месопотамский прогиб, плиоцен-четвертичными отложениями, оперяют его наиболее глубокая часть приходится на южрассматриваемую зону разломов, подтверждая ную недеформированную область, где мощности левосдвиговые перемещения по ней. миоцена достигают 1200 м (см. Приложение 1

Северо-западное окончание Месопотамского и рис. 3). Однако участки наиболее интенсивного плиоцен-четвертичного прогибания сосрепрогиба ограничено с юго-запада антиклиналью Бишри Северных Пальмирид, а юго-восточнее доточены на севере сирийской части прогиба, основной частью Аравийской платформы (блок северо-восточнее антиклинали Абдель-Азиз, где мощность плиоцен-квартера местами превыша-Рутба). Вдоль юго-западного края прогиба по магнитным, гравиметрическим и косвенным ет 1000 м. геологическим данным выделен разлом Файдат В докайнозойской структуре основания Ме-[Поникаров и др., 1968]. Северной границей сопотамского прогиба важное место занимает прогиба, находящейся в Юго-Восточной Турции, Евфратский разлом, протягивающийся вдоль является Таврская (Битлизская) зона надвигов. долины р. Евфрат, т.е. вдоль юго-западного борта прогиба [Ponikarov et al., 1967; Tectonic Map Северо-западное окончание прогиба разделяет-



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: AB — Абдель-Азиз; AL — Антиливан; BR — Бишри, Северные Пальмириды; CA — Береговой хребет Сирии; LB — Ливанский хребет; MF — пояс Краевых складок Турции; PM — Южные Пальмириды. Разломы и зоны разломов: AM — 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-apart Галилейского моря, DST; GH — впадина pull-apart Эль-Габ, DST; HM — Хомсская; HU — впадина pull-apart Хула, DST; KA — грабен Карасу. Базальтовые поля: Н — Халабие; Z — Залабие

C

A

Рис. 24. Четвертичные разломы Центральной и Северо-Восточной Сирии. Фото В.Г. Трифонова 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 активности в кайнозое. Приводимые ниже данные показывают, что Евфратский разлом развипор не были представлены данные о его выражении в верхних горизонтах осадочного чехла и, в вался в позднем кайнозое и определил местопочастности, в кайнозойских отложениях. Не удаложение и особенности строения долины Евфрата лось обнаружить признаков разлома и вдоль бена отрезке её субширотного и юго-восточного реговых линеаментов, выраженных на космичепростирания от вдхр. Асада на западе почти до г. Абу-Камаль возле сирийско-иракской границы ских снимках. Поэтому Евфратский разлом рассматривался как погребённый, не проявлявший на юго-востоке. Эти данные основаны на анали-

B

Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

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

зе 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 склалки 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<sup>a</sup><sub>2</sub> и N<sup>b</sup><sub>2</sub> [Geological Map of Syria, 1964]. Нижняя толща N<sub>2</sub><sup>a</sup> обнажается на берегах Евфрата на всём его протяжении от турецкой до иракской границ, а толша N<sub>2</sub><sup>b</sup> 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 N<sub>2</sub><sup>a</sup> 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<sub>2</sub><sup>b</sup>, чаще всего перекрывающая толщу N<sub>2</sub><sup>a</sup> 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 Q<sub>1</sub> отнесены террасы высотой 60–120 м; отмечены вариации высот террас вдоль долины, обусловленные неравномерностью тектонического поднятия. К Q<sub>2</sub> отнесены террасы высотой 20-40 м (при мощности аллювия до 25 м), а к Q<sub>2</sub>-Q<sub>4</sub><sup>a</sup> — I и II террасы высотой 8-20 м (при мошности 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.

Таблица 1. Схема террас долины Евфрата между Ар Раккой и Дейз эз-Зором, существовавшая до 2004 г. и суммированная в работе [Demir et al., 2007]

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	Вюрм и/или раньше (70-200 тыс. лет)							
			материал «типа леваллуа»)								
QfII	20-25	8	Верхний ашель (отщепы, нуклеу-	Рисс (230-270 тыс. лет)							
			сы, чопперы, «пики», рубила)								
QfIII	50-60	14 или 12	Средний ашель (отщепы, нуклеу-	Миндель? (0,5–0,47 млн или 0,4±0,01 млн							
			сы, чопперы, «пики» без рубил)	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)							

лет. График соотношений щелочных металлов Важное значение имели исследования позди кремния показал. что лавовое поле Залабиенекайнозойской геологии, геоморфологии и ар-Касра сложено базанитами, извергнутыми из хеологии долины Евфрата, проводившиеся с единого вулкана [Abou Ramieh et al., 2009]. На 70-х годов ХХ в. группой учёных под руководсеверном краю сел. Айаш разделённая проба ством Дж.Безансона и Р.Санлавилля [Besançon, базальта, перекрывающего террасу QfI высотой Sanlaville, 1981; Muhesen, 1985]. Помимо совре-8 м, дала 410,6±14,6 тыс. лет и 389,9±17,0 тыс. менных русла и поймы (Of0), они выделили лет. т.е. ~0.4 млн лет. Согласно работе [Demir et пять террас, датировав их разными отделами al., 2007], этот базальтовый поток перекрывает плейстоцена. Террасы были сопоставлены с не только террасу QfI, аллювий которой содерподразделениями изотопно-кислородной шкалы жит артефакты типа леваллуа, но и террасу OfII MIS [Sanlaville, 2004; Copeland, 2004]. Их итоговосточнее сел. Айаш высотой ~23 м, аллювий вая последовательность представлена в табл. 1. Однако ещё до окончательного датирования которой содержит ашельские рубила.

Противоречие между заключением в работе этой стратиграфической схемы, сохраняющей [Demir et al., 2007] и нашими предшествовавшими значение до сих пор, была обнаружена ошибочопределениями возраста террасы QfII побудило ностьеё хронологической привязки. Е.В. Шарков нас выполнить в 2008-2010 гг. дополнительное изс соавторами [1998; Шарков, 2000] сделали К-Аг учение четвертичной геологии района сел. Айаш, определения возраста базальтов, перекрываюпоказавшее, что базальты, покрывающие I и II ших террасу OfIV возле сел. Халабие и террасу террасы, принадлежат разным потокам, вулканы QfII в карьере Абу Джемаа восточнее сел. Айаш которых были идентифицированы на детальных (в 10 км западнее г. Дейр эз-Зор) (рис. 25). Две даты базальтов Халабие показали 2,76±0,09 и космических изображениях и на местности. В карьере Абу Джемаа был описан сверху 2,9±0,1 млн лет, а три даты в карьере Абу вниз следующий разрез II (верхней) террасы Джемаа — 0,71±0,08, 0,72±0,08 и 0,82±0,07 млн (рис. 26): 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 дл базальтов Абу Джемаа. Последняя дата пред ставляется завышенной, поскольку базальты нор мально намагничены, т.е. соответствуют эпох Брюнес (не древнее 0,78 млн лет).

В работе [Demir et al., 2007] опубликова ны результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования базал тов. Разделённая проба базальтов Халабие да ла 2764,8±29,3 и 2676,4±27,2 тыс. лет. Возрас базальтов Залабие-Касра, стекавших с боле высоких уровней рельефа до поверхности тер расы QfIII высотой 45 м, — 2116,2±38,8 ты

1
я Мощность, м
1. Базальтовый поток, местами покры-
тый современным суглинком (до 2 м) (рис.
27, A)
е 2. Суглинки и супеси с линзами более
грубого материала 2-4
<sup>1-</sup> 3. Аллювий, представленный несколь-
кими слоями рыхлых конгломератов, сло-
- женных окатанными валунами и галькой.
т с линзами более тонкого материала: гори-
е зонтальная или косая споистость Артефак-
(видимая)



да и г. Абу-Камаль

ставлены изогипсы рельефа с 10-метровым интервалом по данным SRTM, позднекайнозойские разломы, базальтовые поля, пункты наблюдений 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 (В), Хармушие (Н), Касра (К), Масраб (М), Тибни (Т) и Трейф (Тг). 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



3. Тёмно-серый аллювий, представленный горизонтально слоистыми галечниками с маломощными линзами более тонкообломочного материала ..... до 6

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

Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

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<sup>a</sup> и QfIII<sup>b</sup>. Верхний подуровень OfIII<sup>b</sup> высотой  $\geq 45$  м перекрыт базальтами Залабие-Касра с возрастом ~2,12 млн лет и, таким образом, соответствует гелазию. В аллювии нижнего подуровня QfIII<sup>a</sup> 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 отщепы 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<sup>a</sup> 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 террито-

рии 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 N<sub>2</sub><sup>a</sup> (IV терраса) или вложен в более древние отложения (III терраса).

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

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

*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 нал уровнем Евфрата. М — общая мошность евфратского аллювия, М — мощность аллювия, наблюдаемая в обнажении, т — мощность его верхней тонкообломочной части и s — пункт наблюдений.

От водохранилища Асада до долины Расафе и вади Эль-Фаид (сегмент А). По берегам вдхр. Аса-≈ 10 м). В разрезе III террасы ( $H \approx 317$  м;  $h \approx$ да (А') нижние террасы Евфрата сейчас залиты ≈ 50 м) евфратские галечники (M' = 2 м) залегаего водами. На юго-западном борту долины обют на палеогене. ширная площадь покрыта галечниками с линза-Между плотиной Ат-Табка и устьями долины ми песков, залегающими с размывом на карбо-Расафе и вади Эль-Фаид (А"), на южном борнатах эоцена. Вблизи берега галечники слагают ту долины чехол широкой IV террасы сложен IV террасу, поверхность которой чуть понижаетрыхлыми евфратскими конгломератами с линся вниз по течению от H = 360 м (h = 80-85 м зами песчаника, количество которых возраснад прежним уровнем Евфрата) до H = 350 м тает в верхней части разреза. Высота террасы

Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

(h ≈ 80 м), а на расстоянии ~10 км от берега начинает постепенно повышаться до 370-390 м. Местами пол галечниками сохранилась от размыва маломощная (≤ 15-20 м) толща N<sub>2</sub><sup>a</sup>, 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 (М ≈ 10 м) залегает на галечниках неевфратского происхожления, возникших в результате транспортировки обломочного материала Пальмирид местными временными водотоками (~10-12 м). Именно эти неевфратские галечники, вероятно, слагают продолжение IV террасы, повышающееся до 370-390 м (рис. 28, А'). К юго-востоку мошность 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<sub>2</sub><sup>a</sup> (~15 м), которую перекрывают евфратские галечники (*M* ≈



которых наиболее выдержаны террасы III-IV  $(h \approx 55-60 \text{ м})$  и III<sup>b</sup> терраса (s 37 и s 38; H =

выноса обломочного материала Пальмирид.

никами и силтами (см. рис. 28, А").

галечником с линзами песка.

46

## Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

понижается от H = 320 м ( $h \approx 80$  м) на запале = 277–284 м;  $h \approx 45$  м;  $M \le 18$  м). Фрагмент III<sup>a</sup> (s 16) до H = 310 м ( $h \approx 72$  м) на востоке (s 17), террасы (s 39; H = 269 м;  $h \approx 30$  м) на левоберено понижение может быть отчасти обусловлено жье вади Эль-Фаид возле её устья также сложен позднейшей эрозией, поскольку в разрезе s 17 евфратскими галечниками на тортонском цоко-

отсутствует верхняя часть, обогашённая песчале. В работе [Demir et al., 2007] упомянут фрагмент IV? евфратской террасы h = 60-65 м на На северном борту долины высота IV терралевобережье р. Балих в её низовьях. Таким обсы h = 68-70 м. С приближением к вади Эльразом, для левобережья сегмента В характерно Фаил высота террасы снижается ло ~40 м (s 40 расшепление IV и III террас на подуровни. Это и s 41; M > 10 м), причём сколько-нибудь заметможно отнести и ко II террасе, если рассматный уступ, отделяющий пониженную часть, отривать III<sup>а</sup> как её верхний подуровень.

