ISSN 0002-3272 AKAIE Отерки ГЕОЛОГИИ СИРИИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК геологический институт



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOLOGICAL INSTITUTE

OUTLINE OF GEOLOGY OF SYRIA

Transactions, vol. 526 Founded in 1932

Responsible editor Academican Yu. G. LEONOV

۰.



MOSCOW «NAUKA» 2000

ОЧЕРКИ ГЕОЛОГИИ СИРИИ

Труды, вып. 526 Основаны в 1932 году

Ответственный редактор академик Ю. Г. ЛЕОНОВ



МОСКВА «НАУКА» 2000

Авторы:

Е.В. ДЕВЯТКИН, А.Е. ДОДОНОВ, М.Р. ДОБРОВА, М.Л. КОПП, К.И. КУЗНЕЦОВА. Ю.Г. ЛЕОНОВ, Е.В. ШАРКОВ

Редакционная коллегия:

Ю.Г. ЛЕОНОВ (главный редактор), М.А. АХМЕТЬЕВ, Ю.О. ГАВРИЛОВ, Ю.В. КАРЯКИН, С.А. КУРЕНКОВ, М.А. СЕМИХАТОВ

Рецензенты:

В.Г. ТРИФОНОВ, В.В. ЯРМОЛЮК

Очерки геологии Сирии. – М.: Наука, 2000. – 204 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 526)

ISBN 5-02-002504-6

В книге представлены основные результаты исследований 1970–1994 гг. по соглашению между Россией и Сирией. Приводятся новейшие материалы по тектонике, развитию Левантской трансформной зоны и Пальмирид, стратиграфии юрских отложений с выделением фораминиферовых и остракодовых зональных комплексов. Даются новые материалы по стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений побережья и депрессий Пальмирид. Впервые приводятся данные по геохронологии базальтов и континентальной фауне. Последний раздел включает материалы по мезозойскому и кайнозойскому вулканизму, его геохимии и развитию.

Для специалистов, интересующихся проблемами геологии Ближнего Востока и геодинамикой рифтовых зон.

ТП-2000-ІІ-139

Authors:

E.V. DEVJATKIN, A.E. DODONOV, M.R. DOBROVA, M.L. KOPP, K.I. KUZNETZOVA, Yu.G. LEONOV, E.V. SHARKOV

Editorial Board:

Yu.G. LEONOV (Editor-in-Chief), M.A. AKHMETIEV, Yu.O. GAVRILOV, Yu.V. KARIAKIN, S.A. KURENKOV, M.A. SEMIKHATOV

Reviewers:

V.G. TRIFONOV, V.V. JARMOLYUK

Outline of Geology of Syria. – M.: Nauka, 2000. – 204 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 526) ISBN 5-02-002504-6

The book contains the basic results of geological research carried out within the framework of the agreement between Russia and Syria. It gets the reader familiar with new data on tectonics of the Levant transform zone and Palmirides, as well as the Jurasic zonation based on foraminifers and ostracords. The Neogen and Quaternary stratigraphy for the coastal area and depressions in Palmyrides is also supplemented with new results. The available new data is used for description of the geochronology of basalts and continental fauna. The last section of the book covers the problems of magmatic activity and geochemical chart

acteristics of basalts in mesozoic and cainozoic periods.

Readership: specialists interested in the problems of geology of the Middle East and geodynamics of the rift zones.

ISBN 5-02-002504-6

введение

В предлагаемой книге изложена часть результатов работ в Сирии (Сирийской Арабской Республике – САР) коллектива ученых Российской академии наук в период с конца 70-х по начало 90-х годов теперь уже прошлого столетия. Эти работы осуществлялись по соглашению о научном сотрудничестве в области наук о Земле между Академией наук СССР (ныне Российская академия наук) и Министерством нефти и минеральных ресурсов САР. Исследования велись по разным направлениям. Они охватывали большинство важнейших проблем стратиграфии в широком диапазоне возраста, тектоники, литологии, морской геологии, частично вопросов, связанных с полезными ископаемыми Сирии. В них принимали участие сотрудники нескольких отечественных академических институтов. Общее руководство работами осуществлялось вначале В.А. Крашенинниковым, потом Ю.Г. Леоновым. Партнерами с сирийской стороны были две организации вышеупомянутого Министерства – Сирийская нефтяная компания и Главное управление геологии и минеральных ресурсов.

По результатам работ издано несколько монографий, большое количество статей опубликовано в различных – русских и зарубежных – периодических изданиях. Специальной задачей в период 1984–1988 гг. было составление Тектонической карты Сирии, которая в виде авторского макета и в сопровождении Объяснительной записки была полностью подготовлена для печати, но, к сожалению, в те годы не издана.

Название "Очерки геологии Сирии" данная монография получила не случайно, поскольку в ней действительно нет систематического описания геологии этой страны, а отражены лишь некоторые аспекты выполненных работ. В ней подводятся итоги исследований сотрудников Геологического института (ГИН РАН) и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН) по тектонике Сирии (и здесь использованы, в частности, материалы, полученные при составлении упомянутой Тектонической карты Сирии), стратиграфии юрских и неоген-четвертичных отложений, вулканизму с наиболее детальным анализом вулканизма позднего кайнозоя. Авторами рассмотрено тектоническое строение Сирии, предложена новая схема тектонического районирования, дана реконструкция истории тектонического развития территории (Ю.Г. Леонов, М.Л. Копп). Приводится описание главных тектонических элементов с акцентом на объекты, на которых были сосредоточены детальные систематические исследования (Пальмирская зона внутриплитных дислокаций, Левантский рифтовый пояс и др.). В стратиграфической части работы рассматривается стратиграфия юрских отложений, основанная, как правило, на оригинальном изучении комплексов юрской микрофауны (фораминифер) (К.И. Кузнецова, М.Р. Доброва), и стратиграфия неоген-четвертичных отложений (Е.В. Девяткин, А.Е. Додонов). Предлагается реконструкция палеогеографических и палеотектонических условий на территории Сирии в указанные интервалы времени. Специальный раздел посвящен мезозойскому и в особенности кайнозойскому базальтовому магматизму (Е.В. Шарков).

Исследования нашего коллектива начались не на пустом месте. В геологическом изучении Сирии до 80-х годов выделяются две важнейшие эпохи. Первая из них связана с именем француза Л. Дюбертре, которым в результате многолетней самоотверженной работы был впервые дан синтез геологического строения страны, рассмотренного им и изображенного на серии геологических и тектонических карт, в контексте геологии стран Ближнего Востока в целом. Второй эпохой были работы по геологической съемке всей Сирии в масштабе 1:200 000, проведенной советскими геологами под руководством В.П. Поникарова в 1958–1963 гг. Это была образцовая, высокопрофессиональная работа, сопровождавшаяся серьезными научными обобщениями и сформировавшая современные представления о геологии Сирии, которые служат отправной точкой для любых дальнейших исследований.

На этом фоне начались наши работы, включавшие оригинальные полевые исследования, проводимые по большей части с участием сирийских геологов, и обобщение литературных и фондовых материалов, в том числе материалов геологической съемки более детальных масштабов (в основном 1:50 000), выполненной Главным управлением геологии и минеральных ресурсов САР уже после работ экспедиции В.П. Поникарова.

Ситуация в период наших работ существенным образом отличалась от ситуации предыдущего времени наличием бурового и геофизического материала. Особую роль это играло в изучении тектонического строения, а также стратиграфии и литологических особенностей погребенных образований, по которым ранее (в том числе и в период реализации советского проекта по геологической съемке) данных почти не было. Вся информация о глубинном строении тогда основывалась, если не считать картировочного бурения, примерно на 15 относительно глубоких скважинах и на данных аэромагнитной (вся территория Сирии) и гравиметрической (значительная часть территории) съемки. Что касается сейсмических профилей, то они имелись в основном только для северо-восточных районов Сирии. Легко понять, что выводы о структуре слоев ниже земной поверхности, а следовательно, отчасти и об истории геологического развития, имели в определенной степени гипотетический характер (учитывая то, что отложения древнее юры, а чаще даже мела, на поверхности в Сирии вообще не вскрываются). Впоследствии был получен и продолжает накапливаться богатый буровой и геофизический (и прежде всего сейсморазведочный) материал, частично использованный в данной работе, частично - поскольку доступа к данным последнего десятилетия, сосредоточенных преимущественно в руках нефтяных компаний, у авторов не было.

Ю.Г. Леонов

1. ТЕКТОНИКА

М.Л. Копп, Ю.Г. Леонов

The territory of Syria belongs entirely to the Afro-Arabian craton with the platform cover composed of Lower Paleozoic to Paleogene and younger deposits. The present tectonic zoning has mainly formed in the course of two stages of tectonic evolution: (1) the Uppermost Cretaceous (penetration of exotic allochthonous and olistostrome masses of alpine origin through the platform margin), and (2) Late Cenozoic (folding and nappe movements in the adjacent areas of the Alpine belt that affected the platform margins; formation of a system of foredeeps in the Alpine belt front; formation of the Dead Sea rift; formation of an intraplatform zone of the Palmyrides; intense volcanism). The earlier history of the platform cover was not completely calm. Certain Paleozoic and Mesozoic epochs (such as Devonian, Triassic, Jurassic-Neocomian) suffered rather serious tectonic changes accompanied by formation of contrast structural elements and a broader lateral variability of deposits or a deeper erosion. In such periods, the very pattern of platform structures was subject to reconstructions too. In recent structure the platform could be subdivided into several tectonic units (see Fig. 1.1); (a) Non-deformed segments; Aleppo, Jordan, Rutbah, and Rawda uplifts and the Al Arab (Al Drouz) basins. All of them originated in the Mesozoic; the zoning was different in the Paleozoic structure; (b) Segments affected by the Apline and recent tectogenesis that in its turn induced the development of specific structural forms and/or rocks. This group includes: (1) marginal parts of the platform (Bassit-Latakia block and Kurd Dagh) affected by alpine deformations. They contain in their cover the allochthonous masses of volcanicsedimentary rocks of the alpine origin. There seems to be an affinity between these zones and the area of Abd el Aziz anticline with its olistostrome series, most probably derived from the alpine nappes; (2) the rift belt which includes, besides the main branch of Pliocene grabens (Al Ghab, Missyaf, Al Rouj, a.o.) a number of tectonic units genetically and morphologically connected with it: the Al-Kabir Miocene graben and a system of Coastal Mts., Ez-Zawiyeh-Missyaf and Anti-Lebanon arched uplifts; (3) Palmyra zone of deformed cover; (4) a system of foredeeps and basins, that is, the Mesopotamian foredeep (s.s.) and Euphrates basins, as well as a number of smaller ones.

The paper considers the grabens' structure in the Levant fault zone. Detailed studies of the El Ghab grabens macro- and mesostructure has shown that its origin cannot be explained by neither of the known mechanisms of formation of strike-slip-related basins (rift, pull apart, strike-slip duplex, etc.). A most comprehensive account for the observed specific properties of the structural pattern, the graben's macro- and mesostructure is provided by the extension model in the point of splitting of the terminating strike-slip fault (never earlier discussed in the literature). The occurrence of such structures in the Levant fault zone in combination with data on the age of deformation confirms the idea of its northward propagation. The study of the Palmirides structural parageneses has shown that at least the southeastern part of this fold zone has formed as a result of horizontal compression and southward upthrusting, initiated by a certain underthrust of the southward-located Arabian plate.

Manifestation of a dissipated sinistral strike-slip deformation with a common anticlockwise rotation of blocks is generally typical of the entire Palmyrides foldzone. Suggested is a new hypothesis for the origin of the entire ensemble of intraplate structures in the western Arabian plate, suggesting an active role of a drastic knee-like bend of the Levant fault in the Lebanon region. Acting as a local obstacle for a free northward movement of the Arabian plate, this bend forced the plate to curve in plan, which yielded a sinistral simple shear dissipated in the space. The latter was manifested both in the form of transpression (Lebanon and Palmyrides) and transtension (the Jabal Ash Shama basaltic plateau).

1.1. ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ СИРИИ

Вся территория Сирии принадлежит древней Аравийской (Африкано-Аравийской) платформе. На ней развит платформенный чехол, сложенный отложениями в диапазоне от нижнего палеозоя (кембрия) до палеогена и неогена-квартера. Некоторое усложнение тектонического строения и формирование современной тектонической зональности платформы произошло сравнительно поздно, главным образом в результате событий двух эпох: в конце мела (экспансия аллохтонных и олистостромовых масс из альпийского пояса на край платформы) и особенно в позднем кайнозое (деформация краевых частей платформы, формирование системы передовых прогибов и впадин перед фронтом альпийского пояса, формирование Левантского рифтового пояса и внутриплатформенной складчатой зоны Пальмирид, интенсивный вулканизм).

Более ранняя история становления платформенного чехла также была довольно напряженна. Для отдельных эпох палеозоя и мезозоя были характерны сравнительно активные тектонические движения с формированием контрастных структур и усилением латеральной изменчивости отложений или глубоким размывом. В такие эпохи происходила и определенная перестройка структурного плана платформы. Однако ее современное тектоническое районирование обусловлено прежде всего новейшими – позднекайнозойскими процессами. В современной структуре основными единицами платформы являются следующие (рис. 1.1).

1. Недеформированные участки платформы: поднятия Алеппо, Иорданское, Рутба, Рауда; впадина Эль-Араб (Эд-Друз). Они обособились в основном в мезозое; в палеозойской структуре зональность была другой.

2. Участки, подвергавшиеся воздействию альпийского и новейшего тектогенеза, который вызвал образование специфических структурных форм и формаций горных пород:

– краевые участки платформы (блок Бассит–Латакия и Курд-Даг), затронутые альпийскими деформациями. В них внутри чехла заключены аллохтонные массы вулканогенных и осадочных пород альпийского происхождения. В какой-то мере близок к ним район антиклинали Абд-эль-Азиз, в ядре которой выходит олистостромовая толща; в данной работе эти тектонические элементы не рассматриваются, их подробная характеристика дана в работах [Книппер и др., 1988; Леонов и др., 1986];

– зона Левантского разлома, представленная на территории Сирии системой рифтовых впадин и сопряженных с ними структур;

- Пальмирская внутриплатформенная зона деформированного чехла.