сутствует. Близ устья вади Эль-Фаид галечники Между Нахр Эль-Балих и районом Халабиеперекрывают толщу N<sub>2</sub><sup>a</sup>, сложенную глинисто-Залабие (сегмент С). Поперечный профиль доалевритовыми породами. Там же (s 42) фраглины резко асимметричен. Её центральная часть мент I террасы (h = 9-10 м) целиком сложен (русло, пойма и I терраса) ограничена с юга вы-

соким прямолинейным уступом, тогда как на Район г. Ракка между долинами Расафе и Эльсеверном борту границы между I, II и III тер-Фаид и устьем р. Балих (сегмент В). Южный борт расами неровные, и они занимают обширные лолины характеризуется прямолинейным уступлощади. На южном борту, вдоль упомянутого пом запал-северо-запалного простирания, отдеуступа, местами сохранились фрагменты II терляющим русло, пойму и I террасу (h = 6-10 м) расы ( $h \approx 25-30$  м). Выше уступа находится слаот более высоких уровней рельефа. Южнее устубо всхолмлённая поверхность тортонских отлопа нахолится плоская поверхность, сложенная жений. повышающаяся с улалением от Евфрата галечниками. Она повышается к югу до ~370 м. до 350 м ( $h \approx 120$  м) на западе и 320 м ( $h \approx 100$  м) Сглаженные уступы обособляют от верхнего на востоке. Вблизи уступа в неё местами вложеуровня (H = 360-370 м) два более низких уровня ны плоские эрозионные террасы: IV? ( $h \approx 80$  м). III<sup>b</sup>?  $(h \approx 70 \text{ m})$  и III<sup>a</sup>? (h = 42-45 m; s 20/9) (см. рельефа, представляющие IV (s 18; H = 325 - 330 м;  $h \approx 90$  м; M > 20 м) и III (s 18/9; H = 300 м;  $h \approx$ рис. 28. С).

 $\approx 63$  м; M = 7 м) террасы, покрытые евфратскими На северном борту долины I терраса имеет галечниками (см. рис. 28, В). Мы допускаем, что высоту h = 8-10 м. В s 22/9 её чехол (M = 4,5 м) залегает на глинистых песках мессиния. В разгалечники уровня 360-370 м представляют собой дельту долины Расафе, сложенную продуктами резах II террасы (s 22/9, s 23/9 и s 28/9; h =

= 23–24 м;  $M \le 10$  м) евфратский аллювий зале-На северном борту долины, в районе г. Ракка, гает на эродированной поверхности алевритов, и запалнее общирные плошали занимают I (h =мергелистых глин. мергелей и гипсов N<sub>2</sub><sup>a</sup>. Чехол = 6-10 м) и II (h = 15-25 м) террасы Евфрата. III террасы (s 34; H = 256 м;  $h \approx 30-35$  м; M' =Севернее расположено обширное поле галечни-= 6 м) сложен евфратскими галечниками с силков плато Хузайма. Его наиболее высокая плотом вверху. На востоке участка С напротив ская часть образована подуровнями IV террасы сел. Маадан Джадид, чехол IV террасы (h = Евфрата (*H* = 302–319 м; *h* = 70–85 м). Они сло-= 55-60 м) также сложен галечниками [Geological жены галечниками, которые в работе [Besancon, Map of Svria, 1964].

Sanlaville, 1981] выделены как «Верхние конгло-Район Халабие–Залабие (сегмент D). Сегмент D мераты Балиха». В работе [Demir et al., 2007] имеет ключевое значение для датировки и соподоказано их евфратское происхождение. В IV ставления террасовых уровней, поскольку здесь возраст террас определён датированием перетеррасу вложены более низкие террасы, среди крывающих их базальтовых лавовых потоков и археологическими находками в аллювии низких

 $<sup>\</sup>Leftarrow$ Рис. 28. Схематизированные геоморфологические профили через долину Евфрата A' — 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

reppac [Geological Map of Syria, 1964; Besancon, Sanlaville, 1981; Sanlaville, 2004; Copeland. 2004; Demir et al., 2007; Trifonov et al., 2011]. Поперечная асимметрия долины сохраняется. но крутой эрозионный уступ на юго-запалном 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 [Besancon, 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 M; M' = 12-14; m = 2-4 M; CM, DUC, 26). Терраса III<sup>a</sup> (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<sup>b</sup> (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;  $h \approx$  $\approx 100$  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 [Besancon, Sanlaville, 1981]. Teppaca III<sup>a</sup> ( $H \approx 230-240$  m;  $h \approx 30-35$  m; M' = 6 m; m = 1 м) описана в работе [Copeland, 2004] восточнее сел. Касра и присутствует также восточнее сел. Хармошия. Терраса III<sup>b</sup> ( $H \approx 250$  м;  $h \approx 45$  м) перекрыта базальтами Залабие возле одноименного селения. Западнее лавового поля возле сел. Джазира сохранился фрагмент III<sup>b</sup>? террасы  $H \approx 245$  м (h = 35-40 M) [Demir et al., 2007]. Cebephee 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 расшепление террасовых уровней, проявленное в III и, возможно, IV террасах.

От г. Лейр 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 межлу 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;  $M \le 11$  м;  $m \le 5$  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 N<sub>2</sub><sup>a</sup> (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  $(h \approx 14-15 \text{ м}; \text{ M}' \approx 6 \text{ м}; m = 1-1.5 \text{ м})$  возвышается над I террасой на 5-7 м. Основание III террасы (h = 35-40 м) сложено мессинием, а чехол  $(M \le 10^{-40} \text{ м})$ ≤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  $(H \approx 230 \text{ м}; h = 50-55 \text{ м})$ , переходящая к югозападу в пологий склон долины (см. рис. 28, Е") и плавно снижающаяся к юго-востоку (s 53 и

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 поль-На северо-восточном борту долины I терраса зу наличия продольного сброса или флексуры vказывает и то, что при почти горизонтальном залегании противоположные борта долины сложены разновозрастными отложениями. В работе [Petrov, Antonov, 1964] показано смешение 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 2.7.4. Позднекайнозойский залегает тортон, а на северном борту — толща N<sub>2</sub><sup>a</sup> Евфратский разлом и восточнее — мессиний. Аналогичные соотношения (верхний тортон и мессиний) имеют ме-На возможное положение зоны молодого разсто в районе Дейр Эз-Зора и сел. Айаш. Межлу 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 N<sub>2</sub><sup>a</sup>.

s 52;  $H \approx 220$  м; h = 45–50 м). Основание III террасы сложено толщей N<sub>2</sub><sup>a</sup>. На ней с конгломератобрекчиями в основании залегают евфратские галечники с прослоями песка и силта (> 10 м). (h = 6-8 м) состоит из евфратского галечника. песка и силта. II терраса (ss 59–61, 63 и 64; h == 14–20 м;  $M \le 10$  м) сложена евфратским галечником, обогашённым песком и силтом в верхней части. III терраса (H = 203-213 м;  $h \approx$ ≈ 30–35 м), чехол которой представлен песками и галечниками, постепенно переходит к северовостоку в пологий склон долины. лома 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

сти движений по Евфратскому разлому

Comercian and the Comercian	Tannaaa	Выс	ота, м	Разница	Скорость движений по				
Сегменты долины Евфрата	Teppaca	правый берег	левый берег	высот, м	разлому, мм/тыс. лет				
А'. Водохранилище Асада,	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> 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 <sub>1</sub> III	~63	$III^{a} = 30;$	18-33	~8				
			$III^{b} = 45$						
С. Между р. Балих и райо-	Q <sub>1</sub> III <sup>b</sup> ?	70–75	50-60	15-20	~8				
ном Халабие–Залабие	$Q_1 III^a$ ?	42–45	30–32	12–13	~8				
	Q <sub>1</sub> 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,	$Q_1III^b$	70–75	45–50 [D]	~25	~11				
Касра и Айаш	Q <sub>1</sub> III <sup>a</sup>	45–50 [D]	30–40 [D]	~15	~9				
	Q <sub>1</sub> II	20-30	20-25	0–5	~4				
Е'. От г. Дейр Эз-Зора до	Q <sub>1</sub> III	50-55	35-40	~15	~7				
г. Майадин	Q <sub>1</sub> II	~20	14–15	5–6	~8				
	Q <sub>2</sub> I	~10	6,5–10	0-3,5	~8				
Е". Район сел. Абу Хаммам	Q <sub>1</sub> III	45-55	30-35	15-20	~8				
между р. Хабур и вади Дхе-	Q <sub>1</sub> II	-	14–20	-					
нет Суваб	$Q_2I$	10–12	6–8	~4	~10				

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

## Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

Таблица 3. Сопоставление высот террас на правом и левом берегах Евфрата и приблизительная оценка скоро-



50





### Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура

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 движения 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 Q<sub>2</sub>I 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 кру-

того 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-Фаил 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 ешё несколькими мололыми 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 шебнем, 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 смешения 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<sub>2</sub><sup>2</sup>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 Q<sub>2</sub>I 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

западном крыле разлома северо-восточного простирания, правый берег Евфрата в г. Абу-Камаль (т. 49)

террасы, не продолжаясь в вышележащие, т.е. 2.8. Стабильная часть возникли в процессе накопления аллювия. Аравийской плиты (провинция Рутба) Показательно, что эти нарушения обнаружены лишь в зонах поперечных нарушений долины Евфрата: в III<sup>b</sup> террасе восточного крыла зоны Провинция занимает юго-восточную часть Сиразломов Расафе-Эль-Фаид (s 38) и во II террасе рии, известную как Сирийская пустыня. На возле сел. Трейф юго-восточнее лавового поля кристаллическом фундаменте залегает недеформированный фанерозойский осадочный чехол, Халабие (s 45), в карьере восточнее сел. Айаш менее мощный, чем под соседними Пальмири-(s 55/8) и в г. Абу-Камаль (s 49).



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<sup>b</sup> 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

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 найлены 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 K-Ar 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 востоксеверо-восточного простирания, т.е. параллельных разломам описываемой системы. Они пере-

секают равнинную местность и представлены 2.9. Новейшие впалины слабыми узкими понижениями или пологими на границах провинций уступами и контролируют ширину пересекаемых ими вади и распределение в них четвертич-Угловатые или неправильных очертаний впаных отложений. Судя по небольшой высоте дины, заполненные новейшими отложениями, уступов и мощности осадков, амплитуда четверрасполагаются на сочленении трёх провинший. тичных вертикальных смещений по каждому из Таковы: впадина Амик на соединении сложно разломов не превышает 10 м, причём у севернопостроенного грабена pull-apart Эль-Габ и межго и южного разломов подняты южные крылья, горной впадины Карасу перед фронтом хребта а у разлома между ними — северное.



Рис. 32. Геологический разрез через Дамасскую впадину, составленный с использованием данных бурения, выполненного Ленгипроводхозом, г. Санкт-Петербург [Девяткин, Додонов, 2000] 1 — мел-палеогеновое складчатое основание (Пальмириды); 2 — недеформированные морские палеогеновые отложе-

ния; 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 впалиной 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 падное крыло зоны разломов) резким угловым на северном фланге Аравии, тогла 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 мошностями осалков, 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-за-

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 полнятиями 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



стические 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

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. От-Вторая, среднемиоценовая, фаза деформаносительно приподнятыми оставались берего-

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. ций характеризуется ослаблением контрастновые хребты, подвергшиеся планации, Бассит-

Глава 3. Позднекайнозойская эволюция территории Сирии





Рис. 33. Схематические структурно-фациальные карты трёх стадий неотектонического развития Сирии раннего миоцена (A), позднего миоцена (B), плиоцен-квартера (C). Для стадий A и B выполнены палинспа-

часть Алеппского блока.

Тектонические движения активизировались в третью, позднемиоцен-раннеплиоценовую, сталию 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 релуцировались. 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.

Запалная 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

Курд-Даг, провинция Рутба и, вероятно, южная 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 происхолили 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-apart 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 опредеокончательно оформившейся EAFZ [Şaroglu лили развитие долины Евфрата. Как отмече-

но выше, в раннем миоцене на северо-западе Верхняя часть её склона сложена евфратскими Сирии и в соседней части Турции существогалечниками и песками мощностью в десятки вал пролив, связывавший морские бассейны метров. При картировании их отнесли к толще Протосредиземноморья и Месопотамского про-N<sub>2</sub><sup>a</sup>, которая несогласно залегает на отложенигиба [Ponikarov et al., 1967]. Концом раннего ях эоцена и гельвета и перекрыта базальтами. миоцена датируются аллювиальные галечники условно датированными поздним плиоценом района Кахраман Мараш, содержащие гальку [Geological Map of Syria, 1964]. Толща N<sub>2</sub><sup>a</sup>, веизверженных и метаморфических пород из внуроятно, соответствует аллювию Ит Даги, слатренних зон Турции [Derman, 1999]. Возможно, гающему самую высокую террасу в сегменте они представляют дельту крупной реки, выно-Биресик долины Евфрата непосредственно сившей материал верховий будущего Евфрата к северу от сирийско-турецкой границы ( $h \approx$ ≈ 130 м; предполагаемый возраст 3-5 млн лет) в располагавшийся южнее морской бассейн [Demir et al., 2007]. Сложное сочетание мор-[Demir et al., 2008]. ских отложений с аллювием и субаэральными Ниже, межлу г. Джраблус и сел. Кара Козак. базальтами указывают на изменчивость палеосообщается [Sanlaville, 2004] по меньшей мере о четырёх террасах высотой от ~8 м до ~70 м тектонической обстановки, вероятно, соответствующей фазе деформаций, проявившейся в на северо-восточном борту долины. Они влоконце первой стадии деформаций на северожены в верхнюю террасу N<sub>2</sub><sup>a</sup> и могут соответзападе Сирии [Rukieh et al., 2005]. В гельвете ствовать I, II и III террасам ниже по течению. связь Средиземноморского и Месопотамского Предполагается [Demir et al., 2008], что аллюморских бассейнов восстановилась, но в начале вий террасы h = 40-45 м соответствует MIS14 или MIS16 (~500-600 тыс. лет). В г. Ширин на позднего миоцена они окончательно обособляются из-за складчатости Пальмирид и поднятия высоте  $h \approx 70$  м были обнаружены речные галечники, перекрытые базальтами с <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar воз-Алеппского блока. растом 8809,2±72,6 тыс. лет [Demir et al., 2007]. В сирийской части Месопотамского прогиба в тортоне накапливаются лагунные и прибрежно-Однако эти галечники нельзя признать евфратморские отложения с обильными эвапоритами. скими, поскольку они сложены только местным В мессинии их сменяют озёрные отложения, кообломочным материалом.

торые переходят на краях прогиба в шлейфы В более южных участках долины (вдхр. Асада тонкообломочного материала с обозначившихи юго-восточнее) в эпоху N<sub>2</sub><sup>a</sup> продолжалось накося, но ещё не испытавших значительного подпление тонкообломочных осадков с прослоями нятия складок Пальмирид, Абдель-Азиза и известняка и гипса. Проникновение Евфрата в Краевой зоны Турции. Осевая часть прогиба, эти участки долины произошло, вероятно, в конотмеченная наибольшими мощностями миоцеце эпохи N<sub>2</sub><sup>a</sup> и было связано с перестройкой сеновых отложений, приурочена к районам будуверной части DST 4-3.5 млн лет назал [Rukieh et щей долины Евфрата и расположенного северal., 2005] (~3,7 млн лет по [Westaway et al., 2006]), нее сел. Аш-Шаддади (см. рис. 3 и Приложение 1). приведшей к активизации разломов восточного В плиоцене область наибольшего прогибания фланга Алеппского блока, вдоль которых и была смещается к северу — в район восточнее г. Альвыработана новая долина (табл. 4). Праградация Камышли, где мощность плиоцена достигает Евфрата выразилась появлением маломощных 1000 м. На месте Евфрата сохраняются остаточлинз мелкообломочных евфратских галечников ные депрессии с маломощным осадконакоплев верхах толщи N<sub>2</sub><sup>a</sup>, а затем накоплением мощнием (толща N<sub>2</sub><sup>a</sup>). Их обрамляют пологие возвыных евфратских галечников, слагающих сейчас террасу N<sub>2</sub><sup>2</sup>IV. Большая площадь евфратских гашенности, местами покрытые продуктами сноса лечников  $N_2^2$ IV, по-видимому, была обусловлена с соседних складчатых зон, которые становятся более глубообломочными в связи с усилившиммеандрированием русла в плоской долине шися поднятием. риной до 30 км в районе вдхр. Асада и г. Ракки. На территории Сирии наиболее древний ев-Долина переходила в пологие склоны, которые фратский аллювий обнаружен на участке расюжнее вдхр. Асада и, возможно, на правом беширения долины Евфрата вблизи сирийскорегу долины Расафе частично покрывались протурецкой границы. Здесь на северо-восточном дуктами сноса местного обломочного материаборту долины на отметках от 80-90 до 120 м ла. Снос продолжался и после возникновения над уровнем Евфрата находится полого надолины Евфрата, и его продукты фациально за-

клоненная к реке террасовидная поверхность. мещали евфратский аллювий.

Глава 3. Позднекайнозойская эволюция территории Сирии

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

	Возраст		Складчатость, разломообразование,	Аллювиальный цикл	Вулканизм	
относит	ельный	млн лет	поднятие и интенсивное врезание	(трубый → тонкий матер		
Мессиний 5,0		5,0	Южная Турция, Пальмириды			
				Аллювий N <sub>2</sub> <sup>а</sup> , главным обра		
	НИЙ	~3,9		депрессии Джраблус		
ен	Ран	~3,6	DST, восток блока Алеппо			
IOILE		~3,5		Аллювий IV террасы, главн	ым об-	
Пли	ий	2,8		разом в сегментах A-D		
	ндео	2,6				Халабие
		~2,5	Сегменты А-D и выше по реке, об-			
			разование IV террасы	Аллювий III террасы,	III <sup>b</sup>	
зий		2,2		включая сегмент Е		
	елаз	2,1			Залабие	
	ц	~1,8	Сегменты В и D			
	ň	~1,2			III <sup>a</sup>	
	бри	~1,0	Все сегменты, образование III тер-			
×	ала	~1,1	расы	Аллювий II террасы, включ		
Hbij	X	0,8		территорию Ирака		
нит		0,7			Айаш	
Bep	X	~0,6	Все сегменты, образование II террасы			
Her	ШН	~0,5		Аллювий I террасы		
	Cpe	0,4				Айаш
		~0,4	Все сегменты, образование I террасы			
		~0,3		Аллювий поймы и современ	нного	
	ий	~0,13		русла		
	ндес	~0,05				Манхар
Ш		0				

Перемещения по Евфратскому разлому и обший полъём 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 A–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 N<sub>2</sub><sup>a</sup>. Таким образом, она там моложе, чем выше по ется о находке евфратского аллювия в скважи-

лювия. 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 [Besancon, Sanlaville, 1981] сообщатечению, и отражает наслоение евфратского ал- нах в г. Ракке на глубине 35 м и в сел. Тибни

юго-восточнее лавового поля Халабие на глуби-Итак, поднятие и интенсивная эрозия расне до 27 м ниже современного уровня Евфрата. пространялись в евфратской долине вниз по те-Цитируемые авторы связывали это с переуглучению (см. табл. 4). На востоке Алеппского блоблением долины перед формированием II террака врезание началось в конце раннего плиоцена сы. Наши исследования не полтверждают такое (~3.5 млн лет назад) вдоль новообразованных временное переуглубление, но дают основание или активизированных разломов. Евфратский предположить возможность образования локальаллювий начал накапливаться в плоских депрессиях ниже по течению будущей долины. Алных углублений долины, заполнявшихся аллювием. Так, возле сел. Дждатдет Мхет (s 23/9) и в лювий был грубообломочным в сегментах А-D, сел. Хамрет Нассер (s 28/9) мы наблюдали в поно преимущественно тонкообломочным в сегверхности толщи N<sub>2</sub><sup>a</sup>, сложенной глиной, мергементе Е. Вероятно, поднятие периклинали Халем и гипсом, карстовые воронки шириной в нелабие-Залабие (сегмент D) препятствовало рассколько метров и глубиной до 3 м, заполненные пространению грубого материала ниже по течеевфратским аллювием, подстилающим чехол II нию. Второй импульс врезания охватил сегмент террасы. Воронки созданы растворением гипса и D и участки выше по долине в конце плиоцена (~2,6 млн лет назад), тогда как в плоской девымыванием глины подземными водами.

Более крупномасштабные просадки наблюдапрессии сегмента Е продолжалось наслаивание лись на востоке антиклинали Абдель-Азиз в тораллювия, более грубого, чем прежде. Третий, четвёртый и пятый импульсы врезания охватитонской толще, сложенной глинами, алевритами, мергелями и гипсами. Крупнейшая крутостенная ли все сирийские сегменты долины Евфрата в раннем (~1,2 млн лет назад) и среднем плейстодепрессия такого типа размером 200×400 м и глубиной до 50 м обнаружена в пункте 36,46026° с.ш.; цене (~0,7-0,6 и ~0,4-0,3 млн лет назад). 40,65510° в.д. (рис. 34, s 41/9). Скважины, упомя-Евфратский разлом определил общее нанутые в работе [Besançon, Sanlaville, 1981], нахоправление долины на отрезке А-Е. Но сегмендятся в области выходов тортонских отложений. В ты разлома служили постоянными границами них просалки дниша долины перед образованием лолины лишь на отдельных её участках межлу Ар-Раккой и районом Халабие–Залабие и между II террасы представляются вполне вероятными, причём подвижки в зоне Евфратского разлома Дейр аз-Зором и Майадином. Чаще аллювий могли активизировать движение подземных вод. накапливался и на поднятом крыле разлома. Возможно, к числу подобных образований от-Иначе говоря, Евфратский разлом был выражен носится депрессия карьера Байиндир в сегменте лишь фрагментарно во время накопления аллю-Биресик евфратской долины, где аллювий мощвия, но становился активным на всём протяженостью ~45 м с ашельскими артефактами залегании во время поднятия и врезания реки, приет на высотах от 10-11 м до ~56 м над Евфратом водя к подъёму возникавших террас на разную и верхние слои разреза коррелируют с MIS22 высоту. (~0,9 млн лет назад) [Demir et al., 2008]. Поперечные зоны разломов и деформаций



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

## Глава 3. Позднекайнозойская эволюция территории Сирии

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 сохра-

нять активность до сих пор. Это подтверждается суммарное позднеплиоцен-четвертичное смещеисторическими землетрясениями: 160 г. н.э. с ние по сегментам Яммуне и Эль-Габ и оперя- $M_{\rm s} = 6,0$  (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,

ющим 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 ак- плиты служит левосдвиговая зона DST, отделяю-

тивности 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 [Веп-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

щая её от Левантинской впадины Средиземного Анатолийской малой плиты и на северо-востоке, моря — северного края Африканской плиты. С вблизи сел. Карлиова, пересекаются с восточным северо-запада Аравийскую плиту ограничивают леокончанием Северо-Анатолийской правосдвиговые взбросо-сдвиги EAFZ, которые отделяют её от вой зоны разломов (North Anatolian Fault Zone,



Рис. 35. Схематическая карта неотектоники Аравийско-Кавказского региона Загроса, 12 — Северо-Анатолийская зона разломов

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

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

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-запалнее 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. отлеляют 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 смешений. Они образуют на запале 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., 20021.

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 мощность ~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 складки и соскладчатые надвиги осадочного 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 левослвиговыми перемешениями 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 пает соседнему Загросу, но возвышается над плиты от утонённой коры Южно-Каспийской большинством структур Центрального Ирана. впадины [Иванова, Трифонов, 2002]. На вос-Последние представляют собой сочетание невытоке зона Апшеронского порога кулисно подсоких складчато-блоковых поднятий с обширставляется Главным Копетлагским правым ными межгорными впалинами. Горное сооружение Эльбурса отделяет структуры Центрального взбросо-сдвигом, ограничивающим с северовостока горно-складчатое сооружение Копетдага Ирана от Южно-Каспийской впадины. На границе Санандадж-Сирджанской зоны и

[Расцветаев, 1972; Трифонов и др., 1986]. Характер смещений по главным плиоцен-Центрального Ирана выделена прерывистая сичетвертичным разломам обрамлений Аравийской стема четвертичных взбросо-сдвигов северо-заплиты, Малого и Большого Кавказа свидетельпадного простирания [Hessami, Jamali, 1996]. Вдоль границы Центрального Ирана и Эльбурса ствует о северном дрейфе плиты и субмеридиональном сжатии Аравийско-Кавказского сегменпротягиваются субширотные активные левые та орогенического пояса. Расчёт поля тензоров взбросо-слвиги: Ипакская зона и разлом Моша скоростей современной деформации показал [Bachmanov et al., 2004]. По большинству молопреимущественно субмеридиональное горизондых продольных разломов Эльбурса выявлены тальное укорочение при субширотном удлинелишь взбросо-надвиговые смещения [Berberian, нии, причём скорости деформации убывают к 1976]. Однако при Рудбарском землетрясении северу [Трифонов и др., 2002]. С поправкой на 20 июня 1990 г. с магнитудой 7,2 по одному из вклад мелких разрывов и складчатости, эти скопродольных разломов Эльбурса произошла подрости, рассчитанные по смещениям вдоль аквижка до 1 м с преобладающим левосдвиговым тивных разломов, согласуются с результатами смещением, и определение механизма очага поизмерений скоростей современной леформации казало левый сдвиг [Berberian et al., 1992]. Востехникой GPS [McClusky et al., 2000; Reilinger точное продолжение полосы левых сдвигов et al., 2006]. Согласно GPS-измерениям, скоропредставлено нарушениями Аладага, западной сти уменьшаются от 15-18 мм/год на северном частью Дорунехского разлома и слвигом Даштефланге Аравийской плиты до первых миллиме-Байяз [Wellman, 1966; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Tchalenko, Berberian, тров в год на Большом Кавказе. Иначе говоря, дрейф Аравийской плиты приводит к попереч-1975; Berberian, 1976]. Южнее, вплоть до Лутсконому укорочению тектонических зон пояса. го массива на востоке, территория Центрального