3. Система передовых прогибов и впадин: впадины Месопотамского прогиба (в узком смысле) и Евфратская, а также ряд более мелких впадин (Северо-Евфратская, Южно-Синджарская, Северо-Абдэльазизская, Северо-Синджарская), заполненные позднепалеозойской молассой повышенной мощности. Все они в совокупности, вместе с внутренними зонами валообразных поднятий (Синджар и Абд-эль-Азиз) и складок (Карачок, район Джибиси), относятся к системе передового позднеальпийского Месопотамского (в широком смысле) прогиба.

Формирование перечисленных элементов происходило в одно и то же время, и геодинамически они связаны между собой, как это наиболее отчетливо проявляется в развитии рифтового пояса и Пальмирид.

Остальная площадь за пределами перечисленных элементов относится к ненарушенному платформенному чехлу.



Рис. 1.1. Основные тектонические единицы Сирии

1-3 – платформа, практически не вовлеченная в альпийский тектогенез: 1 – поднятия (Al – Алеппское, Jr – Иорданское, Rt – Рутба, R – Рауда), 2 – восточный склон Алеппского поднятия, 3 – впадина Друзская (Эль-Араб); 4 – краевые части платформы, заключающие альпийские аллоктонные (B – блок Бассит-Латакия, K – блок Курд-Даг) и олистостромовые (ядро антиклинали Абд-эль-Азиз) массы кампан?-маастрихтского возраста; 5-7 – рифтовый пояс: 5 – грабены миоценового возраста (впадина/грабен Эль-Кабир), 6 – грабены плиоцен-четвертичного возраста, 7 – сводовые поднятия и горсты; 8-11 – внутриплатформенная Пальмирская складчатая зона: 8 – Южные Пальмириды – деформированный и предположительно сорванный чехол, 9 – Северные Пальмириды – слабо деформированный и практически не деформированный чехол, 10 – предполагаемое восточное погребенное продолжение Пальмирид, 11 – внутренние и периферические (предгорные) молассовые впадины; 12, 13 – Месопотамский прогиб (s.l.): 12 – относительно поднятые зоны, поднятия (Jr – Джераблюс, А – Абд-эль-Азиз-Байда, S – Синджар), 13 – впадины (E – Евфратская, NE – Северо-Евфратская, NA – Северо-Абдэльазизская, NS - Северо-Синджарская); 14, 15 – вульницы: 14 – неогеновые, 15 – четвертичные; 16 – границы крупных впадин; 17 – разрывы; 18 – прочие границы тектонически заментов

Fig. 1.1. Main tectonic units of Syria

1-3 – platform unaffected by intense tectonics: 1 - uplifts (AI - Aleppo, Jr - Jordan, Rt - Rutbah, R - Rawda), 2 - eastern slope of Aleppo uplift, 3 - Drouz basin (El-Arab); 4 - platform margins including alpine allochthonous (B - Bassit-Latakia, K - Kurd-Dagh) and olistostrome (Abd-el-Aziz anticline core) masses mainly of Campanian?-Maestrichtian age; <math>5-7 - rift belt: 5 - grabens of Miocene age (El-Kabir trough), 6 - grabens of Pliocene-Quaternary age, 7 - Dome-like and horst-like uplifts; 8-11 - intracratonic Palmyra fold zone: 8 - Southern Palmyrides - deformed and supposedly decolle cover, 9 - Northern Palmyrides - mildly deformed and practically undeformed cover, 10 - inferred subsurface eastern continuation of Palmyrides, 11 - inner and foothill molasse basins; 12, 13 - Mesopotamian foredeep (s.l.): 12 - relatively uplifted elements (Jr - Jrablus, A - Abd-el-Aziz-Baida, S - Sinjar), 13 - basins (E - Euphrates, NE - Northern Euphrates, NA - North Abd-el-Aziz, NS - North Sinjar); 14, 15 - volcanics: 14 - Neogene, 15 - Quaternary; 16 - limits of main Basins; 17 - faults; 18 - limits of other tectonic elements

1.2. СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Краткое описание платформенного чехла относится к большей части территории Сирии, за исключением районов, затронутых альпийскими (включая неотектонические) деформациями, характеристика которых приведена в других разделах.

Платформенный чехол Сирии сложен отложениями начиная от кембрия, а возможно даже и более древними (типа "инфракембрия" Ирана), лежащими на предполагаемом, но в границах Сирии не вскрытом скважинами, докембрийском кристаллическом фундаменте. В верхних горизонтах чехла многих районов залегают толщи позднекайнозойской молассы и вулканитов, связанных с процессами новейшей активизации и горообразования. Полнота информации об отложениях чехла в общем случае уменьшается вниз по разрезу; для одних и тех же интервалов она также неравноценна в разных районах Сирии.

В вертикальной последовательности в чехле выделяются литостратиграфические подразделения (формации), часть из них распознается по всей территории Сирии, часть – связана с определенными ее частями (рис. 1.2). Отдельные формации могут быть сгруппированы в несколько более крупных единиц (серий): (1) инфракембрий (?), (2) кембрий-ордовик-силур, (3) карбон (в основном нижний), (4) пермь (возможно, вместе с низами триаса), (5) триас-низы юры, (6) юра, (7) верхи нижнего мела (апт-альб)-верхний мел-палеоген, (8) неоген-квартер. Данное деление на серии не является строго стратиграфическим. Оно скорее отражает этапы развития платформы и представляет огрубленное членение разреза, не учитывающее некоторых второстепенных с этой точки зрения нюансов взаимоотношения и возраста толщ. Каждый из названных этапов характеризовался своим планом тектонической зональности, а рубежи между ними соответствуют эпохам ее перестройки. Распространение пород разных серий на площади неодинаково. Почти повсеместным распространением пользуются отложения кембрия-ордовика и верхнего мела-палеогена. Они залегают в виде сплошного плаща и накопились в относительно спокойной обстановке слабо дифференцированного эпиконтинентального бассейна. Диаметрально противоположна им обстановка позднего силура-девона и юры-неокома. Верхнесилурийские и девонские отложения в Сирии не обнаружены. На этот интервал приходится значительный региональный перерыв. В какой-то мере близок к нему соизмеримый с ним по продолжительности интервал юра-неоком. Отложения этого интервала на большей части территории Сирии выпадают из разреза. Исключение составляет район Берегового хребта, где юра развита в более или менее полном объеме.

Представление о последовательности и мощности отдельных формаций чехла в восточных и центральных областях Сирии дает рис. 1.2. Мощность чехла в наиболее погруженных зонах превышает 10 км. Характер изменения суммарной мощности чехла в первом приближении отражает рис. 1.3. На этом рисунке показан рельеф подошвы чехла, а точнее – наиболее глубокая опорная поверхность, достаточно надежно устанавливаемая сейсмическими методами и соответствующая подошве нижнепалеозойских отложений со слоями кембрия в основании. О строении пород, залегающих ниже указанной поверхности, надежных данных, кажется, не получено. По-видимому, палеозойские отложения чаще залегают прямо на кристаллическом фундаменте, и тогда указанная опорная поверхность совпадает с кровлей фундамента. Но не исключены и такие случаи, когда ниже описываемой поверхности (основания палеозоя) имеются толщи "промежуточного" комплекса. К нему, возможно, относятся терригенные (песчано-конгломератовые) отложения низов кембрия (?) (формация Забук) и предполагаемого (по аналогии с Ираном и Ираком) "инфракембрия" (формация Сарамуж). Формация Сарамуж вскрыта скважинами только за пределами Сирии – на севере Иордании вблизи Иорданско-Сирийской границы, но Рис. 1.2. Литостратиграфические подразделения осадочных отложений платформенного чехла восточных и центральных районов Сирии (по данным Сирийской нефтяной компании, с дополнениями: для триаса – по данным [Ярошенко и др., 1982; и др.])

Данная генерализованная схема не учитывает всех случаев фациальных замещений и возможного скольжения возрастных границ отдельных подразделений. Волнистая линия – несогласие

Fig. 1.2. Lithostratigraphic units of sedimentary deposits of the platform cover of eastern and central Syria (according to the data of Syrian Petroleum Company, with some additions: Triassic stratigraphy based on the data of [Yaroshenko et al., 1982; et al.])

This generalized scheme does not cover all facial replacements and possible shift of age limits for individual units. Wavy lines indicate gaps

можно предполагать, что близкие к ним породы имеются и на территории Сирии. Мощность промежуточного комплекса, который – по аналогии с другими платформами – может выполнять грабены и впадины доплитной стадии развития, неизвестна и, вероятно, изменчива.

Вышележащие палеозойские отложения представлены тремя сериями: (1) отложения кембрия (три формации, условно отождествляемые с отделами кембрия), ордовика и низов силура; при этом ордовикские отложения залегают на кембрийских с перерывом и из разреза выпадают низы ордовика; перерыв отмечается также в подошве силура (формация Танф); (2) более локально развитые отложения нижнего карбона (формация Маркада мощностью 0,8 км) и (3) перми (формация Аманус мощностью не более 0,3-0,5 км).

Современные данные о пространственном распределении мощности палеозойских отложений меняют



прежние представления о тектонической зональности палеозоя. Ранее предполагалось [Поникаров и др., 1969; Geological map..., 1964, 1978–1979, 1986; Ponikarov et al., 1969], что основы современного структурного плана и в первую очередь главные его элементы – поднятия Алеппо и Рутба и разделяющий их прогиб Пальмирид – заложились в палеозое. Однако с этими представлениями плохо согласуется характер распределения мощности палеозойских отложений. Представление об их суммарной мощности дает сравнение структурных карт основания (см. рис. 1.3) и кров-



Рпс. 1.3. Структурная карта основания платформенного чехла (составлена М. Отри, А. Юсефом, Т. Сауафом; Сирийская нефтяная компания)

Изолинии с цифрами – стратоизогипсы по подошве чехла; цифры – глубина залегания относительно уровня моря (в км); жирные линии – разрывы

Fig. 1.3. Structural map for the platform cover base (compiled by M. Outri, A. Youssef, T. Sawaf; Syrian Petroleum Company)

Isolines with figures - contour lines on the platform cover base; figures - depth from the sea level (in km); thick lines - faults

ли палеозоя (рис. 1.4). Схематическая карта суммарной мощности палеозойского комплекса чехла (рис. 1.5) получена как разность этих двух карт. Обращают на себя внимание гораздо меньшая, по сравнению с современной, контрастность территории и несоответствие современному тектоническому плану. В целом для палеозоя характерны мозаичное распределение мощности и, как правило, отсутствие линейных структур, типичных для мезозоя и кайнозоя на территории Сирии. Мощность палеозойского комплекса (основная часть которой приходится на отложения кембрия, ордовика и силура) последовательно нарастает в направлении с севера на юг – от поднятия Алеппо (3–3,5 км) к современному поднятию Рутба (5 – 6 км и более) [Леонов и др., 1989]. Пальмириды (с мощностью палеозойского комплекса от 3 до



Рис. 1.4. Структурная карта поверхности палеозойских отложений чехла (по данным М. Отри, А. Юсефа, Т. Заза, Т. Сауафа; Сирийская нефтяная компания)

Изолинии с цифрами – стратонзогипсы по кровле палеозоя – подошве мезозоя; цифры – глубина залегания относительно уровня моря (в км); жирная прерывистая линия с бергштрихами – контур прогиба (грабена?) триаса с мощностью триасовых отложений более 0,5 км, без бергштрихов – осевые зоны прогиба с мощностью триасовых отложений более 1,5 км

Fig. 1.4. Structural map for the top of Paleozoic cover deposits (according to the data by M. Outri, A. Youssef, T. Zaza, T. Sawaf; Syrian Petroleum Company)

Isolines with figures – contour lines for the top of Paleozoic – base of Mesozoic; figures – depth from the sea level (in km); thick dotted line with bergstrichs – contour of Triassic trough (graben?) with Triassic deposits over 0,5 km thick; line without bergstrichs – the axial zones of the trough where the thickness of Triassic is on average more than 1,5 km

5-6 км) не выделяются на этом фоне в виде обособленного прогиба, тем более авлакогена, о котором писали в 60-х годах [Поникаров и др., 1969]. Наиболее глубокая часть палеозойского прогиба располагалась не под Пальмиридами, а южнее – на месте поднятия Рутба. Не проявляются в палеозойской структуре также и другие современные элементы, такие как Евфратская и Друзская впадины, не отделены друг от друга районы поднятий Рутба и Рауда и т.д. Несоответствие современной и палеозойской зональности выявляется и по картам мощности для отдельных систем палеозоя, составленным в Сирийской нефтяной компании (Т. Заза, М. Отри, Т. Сауаф, А. Юсеф). Они показывают, что план распределения мощности до карбона вообще не имеет ничего общего с современным: в раннем палеозое-силуре не обна-



Рис. 1.5. Схематическая карта суммарной мощности (изолинии с цифрами, в км) палеозойских отложений чехла (составлена С.П. Сигачевым). Шкала – мощность, км

Fig. 1.5. Schematic map of total thickness (isolines with figures, in km) of Paleozoic cover deposits (compiled by S.P. Sigachev). Scale – thickness, km

руживается ни обособленных впадин на месте Пальмирид или их восточного продолжения, ни опускания на месте Евфратской впадины. Только в позднем палеозое начиная с карбона появляются некоторые элементы соответствия. Главным образом это относится к впадине, расположенной примерно под Пальмиридами, которая устанавливается по мощности нижнекаменноугольных и пермских отложений (приблизительно до 1 км); на смежных поднятиях Рутба и Алеппо верхнепалеозойские отложения в основном отсутствуют [Леонов и др., 1989].

Используя данные о наблюдаемой ныне мощности для палеотектонических реконструкций, необходимо иметь в виду эффект последующего размыва отложений. Длительные и повторяющиеся в палеозое и в послепалеозойское время эпохи размыва характеризовались глубокой эрозией и не могли не привести к искажению первоначальной картины распределения мощности. Однако общие тенденции в размещении зон поднятия (размыва) и опускания (способствующего консервации отложений) были таковы, что эрозия не сгладила бы контраст между Пальмиридами (в которых происходило опускание и консервация отложений) и смежными поднятиями (размыв и уменьшение мощности), если бы такой контраст изначально существовал, а, скорее всего, увеличила бы его. Так, оперируя наблюдаемой мощностью палеозойских отложений, есть риск скорее преувеличить размеры прогибания в Пальмиридах в позднем палеозое: первичный контраст мог быть даже меньше сегодняшнего.