Иная геодинамическая обстановка определя-Ирана нарушена, по данным указанных авторов, разломами субмеридионального и север-сеет структурообразование на северо-западном и северо-восточном флангах Аравийско-Кавказверо-западного простирания (Кух-Банан, Равар, ского сегмента. Судя по правосдвиговым сме-Найбанд и др.) с ведущей правосдвиговой комшениям вдоль NAFZ. Анатолийская плита смепонентой смешений. щается в западном направлении. На территории Четвертичные смещения по разломам Цент-Ирана северо-восточнее Загроса различают черального Ирана указывают на север-северотыре главных элемента позднекайнозойской теквосточную ориентировку оси наибольшего сжатоники: вытянутую вдоль Загроса Санандаджтия. Вместе с тем, Аладаг-Беналудская складчатая Сирджанскую зону, микроплиты Центрального дуга севернее Лутского массива сформировалась Ирана и Лута и складчато-надвиговый пояс в условиях субмеридионального сжатия, которое Эльбурса, переходящий на востоке (севернее оказало воздействие и на позднекайнозойскую Лутского массива) в выпуклую к северу Аладагструктуру Копетдага [Расцветаев, 1972]. Очевидно, Беналудскую складчатую дугу. Санандаджв этой части орогенического пояса имели место Сирджанская зона сложена интенсивно дислокальные изменения трансрегионального поля лоцированными и метаморфизованными поплиоцен-четвертичных тектонических напряжеродами палеозоя и, вероятно, раннего мезозоя. ний. Их характерным проявлением М.Л. Копп В плиоцен-четвертичной структуре это слабо [1997] считает выжимание горных масс из облалифференцированное поднятие, над эролиростей наибольшего сжатия в стороны, связывая с ванной поверхностью которого возвышаются этим образование складчатых зон на западном и реликты позднекайнозойских синсубдукционвосточном побережьях Южного Каспия. ных и более поздних синколлизионных вул-Описанная структурная и геодинамическая канитов. Среднегорное поднятие Санандаджситуация характеризует лишь последнюю, пли-Сирджанской зоны гипсометрически устуоцен-четвертичную, стадию развития Аравийско-

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

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 ешё 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 задуговые 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 стадию имело место надвигание горно-складчатого сооружения Большого Кавказа на юг, хотя о масштабах налвигания 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).

 $\Rightarrow$ 

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

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:  $6 - V < 1, 7 - 1 \le V < 5, 8 - V \ge 5$ ; 9-11 — кинематические типы разломов: 9 — сдвиги, 10 — надвиги и взбросы, 11 — флексуры. Буквенные обозначения тектонические зоны и провинции: AR — Аравийская платформа, DZ — провинция Дезфул Загроса, PS — провинция Фарс Загроса, СІ — Центральный Иран (микроплита?), СТ — впадина Южного Каспия — Западной Туркмении, ТL — 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, Mo — 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

## Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

1. Край Аравийской платформы с почти не 3. Складчато-надвиговый пояс Загроса, преддеформированным мощным осадочным чехлом ставляющий собой деформированную часть Месона докембрийском континентальном кристалпотамского прогиба. Граница с прогибом условлическом основании. ная: она проводится по появлению первой зоны 2. Позднекайнозойский Месопотамский песклалок, хотя юго-запалнее, в пределах прогиба. есть отдельные антиклинали. Выделяются четыре редовой прогиб, связанный с плитой постепенным переходом и залегающий в своей внешней продольные зоны: Предгорная, Низкого Загроса, части на платформеннном чехле. Высокого Загроса и Чешуйчатая (Inbricated zone).



67

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 Map of 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 большим 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 сушественно 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 Сафил. Населённые пункты: Fz — Фирузабад. Gs — Гисакан. Кт — Камарадж, Sh — Шахпур, Tk — Такаб, Ya — Ясудж

стью потери корреляции и разломов, охвации Фарс и резко падает северо-западнее Денатывающей Предгорную зону Загроса. Сразу за Казерун-Боразджанской системы разломов. Возней, в зоне Низкого Загроса, поверхность фунможно, это связано с различиями строения кодамента поднята на 3-4 км. Примерно на стольры: провинция Дезфул имеет в качестве функо же смешена поверхность Мохо на северном дамента континентальную кору, а провинция из профилей, тогда как на южном профиле, при Фарс — кору более мафического, переходного наличии области потери корреляции, подобного типа. Особенности структуры и рельефа просмещения не обнаружено. винций, состав ксенолитов в Ормузских солях Интенсивность деформаций и выраженность и распределение кайнозойского вулканизма на в рельефе тектонических зон Загроса и Са-

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

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-

53°

нандадж-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 надвигами 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 проше, 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 обшей 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



бихин и О.А. Крежевских в Геологическом инсна две подзоны. В пределах каждой происходит снижение средней высоты рельефа к тыловой чатитуте РАН. сти, тогда как максимальные высоты (наиболее 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 Третья ступень (Высокий Загрос и Чешуйчатая аккумуляции под нагрузкой осадков. Даже в тех случаях, когда комплексы грубой молассы удавалось интерпретировать как отложения речных лолин. 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 фракний Бахтиари.

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. 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 северо-Предгорную область характеризуют разрезы востоку средняя высота ступени уменьшается. 1-6 (рис. 39; см. рис. 37). В разрезах 1-3, наи-

В провинции Дезфул ступенчатость рельефа, более 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 Различия степени дислоцированности проздесь 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 полстилающих 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

соответствующая складчатым зонам, сохраняется, причём Высокий Загрос достигает гипсометрических отметок 3500 м. дольных 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. Труна самые верхи нижнего плейстоцена.

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

71





*I* — отложения: *a* — галечные, *b* — песчаные, *c* — глинистые, *d* — органогенно-обломочные; *2* — интервалы разрезов с различной остаточной намагниченностью пород: а — прямой, b — обратной, с — 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 Пред- среднего плейстоцена, т.е. 0,9-0,5 млн лет нагорной зоне началось в конце раннего — начале зад. Поэтому очевидно, что Предгорная зона

Чешуйчатой зоны (см. рис. 37). Разрез грубой молассы представлен здесь двумя толщами конгломератов, разделёнными угловым несо-Зону Низкого Загроса характеризуют разрегласием 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.

находится на самой начальной стадии процесса складко-горообразования и говорить о его верхнем возрастном пределе не имеет смысла. зы 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 об-Таким образом, изучение и палеомагнитное датирование грубообломочных отложений

ласти поднятий, что и обусловило неотложение или размыв нижней части формации Бахтиари. Во всех разрезах Низкого Загроса выделяет-Бахтиари показало последовательную прося значительный интервал обратнонамагниченградацию начала процесса их накопления от ных пород, соответствующий эпохе Матуяма. позднего, а, возможно, ещё среднего миоцена в Чешуйчатой зоне к концу миоцена — началу Он занимает нижнюю половину разреза 7, наибольшую среднюю часть разреза 8 и верхплиоцена в Высоком Загросе, позднему плионие части разрезов 9 и 10. Таким образом, во цену в Низком Загросе и концу раннего — нафронте Низкого Загроса грубая моласса начачалу среднего плейстоцена в Предгорной зоне. ла отлагаться не позднее начала калабрия, а во Соответственно, интенсивное накопление грувнутренних частях зоны полошва Бахтиари прибой молассы закончилось в Чешуйчатой зоне и ходится на поздний плиоцен (палеомагнитная Высоком Загросе в позднем плиоцене, в Низком эпоха Гаусса). Верхи разреза грубой молассы Загросе — в конце раннего — начале среднего относятся к началу среднего плейстоцена, а в плейстоцена, а в Предгорной зоне продолжаеттыловых частях зоны — к концу раннего плейся до сих пор. Поскольку в Высоком и Низком стоцена. Стало быть, наиболее активное релье-Загросе и Предгорной зоне начало накопления фообразование происходило в Низком Загросе с грубообломочных толщ могло отставать во врепозднего плиоцена — гелазия (3,1-2,3 млн лет) мени от начала выражения складок в рельефе до конца калабрия — начала среднего плейстои их разрушения, складчатость могла начаться цена (1.2–0.7 млн лет). там несколько раньше. Контрастность текто-

Высокий Загрос представлен разрезом 11, нических движений в каждой зоне снижалась расположенным в синклинали, позднее поднячерез 2,5-3 млн лет после начала накопления той в виде горста на 600-800 м над поверхностью грубой молассы и сменялась общим подъёмом соседней современной межгорной депрессии. и менее интенсивной эрозией с заполнением Верхняя часть разреза (кроме неопробованных межгорных впадин осадками. Скачкообразные верхних 60 м) намагничена нормально, однако возрастные различия грубообломочной моласне может быть отнесена к палеомагнитной эпохе сы в разных зонах и несогласие между двумя Брюнес из-за высокой степени литификации отеё толщами в Чешуйчатой зоне указывают на ложений и значительных позднейших структуримпульсность проградации. В итоге, неотектоническое развитие Загросных перестроек, потребовавших значительного времени. Поэтому верхняя часть разреза отнесеского региона представляется следующим обна к эпохе Гаусса, а нижняя, обратнонамагниразом. Реликтовый бассейн Неотетиса и его ченная — к эпохе Джильберта. Таким образом, юго-западная (Аравийская) пассивная окраина время формирования формации Бахтиари охваиспытали деформации в конце эоцена — олигоцене. Они выражены угловым несогласием в тывает в Высоком Загросе диапазон от конца миоцена — начала плиоцена (5,3–4,9 млн лет) основании олигоцен-раннемиоценовой формадо конца плиоцена (2,7-2,3 млн лет). ции Асмари, перекрывающей не только породы

Разрез 12 палеомагнитно не опробывался, пассивной окраины, но и офиолиты Неотетиса. но интересен тем, что расположен у фронта Эти деформации, вероятно, были связаны с суб-

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

73

дукцией 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 складчатонадвиговой 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, приводившие к возникновению пологих складок 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

ного разлома на юг отходит разлом Дена с при-После завершения описанных тектонических знаками правосдвиговых смещений (см. рис. 36 и 37). На юге он изгибается, приобретая сосклалчатое юго-восточное направление и отделяет Чешуйчатую зону от Высокого Загроса. Разлом представлен здесь тремя ветвями, декрыльев до первых метров при наклоне сместииз ветвей вблизи изгиба разлома, юго-восточнее исчезает.

окончания сегмента Ардал Главного современсоответственно, ширина складчатых зон там меньше, чем в провинции Фарс. 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 монстрирующими подъём северо-восточных перестройкой системы разломов в раннем плиотелей на северо-восток. Правосдвиговая компоцене. Важнейшим элементом новой системы стал Главный современный разлом Загроса нента смещения, достигающая 20 м по одной прямолинейный правый сдвиг с небольшой и переменной вертикальной компонентой смещений. простирающийся вдоль провинции Дезфул Южнее слвигового отрезка разлома Дена напримерно параллельно Главному надвигу, но не ходится меридиональный Казерунский разлом. совпадающий с ним [Wellman, 1966; Tchalenko, Плоскости смещений в его зоне вертикальны Braud, 1974; Tchalenko et al., 1974; Berberian, или наклонены на запад при подъёме западно-1976; Bachmanov et al., 2004]. Разлом разделён го крыла. Очевидные признаки правого сдвига обнаружены южнее развалин сасанидской стона сегменты, иногда расположенные кулисно друг относительно друга. Местами сегменты солицы Шахпур (см. рис. 37). Разновозрастные стоят из двух, редко трёх параллельных ветвей, овраги и речные долины смещены здесь вправо выраженных в рельефе чёткими уступами. на величины от 3-5 м до 300-350 м (рис. 41). В юго-восточной части провинции Дезфул Ядро антиклинали, сложенной миоценовыми выделены три сегмента: Нахаванд, Доруд и отложениями, сдвинуто вправо на 750-800 м Ардал (см. рис. 36). В сегменте Нахаванд разлипри подъёме западного крыла на ~150 м. Это чаются две ветви, северо-восточная из которых лаёт соотношение слвиговой и вертикальной является правым взбросо-сдвигом, наклонёнкомпонент смещения 5:1.

ным 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 1976: Hessami, Jamali, 1996].

соскладчатым продольным надвигам [Berberian, Примерно на южном продолжении Казерунского разлома выделен меридиональный Боразджанский разлом с поднятым восточным кры-Иные соотношения молодых сдвигов и соскладчатых взбросо-надвигов установлены в лом [Hessami, Jamali, 1996; Bachmanov et al., 2004]. На юге он отгибается на юго-восток и провинции Фарс. Продолжение Главного надразделяется на несколько соскладчатых взбросовига не обнаруживает здесь признаков поздненадвигов, протягивающихся вдоль юго-западных четвертичной активности. От юго-восточного

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...



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

крыльев антиклиналей. Южная из таких ветвей отделяет Низкий Загрос от Предгорной зоны. На меридиональном отрезке Боразджанского разлома позднечетвертичные смещения малоамплитулны 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 сосклалчатыми взбросо-надвигами или флексурами. На юге меридионального 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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 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 эволюшия Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и обрамлений Аравийской плиты

Новейшему этапу развития Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса предшествовал принципиально иной этап, охватывавший большую часть эоцена и местами унаследованный от палеоцена. Он характеризовался широким распространением эпиконтинентальных мелководных бассейнов. Моря по-

крыли большинство срединных массивов, обдуили субокеанических бассейнов. Важнейшей цированных на их края тектонических покровов является сутура Южного Тавра, которая прои реликтов островных дуг мезозойского Тетиса тягивается от северо-восточного побережья и распространились на соседние платфор-Средиземного моря на восток и слагает там семы — Аравийскую, Африканскую, Скифскую верное крыло Восточно-Таврской (Битлисской) и Туранскую. На этом фоне выделялись более надвиговой зоны, ограничивающей с севера глубокие прогибы с утонённой (океанической Аравийскую плиту. В юго-западной части (хребет или субокеанической) корой. Это были реликты Мисис) сутура имеет сходство с зоной Кирения Неотетиса и задуговые бассейны его северной Северного Кипра, куда, вероятно, и продолжается [Robertson, 1998; Robertson et al., 2004]. 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 — ре-

На Кипре выделяются три главные тектониликты Неотетиса, PD — Прото-Левантская трансформная ческие зоны. Центральное положение занимает зона, SB — Сабзеварский бассейн, SC — бассейн Южного параавтохтонная зона Троодос, представляю-Каспия, SS — зона Санандадж-Синджар, ST — Скифскощая собой классический разрез палеоокеанской Туранская плита, Т — Прото-Северо-Анатолийская зона разломов, продолжающаяся разломом Печенега-Камена и коры [Silantyev et al., 2005]. Его магматическая линией Торнквиста, WB — Западно-Черноморский бассейн, часть датирована U-Pb методом как 90-92.5 млн Z — Главный надвиг Загроса лет (сеноман-турон), а перекрывающие её пелагические осадки содержат радиолярии ту-В Аравийско-Кавказском регионе известно рона-сантона. На юго-западе острова, в зоне несколько офиолитовых зон, представляющих Мамония, породы комплекса Троодос тектонически перекрыты комплексом Мамония, состособой следы таких закрывшихся океанических

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

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 мололыми 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.

ящим 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 запале Пашифики. 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. граничашей с впалиной Киликия-Алана, выделен меланжевый комплекс Мисис-Андирин [Robertson, 2000; Robertson et al., 2004]. Ero 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 Троолос. В позлнем 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

шийся 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 Более раннее закрытие Неотетиса на восни 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.

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. токе Южно-Таврской зоны (северный фланг Аравийской плиты) по сравнению с её запалной 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 Эоценовые прогибы не везде унаследованы на юг по континентальному склону Восточного от меловых. Признаки наложения вулканогенно-Средиземноморья, где выражена разломами на осалочного заполнения палеогеновых прогибов сейсмических профилях (см. рис. 6-8 и разрезы на мелководные верхнемеловые отложения, пев работе [Ben-Avraham et al., 2002]). В южной рекрывающие реликты разрушенных островных части она, возможно, смыкалась с проторифтодуг Мезотетиса, обнаружены в Аджаро-Триалетвым прогибом, развивавшимся в позднем меском продолжении Восточно-Черноморской лу — эоцене на месте Красноморского рифта впадины и Талышском продолжении Сабзевар-[Almeida, 2010]. На ливано-сирийском участке ского прогиба [Адамия и др., 1974; Щерба, эту древнюю трансформу наследовала миоцено-1994]. Это даёт основание предполагать, что вая ветвь DST. Аджаро-Триалетская и Талышская зоны могли Реликтовый бассейн Неотетиса сохранялбыть частями единого прогиба, позднее перекрытого надвиганием Малого Кавказа, и Сабзеварская впадина продолжила Восточно-Черноморскую.

ся в эоцене и на северо-восточном фланге Аравийской плиты между ней и Санандадж-Сирджанской зоной [Golonka, 2004]. Как и на юго-западе Тавра, аккретированные палеоге-В конце эоцена значительная часть Аравийновые осадки сочетаются здесь с мезозойскиско-Кавказского сегмента (кроме его северной периферии) испытала складчато-надвиговые деми офиолитами, но окончательное закрытие бассейна произошло, по-видимому, только в формации [Баженов, Буртман, 1990; Golonka, среднем миоцене. Эоценовый реликт Неотетиса 2004]. В олигоцене интенсивные движения просуществовал также южнее Макрана. Он содолжались и привели к закрытию Сабзеварского храняется поныне, став северной периферией задугового прогиба и реликтового бассейна в Индийского океана. зоне Мисис-Андирин перед фронтом Западных Среди эоценовых задуговых бассейнов круп-Таврид. Деформации достигли кульминации в нейшей была Карпато-Большекавказская субраннем миоцене. В это время возникла Кипрская широтная система прогибов [Копп, Шерба, дуга, под которую начал субдуцировать релик-1993; Щерба, 1994; Golonka, 2004; Леонов Ю.Г., товый Левантинский бассейн южной окраины 2007] (см. раздел 4.1). Южнее южнокаспий-Тетиса, и произошли интенсивные дислокации ского окончания этой системы находился в зоне Латакийско-Аафринского разлома и в Сабзеварский субширотный прогиб, вероятно, его северо-западном обрамлении. Поперечное продолжавшийся на западе в Талыш и сообщавукорочение структур широтного и северо-

Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

79

восточного 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, Шерба, 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 восхоляших движений связана обшая регрессия морских бассейнов, хотя отчасти она объясняется глобальным падением уровня Мирового океана, максимальным в начале позлнего 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 межлу 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., 20071.

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

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 Намечается геодинамическая корреляция текобъяснить обмеление и затем закрытие в среднем миоцене удлинённых в северо-западном направлении кавказских прогибов Паратетиса. В конце среднего и начале позднего миоцена осадки

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. тонических событий на северном фланге Аравийской плиты с эволюцией Аденско-Красноморской рифтовой системы [Казьмин, 1974; Rukieh et al., 2005]. Паратетиса и более ранние отложения Внешней

В первую сталию (олигоцен — ранний миозоны Восточных Карпат были налвинуты на цен) Аденско-Красноморская рифтовая система северо-восток на мелководные среднемиоценопроградировала в западном направлении, из-за вые отложения Фокшанской впадины Восточночего Аденский рифт растягивался более интен-Карпатского предгорного прогиба [Artyushkov et сивно, чем Красноморский. Соответственно, al., 1996], тогда как олигоцен и начало миоцена Аравийская плита двигалась в север-северохарактеризовались в этом регионе меридиональзапалном направлении, создавая наибольшее ной или север-северо-западной ориентировкой латеральное сжатие в тектонических зонах, пронаибольшего сжатия. Оно выразилась в коллистирающихся широтно или на северо-восток. зии Адрии, Восточных Альп и Западных Карпат Там и произошли наиболее интенсивные дислос Евразией. Коллизия сопровождалась развитием кации, приведшие к укорочению орогеническопередового прогиба, где произошёл переход от го пояса вплоть до Кавказских прогибов. флишевого осадконакопления к молассовому, и Во вторую стадию развития (средний миозавершилась в конце раннего миоцена налвиганием сорванных покровов на передовой прогиб

цен) Красноморский рифт растягивался более интенсивно, чем Аденский, и Аравийская плита [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., В третью сталию (поздний миоцен) раздви-1981]. Врашение 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 зо-

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. гание 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 мионы Адрии и деформировать их. цене на север-северо-запад. На северном фланге Аналогичные изменения имели место в конце плиты это привело к складчатости Пальмирид раннего миоцена в области Индо-Евразийской и диастрофизму в более северных зонах североколлизии. С эоцена до начала миоцена здесь восточного и широтного простираний. происходило сближение северного выступа Наконец, в четвёртую стадию (плиоцен-квар-Индийской плиты с Туранской платформой в направлении СЗ-ЮВ, что привело к выдавливатер) спрединг распространился и в Краснонию блока Юго-Западного Памира к востоку и морский рифт, после чего плита стала двигаться на север, создавая наибольшее сжатие в меридиего надвиганию на зону Юго-Восточного Памира

ональном направлении. В результате на северном [Иванова, Трифонов, 2005]. Интенсивное попефланге плиты и в сопряжённой части орогеничеречное укорочение северной части зоны Кветты ского пояса установился современный струкпроявилось смятием эоценового прогиба Катаваз турно-кинематический план, приводящий к суби надвигами северо-восточного простирания в меридиональному укорочению пояса. офиолитовых зонах Хоста, Тарнака и Хашруда

### Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента...

[Дронов, 1980; Сборщиков, 1988; Tapponnier 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 сталий проградация складчатого пояса Загроса с неизменной юго-западной ориентировкой складок, яв-

ляющихся 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 субмерилиональное 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 клиновилной 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 [Capan et al., 1987; Yilmaz et al., 1998] и Иордании до границы с Саудовской Аравией [Barberi et 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 исal., 1979; Ilani et al., 2001] (рис. 43). В меньшей точником, которым был плюм в основании

аравийской литосферы. С.В. Соболев с коллегаческими данными о существовании «горячих» ми [Sobolev et al., 2005], принимая «плюмовое» (низкоскоростных) подлитосферных объёмов в происхождение аравийских базальтов, связывауказанных регионах [Debayle et al., 2001; Ершов ют их с Афарским глубинным суперплюмом. и др., 2001]. А.В. Ершов и А.М. Никишин [2004] высказы-Олнако М.Лустрино и Е.В. Шарков [Lustrino. вают сходное мнение, полагая, что Эфиопско-Sharkov, 2006] приводят возражения против свя-Афарский суперплюм, проникший из нижней зи базальтов с подлитосферными плюмами: мантии в верхнюю мантию 45-37 млн лет назад 1) «геохимическое моделирование показало, что [Ebinger, Sleep, 1998], сформировал два латеральнаиболее примитивные магмы региона могли геных подлитосферных потока: на юг, в Кению, и нерироваться шпинель/гранатсодержащими лерна север. Второй поток проградировал последоцолитовыми источниками на глубинах < 90 км, вательно под район Южной Аравии и Красного т.е. в низах литосферы; 2) отсутствие однонаморя (~28-27 млн лет назад), Центральную и правленной миграции магматической активно-Северную Аравию (13-9 млн лет). Армянское сти и унаследованность извержений в течение нагорье (~11 млн лет) и Большой Кавказ длительного времени не соответствуют вулканиз-(9-7 млн лет назад). Наличие подлитосферному глубинного мантийного плюма»; 3) различия го потока обосновывается сейсмотомографиизотопных отношений Sr и Pb исключают любое участие Афарского плюма в образовании ба-



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 K-Ar датирования. К — базальтовое поле Кахраман-Мараш

зальтов 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: обогащёнными 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 К-Аг 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 соболее обширными лавовыми полями юго-востоседних территорий представлены лавами разка Турции. новозрастных потоков, нередко наслоенных Собственно в зоне DST, позднекайнозойские друг на друга (рис. 44). Существенно меньшее базальты обнажены в северной части впадины pull-apart Эль-Габ и в грабене Карасу межлу сераспространение имеют базальтовые шлаки верным окончанием DST и разломом Аманос и тефра, участвующие в строении вулканических построек, и гиалокластиты. Последние Восточно-Анатолийской зоны. Южнее базальты встречаются в грабенах DST и вблизи берега вскрыты скважинами и частично обнажены во впадине Хула и в долине Иордана и покрывают Средиземного моря. Дайки обнаружены в некообширные территории в депрессии Йизреель торых разрушенных вулканах и в лавовых потоках обоих крыльев DST. возле Галилейского озера [Garfunkel, 1989; Нагорье Джебель Араб, расположенное на 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.