Крупный рубеж в развитии приходится на средний-поздний триас, когда заложились основные элементы мезозойско-кайнозойской структуры платформы (см. рис. 1.4). В это время возникла протяженная линейная впадина, которая трассируется от Пальмирской зоны через всю Сирию до ее северо-восточных районов. Эта впадина в современной структуре отмечена полосой развития отложений среднего-верхнего триаса с мощностью триасовых отложений до 1,5 км и более. При этом северо-восточный отрезок впадины в плане несколько смещен относительно Пальмирского отрезка, что объясняют либо существованием первичного излома, либо более поздним смещением по (сдвиговой?) системе Евфратских разрывов. По-видимому, в это же время наметилась зона опускания на месте Евфратской впадины. Она фиксируется полосой развития триасовых пород мощностью более 500 м, отходящей от главного ствола вышеуказанной впадины под Пальмиридами в направлении к юго-востоку вдоль долины Евфрата. Впадина разделяет область современных поднятий Рутба и Рауда, в сводовых частях которых триас отсутствует (Рутба) или не обнаружен (Рауда).

Толща среднего-верхнего триаса сложена чередованием пород разного состава – доломитов, глинисто-мергелистых и песчано-глинистых пород, эвапоритов (гипсы, ангидриты, местами соль). Эвапоритам принадлежит особая роль: в ряде зон, и прежде всего в Пальмиридах, они являются активным структурообразующим фактором. Необходимо иметь в виду, однако, что представления о стратиграфии отложений раннего мезозоя за последнее десятилетие сильно изменились. Проблем, правда, остается еще много, в частности много неясностей с корреляцией триасовых разрезов Северо-Востока Сирии и Пальмирид, но главное – доказан [Ярошенко и др., 1982] триасовый (в основном средне-верхнетриасовый) возраст практически всех толщ, залегающих в интервале между кровлей палеозоя и основанием отложений средней юры и мела. Раньше часть этих отложений датировали триасом, часть – юрой, сейчас же можно думать, что юрские отложения, за исключением, может быть, формации Камшука или ее части мощностью около 100–150 м, в разрезах описываемой здесь части платформы отсутствуют или развиты ограниченно.

Заметим также, что процессы тектонической дифференциации, перестройки тектонического плана, расчленение территории платформы с образованием контрастных структур – прогибов (грабенов?) и поднятий хорошо вписываются в общий ход событий триаса в альпийском поясе и его форланде на территории стран Ближнего Востока (Сирия, Ирак, Иран). Это время отмечено активизацией тектонических движений, сопровождавшейся дроблением северного края Аравийской платформы.

После триаса последовала продолжительная эпоха поднятия и размыва, по времени отвечающая юре и началу мела; отложения этого времени (кроме упоминавшейся выше юрской(?) формации Камшука) в рассматриваемой части платформы отсутствуют.

Затем, начиная с апта-альба и особенно явно с позднего мела и до палеогена-раннего миоцена включительно, последовала новая волна опусканий и формирования морских отложений следующего комплекса чехла (апт-альб-нижний миоцен). Эти отложения, выходящие на поверхность и вскрытые большим числом скважин, изучены детальнее остальной части чехла. Хотя и для них разработка детальной стратиграфии, требующей корреляции разнофациальных толщ, во многом еще не закончена. В разрезе этой серии преобладают карбонатные породы, в основном известняки и известково-мергельные осадки; в гораздо меньшей степени развиты терригенные отложения. В первом приближении серия делится на две части. Нижняя часть включает отложения от апта-альба до кампана. Для нее характерна большая фациальная изменчивость, изученная еще не во всех деталях. В качестве примера можно указать на такие широко распространенные формации, как Рутба и Джудеа-Хайан. На рис. 1.2 они показаны, согласно традиционной схеме, соответственно как апт-альб и сеноман-турон. Однако не исключено, что это – хотя бы частично – разнофациальные толщи одного возраста. Верхняя часть разреза включает породы маастрихта (начиная с формации Шираниш и ее возрастного эквивалента – формации Массиаф) и палеогена, которые обладают значительно более однородным составом и равномерным распределением.

С точки зрения истории тектонических движений особый интерес представляет интервал, достаточно длительный, на границе этих двух частей, по времени отвечающих коньяку-кампану и, возможно, низам маастрихта. Для этого времени характерны относительно контрастные движения, сопровождавшиеся неоднократным воздыманием. Они зафиксированы рядом перерывов и местами выпадением из разреза значительных интервалов (в ряде районов выпадает, по-видимому, весь интервал от коньяка до кампана). Необходимо упомянуть также, что к концу этого тектонически неспокойного периода (или к эпохе сразу после него) относятся надвигание на край платформы из альпийского пояса аллохтонных масс (районы Бассита–Латакии и Курд-Дага) и поступление олистостромового материала (Абд-эль-Азиз). Эти процессы датируются кампаном? – первой половиной маастрихта [Ricou, 1971].

Наконец, еще один заметный импульс воздымания, также отмеченный региональным перерывом, приходится на границу мела и палеогена; местами этот перерыв соответствует всему палеоцену и даже низам эоцена.

Следующий комплекс отложений, соответствующий интервалу миоцен (местами с начала, но чаще с середины миоцена)-квартер, накопился в условиях режима новейшей активизации с сильными латеральными смещениями и резким усилением контраста между районами прогибания и поднятия. В это время особенно отчетливо оформились структуры Месопотамского передового "предальпийского прогиба", состоящего в Сирии, как уже говорилось, из двух ветвей – собственно Месопотамского прогиба (в узком смысле) и Евфратской впадины, а также системы предгорных и внутренних (внутригорных) впадин по периферии и внутри Пальмирской зоны. Следует заметить при этом, что, пользуясь разными критериями (распространение слоев разного возраста, состав и палеотектоническая обстановка накопления отложений, мощность тех или иных толщ, структурные признаки и т.д.), границы неотектонических прогибов и впадин можно проводить различно. В данной работе Месопотамский прогиб приблизительно соответствует площади с мощностью неоген-четвертичных отложений более 500-700 м. В большинстве случаев проведенные таким образом границы впадин имеют и структурный контроль – совпадают с разрывами и зонами флексур.

1.3. ОБЛАСТЬ НЕДЕФОРМИРОВАННОЙ ПЛАТФОРМЫ

К недеформированным участкам платформы относится территория поднятий Алеппо, Иорданского, Рутба и Рауда; сюда же можно отнести также впадину Эд-Друз (или Эль-Араб), специфической чертой которой является развитие мощных кайнозойских вулканитов. Общими чертами перечисленных поднятий являются: практически горизонтальное залегание пород чехла; наличие отдельных локальных положительных структур, как правило погребенных, с очень пологими (первые градусы) крыльями; отсутствие или незначительная мощность неоген-четвертичных осадков, относительно повышенная мощность (до первых сотен метров) которых наблюдается только у бортов поднятий – в предгорных впадинах по периферии -Пальмирид и на склонах, переходных к впадинам Месопотамского прогиба (s.str.) и Евфратской впадины. Все перечисленные элементы описаны в литературе [Поникаров и др., 1969], в связи с чем здесь можно ограничиться в основном некоторыми дополнительными сведениями. Поднятие Алеппо. Ограничением поднятия служат: на юге – серия флексур и разломов на границе с Пальмиридами, объединенных в систему Северо-Пальмирского разлома и разлома Билас (или, точнее, Антиливан-Билас); на севере – разрывно-флексурная зона в подножии поднятия Курд-Даг. Западное ограничение нечеткое: поднятие Алеппо здесь плавно переходит в слабо выраженное поднятие Эз-Завия-Масиаф, которое затем резко обрывается разломами Левантского пояса. Восточную границу поднятия Алеппо в принципе можно проводить по-разному. Как правило, ее проводят по Джераблюсскому валу и затем к югу – по разрыву (или флексуре?) Рессафи. Для этого варианта есть структурные основания. Однако, если за критерий принимать мощность неоген-четвертичных осадков, то эту границу скорее следует вести от Джераблюсского вала не на юг (по разлому Рессафи), а в направлении к юго-востоку, примерно вдоль Евфратской системы разломов. Внутренняя структура поднятия Алеппо простая: горизонтальное залегание слоев осложняется здесь довольно многочисленными погребенными локальными структурами и разрывами с небольшой амплитудой вертикального смещения.

Поднятие Рутба занимает площадь, ограниченную впадиной Эд-Друз, Пальмиридами и Евфратской впадиной. Платформенный чехол в пределах поднятия в основном сложен породами нижнего палеозоя, которые обладают здесь максимальной для Сирии мощностью (до 4-6 км), и мела-палеогена, которые на своде поднятия (скважины Танф и Суаб) лежат непосредственно на нижнем палеозое. Верхнепалеозойские отложения, возможно, развиты лишь локально в зоне перехода к Пальмиридам: нижнемезозойские отложения (вероятно, только триас) мощностью не более 300-500 м присутствуют, по данным Сирийской нефтяной компании, на склонах поднятий. Поднятие и его внутренняя структура хорошо описываются стратоизогипсами как по подошве платформенного чехла (см. рис. 1.3), так и по кровле палеозоя (см. рис. 1.4), которая в сводовой части поднятия практически совпадает с подошвой мела. Характер границ поднятия Рутба со смежными элементами различный. Граница с Пальмиридами структурно выражена четко – она проходит по Южно-Пальмирской зоне разрывов. Вместе с тем от главной зоны разрывов в глубь поднятия (т.е. к востоку) косо отходят оперяющие ее разрывы, частично сопровождающиеся складками (Абтар, Сухне и др.) и в восточном направлении постепенно затухающие. На продолжении одного из таких разрывов в районе к югу от г. Тадмор (Пальмира) наблюдаются деформированные слои плиоценовых (?) или даже четвертичных (?) отложений с углами наклона до 45-50°. Это показывает, что процесс деформации (сдвиг?), идущий в Пальмиридах, распространяется отчасти и в пределы описываемого поднятия. Граница с Евфратской впадиной определяется серией разрывов северо-западного простирания (параллельно Евфрату и зоне Евфратских разрывов), по которым фундамент и слои чехла ступенчато погружаются в сторону Евфратской впадины. К впадине Эд-Друз (Эль-Араб) переход более постепенный, хотя и здесь геофизическими исследованиями на глубине обнаружены небольшие разрывы северо-западного простирания.

Впадина Эд-Друз (Эль-Араб) расположена между поднятиями Иорданским и Рутба. Общая мощность чехла во впадине превышает 7 км, включая толщу неоген-четвертичных вулканических пород, покров которых перекрывает почти всю территорию впадины Эд-Друз и Иорданского поднятия. Наличие этого мощного (более 1 км) лавового панциря сильно затрудняет изучение глубинного строения впадины сейсмическими и другими методами. Все же сейчас установлено (данные И.Г. Новичкова и В.К. Орлова), что наиболее опущенная центральная часть впадины, вытянутая в север-северо-западном направлении, ограничена уступами и разрывами. На глубине вдоль ее оси, возможно, проходит узкий грабен, который обнаружен вблизи Иорданско-Сирийской границы в Иордании и, вероятно, продолжается на территории Сирии. По направлению к оси впадины мощность пород возрастает; сам же грабен особенно резко выражен в меловых (верхнемеловых?) породах, мощность которых в нем скачкообразно увеличивается. На поверхности – в поле развития лавовых покровов – система разрывов этого направления (ЮВ–СЗ) выражена трещинами, которые картируются по центрам излияний, вытянутым в виде цепочек, и по данным дистанционных методов (данные В.Г. Трифонова). Довольно сложная сетка разрывов выявлена в северной части впадины Эд-Друз, где имеются разрывы пальмирского (северовосточного) и поперечного к ним направлений.

1.4. СТРУКТУРЫ МЕСОПОТАМСКОГО ПРОГИБА

К системе Месопотамского передового прогиба (в широком смысле) относится территория Сирии, лежащая к востоку (северо-востоку) от линии Евфратских разломов, идущих вдоль р. Евфрат до района г. Ракка и далее к северо-западу вдоль Джераблюсского вала. С Евфратским разломом на отрезке между Сирийско-Иракской границей и районом г. Ракка примерно совпадает 500–700-метровая изопахита неоген-четвертичных осадков, выполняющих Евфратскую впадину.

Строение Месопотамского прогиба сложное: он состоит из нескольких впадин с мощностью неогена-квартера более 500-700 м и разделяющих их поднятий.

В рассматриваемой части Месопотамского прогиба выделяются две системы (пояса) впадин, разделенные зоной относительного поднятия. (1) На севере расположена цепочка впадин, не одинаковых по своему внутреннему строению, но образующих в сумме депрессионную, дугообразно слегка изогнутую зону, огибающую с юга поднятие Камышлы (склон Мардинского поднятия). Эта цепочка впадин включает (с запада на восток) Северо-Абдэльазизскую и Северо-Синджарскую впадины и складчатую зону Месопотамского прогиба (s.str.). Иногда вся эта система впадин в совокупности описывается под названием Месопотамского прогиба. (2) К южной системе впадин относится крупная Евфратская впадина, которую часто делят на собственно Евфратскую и Северо-Евфратскую впадины.

Полоса поднятий (валов), разделяющая указанные системы впадин, чаще всего описывается под названиями Синджар-Абд-эль-Азиз или Джераблюс-Туаль-Абба-Синджар. Она включает (с запада на восток) крупные частные поднятия Джераблюс, Абд-эль-Азиз-Байда, Синджар и ряд более мелких. Эта система поднятий не является непрерывной. В районе г. Хасеке и долины р. Хабур она прерывается поперечным коридором с повышенной мощностью неоген-четвертичных отложений, соединяющим северную и южную (Евфратскую) области прогибания.

Напомним еще раз, что вышеназванные структуры отражают тектонический план позднекайнозойского-современного этапа – этапа формирования передового прогиба. Они не вполне соответствуют структурным элементам предыдущего этапа развития платформы: одни из них развивались более или менее унаследованно, другие являются наложенными.