юго-западе Сирии и продолжающееся в Иорланию и Сауловскую Аравию, гле 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. Ана-Неоген-четвертичные базальты извергались из логичные базальты известны в западном крыле небольших вулканов. Их реликты обнаружены в разлома Эль-Габ, и часть из них является пропределах базальтовых полей, но некоторые цендолжением лавового поля Шин, смещённым по тры извержений морфологически столь невыраэтому разлому влево на 16-20 км ([Chorowicz et зительны, что их положение определялось тольal., 2004]; см. раздел 2.3). Как показано в глако по гипсометрии поверхности потока и, при её ве 3, до раннего плиоцена наиболее активной хорошей сохранности, по следам течения лавы. ветвью DST были разлом Роум и его продолже-На нагорье Джебель Араб преобладают трешинние вдоль континентального склона [Трифонов ные извержения, представленные вулканами, кои др., 1991; Barazangi et al., 1993; Rukieh et al., торые сгруппированы в линейные цепочки се-2005]. Они находятся западнее этого поля баверо-западного и север-северо-западного простизальтов, которые, таким образом, извергались раний и местами соединены зияющими трещина Аравийской плите. Небольшие базальтовые нами. Некоторые из них образованы вулканами поля выделены в Пальмиридах и северной чаразного возраста, например, позднемиоценовысти Сирийской пустыни. Более широко они ми и плиоценовыми или плиоценовыми и четпредставлены на Алеппском плато между горовертичными. Следовательно, проявления деядами Хама и Алеппо и продолжаются дальше тельности вулканических очагов оставались нена север до г. Кахраман-Мараш на юге Турции изменными длительное время, что отличает их [Capan et al., 1987]. Лавовые поля, образованот базальтового вулканизма рифтовых зон Исланные одним или несколькими базальтовыми подии как части Срединно-Атлантической области токами, известны в долине р. Евфрат и в североспрединга. Вулканические цепи Исландии функзападной части Месопотамского прогиба. Бационировали короткое время [Trifonov, 1978]. зальты северного края прогиба продолжаются Прямолинейные дайки северо-западного прости-

 $\Leftarrow$ 

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), AP — Алеппское плато, EG — Эль-Габ, впадина pull-apart, сегмент DST, GS — Галилейское море, впадина pull-apart, DST, Н — лавовое поле Халабие, НВ — Хула, впадина pull-apart, 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

## Глава 5. Позднекайнозойский (олигоцен-четвертичный) вулканизм

рания, отражающие положение центров извержений, выявлены на плато Шин [Chorowicz et al., 2004] (рис. 45). Линейная группировка характерна также для вулканов северной части DST, гле они расположены на левых сбросо-слвигах 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 обшем 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% TiO<sub>2</sub>) щелочными основными породами (базаниты, гавайиты и щелочные базальты), реже переходными к толеитовым базальтам; содержание SiO<sub>2</sub> — от 44,3 до 52.5%: отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O варьируют от ~1,5 до 5,6 и показывают положительную корреляцию с содержанием SiO<sub>2</sub> [Шарков и др., 1994; Шарков, 2000; Lustrino, Sharkov, 2006]. Отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (от 0,70321 до 0,70485) демонстрируют отрицательную корреляцию с отношениями <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (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 солержания несовместимых релких элементов с уменьшением возраста в результате фракционной кристаллизации в магматическом источнике. На рубеже ~5 млн лет состав базальтов внезапно изменяется. Базальты демонстрируют уменьшение содержания TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и несовместимых элементов без уменьшения содержания MgO или увеличения содержания SiO<sub>2</sub>. 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, K-Ar [Giannérini et al., 1988; Mouty et al., 1992; Шарков и др., 1994, 1998; Шарков,

2000] и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar [Demir et al., 2007] датирова-Д.И. Головиным. Образцы были собраны в хоние внесли коррективы в хронологию лавовых де наших полевых работ 2003, 2004 и 2007 гг. полей. Однако возраст многих из них оставал-Методики датирования в указанных лаборатося неясен, и это побудило нас предпринять дориях были в принципе сходными, но различаполнительные исследования. Было уточнено лись 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 солержащих значительное количество вкрапленников плагиоклаза или оливина, была Согласно геологическим картам масштаба 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 <sup>38</sup>Ar. 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<sup>-3</sup> А/торр, уровень холостого опыта 3.10<sup>-3</sup> нсм<sup>3</sup>. Точность измерений контролировалась систематическими измерениями содержания  ${}^{40}\text{Ar}_{rad}$  в стандартных образцах «биотит-70А», Новые данные, полученные А.С. Караханямусковит «Р-207», мусковит «Bern-4M», а также измерением изотопного состава воздушного Ar.

распространение голоценовых базальтов на нагорье Джебель Араб; выполнено К-Аг датирование и палеомагнитное изучение ряда лавовых потоков: изучены соотношения потоков с полстилающими и перекрывающими породами. 1:200 000, значительная часть нагорья Джебель Араб покрыта голоценовыми лавами [Geological Мар of Svria, 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 кониу плейстонена. Что же касается лавовых полей и потоков лучшей сохранности, то они действительно голоценовые. Так, базальты лавового поля Кра (см. рис. 44) перекрывают позлнеплейстоценовые каличе и аллювий вади Кра и, стало быть, излились в голоцене [Trifonov, 2007].

ном, В.Г. Трифоновым, А.Е. Додоновым и Д.М. Бачмановым в 2007-2008 гг., показали, что В лаборатории ГИН РАН содержание калия это лавовое поле сложено потоками разного возв образцах измерялось на атомном абсорбераста. Кроме раннеголоценовых генераций лав ре AAS-3 с погрешностью 1-1,5% и контролис неолитическими артифактами на их поверхровалось повторными измерениями «слепых» ности, были обнаружены более молодые потопроб и стандартов. Содержание радиогенного аргона, как и в ИГЕМе, определялось методом ки, извергнутые мелкими вулканами внутри лавового поля и покрывающие конструкции и изотопного разбавления с применением в качестве трасера моноизотопа <sup>38</sup>Ar. В ГИНе его следы обитания, датированные археологами как состав в период измерения соответствовал знанеолит, халколит и даже раннебронзовый век; чениям:  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar} = 0.031$ ;  ${}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar} = 0.00131$ . самые молодые потоки могут датироваться на-Измерения проводились на модернизированчалом второй половины III тысячелетия до н.э. [Трифонов, Караханян, 2008]. Упоминания о ном серийном масс-спектрометрическом комвулканической деятельности XVII в. н.э. отноплексе МИ1201ИГ. Для контроля за точностью измерений наряду со стандартными образцами. сятся к расположенному восточнее голоценовому вулкану Сафа [Simkin, Siebert, 1994]. использованными в ИГЕМе, применялся вну-В 2006 и 2007 гг. было получено 21 новое K-Ar трилабораторный стандарт «дацит-87» с содержанием  $^{40}$  Ar<sub>rad</sub> ~ 0,00288 мм<sup>3</sup>/г. 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)

Глава 5. Позднекайнозойский (олигоиен-четвертичный) вулканизм

В обеих лабораториях при расчёте возраста использовались константы:  $\lambda_{a} = 0.581 \cdot 10^{-10} a^{-1}$ ,  $\lambda_{B} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}, \ ^{40}\text{K/K} = 1,167 \cdot 10^{-4}.$  Итоговая погрешность определения возраста рассчитывалась на уровне ±25. Полученные данные представлены в табл. 5, а геологическая позиция каждого образца описана в табл. 6.

87

Tational is non-controlment of array in thomany is non-controlmed in the current of the cu																								_			
<b>Tational S.</b> HOBLE K.A. ZETH HEOTENDRA N VETREPRIVIEIA GazaLIATOR, CAPINS (1. Zarr) N MORDRA (1. Zarr) N MATER         Trifonov et al., 2011 <b>HOMED</b> • 0.11         K % % % % % % % % % % % % % % % % % % %	тов, Сирия (21 дата) и Иордания (1 дата) [Trifonov et al., 2011]	Остаточная	намагниченность	R	R	N		λ	λ		R?					Остаточная	намагниченность		λ	Ν				λ	R?		
Таблица 5. Новые КАх даты неотеновых и четвертичных базальтов, Сирия (21 дата) и Мордания (1 дата) [Trifionov e $\frac{1}{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{4.16.11}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.05}$ $^{4.16.11}$ $^{2.01}$ $^{4.16.11}$ $^{2.01}$ $^{4.16.11}$ $^{2.01}$ $6.1075$ $3.32^{1.01}$ $3^{2.92,15^{2}$ $3^{2.92,06^{2}$ $3^{2.92,06^{2}$ $3^{2.92,06^{2}}$ $3^{2.92,06^$		Bospacr,	млн±σ	$2,74\pm 0,10$	$0,878\pm0,029$	$1,81\pm0,05$	$2,78\pm0,08$	$0,85\pm 0,03$	$2,58\pm 0,08$	$4,00\pm 0,14$	$1,43\pm0,05$	$1,03\pm0,05$	$1,38\pm0,05$	$0,65{\pm}0,1$	$1,02\pm0,04$	Возраст,	млн±σ	$21, 1\pm 0, 9$	$6,1{\pm}0,3$	$4,59\pm0,17$	$4, 3\pm 0, 2$	$18,2\pm 0,8$	$18,5{\pm}1,0$	$3,4{\pm}0,3$	$2,75\pm0,19$	$0,24{\pm}0,06$	$4,2\pm 0,3$
Таблица 5. Новые К-Ат даты неотеновых и четвертичных базальгов. Сирия (1 дата) и Мордания (1 дата) дабораторный полевой		40 A . 02	Au air' /0	70	40	56	44	75	55	46	75	61	32	77	38	40 02	Alair, 70	70,6	61,8	44,8	50,1	55,2	35,6	81,2	68,4	92,1	91,0
Ta6inura 5. Honkie K-Ar Jarra HeoreHomax и четвертичных базальгов, Сирия (21 дата) и лабораторный полевой $\phi. с.ш.$ $\lambda. в.л.$ Высота, м         Материал         К (%)±σ           1303/1         323-10,537         36°29,617         873         Базальг         0,39           G-1076         2.03         33°10,537         36°29,617         873         Базальг         0,39           G-1075         4.03         33°52,157         35°54/06"         1141         "         1,14           G-1073         7.03         33°52,157         35°64/06"         1141         "         0,56           G-1073         7.03         35°24,1357         37°0,682         873         6"04,197         2100         0,51           G-1073         7.03         35°24,1357         37°0,682         40°04,197         210         0,59           G-1073         7.03         35°24,37         40°04,197         210         0,51         0,51           G-1073         7.03         35°24,64         41°60,21         210         "         0,51           G-1077         25.2004         37°03,657         42°04,197         745         56         0,51           G-1073         27/2004		$^{40}\mathrm{Ar}$ $_{\mathrm{rad}}$ , $\mathrm{Mm}^3/\mathrm{r}{\cdot}10^5$	$\pm 2\sigma$	$4,16\pm0,1$	$3,87\pm0,08$	$3,93\pm0,08$	$8,00{\pm}0,16$	$3,01{\pm}0,09$	$9,35\pm 0,19$	$15,75\pm0,32$	$3,28\pm0,08$	$2,72\pm0,07$	$3,81{\pm}0,08$	$2,38\pm0,07$	$5,27\pm0,11$	40 <b>A</b> /+.~	Aurad, HI/IIIO	$1,529\pm0,011$	$0,461{\pm}0,007$	$0,305\pm0,003$	$0,241\pm0,004$	$1,329\pm0,017$	$0,648\pm0,004$	$0,093\pm0,0012$	$0,096\pm0,0015$	$0,0156\pm0,0018$	$0,191\pm0,005$
TaGinuna 5. HOBBLA KAT JATTAI HEOTEHOBBJX N ЧЕТВЕРТИЧНЫХ бАЗАЛЪГОВ, СИРИЯ           Нолет $\lambda$ , в.л.         Высота, м         Материал           Лабораторный         полевой $\gamma$ , в.л.         Высота, м         Материал           Полевой $3.32,01,53'$ $36^{\circ}29,61'$ $873$ $38^{\circ}54'06''$ III41 $\omega$ G-1075 $3.3^{\circ}22,15'$ $38^{\circ}54'06''$ II141 $\omega$ G-1073 $3.3^{\circ}22,15'$ $38^{\circ}54'06''$ $1141$ $\omega$ G-1073 $3.3^{\circ}22,15'$ $38^{\circ}54'06''$ $38^{\circ}54'06''$ $1141$ $\omega$ G-1073 $3.3^{\circ}22,15'$ $38^{\circ}54'06''$ $38^{\circ}54'06''$ $38^{\circ}54'06''$ $38^{\circ}64''$ $1141$ $\omega$ G-1073 $3.7^{\circ}05,56''$ $38^{\circ}0,06''$ $38^{\circ}0,06'''$		L (20)+4	0-(0/) V	0,39	1,14	0,56	0,74	0,91	0,91	1,01	0,59	0,68	0,71	0,94	1,33	DT 107 7	k (%)±σ	$1,04{\pm}0,02$	$1,09{\pm}0,02$	$0,96\pm0,015$	$0,80\pm0,015$	$1,05\pm0,02$	$0,50\pm 0,015$	$0,40\pm0,015$	$0,50\pm0,015$	$0,95\pm0,015$	$0,65\pm0,015$
Taginaria Heorehobalx II четвертичных базал           Homep $\phi, cIII.$ $\lambda_n B.LGOTA, M$ Idomep $\phi, cIII.$ $\lambda_n B.LGOTA, M$ Idomep $\phi, cIII.$ $\lambda_n B.LGOTA, M$ Idoparroprisiti         Inoneboli $33^{\circ}0.29, 61'$ $873$ G-1075 $3.03/1$ $32^{\circ}41'35''$ $38^{\circ}54'06''$ II141           G-1073 $3.03/2$ $32^{\circ}41'35''$ $38^{\circ}54, 03'$ $40^{\circ}04, 19'$ $210^{\circ}$ G-1073 $3.3^{\circ}24, 33'$ $40^{\circ}04, 19'$ $210^{\circ}$ G-1073 $3.5^{\circ}24, 33'$ $40^{\circ}04, 19'$ $210^{\circ}$ G-1073 $3.5^{\circ}24, 33'$ $40^{\circ}04, 19'$ $210^{\circ}$ G-1073 $3.5^{\circ}24, 33'$ $40^{\circ}04, 19'$ $210^{\circ}04, 19'$ $210^{\circ}04, 19'$ G-1073 <th col<="" td=""><td>Мотони</td><td>материал</td><td>Базальт</td><td>**</td><td>33</td><td><i></i></td><td>33</td><td>33</td><td>33</td><td>3</td><td>33</td><td>33</td><td>Базальт/д</td><td>Базальт /J</td><td>Moreore</td><td>материал</td><td>Базальт</td><td>"</td><td>23</td><td>&gt;&gt;</td><td>33</td><td>23</td><td>"</td><td>**</td><td>23</td><td>33</td></th>		<td>Мотони</td> <td>материал</td> <td>Базальт</td> <td>**</td> <td>33</td> <td><i></i></td> <td>33</td> <td>33</td> <td>33</td> <td>3</td> <td>33</td> <td>33</td> <td>Базальт/д</td> <td>Базальт /J</td> <td>Moreore</td> <td>материал</td> <td>Базальт</td> <td>"</td> <td>23</td> <td>&gt;&gt;</td> <td>33</td> <td>23</td> <td>"</td> <td>**</td> <td>23</td> <td>33</td>	Мотони	материал	Базальт	**	33	<i></i>	33	33	33	3	33	33	Базальт/д	Базальт /J	Moreore	материал	Базальт	"	23	>>	33	23	"	**	23
<b>Ta6Jinua 5.</b> HORDER K-Ar JATIAI HEOTEHORDIA IN TEREPTI	ичных базал	Britoria	DDICUTA, M	873	1141	1141	873	210	325	968	745	I	280	775	-336	Drugeno V	DblC01a, M	949	827	870	950	590	470	411	418	I	722
Homep $\mu$ more for Ar AraThi HeoreHobi           Homep $\phi$ , c.III.           Jaa6oparophisriň $\pi$ oineboiň $\phi$ , c.III.           Jaa6oparophisriň $\pi$ oineboiň $\phi$ , c.III.           Jaa6oparophisriň $\pi$ oins $33°10, 53'$ G-1076 $2.03$ $33°10, 53'$ G-1075 $3.03/1$ $32°41'35''$ G-1075 $4.03$ $33°52, 15'$ G-1075 $4.03$ $33°52, 15'$ G-1075 $4.03$ $33°52, 15'$ G-1073 $7.03$ $35°24, 33'$ G-1073 $7.03$ $35°24, 13'$ G-1073 $7.03$ $35°54, 64'$ G-1073 $7.03$ $35°54, 64'$ G-1072 $27.2004$ $36°58, 64'$ G-1073 $34°00$	и четверти	λ, в.д.		36°29,61′	38°54′06″	38°54′06″	37°16,82′	40°04,19′	39°49,04′	37°29,57′	42°10,21′	41°50,21′	40°49,95′	38°41,51′	35°35'58,3"	ب ب	л, в.д.	37°16′13,2″	36°20'09,8″	36°20'09,8″	36°19′54,4″	36°58'00,4"	37°13′55,9″	42°20'43,5"	42°20'43,5"	40°46′56″	38°41′24,4″
Ta6Junua 5. Honep       Homep       Jaa6oparopHakik     InoreBoňk       Jaa6oparopHakik     InoreBoňk       Jaa6oparopHakik     InoreBoňk       Jaa6oparopHakik     InoreBoňk       G-1076     2.03       G-1080     3.03/2       G-1075     4.03       G-1075     4.03       G-1075     4.03       G-1075     4.03       G-1075     4.03       G-1073     7.03       G-1073     7.03       G-1073     7.03       G-1072     27.2004       G-1072     27.2004       G-1073     7.03       G-1074     30.2004/3       G-1078     29.2004       G-1078     29.2004       G-1078     29.2004       G-1078     29.2004       G-1078     29.2004       G-1078     30.2004/3       G-1083     22/3       I-13840     9.03/2       I-13850     424/2       I-13851     21.2004/1       I-13851     21.2004/1       I-13853     26.2004/2       I-13854     28.2004/1       I-13855     30.2004/2       I-13854     28.2004/1       I-13855     30.2004/2 </td <td>ты неогенові</td> <td colspan="2">φ, c.III.</td> <td>33°10,53′</td> <td>32°41′35″</td> <td>32°41′35″</td> <td>33°52,15′</td> <td>35°24,33′</td> <td>35°42,06′</td> <td>34°05,97′</td> <td>37°03,65′</td> <td>36°58,64′</td> <td>35°50,46′</td> <td>34°00,16′</td> <td>31°44'10,3"</td> <td></td> <td>φ, c.m.</td> <td>34°02′11,2″</td> <td>34°52′58,8″</td> <td>34°52′58,8″</td> <td>34°53'24,1"</td> <td>36°34'27,9"</td> <td>36°04′38,7″</td> <td>37°05'22,1"</td> <td>37°05'22,1"</td> <td>36°30′57″</td> <td>34°00′05,1″</td>	ты неогенові	φ, c.III.		33°10,53′	32°41′35″	32°41′35″	33°52,15′	35°24,33′	35°42,06′	34°05,97′	37°03,65′	36°58,64′	35°50,46′	34°00,16′	31°44'10,3"		φ, c.m.	34°02′11,2″	34°52′58,8″	34°52′58,8″	34°53'24,1"	36°34'27,9"	36°04′38,7″	37°05'22,1"	37°05'22,1"	36°30′57″	34°00′05,1″
Таблица 5. Нов           Номе           Лабораторный           Габораторный           G-1076           G-1076           G-1075           G-1075           G-1075           G-1075           G-1075           G-1075           G-1075           G-1075           G-1075           G-1073           G-1073           G-1073           G-1073           G-1073           G-1073           G-1073           G-1073           G-1074           G-1072           G-1073           G-1074           G-1072           G-1073           G-1074           G-1078           G-1078           G-1078           G-1078           G-1078           G-1078           G-1078           Jasses           I-13851           I-13855           I-13855           I-13855	ые К-Аг да	0	полевой	2.03	3.03/1	3.03/2	4.03	6.03	7.03	8.03	25.2004	27.2004	29.2004	30.2004/3	22/3	ć	полевой	9.03/2	326a/1	326a/2	326a/3	424/2	21.2004/1	26.2004/1	26.2004/2	28.2004/1	30.2004/1
	Таблица 5. Нові	Home	лабораторный	G-1076	G-1081	G-1080	G-1075	G-1079	G-1073	G-1082	G-1077	G-1072	G-1078	G-1074	G-1083	Номе	лабораторный	I-13846	I-13847	I-13848	I-13849	I-13850	I-13851	I-13852	I-13853	I-13854	I-13855

	ано в IГЕМ ирии.
	Н); I — датиров эхимии РАН (И ізцы взяты в Сі
$4,2{\pm}0,3$	Н (ГИН РАН алогии и гес другие обра
91,0	ститута РА) фии, минер дании; все
$0,191{\pm}0,005$	еологического ин ждений, пстрогра seu, взятый в Иор
$0,65\pm 0,015$	кронологии Г (ных месторо эв; J — образ
55	гопов и геоу еологии руд овых потоко
722	химии изот Института г яты из лаво – обратная
38°41′24,4″	боратории гео хронологии <i>V</i> е образцы вз рмальная, <i>R</i> -
$34^{\circ}00'05,1''$	ровано в Лаб ютопов и гео кк; все други ость: N — но
30.2004/1	. G — даги гохимии из тка или неи магниченно
I-13855	Примечаниє Лаборатории г. РАН); д — дай Остаточная на

аолица 6	. 1 еологи	ическое положен	ие ооразцов для к-Аг датирования, Сирия и	иордания
Полевой номер	Дата	Координаты	Краткое описание	Примечание
2.03	29.10.03	33°10,53' с.ш. 36°29,61' в.д. H = 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 = $0.878\pm0.029$ , p/m = R 2) K-Ar = $1.81\pm0.05$ , 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±0,0 [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	К-Ar = 2,58±0,08 <i>p/m</i> = <i>N</i> ? из верха базальта. Прежние К-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. <i>H</i> = 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. <i>H</i> = 827 м, Верх: 34°53′24,1″ с.ш. 36°19′54,4″ в.д. <i>H</i> = 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. <i>H</i> = 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, $\ge 10$ 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. Окончание

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 ( $\geq 10$ 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±0,04

*Примечание*. К-Ar — калий-аргоновые даты, млн лет; p/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 K-Ar 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 К-Аг 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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 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 базальтоволигоценовые базальты занимают сравнительно го вулканизма на северо-западе Аравийской узкую субмеридиональную полосу, протягиваюплиты и DST усмотривается в приуроченности щуюся от северных склонов нагорья Джебель некоторых центров извержения к разломам об-Араб до плато Алеппо и предгорий Курд-Дага. рамления впалин pull-apart Kapacy. Эль-Габ. Полоса извержений продолжается за преде-Хула, а также к разломам растяжения северолы Сирии как на север. так и на юг. На севезападного и север-северо-западного простираре, в Турции, в большом лавовом поле югоний на нагорье Джебель Араб и плато Шин. восточнее г. Кахраман-Мараш, получены К-Аг Эти разломы растяжения можно рассматривать латы 18.6±0.8. 17.1±0.8 и 16.5±0.6 млн [Arger et как структуры оперения DST. Однако многие al., 2000]; 19,1±1,3 и 17,0±0,7 млн лет [Tatar et вулканы и поля неоген-четвертичных базальal., 2004]. На юге, в Иордании, базальты с К-Аг возрастами 26-22 млн лет обнаружены на востов пространственно не совпадают ни с DST, ни с какими-либо другими коровыми структуточном краю нагорья Харрат Аш Шаам и в его рами Аравийской плиты. Вместе с тем, межлу центральной части. гле они слагают реликты развитием вулканизма и структур обрамления древних вулканов [Ilani et al., 2001]. Аравийской плиты обнаруживается хронологическая связь. 22

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 впалины Эл-Дау Пальмирил, гле 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 позднео-

#### Глава 5. Позднекайнозойский (олигоцен-четвертичный) вулканизм



Рис. 46. Гистограмма распределения по возрасту K-Ar и Ar-Ar 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 Aш Шаам [Ilani et al., 2001]

91

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 редки 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 назал отмечен и в Сауловской 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 запалном 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 большая 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., 20051.

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

150

вектора раннемиоценового геомагнитного полюса для региона

между Галилейским озером и долиной Нижнего вый спад вулканической активности, характер-Иордана на востоке и зоной сбросов североный для территории Сирии и Иордании. Общая западного простирания, достигающих моря возмощность Нижнего Базальта достигает 630-650 м юго-западнее Галилейского озера и возле ле г. Хайфа на юго-западе [Garfunkel, 1989]. На юго-западном берегу Галилейского озера, возле сел. Афула [Segev, 2005]. Позлнемиоценовые басел. Порийя (южнее г. Тибериас), пять базальзальты с К-Аг возрастами от ~9 до 6-5,7 млн лет товых потоков чередуются с обломочными отлообразуют маломощные потоки среди обломочжениями формации Херод. Три нижних потока ных пород в Нижней Галилее и на Голанских охарактеризованы <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датами от 16,05±0,07 высотах и представляют эпоху относительного до 15,34±0,05 млн лет, а верхний поток имеет спада вулканизма [Segev, 2005]. возраст 13,31±0,06 млн лет [Segev, 2005]. Выше Новая вспышка вулканизма представлена иззалегает ещё несколько потоков, охарактериверженными породами, объединяемыми в Кроюзованных К-Аг датами 12,5-10 млн лет. Эти определения дополняются <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 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 среднемиоцено-





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

щий Базальт, или Группу Башан, общей мощностью 55–175 м. Она охарактеризована  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ 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 неко-

торым 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 мерилионального 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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возрастами от 2,16±0,28 до 0,95±0,03 млн лет выявлены во впадине Хула и долине Иордана [Segev. 2005].