Северная система впадин состоит, как указано выше, из складчатой зоны Месопотамского прогиба (s.str.) с одной стороны, и достаточно резко контрастирующих с ней, практически не деформированных впадин Северо-Синджарской и Северо-Абдэльазизской – с другой.

Складчатая зона Месопотамского прогиба отличается наличием нескольких хорошо выраженных антиклиналей на северо-востоке (во внутренней зоне прогиба). Антиклинали внутренней зоны по большей части асимметричны, с одним пологим и одним крутым – до вертикального – крылом, осложенным разрывом; они группируются в асимметричный (с крутым южным крылом, нарушенным разрывом) Карачок-Лайлакский вал, состоящий из нескольких кулисообразно расположенных антиклиналей (Тарамыш, Карачок, Лайлак, Деррик). Западнее и южнее (т.е. во внешней части складчатой зоны прогиба) линейные складки сменяются пологими структурами брахиформного типа с уплощенными сводами, которые группируются в несколько полос (валов), разделенных разрывами. В отличие от антиклиналей внутренней зоны, хорошо выраженных на поверхности, брахиантиклинали внешней зоны на поверхности не картируются. Они выделяются по всем горизонтам чехла, но контрастность их вверх по разрезу сильно убывает.

Описанная складчатая зона Месопотамского прогиба на территории Сирии представляет собой небольшую часть общирной области деформированного прогиба, или складчатого форланда, занимающей большие площади в Иране и Ираке.

Осадочное выполнение впадин Северо-Синджарской и Северо-Абдэльазизской почти не деформировано, если не считать отдельных чрезвычайно пологих локальных структур. Северный борт этих впадин пологий, с постепенным переходом в склон поднятия Камышлы. Южный борт, напротив, крутой, особенно в Северо-Абдэльазизской впадине, где он выражен крупным разрывом и резким флексурообразным перегибом слоев.

Южная система впадин представлена крупной Евфратской впадиной, северовосточная часть которой, лежащая приблизительно к северу от района г. Дейр-эз-Зор, часто описывается как Северо-Евфратская впадина. Позднекайнозойская Евфратская впадина в общих чертах совпадает с современным бассейном р. Евфрат, вместе с его левым притоком Хабур и южной частью их междуречья (Северо-Евфратская впадина). В целом простирание впадины северо-западное, но на глубине она пересекается поперечными к ней структурами, лежащими на продолжении Пальмирид и, вероятно, генетически с ними связанными.

Рассматривая Евфратскую впадину, следует иметь в виду, что области прогибания разного возраста в ней, несмотря на унаследованное в целом развитие, не совсем совпадают. Это видно, например, на склонах поднятия Рутба в южной части Евфратской впадины. Донеогеновая впадина была здесь несколько шире; в позднекайнозойское время, т.е. во время формирования Месопотамского передового прогиба (s.l.), прогибание было более сильным, но при этом несколько более локализованным.

Структурную основу Евфратской впадины составляет Евфратская зона разрывов, идущая здесь вдоль течения р. Евфрат от Сирийско-Иракской границы до района г. Ракка, а затем далее к северо-западу с тем же простиранием. В совокупности вся эта сложно построенная зона часто описывается под названием Евфратского разрыва. Приблизительно вдоль него проходит граница, отделяющая область позднекайнозойских опусканий Месопотамского (s.l.) передового прогиба от остальной, более устойчивой в позднем кайнозое части Сирии.

Вдоль системы Евфратских разрывов располагается наиболее погруженная часть впадины, которая на некоторых участках – у склона поднятия Рутба – имеет, по-видимому, структуру грабена. По данным П. Лавлока [Lovelock, 1984], этот грабен развивался и позднем мелу и палеогене. В миоцене он испытал слабое сжатие, скорее всего, вызванное сдвиговым смещением по Евфратским разрывам, сопровождавшееся образованием флексур. Евфратский грабен, по-видимому, составляет одно из звеньев системы грабенов, описываемых в долине Евфрата (южнее – на широтном участке долины Евфрата – находится грабен Ана приблизительно с той же историей движений).

Залегание отложений, выполняющих Евфратскую впадину, в целом очень спокойное. Кроме отмеченных выше нарушений (Евфратский разрыв, складчатые и разрывные структуры так называемого погребенного продолжения Пальмирид), субгоризонтальное залегание слоев нарушается разрывами, обычно сбросами, и флексурами на границах со смежными поднятиями, а также внутренними локальными поднятиями (локальными структурами). Больше всего разрывы (сбросы) развиты на склоне поднятия Рутба, где они обеспечивают ступенчатое погружение в сторону впадины. Протяженная система сбросов и флексур прослеживается также по границе впадины с поднятиями Джераблюс и Туаль-Абба. Локальные структуры – это очень пологие поднятия, обнаруживаемые на глубине бурением и сейсморазведкой. Контрастность таких структур меняется с глубиной. Основной раздел при этом проходит в подошве формации Шираниш (маастрихт) и ее возрастных эквивалентов. Например, для группы поднятий Аш-Шола, Тайем, Эль-Мадабе, Восточная Эль-Мадабе, Аль-Фурат (Евфрат), расположенных в южной (на территории Сирии) части Евфратской впадины, установлена большая разница в строении нижних и верхних (начиная с верхнего мела, в основном с трансгрессивно лежащих пород формации Шираниш) горизонтов. Внизу эти структуры выражены немного отчетливее, выше они выполаживаются. В приведенных примерах особенно четко это видно на складках Аль-Фурат и Тайем. Многие из локальных структур осложнены разрывами (обычно вдоль одного крыла), которые также чаще не прослеживаются (затухают) в верхних горизонтах верхнего мела.

Полоса поднятий Синджар–Абд-эль-Азиз представляет собой крупную внутреннюю структуру Месопотамского (s.l.) передового прогиба с неодинаковыми историей и строением в ее западной и восточной частях.

Западная часть, расположенная к западу от р. Хабур, включает группу поднятий, наиболее значительными из которых являются Джераблюсское, Туаль-Абба, Абд-эль-Азиз, Байда и целый ряд более мелких. В пределах этой части поднятия выделяется целая серия пологих локальных поднятий изометричной и удлиненной формы. Приподнятое положение этой площади относительно смежных элементов выражено практически по всем горизонтам платформенного чехла, начиная с подошвы чехла и до отложений неогена. В этом ее существенное отличие от расположенного восточнее Синджарского новейшего поднятия, которое представляет собой инверсионную структуру. Со всех сторон рассматриваемое поднятие ограничено крупными разрывно-флексурными нарушениями. Особенно резкий уступ находится на северном борту поднятия - в кровле антиклинали Абд-эль-Азиз. Ранее здесь предполагали колоссальную амплитуду разрыва, считая, что в ядре антиклинали на поверхность выведены блоки палеозойских пород [Поникаров и др., 1969]. В настоящее время показано, что палеозойские породы, действительно выходящие на поверхность в ядре антиклинали, наряду с некоторыми другими, не подняты по разрывам, а залегают внутри отложений верхнего мела в виде олистостромовой обвально-оползневой массы [Леонов и др., 1986]. Это позволяет более умеренно оценивать вертикальную амплитуду Северо-Абдэльазизского разрыва.

Как уже сказано, Синджарское поднятие, лежащее к востоку от р. Хабур (на территории Сирии – в пределах так называемой Джибиси-Тишринской зоны), является инверсионным: только по верхним горизонтам оно представляет собой горстообразную приподнятую складчатую зону, по более же глубоким горизонтам – отчетливо выраженную впадину. Основу структуры Синджарского поднятия составляют крупные асимметричные антиклинали и (чаще) брахиантиклинали. Их группы и цепочки образуют широтно и субширотно вытянутые валы и горст-антиклинальные структуры, ограниченные разрывами. Разрывы вообще характерны для описываемой площади, однако, как правило, их вертикальная амплитуда невелика: очень редко она превышает первые сотни метров. Главными валами, или горст-антиклиналями, Джибиси-Тишринской зоны являются вал Шейх Мансур–Аль-Холь, вал Тишрин, вал Джибиси (состоящий из Северной и Южной Джибисинских антиклинальных зон). Для большинства этих структур характерны большая контрастность складок и разрывов в нижних горизонтах (как и в большинстве других случаев до кампана-маастрихта, т.е. до формации Шираниш) и ее заметное упрощение выше (начиная с формации Шираниш). В верхних горизонтах складки становятся положе, углы наклона слоев на крыльях не превышают 4-6°; иногда 2-3 складки сливаются в одну. Разрывы также, как правило, затухают, переходя во флексуры.

По своей истории формирования структуры современного Синджарского поднятия напоминают в известной мере Пальмириды (см. раздел 1.6.1): в обоих случаях это прогибы по глубоким горизонтам чехла, заполненные в основном мощными (до 2,5 км и более) толщами триаса в Синджарском прогибе; выполняющие их отложения чехла были смяты в складки с воздыманием по верхним горизонтам и образованием инверсионной структуры в неоген-четвертичное время (возможно, чуть позже – только начиная с плиоцена – в случае Синджарского поднятия Джибиси-Тишринского района).

1.5. СДВИГ МЕРТВОГО МОРЯ (Левантский трансформный разлом)

1.5.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Левантский разлом – крупнейшая зона нарушений, протянувшаяся от зал. Акаба (Элат) Красного моря до фронтальных цепей Альпийского пояса. Разлом разделяет Аравийскую и Синайскую плиты, участки которых, прилегающие к разлому, деформированы.

Имеются, если отбросить детали, две точки зрения на природу Левантского разлома. Согласно одной из них, зона разлома представляет собой рифтовый пояс, а составляющие последний впадины являются грабенами растяжения [Разваляев, 1971; Mart, 1991; Michelson et al., 1987; Picard, 1965; Vaumas, 1957]. Согласно второй точке зрения [Konn и др., 1994; Трифонов и др., 1991; Ben Avraham, 1989; Ben Avraham, Ten Brink, 1989; Darkal et al., 1990; Dubertret, 1969; Freund et al., 1968; Garfunkel, 1981; Girdler, 1990; Hatzor, Reches, 1990; Heimann et al., 1990; Joffe, Garfunkel, 1987; Letouzey, 1986; Quennell, 1958, 1984; Reches, 1987; Ron, 1987; Ron et al., 1990] – это левый сдвиг, а упомянутые выше впадины представляют собой структуры сдвиго-раздвигового (pull apart) типа. При этом популярность сдвиговой концепции со временем возрастала, особенно когда формирование сдвига удалось увязать с раскрытием Красного моря и кинематикой плит в Восточном Средиземноморье, рассматривая его как трансформный разлом на границе Аравийской и Синайской плит [Girdler, 1990; Joffe, Garfunkel, 1987; Quennell, 1984].

Главные доводы в пользу существования сдвига сводятся к следующему: а) указания на смещение по разлому к северу (в восточном крыле) ряда объектов мезозойского разреза и элементов рельефа на территории между зал. Акаба и Ливаном [Darkal et al., 1990; Freund et al., 1970; Freund et al., 1968]; б) позднечетвертичные и современные сдвиговые смещения в среднем (Ливанском) и северном (Сирийском) сегментах [Трифонов и др., 1991; Quennell, 1984]; в) решение фокальных механизмов землетрясений [Joffe, Garfunkel, 1987]; г) общий структурный рисунок зоны разлома; д) непротиворечивое объяснение с помощью сдвига образования структур, причем не только тех, которые составляют собственно зону Левантского разлома, но и остальных внутриплитных деформаций рассматриваемых частей Аравийской и Синайской плит.

Главными доводами против наличия сдвига служат указания на недостоверность данных о латеральном смещении по разлому в Иорданско-Израильском [Mart, 1991; Michelson et al., 1987] и Сирийском сегментах. В последнем реальность позднечетвертичных подвижек не вызывает сомнений [Трифонов и др., 1991], но нет оснований экстраполировать эти данные на более длительное время. Приводятся и менее значимые аргументы, например отсутствие на поверхности зон дробления и милонитизации, которыми, по [Michelson et al., 1987; Picard, 1965], должен был бы маркироваться сдвиг подобного масштаба. Но подобные образования не всегда характерны и для многих других крупных сдвигов земного шара. Наличие этих противоречивых суждений вызывает необходимость проанализировать их обоснованность и в особенности достоверность тех данных, по которым определяется амплитуда сдвига.

Левантский разлом распадается на три сегмента с разным простиранием и стру-

ктурным стилем: южный (Израильско-Иорданский), средний (Ливанский) и северный (Сирийский) (рис. 1.6).

В южном сегменте простирание разлома субмеридиональное с легким дугообразным выгибом к востоку. Зона разлома состоит из параллельных, подставляющих друг друга по простиранию, разрывов и цепочки ограниченных ими впадин: Акаба (Элат), состоящая из нескольких частных впадин, Вади Араб, Мертвого моря, Тивериадская, Хула.

Вывод о наличии сдвига и оценка его амплитуды основаны на смещении стратиграфических и изофациальных границ триасовых, юрских и меловых отложений, местонахождений фауны, других характерных образований (в том числе в докембрийских комплексах на юге) и позднекайнозойских речных русел [Darkal et al., 1990; Freund et al., 1968, 1970; Quennell, 1958, 1984]. Суммарное смещение оценивается в указанных работах в 107 км, из которых около 60 км (по смещению объектов мезозойского разреза) отводится на время до плиоцена, обычно на миоцен, а 40–47 км – на плиоцен–квартер.

Средний сегмент Левантского разлома отличается от соседних как простиранием (20–25° ССВ), так и другими особенностями. Зона разлома здесь веерообразно рассредоточивается. Она состоит из нескольких крупных разрывов и осложненных разрывами складок, которые группируются в два горст-антиклинальных поднятия, соответствующих горным массивам Ливана и Хермона-Антиливана. Поднятия разделены продольной впадиной (по-видимому, рампом) Бекаа, заполненной осадками верхних частей миоцена и плиоцена. При переходе от южного сегмента к среднему в "фокальной", по выражению А. Куэннелла, точке, на севере впадины Хула, Левантский разлом расщепляется. Его прямым продолжением является самый западный разрыв Яммуне, который служит связующим звеном между южным и северным отрезками Левантского разлома. Остальные главные разрывы этой системы (Хасбайа, Рашайа, Серхайа) представляют собой ответвления от главного ствола. Первые два слепо затухают в пределах массива Хермон, разрыв Серхайа продолжается в Пальмириды.