Корреляция межлу главными сталиями 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 функшионировали 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, обусловгенического пояса от Центральной Анатолии до лена движением этой литосферной плиты на Эльбурса, но в наибольшей степени проявился астеносферном потоке мантийного вещества. на территории Армянского нагорья. Уже в позд-Поток происходил от Эфиопско-Афарского нижнем миоцене он распространился на центральную часть Большого Кавказа (субвулканические немантийного суперплюма [Ebinger, Sleep, 1998; интрузии района Кавказских Минеральных Ершов, Никишин, 2004] и в процессе движения эродировал и деформировал подошву литосферы Вод), но максимальная активность Эльбрусского плиты. Там в участках локальной декомпрессии и Казбекского вулканических районов приходится там на поздний плиоцен — ранний плейвозникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для обрастоцен (2,8–1,5 млн лет) [Короновский, Дёмина, зования и функционирования магмовыводящих 2007]. Признаки извержений исторического вреканалов, проявлялись вулканическими извержемени обнаружены на Армянском нагорье — на востоке Гегам-Вардениса (приразломные вулниями. Поскольку существование очагов энергетически поллерживалось подлитосферным поканы Сюникской и Поракской групп). Арарате током, они могли долгое время извергать вули в Ванском районе (Тендурек и Немрут), а также на юго-востоке Центральной Анатолии канический материал в одних и тех же местах. Зависимость вулканизма от геодинамической (Эрджиясдаг и Хасандаг), Эльбрусе и вулкаситуации объясняет синхронность тектоничене Демаверд на севере Ирана [Милановский, Короновский, 1973; Karakhanian et al., 1997, 2002; ских и вулканических событий на Аравийской плите. Локальные геолинамические изменения в Богатиков и др., 1998; Лавёров, 2005; Трифонов, области Шин не только привели к перестройке Караханян, 2008]. северной части DST, но на время даже измени-Рассматриваемые вулканические проявления

ли геохимию извергавшихся базальтов. представлены широким спектром пород от ба-Состав подлитосферного потока изменялся зальтов до ультракислых риолитов, причём состав в процессе течения из-за частичной кристалпродуктов извержений в целом изменялся в анлизании его вещества и вовлечения местного тилромном направлении от андезито-дашитового астеносферного материала. В возникавших в к андезитовому и андезито-базальтовому. Они литосфере магматических очагах происходило принадлежат главным образом известковоплавление местного материала. В результате гещелочному ряду, хотя по периферии вулканичеохимические особенности Эфиопско-Афарского ского ареала (район Кавказских Минеральных суперплюма достоверно устанавливаются только Вод, Казбек, северо-восток Армянского нагов базальтах юга и юго-запада Аравийской плиты рья, вулкан Демаверд) отмечена повышенная [Altherr et al., 1990; Baker et al., 1997; Bertrand et щёлочность [Короновский, Дёмина, 1999, 2007; al., 2003], тогда как в Сирии черты суперплю-Имамвердиев, 2000]. ма в пролуктах извержений не фиксируются Термодинамические расчёты, соотнесённые с [Lustrino, Sharkov, 2006]. результатами геохимических и петрологических

Возникает вопрос, как соотносится описанисследований, показали, что генерация магм на ный вулканизм Аравийской плиты с позднекайюге Армянского нагорья происходила при давленозойским вулканизмом более северных районов ниях P = 1,1-1,2 ГПа, характерных для верхов Аравийско-Кавказского сегмента (рис. 48). Там мантии, тогда как на севере нагорья и Большом известны многочисленные раннекайнозойские Кавказе глубина генерации магм понижалась до вулканические проявления, приуроченные главуровня с параметрами P = 0.95 - 1.05 ГПа, T =ным образом к периферии задуговых бассейнов = 850-1100 °C, что соответствует глубинам 35-40 км [Короновский, Дёмина, 1999, 2007]. Неотетиса и, вероятно, связанные с процессом На Армянском нагорье это самые низы земной их закрытия. В олигоцене имели место спад вулканизма и формирование небольших гранитных коры, близкие к её подошве, а на Большом и гранодиоритовых интрузий; почти отсутству-Кавказе — нижнекоровый слой. В районе Эльбруса установлена также глубина генерации ют проявления ранне- и среднемиоценового вулканизма [Милановский, Короновский, 1973]. кислых магм: P = 0.5 - 0.7 ГПа. соответствующая Интенсивный вулканизм начался в позднем ми-17-25 км. Под Эльбрусом на глубинах 35-50 км оцене и продолжался до раннего плейстоцена, а обнаружен объём пород с пониженными скороего более слабые проявления отмечены в средстями сейсмических волн и повышенной электнем и позднем плейстоцене и, местами, в голоропроводностью, который можно идентифицицене. Вулканизм охватил внутренние зоны ороровать с магматическим очагом [Лавёров, 2005].

#### Глава 5. Позднекайнозойский (олигоиен-четвертичный) вулканизм



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  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  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 зо-

ны Альпийско-Гималайского коллизионного воздействовали оба указанных источника магпояса и к позднему миоцену достиг Большого могенерации, и там вулканизм был наиболее Кавказа. На территорию Армянского нагорья интенсивным.

# Глава 6 Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии в контексте геодинамической эволюции Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса

Главные черты олигоцен-четвертичной текраздел 4.2). Но в плиоцен-квартере произошло тонической эволюции Аравийско-Кавказского обшее поднятие Чешуйчатой зоны и Высокого Загроса, где развитие отдельных соскладчатых сегмента Альпийско-Гималайского пояса и её структурный результат определялись главным хребтов прекратилось. Усиление горных подняобразом изменявшейся геодинамикой взаимотий сопровождалось углублением Левантинской действия литосферных плит и микроплит ревпадины Средиземного моря. Возможно, подобное усиление прогибания испытали олигоцегиона. Направления движения плит и напряжения, возникавшие при их взаимодействии, новые кавказские прогибы Паратетиса [Копп, Щерба, 1993]. Как и углубление Левантинской обусловили латеральные перемещения по разломам, формирование складчатых поясов, ловпадины, оно не находит объяснения с позиций взаимодействия плит. кализацию и интенсивность вулканизма. С из-Вторая группа явлений относится к осоменениями параметров движения плит связаны бенностям взаимодействия Аравийской и Анаструктурные перестройки и разновозрастность тектонических проявлений в разных зонах. западный дрейф Анатолии вызван косым дав-Вместе с тем, намечаются по меньшей мере три лением, обусловленым северным дрейфом Арагруппы геодинамических явлений, которые не вийской плиты. Но по данным GPS измерений находят объяснения с позиций взаимодействия [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006]. плит в соответствующие стадии неотектонического развития. скорость дрейфа Аравии относительно Евразии

Первую группу таких явлений представляет резкая активизация роста гор в плиоцен-квартере. Анатолии, который в случае его обусловленно-Её наиболее выразительные проявления описасти давлением Аравии должен быть меньше, на ны на Большом Кавказе [Милановский, 1968], самом деле достигает 25 мм/год, а в Эгейском но его поднятие не сопровождалось усилением регионе даже 30 мм/год. Такие соотношения супоперечного сжатия. Судя по данным GPS изществовали с плиоцена [Трифонов, Караханян, мерений [Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2004]. Они исключают объяснение дрейфа Анатолии давлением Аравийской плиты и заставля-2000], сейчас оно невелико и, по-видимому, было таковым в течение всего позднего плейстоют искать другие его причины. цена и голоцена, судя по данным об активных Третью группу явлений составляют некоразломах [Трифонов и др., 2002]. Оно уступает торые особенности кайнозойского вулканизсжатию, которое имело место в среднем и поздма региона. На территории Аравийской плинем миоцене при закрытии кавказских прогиты базальтовый вулканизм охватил в олигобов и интенсивной складчатости региона. Что цене её юго-западную часть, прилегающую к же касается Загроса, то там антиклинальные Красноморскому рифту, а в конце олигоцена хребты возникали и росли с позднего, а, вози в раннем миоцене, прекратившись на юге, можно, с конца среднего миоцена, распрострараспространился на западный край плиты до няясь в сторону Месопотамского прогиба (см. её северного фланга. После спада активности

Глава 6. Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии в контексте геодинамической эволюции...

толийской литосферных плит. Считается, что не превышает 15-18 мм/год, а западный дрейф

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 пролуктов 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 сопровожлал 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 наибо-

лее 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 вилим 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 известковоны, где земная кора остаётся слабо консолидищелочного вулканизма в пределах орогеничерованной до сих пор. ского пояса. Подпитка очагов теплом и веще-В большинстве областей Аравийско-Кавказством астеносферы обусловила длительную ского сегмента к плиоцену земная кора консоунаследованность вулканических проявлений лилировалась. и пол этой слабопроницаемой в дрейфующих литосферных плитах и блоках. покрышкой воздействие активной астеносфе-Можно согласиться с гипотезой А.В. Ершова ры на литосферу переросло в новое качество. и А.М. Никишина [2004], что для вулканизма Началось частичное замещение более лёгкой субмеридиональной полосы, протянувшейся от астеносферой тектонически отслоенной и фраг-Красного моря до Большого Кавказа, решаюментированной мантийной литосферы с нахошее значение имел астеносферный поток от дившимися в ней плотными палеоокеанскими Эфиопско-Афарского суперплюма, импульсно метабазитами, и фрагменты такой литосферы распространявшийся к северу. стали погружаться в мантию. Слабее изменён-Тот факт. что Анатолийская плита сейчас ные и, соответственно, менее плотные метадвижется быстрее Аравийской, объясним, есбазиты, сохранившиеся под континентальной ли допустить, что дрейф Анатолийской плиты корой, под воздействием приблизившейся астеопределяется не давлением Аравии, а движениносферы и её флюидов испытали ретроградный ем астеносферного потока, скорость которого метаморфизм и, разуплотнившись, пополнили превосходит скорость дрейфа Аравийской плиземную кору. И разуплотнение мантии за счёт ты и создаёт в тылу Анатолии область декомзамещения литосферы астеносферой, и наращивание коры за счёт разуплотнённых метабазипрессии, выраженную повышенным вулканизмом Армянского нагорья. тов, сочетаясь с коллизионным сжатием, приво-Флюидно-термическое воздействие активной дили к быстрому изостатическому поднятию по-

астеносферы на литосферу, ещё слабо консоливерхности коры и формированию современных дированную в олигоцене и миоцене, приводило горных систем. к её размягчению [Артюшков, 2003], особенно В разных горных сооружениях региона доля по границам крупных структур и поверхнокаждого из указанных процессов была различстям наибольшего градиента деформационных ной. Во внешних зонах Загроса, где складчасвойств. Это способствовало концентрации детость прямо отражена в рельефе, коллизионное формаций на границах блоков, тектоническому сжатие было главным фактором роста хребтоврасслоению литосферы и большим латеральным антиклиналей. На значительной части Малого перемещениям отслоенных коровых пластин. Кавказа и Армянского нагорья, где выявлено Складчато-надвиговые деформации вызывали разуплотнение верхов мантии [Кабан, 2000], локальное утолщение и изостатическое подняэтот процесс, по-видимому, стал определяютие поверхности коры, но обычно эти поднящим фактором плиоцен-четвертичного подтия были не выше среднегорных (~1500 м). В нятия территории. Что же касается Большого отдельных регионах под нагрузкой надвинутых Кавказа, то там разуплотнение верхов мантии блоков и мощных осадков происходил высоконе зафиксировано, а сжатие, производимое барический метаморфизм погребённых фрагсближением с дугами Малого Кавказа, едва ментов океанской коры, что, увеличивая их ли могло существенно повлиять на удалённые плотность, уменьшало поднятие поверхности от дуг части горного сооружения. Большой Кавказ дольше других зон орогенического посжатой коры.

Именно такое преобразование земной коры, яса был ограничен с юга прогибами с утонёнвероятно, имело место в среднем-позднем мионой корой. Можно полагать, что субдукционцене в зоне южного склона Большого Кавказа, ные процессы, приведшие к их закрытию, загде интенсивное смятие и, соответственно, держали до среднего миоцена проникновение скучивание осадочных толщ не привело к возпод Кавказ потока активной астеносферы. В никновению горного рельефа. Сходное по своитоге связанные с ней преобразования литосей природе уплотнение низов коры впадин с ферной мантии не дошли здесь до сталии её мощным осадочным чехлом могло вызывать их замещения астеносферным веществом, но под углубление, отмеченное, например, в олигоцепокровом консолидированной коры Скифской новых кавказских прогибах Паратетиса. Такое плиты оказались достаточными, чтобы вызвать же происхождение может иметь плиоценметаморфическое разуплотнение подкоровых четвертичное углубление Левантинской впадиметабазитов. Они пополнили кору Кавказа,

Глава 6. Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии в контексте геодинамической эволюции...

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.