Геоморфологические и структурные данные указывают на сдвиговые смещения по разрывам сегмента. Из структурных признаков наиболее убедительны связанные с перечисленными выше разрывами небольшие позднекайнозойские впадины ромбовидной формы, образование которых объясняют комбинированным действием сдвига и раздвига (пулл-апартовый механизм) и дополнительного поворота смежных блоков. В литературе почти не приводится указаний на величину сдвиговых перемещений. Только для разрыва Яммуне по положению идентичных орографических элементов в крыльях разлома допускается смещение на 7–10 км [Ron, 1987]. При этом подчеркивается, что о значительно более крупномасштабном смещении (многие десятки – сто километров) говорить невозможно ввиду тождественности разрезов Ливана и Антиливана [Quennell, 1984].

К числу важных характеристик описываемого структурного ансамбля принадлежат признаки сжатия, выраженные в явлениях взбрасывания и надвигания. Им не уделяют должного внимания, хотя они были замечены давно [Krenkel, 1941] и важны для понимания механизма движения по разлому и возникновения связанных с ним деформаций. В южных склонах массива Хермон описаны чешуи юрских пород [Krenkel, 1941], а сам массив надвинут к юго-востоку на смежную депрессию, заполненную неоген-четвертичной молассой и вулканитами. О масштабах надвигания можно судить по результатам бурения в массиве Хермон на территории Сирии (устное сообщение И.Г. Новичкова). В нескольких километрах от фронтального разрыва Серхайа, ограничивающего массив с юго-востока, под юрскими отложениями на глубине в сотни метров несколькими скважинами вскрыты конгломераты неогена-квартера. Это указывает на значительную амплитуду надвигания массива на молассовую впадину. В предгорьях Хермона (северо-восточнее сел. Аарне, Сирия) описаны олистоплаки юрских известняков, залегающие в конгломератах плиоце-



Рис. 1.6. Схема строения Левантского разлома и внутриплитных элементов Аравийской платформы

1 – докембрийский фундамент; 2 – аллохтонные офиолитовые массивы; 3 – вулканиты неогена-квартера; 4 – впадины плиоцен-четвертичного возраста; 5 – главные разрывы зоны Левантского трансформного разлома; 6 – сдвиги; 7 – сбросы; 8 – раздвиги, маркируемые цепочками вулканических аппаратов; 9 – фронтальный альпийский надвиг; 10 – надвиги; 11 – оси антиклиналей и брахиантиклиналей; 12 – граница восточного периклинального замыкания Пальмирид

Д-А – вулканическое плато Друз-Аш-Шама; П – Пальмирская складчатая зона; ЭГ – грабен Эль Габ; разрывы: Р – Рум, Я – Яммуне, С – Серхайа

Fig. 1.6. Structural framework of the Levant fault and intraplate elements of the Arabian plate

1 - Precambrian basement; 2 - allochthonous ophiolites; 3 - Neogene-Quaternary volcanics; 4 - Pliocene-Quaternary basins; 5 - main faults of the Levant transform fault zone; 6 - wrench faults; 7 - normal faults; 8 - extension fractures marked by chains of eruptive cones; 9 - frontal alpine nappe; 10 - upthrusts; 11 - anticline and brachianticline axes; 12 - the Palmyrides eastern pericline boundary

 Π -A – Druz-Ash-Shama volcanic plateau; Π – Palmyrides fold zone; $\Im\Gamma$ -El Ghab graben; faults: P – Rocem; \Re – Yammuneh; C – Serhaya faults



Рис. 1.7. Структурная схема района грабена Эль Габ и геологический профиль (по [Поникаров и др., 1969])

 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен: a – морские и озерные осадки, 6 – пролювиально-коллювиальные отложения; – плиоцен-четвертичные базальты; 4 – средний-верхний мноцен; – юра-палеоген; 6 – офиолиты Бассит; 7 – геологические границы; – генерализованная граница юры и мела (штрихи – в сторону мела); 9 – разломы Левантской трансформной зоны; – прочие разломы; 11 – надвиги и взбросы; 12 – сдвиги; – то же, предполагаемые; 14 – сбросы; 15 – то же, предполагаемые; 16 – погребенный под плиоцен-четвертичными отложениями разлом (флексура?), установленный по геофизическим даннык; – пологие брахиантиклинали; 18 – вершинная часть хр. Джебель Ансарие (область наибольшего плноцен-четвертичного воздымания); – линия геологического профиля; – линии электро-гравиразведочных профилей, показанных на рис. 1.12; – станции мезотектонических наблюдений. Цифры в кружках: 1 – массив офиолитов Бассит (мегантиклиналь джебель Ансарие (Джебель Сахлие); 5 – грабен Эль Габ; 6 – впадина Хама; 7 – базальты Шин

Fig. 1.7. Structural scheme of the El Ghab and graben geologic profile (after [Ponikarov et al., 1969])

I – Quaternary deposits; 2 – Pliocene: a – marine and lacustrine, and δ – proluvial-colluvial deposits; 3 – Pliocene-Quaternary basalts; 4 – Middle-Upper Miocene deposits; 5 – Jurassic-Paleogene deposits; 6 – Bassit ophiolites; 7 – geologic boundaries; 8 – generalized boundary between Jurassic and Cretaceous deposits (barbs indicate Cretaceous deposits); 9 – faults of the Levant transform zone; 10 – other faults; 11 – thrusts and reverse faults; 12, 13 – wrench faults: 12 – proved, and 13 – inferred; 14, 15 – normal faults: 14 – proved, and 15 – inferred; 16 – faults (flexures?) subcropping the Pliocene-Quaternary deposits, according to geophysical data; 17 – low-angle brachianticlines; 18 – the crest of Jebel Ansarije Ridge (area of highest Pliocene-Quaternary arching); 19 – geologic profile line; 20 – electrical sounding and gravimetric profiles (see fig. 1.12); 21 – sites of mesotectonic measurements. Circled numbers indicate as follows: 1 – Bassit ophiolites (the Neogene meganticline); 2 – Latakia thrust; 3 – El-Kabir ramp; 4 – Jebel Ansarije (Jebel Sahlije) horst-anticline; 5 – El Ghab graben; 6 – Hama basin; 7 – Shin basalts

на-квартера на расстоянии 2-4 км от линии разрыва Серхайа. Образование пластин, соскользнувших в молассовую впадину с массива Хермон, подтверждает надвигание в области поднятия. В самой зоне разрыва Серхайа отчетливо наблюдается надвигание юрских известняков массива Хермон на неогеновые конгломераты, зона надвига имеет чешуйчатое строение.

Наличие вышеохарактеризованных структур, свидетельствующих об обстановке сжатия, позволяет рассматривать поднятие Хермон–Антиливан как хребет сжатия (pressure ridge) [Garfunkel et al., 1981], формирование которого обусловлено сдвиговым смещением по трансформному разлому с искривленной конфигурацией. Возможно, что обстановка сжатия не ограничивалась площадью Хермона и Антиливана, распространяясь и на более западные элементы описываемого сегмента.

В северном сегменте зона Левантского разлома снова приобретает меридиональное простирание. Как и в его южном сегменте, трансформный разлом проходит примерно посередине широкого (30-50 км) валообразного поднятия меридиональной ориентировки (рис. 1.7). Однако, как хорошо видно на западном краю этого вала, более приподнятом и поэтому лишенном неоген-четвертичного покрова, в целом меридиональный вал на самом деле состоит из ряда косо ориентированных к нему, правоэшелонированных антиклиналей север-северо-восточного простирания - того же, что и неоструктуры офиолитовых зон Курд-Дага и Бассита. В ядрах складок выходят сеноман-туронские, а на крыльях – сенон-эоценовые отложения. На периклиналях они "запечатаны" мессинием, а кое-где – гельветом. Все эти факты свидетельствуют о том, что описываемое валообразное поднятие возникло не позже конца миоцена (о древности его свидетельствуют также и геоморфологические данные (см. ниже) и данные о строении базальтовых покровов [Трифонов и др., 1991]) и что первоначально оно могло представлять собой эшелонированную гирлянду складок, образовавшуюся в зоне широкого левого сдвига. Никаких признаков существования в то время узкого разрыва посередине этой зоны нет, и миоценовые отложения не обнаруживают здесь какой-либо резкой фациальной границы (если не считать общего постепенного выклинивания морских горизонтов к востоку).

Что же касается Левантского разлома в его современном виде, то он образовался позже. Может быть, его возникновение зафиксировано интенсификацией базальтового вулканизма в районе г. Хомс, произошедшей в интервале 6,2-4,8 млн лет [Шарков и др., 1994]. Однако разлом смещает эти базальты, ареал которых к тому же существенно шире его зоны. Более точно привязаны к зоне разлома базальты района Джиср-эш-Шугур с возрастом 1,3-1,1 млн лет, которые почти не выходят за пределы грабена Эль Габ [Девяткин и др., 1997; Шарков и др., 1994]. Данные о возрасте трансформного разлома можно было бы получить, определив время накопления нижних горизонтов моласс грабена Эль Габ, но фаунистические находки здесь редки, и в значительной мере условно эти отложения датируются большинством исследователей как нижнеплиоценовые [Девяткин и др., 1997; Поникаров и др., 1969; Трифонов и др., 1991]. Итак, исходя из этих сведений можно полагать [Копп и др., 1994; Трифонов и др., 1991], что смещение по сирийскому отрезку Левантского разлома началось не ранее конца миоцена – начала плиоцена, причем, очевидно, особенно интенсивным оно было в конце плиоцена-квартере. Четвертичные смещения фиксируются как механизмами землетрясений, так и деформациями террас и русел водотоков [Трифонов и др., 1991].

В отличие от южного, Израильско-Иорданского, сегмента, в Сирии повсеместно поднято западное, а не восточное крыло разлома. Эта ступень выражена как в рельефе, так и в возрасте пород, выходящих к западу и востоку от тектонического контакта (юра и альб-сеноман соответственно). Амплитуда вертикального смещения более 1 км. Обращение знака вертикального смещения логично увязывается, на наш взгляд, со сменой направления кривизны сместителя в плане: на юге она выпуклостью направлена к востоку, а на севере – к западу. Соответственно, при активном движении Аравийской плиты к северу левостороннее смещение этого (восточного) крыла сдвига на юге должно сопровождаться синтетическим, а на севере – антитетическим подворотом. В первом случае проявляется некоторое сжатие восточного крыла сдвига и оно может приподняться [Копп, 1997], тогда как во втором оно, напротив, растянется и опустится.

В виде левого сдвига Левантский разлом лучше всего выражен на юге Сирийского сегмента. Он представлен здесь одиночным швом, вдоль которого с амплитудой 20 км смещен влево контур базальтового плато Шин. В ряде мест здесь отмечается левостороннее смещение элементов четвертичного рельефа. В северном направлении около г. Массиаф разлом расщепляется на две субпараллельные ветви, отстоящие друг от друга на расстояние 1–2 км. Клиновидный блок, зажатый между этими ветвями, несколько опущен, и в его пределах кое-где выходят верхнемеловые, а на севере даже плиоценовые отложения, несогласно перекрывающие мел. Однако щелевидную ложбину, геоморфологически соответствующую блоку, нельзя считать рифтом: судя по очень крутому и часто запрокинутому залеганию плиоценовых конгломератов и по их заметному метаморфизму, поперек зоны разлома проявилось сжатие, и поэтому грабен имеет рамповую природу. В ряде мест здесь отмечается левостороннее смещение элементов четвертичного рельефа [Трифонов и др., 1991].

Основными элементами северного сегмента зоны разлома на территории Сирии являются система грабенов и сводовые поднятия (Береговой хребет, или Джебель Ансарие, поднятие Эз-Завия-Массиаф, Антиливан).

1.5.2. СИСТЕМА ГРАБЕНОВ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПРОСТИРАНИЯ

Данная система включает грабены Массиаф, Эль Габ, Эль Руж и др. На севере эта меридиональная цепочка грабенов ветвится, начиная с грабенов Эль Руж и Джиср-эш-Шугур, и с приближением к Альпийскому поясу вырождается. Последним – самым северным элементом этой системы грабенов в Сирии – является грабен Карасу. Кроме того, к зоне разлома примыкает также рамповая впадина Эль-Кабир, которая также описывается в этом разделе.

Между грабенами главного ствола разлома (Эль Габ и др.) и грабеном Эль-Кабир имеются существенные различия. Первые из них, меридионального простирания, возникли в плиоцене, тогда как косо ориентированный по отношению к разлому грабен Эль-Кабир, вместе с системой менее ярко выраженных структур такого же направления, лежащих на его северо-восточном продолжении, сформировался раньше: главная фаза опусканий в нем приходится на миоцен (возможно, начиная с поздней части олигоцена). Намечаются, таким образом, две генерации приразломных впадин: более ранние (конец олигоцена?-миоцен) северо-восточного простирания, отвечающие начальному этапу смещения, и более поздние (плиоцен) меридиональные, косо секущие предыдущие. Если принимать во внимание только сушу, то плиоценовые впадины по суммарной протяженности оказываются намного более значительными. Но следует иметь в виду следующее. Во-первых, амплитуда опускания в грабенах обеих генераций соизмерима: в том и другом случае до 2,5 км. Во-вторых, миоценовые расколы и опускания в пределах современной акватории Средиземного моря у берегов Сирии могли быть и в чисто пространственном отношении сопоставимы с аналогичными процессами плиоцен-четвертичного времени.

Впадина (рамповый грабен) Эль-Кабир. На поверхности грабену Эль-Кабир соответствует полоса развития неогеновых отложений (плиоцена на юге и миоцена на северо-востоке), заключенная между блоком Бассит–Латакия и областью выходов отложений мезозоя-палеогена Берегового хребта. В рельефе на юге он выражен понижением, но по направлению к северо-востоку его поверхность поднимается, и орографическая обособленность грабена от смежных поднятий становится менее отчетливой.





1 – породы аллохтона; 2 – известняки; 3 – мергели; 4 – доломиты; 5 – осадочная брекчия с обломками пород аллохтона (офиолитовой ассоциации и др.); 6 – глинистые породы; 7 – песчано-глинистые породы; 8 – песчаники; 9 – конгломераты

Fig. 1.8. Stratigraphic section of the El-Kabir graben and adjacent uplifts (using the data of Syrian Petroleum Company on Latakia-2 and Fidio-1 boreholes)

1 – allochthonous rocks; 2 – limestones; 3 – marls; 4 – dolomites; 5 – sedimentary breccia with fragments of allochthonous rocks (ophiolite association a.o.); 6 – argillaceous rocks; 7 – arenaceous-argillaceous rocks; 8 – sand-stones; 9 – conglomerates

Первые надежные сведения о строении впадины на глубине были получены в результате бурения Сирийской нефтяной компанией в конце 70-х – начале 80-х годов трех скважин в южной части грабена: Фидио-1 (вблизи оси грабена) и Латакия-2 и 3 (у его северо-западного борта). Выяснилось, что если отложения мела и большей части палеогена, вскрытые в основании грабена, по мощности и литологии существенно не отличаются от одновозрастных отложений Берегового хребта, то совершенно иначе обстоит дело с верхами олигоцена и миоценом: их суммарная мощность здесь более 2 км против первых десятков-сотни метров на бортах грабена (рис. 1.8; 1.9).

Данные о разрывах, ограничивающих впадину Эль-Кабир, неравноценны. На северо-западе он резко ограничен зоной Латакийского разрыва. На поверхности последний чаще скрыт под плиоцен-четвертичными осадками и картируется лишь местами, но наличие его на глубине и большая амплитуда вертикального смещения



Рис. 1.9. Схематический разрез через южную часть грабена Эль-Кабир и блок Бассит-Латакия (глубинная структура вне района скважин показана предположительно)

I – плноцен-квартер; 2 – олигоцен-миоцен (нижний и средний миоцен блока Бассит-Латакия, нерасчлененная толща олигоцена-мноцена во впадине Эль-Кабир); 3 – часть толщи олигоцена-мноцена с брекчиями (P₃ – N¹интервал 2350–2960 м в скв. Латакия-2; N²- интервал 1000–1200 м в скв. Фидио-1); 4 – положение границы олигоцен-миоцен; 5 – палеоген-эоцен (включая нны олигоцена в скв. Латакия-2); 6 – верхний маастрихт (K₂mst_b) блока Бассит-Латакия и нерасчлененный маастрихт поднятия Берегового хребта; 7 – породы аллохтона; 8 – апт-альб-верхний мел (до низов маастрихта K₂mst_b или кампана включительно); 9 – горизонты размыва (перерывы); 10 – надвиг в основании аллохтона; 11 – разрывы Fig. 1.9. Schematic section through the southern part of the El-Kabir graben and Bassit-Latakia block (the deep structure outside the regions of boreholes is shown as presumed)

l – Pliocene-Quaternary; 2 – Oligocene-Miocene (Lower and Middle Miocene of the Bassit-Latakia block, undifferentiated Oligocene-Miocene series in the El-Kabir graben); 3 – part of Oligocene-Miocene series with breccia $(P_3 - N_1^1 - \text{the } 2350-2960 \text{ m} \text{ interval in the Latakia-2 borehole; } N_1^2 - \text{the } 1000-1200 \text{ m} \text{ inter val in the Fidio-1 borehole}; 4 – position of the Oligocene-Miocene boundary; 5 – Paleocene-Eocene (including lowermost Oligocene in the Latakia-2 borehole); 6 – Upper Maestrichtian (K₂mst_b) of the Bassit-Latakia block, and undifferentiated Maestrichtian of the Coastal ridge uplift; 7 – allochthonous rocks; 8 – Aptian-Albian – Upper Cretaceous (to lowermost Maestrichtian – K₂mst_a or Campanian inclusive); 9 – horisons of stratigraphic breaks; 10 – overthrust plane at the allochthonous base; 11 – faults$

по нему очевидны. Перепад глубины залегания подошвы олигоцена составляет 2,5–3 км, по данным скв. Латакия-2 и особенно Латакия-3, пробуренной в непосредственной близости от разрыва. Прямизна линии разрыва позволяет предполагать крутой наклон сместителя около поверхности. Вместе с тем, судя по данным бурения и наличию мелких складок в палеогеновых породах вблизи разрыва (в г. Латакия), весьма вероятна взбросовая (надвиговая) составляющая с надвиганием к востоку.

Для восточного ограничения грабена таких надежных данных нет. Здесь на поверхности, в полосе контакта заполняющих грабен неогеновых отложений с выходами мел-палеогеновых пород Берегового хребта, проходит система разрывов, каждый из которых в отдельности не является значительным, но можно думать, что в совокупности они служат поверхностным выражением расположенного на глубине крупного нарушения.

Определенные изменения происходят по простиранию грабена: отчетливее он выражен на юге, где он раскрывается в море, куда продолжаются и ограничивающие его разрывы. По направлению к северо-востоку ложе грабена, т.е. подошва верхнеолигоцен-миоценовых отложений, поднимается. Вместе со всей полосой Берегового хребта эта часть грабена была вовлечена в воздымание в плиоцене (после мессиния).

История развития территории впадины Эль-Кабир представлена на рис. 1.10. Контрастные движения, приведшие к ее образованию, начались, как уже говорилось, в конце олигоцена и привели к накоплению более чем 2-километровой толщи осадков верхов олигоцена (?)-миоцена. Осадки исключительно морские с подавляющим преобладанием известняков и мергелей. Снос обломочного материала с бортов грабена был незначителен, хотя в отдельных интервалах разреза и появляются терригенные породы, в основном, по-видимому, происходящие из блока Бассит-Латакия. К ним, в частности, принадлежат линзы (?) брекчий, состоящие из обломков офиолитовых пород, обнаруженные в олигоцен-нижнемиоценовых (скв. Латакия-2) и среднемиоценовых (скв. Фидио-1) горизонтах. В плиоцене южная часть грабена и его борта была перекрыта пологой впадиной с максимальной мощностью плиоценовых отложений до 500-600 м; северная его часть была в это время вовлечена в поднятие.

Система плиоценовых грабенов достаточно полно описана в литературе. Центральное место в ней – и по местоположению и по размеру – занимает грабен Эль Габ. Ширина грабена в его южной, наиболее широкой, части составляет 12–13 км, а к северу уменьшается до 9–10 км; длина – 45–50 км. Борта морфологически выражены крутыми уступами с высотой 1,3–1,5 км (западный) и 0,7–0,8 км (восточный), а центральная часть – плоской аллювиально-пролювиальной равниной с руслом р. Оронто в середине. Оба уступа соответствуют разрывам, по которым шло и, вероятно, продолжается проседание грабена. Особенно сложно построен западный борт. Это зона, состоящая из системы крупных и мелких разрывов, по которым опускание впадины происходит ступенчато в виде блоков разной величины. Наиболее ясно это установлено в ее северной трети, где в склоне Берегового хребта чередуются блоки юрских, меловых и палеогеновых пород.

Днище грабена покрыто почти сплошным чехлом верхнечетвертичных осадков, из-под которых очень редко, в основном на самом юге и севере, выступают небольшие выходы плиоцена. Судя по данным бурения, электро- и гравиразведки (материалы М. Казказа), мощность плиоцен-четвертичных моласс достигает максимальных значений около 800–950 м на юго-востоке грабена. Здесь обособляется довольно резко выраженная треугольная в плане впадина, сужающаяся к северу и отделенная от остальной части грабена четким уступом (рис. 1.11; 1.12). К северу мощность моласс постепенно снижается до 400–500 м и менее. Утонение континентальных толщ к северу может быть связано как с вырождением грабена, так и с его последовательным разрастанием в данном направлении. Факты пропагации четко зафиксированы для





Fig. 1.10. Stages of development of the region of the El-Kabir graben Symbols: see fig. 1.9





Заштриховано – мезозойские и палеогеновые породы в основании грабена; точки – плиоцен-четвертичные осадки

Fig. 1.11. Section through the southern part of the El Ghab graben (according to electrical sounding data; based on the materials of the General Establishment of Geology and Mineral Resources)

Hatchure - Mesozoic-Paleogene deposits at the graben's base; dots - Pliocene-Quaternary deposits



Рис. 1.12. Разрезы кровли доплиоценового фундамента грабена Эль Габ по данным гравии электроразведки (материалы М. Казказа)

А – северная, Б – южная части грабена. Расположение разрезов см. на рис. 1.7. Утолщенные пунктирные линии – предполагаемые разломы

Fig. 1.12. Sections across the top of pre-Pliocene basements of the El Ghab graben according to gravity and electric data (M. Kazkaz)

A - northern, and B - southern parts of the graben. Location of section lines is shown in fig. 1.7. Thick dotted lines indicate inferred faults

ряда более южных приразломных впадин [Zak, Freund, 1981], здесь же пока приходится опираться только на предположения. Единственная глубокая нефтепоисковая скважина, начатая бурением в центре грабена и прошедшая насквозь молассы, пока не дала никакого материала об их возрасте. Неогеновые конгломераты в ней ложатся на низы эоцена, соответственно вертикальная стратиграфическая амплитуда бортовых уступов должна быть равна 3–3,5 км (запад) и 2–2,5 км (восток). Забой скважины в декабре 1995 г. находился на глубине более 1600 м, в верхнеюрских отложениях. Важно отметить, что породы верхней юры, мела и палеогена представлены в обычных для западного склона Аравийской платформы (Левантский континентальный край) фациях и мощностях и поэтому ничего не могут сказать о крупном левобоковом смещении вдоль трансформного разлома.

На севере грабен Эль Габ раздваивается. Западная ветвь представлена неглубоким грабеном Джиср-эш-Шугур, к которому приурочена долина р. Нахр эль-Асси; на севере он протягивается до границы с Турцией. На поверхности здесь развиты плиоценовые отложения. Хотя под ними и в грабене, и на окружающей площади присутствуют также отложения миоцена, последние связаны не с формированием данного грабена (плиоценового возраста), а скорее – с системой эшелонированных миоценовых впадин северо-восточного простирания, лежащих на продолжении грабена Эль-Кабир. В плиоцене все они были пересечены разломом меридионального простирания. Стратиграфия неогена этих районов изучена недостаточно для более определенных выводов.

К восточной ветви относится грабен Эль Руж. Амплитуда прогибания в нем невелика: отложения, маркирующие рифтовую стадию развития, начинаются, по данным М.Ш. Наджиба, с сармата или верхов тортона и имеют мощность не более 500 м (сармат-квартер). Вполне отчетливо грабен оформился только с конца миоцена. На севере грабен Эль Руж расщепляется на несколько небольших грабенов, выполненных четвертичными и отчасти плиоценовыми отложениями. Наконец, на самом северном окончании этой ветви находится меридионально вытянутый грабен Карасу, развивавшийся в основном в четвертичное время. В Сирии находится лишь его восточный край.

1.5.3. СИСТЕМА ПОДНЯТИЙ РИФТОВОГО ПОЯСА (Береговой хребет, поднятня Эз-Завня-Масснаф, Антиливан)

Не так много можно сейчас добавить к тому, что было известно об этих элементах раньше. Некоторые уточнения можно внести главным образом в представления о тектонике поднятия Берегового хребта, основываясь на результатах собственных полевых наблюдений авторов и данных геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [Geological map ..., 1978–1979].

Поднятие Берегового хребта (или Джебель Ансарие). На поверхности Береговой хребет сложен отложениями мезозоя (от средней юры до маастрихта) и палеогена (палеоцена и эоцена). Доюрские породы ни на поверхности, ни скважинами не вскрыты. У границы с грабеном Эль-Кабир и на побережье фрагментарно присутствуют также отложения миоцена, плиоцена и морские четвертичные; на юге имеются, кроме того, покровы плиоценовых лав. Породы мезозоя-палеогена в структурном отношении представляют собой единый комплекс (платформенный чехол) со стратиграфическими перерывами, но без угловых несогласий. Он сложен разнообразными карбонатными породами и делится на две серии: (а) средняя-верхняя юра (мощностью до 700-800 м) и (б) отложения от апта-альба до среднего эоцена (мощностью до 1300-1500 м). Разделяющий их перерыв соответствует части поздней юры и неокому. Кроме этого крупного перерыва, важнейшего в мезозойской-палеогеновой истории Аравийской платформы, отмечаются также перерывы в верхах кампана-низах маастрихта, основании палеоцена и среднего эоцена.

Для реконструкции позднекайнозойской истории движений на территории Берегового хребта и зоны трансформного разлома особый интерес представляет строение толщи среднего эоцена, венчающей разрез платформенного чехла. Первоначально они пользовались сплошным распространением. Так, на западном склоне Берегового хребта известняки среднего эоцена мощностью от 45 м (с. Маркие) до 160 м (район сел. Кердаха) по направлению к востоку срезают (в районе с. Кердаха) слои нижнего эоцена и переходят на отложения палеоцена, а затем и маастрихта [Geological map..., 1978, 1 : 50 000; sheet Qerdacha – Explanatory Note, fig. 14]. Такие же среднеэоценовые отложения установлены в блоках в зоне западного пограничного разрыва грабена Эль Габ и давно были известны в восточном борту этого грабена. Это определенно доказывает, что, по крайней мере, в конце среднего зоцена поднятия на месте Берегового хребта не существовало. Заметного воздымания не было еще и в раннем-среднем миоцене; состав отложений этого возраста и в грабене Эль-Кабир, и в особенности на северном краю поднятия Берегового хребта (аквитан и бурдигал) указывает на отсутствие сноса с этой площади.

По условиям залегания мезозойских-палеогеновых пород поднятие Берегового хребта – это полого наклоненная к западу моноклиналь с углами падения 10–15°, осложненная разрывами. Южнее широты Тартуса слои приобретают совсем близгоризонтальное залегание, разрывы исчезают. На востоке поднятие Берегового хребта резко обрывается разрывами главного ствола трансформного разлома. С запада оно также ограничено разрывами, проходящими вдоль побережья по дну Средиземного моря и затем – севернее – по границе с грабеном Эль-Кабир.

Моноклинальный наклон слоев, обращающий на себя внимание, не отражает вместе с тем характера движений на этапе формирования плиоценового грабена.

Есть основания думать, что изгиб слоев, приведший к образованию моноклинали (т.е западной половины сводового поднятия, восточное крыло которого представлено поднятием Эз-Завия-Масиаф), имел место раньше; во время же формирования зоны грабенов поднятие Берегового хребта поднималось в виде горста. Такой вывод вытекает из анализа соотношения между плиоценовыми и четвертичными осадками побережья, вулканическими покровами и элементами рельефа. Этот вопрос, правда, изучен недостаточно, и сейчас его решение может быть предложено в схематическом виде.

По характеру рельефа имеются различия между северной (приблизительно к северу от разрыва Эль Синне) и южной половинами Берегового хребта. В северной части склон хребта практически лишен поверхностей выравнивания; он здесь более или менее монотонный, его крутизна и расчлененность определяются главным образом механическими свойствами пород. На юге, напротив, рельеф имеет ступенчатую форму, отличительной его чертой служат протяженные горизонтальные уровни, представленные останцовыми поверхностями и вершинами водоразделов и разделенные относительно более крутыми уступами.

На площади листов (м-6 1 : 50 000) Баниас, Кадмус, Тартус и Сафита различаются, как минимум, три уровня с абсолютными высотами: (а) около 1000 м, (б) 570-620 м, (в) 250-350 м. Особенно хорошо они развиты в районе городов Баниас и Кадмуса (рис. 1.13). Уклон уступов рельефа, разделяющих перечисленные уровни в данном сечении, составляет: от нижнего уровня (250-260 м) к среднему (570-620 м) – 300 м на расстоянии 4 км (т.е. около 80 м/км); от среднего уровня к верхнему (1000 м) – 350 м на расстоянии 2 км (т.е. около 170 м/км). Эти цифры – 80 и 170 м/км на один-два порядка больше значения максимальных уклонов самих уровней, не превышающих 10 м/км.

Важно также отметить, что рассматриваемые поверхности не являются ни структурными (так как срезают моноклинально лежащие слои разного возраста), ни обусловленными литологией пород (так как одни и те же поверхности выработаны на разных, в том числе и осадочных, и вулканических породах). Это наглядно проявляется, в частности, в районе непосредственно к югу от г. Баниас, где уровень 260–300 м над уровнем моря прослеживается, по крайней мере, от широты города до южной границы листа Баниас. Эта – первоначально единая – выровненная поверхность в настоящее время расчленена и представлена протяженными – до нескольких километров – останцами на водоразделе и отдельными вершинными точками водоразделов. Поверхность выработана на породах разного возраста и состава, но наиболее плоские, столовые, останцы бронируются вулканическими породами плиоцена (Кала-эль-Маркаб, Дахар-Сафра).

Нижняя из указанных поверхностей (250–350 м) датируется достаточно точно: она, видимо, соответствует калабрийской (раннечетвертичной) морской террасе, отложения которой описаны на высоте до 250 м [Wolfart, 1967]. Это согласуется с тем, что поверхность выработана на вулканических породах, которые относятся к верхам плиоцена. Вулканиты залегают на отложениях нижнего плиоцена (которые, в свою очередь, залегают на сильно эродированной поверхности среднеэоценовых пород) и заключают в себе прослои морских плиоценовых отложений (рис. 1.14). Возраст остальных поверхностей, расположенных выше, древнее (плиоцен?).

Наличие горизонтальных поверхностей выравнивания, недеформированных, но срезающих наклонно лежащие слои, свидетельствует о том, что выраженная в наклоне слоев антиклинальная структура свода Берегового хребта (западное крыло) – поднятия Эз-Завия (восточное крыло) образовалась до формирования древнейшей из этих поверхностей (находящейся сейчас на высоте 1000 м над уровнем моря). Тектонические движения после формирования мегантиклинального свода в течение, по крайней мере, поздней части плиоцена и всего квартера, т.е. в эпоху формирования грабена Эль Габ, выражались уже главным образом в простом подъеме блока Берегового хребта без изгибания осадочной толщи. Амплитуда подъема



Рис. 1.13. Выровненные поверхности западного склона Берегового хребта (южная часть)

Жирный пунктир – выровненные новерхности с указанием их абсолютной высоты и высоты уступов рельефа; жирная линия – граница нижнего и верхнего мела; на врезке – положение профилей на листах Баниас (1) и Кадмус (2)

Fig. 1.13. Levelled surface on the western slope of the Coastal Mts. (southern part)

Thick dotted line – levelled surfaces with indicated absolute height and the height of relief scarps between them; in the inset map – position of profiles in the sheets Banyas (1) and Qadmous (2)



Рис. 1.14. Схематический разрез через район Кала-эль-Маркаб в районе к югу от г. Баниас (терраса калабрийского возраста 260–300 м над уровнем моря); принципиальная (масштаб не выдержан) схема соотношения отложений мезозоя-палеогена с морскими осадками, вулканитами плиоцена и элементами современного рельефа

1 – карбонаты мезозоя-палеозоя; 2-4 – плиоценовые отложения: 2 – морские осадки, 3 – туфы, 4 – лавы; 5 – поверхность террасы

Fig. 1.14. Schematic section through the Oal'at al Markab region south of Banyas (a Calabrian terrace 260–300 m above the sea level); principal (no scaling observed) scheme of relations of Mesozoic-Paleogene deposits, Pliocene marine sediments and volcanics, and elements of the modern relief

1 - Mesozoic-Paleogene carbonates; 2-4 - Pliocene deposits: 2 - marine sediments, 3 - tuffs, 4 - lavas; 5 - the terrace surface

в такой форме составляет минимум 1000 м; на этой высоте расположена верхняя из установленных поверхностей.

Характерной особенностью структуры моноклинали является наличие многочисленных эшелонированных разрывов северо-восточного простирания длиной до 20–25 км, с шагом от 2 до 10 км нарезающих моноклиналь на довольно узкие ломтевидные блоки. Присутствуют нарушения и других направлений, однако эти обладают наибольшими протяженностью и частотой встречаемости и, кроме того, определяют первостепенные особенности структуры Берегового хребта. В частности, именно ступенчатым правосторонним смещением по этим разрывам и обусловлены упоминавшееся выше выполаживание моноклинали к югу и ее соответственное расширение в этом направлении. Характерно, что наиболее круто наклоненная северная половина моноклинали находится как раз напротив места наибольшего расширения грабена Эль Габ, так что приходится искать механизмы взаимосвязи между этими явлениями. Ниже мы еще вернемся к этому вопросу.

Охарактеризованные черты строения разрывов северо-восточного простирания убедительно свидетельствуют в пользу их правосдвиговой природы. Подтверждают это и пока единичные проведенные нами наблюдения тектонических контактов в зонах разрывов Маркие и Эль Синне, которые во всех точках регистрируют только правосдвиговые (иногда со сбросовой составляющей) зеркала скольжения. Очевидно, данный тектонический домен по своей природе аналогичен домену правых сдвигов, зафиксированному израильскими геологами абсолютно в том же тектоническом положении на западном крыле сдвига Мертвого моря и в Галилее и Иудее [Eyal, Reches, 1983; Ron, Eyal, 1985]. Но если это так, то для сирийских разрывов подобного типа также можно ожидать сильный (до 30-40°) поворот против часовой стрелки вокруг вертикальной оси (попутный левостороннему смещению по разлому Мертвого моря), надежно установленный для Израиля и Южного Ливана [Ron, Eyal, 1985; Ron et al., 1990]. Для рассматриваемой территории палеомагнитные данные отсутствуют, но тем не менее о вращении могут свидетельствовать устойчиво повторяющаяся S-образная конфигурация сместителей в плане и наблюдаемые в некоторых местах антитетически развернутые участки моноклинали.

Помимо общего вращения, согласно с региональным левым сдвигом, правые сдвиги Берегового хребта свидетельствуют и о некотором широтном сжатии этой моноклинали, вероятно, компенсирующем раскрытие грабена Эль Габ. Любопытно в данной связи отметить двойственный характер данных о возрасте этих нарушений. С одной стороны, их юго-западные окончания в ряде мест "запечатаны" отложениями с морской фауной мессиния или плиоцена [Поникаров и др., 1969], а коегде (разрыв Маркие), если и не перекрываются плиоценовыми базальтами, то уж во всяком случае не влияют на конфигурацию их полей. С другой стороны, северо-восточные концы правых сдвигов, постепенно изгибаясь, принимают субмеридиональное простирание, параллельное западному борту грабена Эль Габ, и в этих участках, как это нами отмечалось в районе с. Слумфи, обладают субвертикальным (взбросовым или сбросовым) смещением, согласным с проседанием грабена. Можно, таким образом, предполагать, что правые сдвиги возникли еще до возникновения последнего – одновременно с ростом валообразного поднятия, предшествовавшего трансформному разлому. Вероятно, они образовывались при левостороннем скашивании в зоне пластического простого сдвига, явившегося провозвестником хрупкой деформации. Когда же образовался сам разлом и осложняющий его грабен Эль Габ, правые сдвиги были дополнительно развернуты уже благодаря деформации чистого сдвига, связанной с широтным сжатием.

Поднятие Эз-Завия-Массиаф. Это поднятие, формально образующее восточное крыло рассматриваемого асимметричного свода и сложенное на поверхности в основном отложениями верхнего мела, выражено вообще очень неотчетливо и практически неотделимо от Алеппского поднятия. Углы наклона меловых отложений

35
не превышают здесь 5–7°, и только в узкой полосе вблизи рампового грабена Масиаф и южнее они задраны с наклоном до 30°.

Поднятие Антиливан на тектонической карте показано так же, как и Береговой хребет, – как поднятие, связанное с трансформной зоной. Граница поднятия Антиливана с платформой и Пальмиридами проведена по линейно вытянутой системе разрывов и флексур, картируемым в подножии его склона. По геофизическим данным, под ними устанавливается разрыв на глубине. Вместе с тем следует заметить, что положение Антиливана как структуры, расположенной на стыке трансформного разлома и Пальмирской зоны, может трактоваться по-разному; многие авторы предпочитают относить его к Пальмиридам. С первым его сближают не только структурное положение, но и особенности строения: это довольно простая моноклиналь, похожая на моноклиналь Берегового хребта.

1.5.4. СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАБЕНА ЭЛЬ ГАБ

История вопроса

Приуроченность грабена непосредственно к зоне Левантского трансформного разлома (разлома Мертвого моря) и та же, меридиональная, ориентировка издавна позволяли считать, что он, наравне со сходными структурами на юге (впадина Мертвого моря и др.), имеет рифтогенную природу [Разваляев, 1971; Picard, 1965; Ouennell, 1958; Vaumas, 1957]. Наличие существенной компоненты поперечного (субширотного) растяжения допускается и большинством современных исследователей, рассматривающих связанную с Левантским разломом цепочку впадин как присдвиговую [Копп и др., 1994; Трифонов и др., 1991; Ben Avraham, Zoback, 1992; Garfunkel, 1981; Giannérini et al., 1988 a, b; Girdler, 1990]. Основываясь на геометрии линии сместителя и на данных о возрасте приразломных грабенов, Ц. Гарфункель [Garfunkel, 1981] предположил, что широтное растяжение размером до нескольких километров развивалось поперек сдвига Мертвого моря преимущественно во вторую, плиоцен-четвертичную, фазу движений по нему. Плиоцен-четвертичное растяжение увязывалось с некоторым изменением траектории движения Аравийской плиты со строго меридионального направления на север-северо-восточное. Эта идея была поддержана и другими авторами [Eyal, Reches, 1983; Giannérini et al., 1988 a, b].

С другой стороны, по мере того как накапливалось все больше данных о левом сдвиге по Левантскому разлому, многие исследователи, основываясь на ромбовидной форме приразломных впадин и в том числе грабена Эль Габ, считают их впадинами пулл-апарт, возникшими при растяжении в северо-восточном, а не в широтном направлении [Ben Avraham, 1989; Darkal et al., 1990; Eyal et al., 1983; Freund et al., 1970; Girdler, 1990; Heimann et al., 1990; Reches, 1987]. Действительно, наличие целой серии ромбовидных впадин близкого размера и конфигурации, равномерно распределенных вдоль зоны трансформного разлома на участках кулисного сочленения его ветвей, приводит к аналогии с "заусеницами" ("stepovers") на зеркале скольжения [Girdler, 1990]. Линия трансформного разлома имеет ступенчатую конфигурацию в плане, причем характер взаимного расположения изломов таков, что они представляют собой препятствия для движения по типу правого сдвига, но зато не мешают левостороннему смещению и в этом случае могут развиваться как впадины пуллапартового типа.

Эта в целом логичная конструкция наталкивается, однако, на ряд возражений, касающихся строения конкретных присдвиговых впадин. В частности, далеко не всегда соблюдается обязательное для впадин типа пулл-апарт равенство их длины и амплитуды сдвига. В наибольшей мере оно характерно только для трогов зал. Акаба и для Мертвого моря [Garfunkel, 1981; Joffe, Garfunkel, 1987], тогда как в северном сегменте трансформного разлома это равенство не соблюдается. Например, длина грабена Эль Габ (45 км) заметно превышает доказанную горизонтальную амплитуду левого сдвига (не более 20 км) [Копп и др., 1994; Трифонов и др., 1991; Darkal et al., 1990], так что здесь настоящий пулл-апартовый механизм (с полным раскрытием верхних горизонтов коры) не проходит, и необходимо искать какую-то иную модификацию пулл-апартовой модели с незавершенным, пластическим утонением коры по типу деформационной шейки.

Наконец, не универсально и само представление о том, что приразломные впадины образовались при горизонтальном растяжении. Помимо настоящих рамповых долин, развивающихся на участках задерживающих (правых) изгибов разлома (долина Бекаа) либо на подходе к Альпийскому поясу (рамповый грабен Эль-Кабир), широтное сжатие проявляется и в таких неожиданных местах, как, например, в грабене Галилейского озера [Garfunkel, 1981; Garfunkel et al., 1981; Walley, 1988] либо в грабене Эль Габ, как это будет показано ниже. Оба они находятся в стороне (в "деформационной тени") от участков локально увеличенного сжатия, а для грабена Эль Габ нами даже прогнозировалось локальное усиление растяжения [Копп и др., 1994]. На своеобразие северного сегмента Левантского разлома, где левый сдвиг происходит в обстановке транспрессии, а не транстензии, обращал внимание Ц. Гарфункель [Garfunkel, 1981].

Совершенно очевидно, что любые заключения о механизме формирования мегаструктур должны базироваться прежде всего на результатах изучения сопутствующих полей напряжений и деформаций. Нельзя сказать, что приразломные впадины Левантского сдвига хорошо исследованы в данном отношении, хотя уже имеется ряд интересных работ [Bartov et al., 1980; Eyal, Reches, 1983; Garfunkel, 1981; Heimann, Ron, 1987; Heimann et al., 1990], главным образом по территории Израиля и Южного Ливана. Что же касается грабена Эль Габ, то он вообще почти не изучался со структурно-геологических позиций, и настоящее исследование представляет собой первый опыт в данном направлении. Ввиду однообразной стратиграфии, отсутствия маркирующих горизонтов, пологого наклона слоев, что ограничивает возможность использования традиционных геолого-съемочных методов для изучения кинематики разломов, приходилось широко применять мезотектонические методы исследований (данные по кинематике трещиноватости).

Макроструктура грабена

Для решения вопроса о природе деформаций, создающих приразломную впадину, важно определить конфигурацию, кинематический знак и, по возможности, вертикальную и горизонтальную амплитуды ограничивающих ее разломов. Так, если впадина ромбовидна и основное сдвиговое смещение переходит с одного длинного бока параллелограмма на другой, то здесь могут рассматриваться пулл-апартовая и сдвигово-дуплексные модели ее формирования. Если же эти правила не соблюдаются, нужно привлекать какие-то иные механизмы – сдвигово-веерный, рифтовый и др.

Для впадины Эль Габ соответствующие сведения достаточно противоречивы. Ромбовидная конфигурация отчетливо устанавливается на юге грабена, где резко выражен бортовой разлом ССЗ простирания (см. рис. 1.7). Северная граница гораздо более постепенная, грабен разделяется на две ветви поперечным горстом Джисрэш-Шугур. Диагональная ориентировка ограничения контура четвертичных отложений в существенной мере предопределена здесь краем молодого базальтового покрова. На космических снимках резкость этой границы искусственно подчеркивается приуроченностью шоссейной дороги к краю базальтового поля. Вместе с тем севернее, в поле выхода палеогена, имеется серия малоамплитудных разрывов север-северо-западного простирания, которые могли обеспечивать ступенчатое погружение борта грабена. Таким образом, представление о ромбовидной форме грабена все-таки можно принять, но только в первом приближении, не забывая о нечеткости его северной границы и очень постепенном вырождении к северу.

Еще сложнее обстоит дело с кинематикой бортовых разломов. Согласно одной точке зрения, основной сдвиг переходит на западный из них, где наблюдаются бо-



Рис. 1.15. Схематизированный разрез через горст-мегантиклиналь Джебель Ансарие в районе горы Наби Матта

/ – четвертичный покров; 2 – условный маркирующий горизонт в верхней юре; 3 – разломы; 4 – кливаж; 5 – направления тектонических перемещений

Fig. 1.15. Schematic section across the Jebel Ansarye horst-anticline near the Nabi Matta Mt.

l – Quaternary cover; 2 – conventional marker horizon in Upper Jurassic deposits; 3 – faults; 4 – cleavage; 5 – directions of tectonics movements

лее часто встречающиеся и особенно крупные смещения эрозионной сети [Трифонов и др., 1991]. По [Копп и др., 1994], левосдвиговое смещение происходит по восточному разлому, находящемуся почти на продолжении главной трассы Левантского сдвига, тогда как западный разлом представляет собой сброс.

Более углубленный анализ особенностей макроструктуры, по данным интерпретации геологических карт и космических снимков и материалов личных полевых наблюдений, свидетельствует, правда с существенными оговорками, в пользу последней точки зрения.

В наибольшей степени по своим морфологическим особенностям левому сдвигу отвечает восточный разлом, имеющий сильно сглаженную форму в плане. На космических снимках это очень ровная и плавно изогнутая, с пологой выпуклостью к западу, четкая линия, к которой косо примыкают мел-палеогеновые маркирующие горизонты восточного крыла. На северном отрезке, где дугообразный разлом уже заметно меняет простирание от меридионального на север-северо-восточное, на геологических картах и космических снимках отмечаются небольшие оперяющие структуры сжатия, причленяющиеся к линии разлома под достаточно резким углом. Некоторые из структур такого рода, представленные типичными для сдвиговых зон крутошарнирными гемиантиклиналями ("складками-ножнами") с эшелонированным расположением, непосредственно наблюдались нами в поле в районе с. Эйн Эль Ардус.

Строение западного бортового уступа иное. Его в целом прямолинейная конфигурация нарушается рядом заметных (до 1–2 км) "мысов" и "бухт", контролируемых диагональными и поперечными разрывами; последние, как это следует из анализа геологических карт и аэрофотоснимков, а также мезотектонических наблюдений (см. ниже), имеют сдвиговую и сбросовую компоненты. Сдвиговое смещение вдоль такой иззубренной в плане поверхности с неровностями симметричной формы, очевидно, невозможно. Скорее всего, такой зигзагообразный в плане тектонический



Рис. 1.16. Схемы дешифрирования космических снимков северного сегмента Левантского трансформного разлома

А – Ливан-грабен Эль Габ-офиолитовый массив Курд-Даг; Б – Галилейский (Хула) грабен-мегантиклинали Ливана и Антиливана

1 – разломы Левантской зоны; 2 – прочие разломы и линеаменты; 3 – надвиги и взбросы; 4 – сдвиги; 5 – сбросы; 6 – контуры плиоценовых и четвертичных базальтовых полей и рыхлых осадков; 7 – маркирующие горизонты и геологические границы; 8 – брахискладки; 9 – оси антиклиналей; 10 – оси синклиналей; 11 – элементы залегания, по данным дешифрирования

Алв – Антиливанская мегантиклиналь, Ба – офиолиты Бассит, Бк – мегантиклиналь (рамп) Бекаа, ГВ – Голанские высоты, ГГ – Галилейский (Хула) грабен, ДА – горст-мегантиклиналь Джебель Ансарие, КД – офиолиты Курд-Даг, Лв – Ливанская мегантиклиналь, Рм – разлом Рум, Ср – разлом Серхайа, ЭГ – грабен Эль Габ, Ям – разлом Яммуне

Fig. 1.16. Results of the satellite image interpretation for northern segment of the Levant transform fault

A – Lebanon meganticline – El Ghab graben – Kurdagh ophiolites; B – Sea of Galilee (Hula) graben + Lebanon and Anti-Lebanon meganticlines

I - faults of the Levant zone; 2 - other faults; 3 - thrusts and reversed faults; 4 - wrench faults; 5 - normal faults; 6 - boundaries of Pliocene-Quaternary basalts and loose deposits; 7 - marker horizons; 8 - brachiform folds; 9 - axes of anticlines; 10 - axes of synclines; 11 - attitude on the satellite photos interpretation data

Алв – Anti-Lebanon meganticline, Ба – Bassit ophiolites, Бк – Bekaa meganticline (ramp), ГВ – Golan Heights, $\Gamma\Gamma$ – Galilee (Hula) graben, ДА – Jebel Ansarije horst-anticline, КД – Kurddag ophiolites, Лв – Lebanon meganticline, Рм – Roum fault; Ср – Serrhaya fault, $\Im\Gamma$ – Ghab graben; Ям – Yammuneh fault

шов может оказаться структурой типа "коленчатый вал" (коленообразное сочленение левых, правых сдвигов и надвигов), которая образуется в обстановке сжатия. Разумеется, это не исключает того, что на глубине плоскость разлома может выпрямиться и поперечное сжатие является лишь поверхностным усложнением крупномасштабного сдвига.

Еще более убеждает в наличии субширотного сжатия поперек западного разлома приводившийся выше анализ макроструктуры соответствующего плеча грабена Эль Габ в Береговом хребте, где В.Г. Казьминым и его сотрудниками [Поникаров и др., 1969] в пределах юрско-палеогеновой моноклинали откартирован ряд диагональных разрывов северо-западного и северо-восточного простирания, которые, судя по направлению смещения моноклинали, должны быть соответственно левыми и правыми сдвигами и сбросо-сдвигами. По данным наших полевых наблюдений, на восточном склоне этого хребта в ряде мест присутствуют крутые (до $60-70^\circ$), обращенные к грабену, флексуры, а кое-где (например, около с. Джурин) запрокинутые на восток мелкие складки. Следовательно, распространенная точка зрения, что Береговой хребет – это моноклиналь или асимметричный горст, требует уточнения. Скорее это сильно асимметричная мегантиклиналь с выжатым вверх ядром (рис. 1.15). Только к осевой части этой структуры приурочены крутопадающие разломы взбросового типа и кливаж мезозойских мергелей, почти не отмечавшийся прежними исследователями. Западнее, в пределах пологой моноклинали западного крыла, уже нет ни того, ни другого, и разрывы представлены лишь сдвигами и сбросами. Кливаж резко исчезает и на самом востоке (около самого грабена), где нарастает количество структур растяжения.

Таким образом, приведенный макротектонический материал свидетельствует о том, что "роль" главного левого сдвига в Эльгабском дуплексе вряд ли может быть "отдана" западному разлому: скорее всего, он характеризуется значительной компонентой смещения по падению сместителя, но только, на наш взгляд, не сбросовой, а взбросовой. Больше напоминает левый сдвиг по целому ряду признаков восточный разлом. Эта точка зрения подтверждается и результатами дешифрирования космических снимков (рис. 1.16, A), на которых хорошо видно постепенное затухание к северу западной ветви; восточная же трассируется далеко на север, где она ограничивает с запада выход офиолитов в горах Курд-Даг.

Данные по мезоструктуре

Методика мезотектонических исследований. Нами замерено в общей сложности около 650 мезоструктур (в основном зеркал скольжения и жил) на 20 станциях, расположенных вдоль бортовых ограничений грабена Эль Габ и кое-где на более удаленных участках его плечей (см. рис. 1.7). Можно полагать, что собранного материала в целом достаточно для получения аргументированных тектонических выводов. Ориентировка плоскостей трещин изображалась в виде полюсов на круговых диаграммах, а ориентировка и кинематический знак борозд скольжения – стрелкой при полюсе, конфигурация которой определялась по специальной палетке О.И. Гущенко [1982]. Стрелки, направленные в целом к краю круга, соответствуют сбросам, к центру его – взбросам и надвигам, по касательной к кругу – сдвигам: по часовой стрелке правым, против часовой стрелки – левым.

В соответствии с рекомендациями в работах [Расцветаев, 1987; Eyal, Reches, 1983], где доказывается, что совокупность зеркал скольжения и других мезоструктур создается перед наклоном слоев, нами для всех замеров была выполнена операция по приведению слоистости к горизонтальному положению. Хотя при имеющемся наклоне слоев не более 20–30° данная коррекция не должна сказаться на конечных результатах, но тем не менее приведенные к "горизонтальному слою" диаграммы, по-видимому, чуть лучше отражают региональную ситуацию (хотя имеются и обратные примеры).

Местоположение проекций главных осей напряжений на диаграммах устанав-

ливалось в соответствии с методиками О.И. Гущенко [1982] и В.М. Парфенова [1984] – для одиночных полюсов либо для кучно расположенных трещин одного кинематического типа. Для интерпретации массовых замеров со значительным разбросом полюсов использовалась методика анализа характерных рисунков диаграмм, разработанная Л.М. Расцветаевым [1987]. Поскольку в рассматриваемом районе поле напряжений часто маскируется полем деформаций, данная методика оказалась полезной для выявления таких характерных элементов последнего, как деформации вращения в вертикальной и горизонтальной плоскостях, сплющивания (главным образом в вертикальной плоскости), осесимметричного скалывания в виде конуса и др.

Когда речь идет об исследовании таких крупных разломов, какими являются разломы ограничения грабена Эль Габ, совершенно недостаточно замерять тольќо параллельные им трещины и другие мезоструктуры. На диаграмме (рис. 1.17, A, см. вкл.) из всей совокупности замеров выделены полюса только тех мезоструктур, которые приблизительно ($\pm 10^{\circ}$) параллельны западному краевому разлому. Как видно, в соответствующие сектора диаграммы попадают трещины любой кинематики (больше всего надвигов), но при этом левые сдвиги, которые, казалось бы, должны преобладать, оказываются в меньшинстве. Тем не менее, по данным о региональном поле напряжений [Копп и др., 1994; Eyal, Reches, 1983; Giannérini et al., 1988 a, b], этот разлом должен быть левым сдвигом, даже если на поверхности он замаскирован смещениями по падению сместителя.

Данный пример показывает, что идентифицировать зеркала скольжения того или иного типа (например, левосдвигового) с направлением смещения по разлому (в данном случае с левым сдвигом) следует крайне осторожно. Подобный подход применим только к небольшим разрывам и не может автоматически переноситься на региональные разломы. Для этого следует опираться на всю совокупность данных о локальном и региональном полях напряжений. Информативными в отношении региональных особенностей оказались сводные, или синоптические, диаграммы по большим регионам однородного строения, на которые наносятся полюса мезоструктур одного кинематического типа и изолиниями показывается их суммарная плотность (см. рис. 1.17, Б-Ж). Перейдем к характеристике материала.

Южная граница грабена представлена крутым уступом северо-западного простирания. Важно отметить, что на космических снимках она выглядит как ровная и очень плавно изогнутая линия. При этом в самой точке сочленения с Левантским разломом граница грабена образует S-образную сигмоиду с почти широтным простиранием смыкающего крыла. К этому месту приурочен сопровождаемый субвертикальной флексурой широтный разлом, смещающий влево основной уступ. Кроме того, здесь же на аэрофотоснимках отмечается левостороннее смещение террас.

Эти особенности макроструктурного рисунка свидетельствуют о том, что левосдвиговое смещение по Левантскому разлому в какой-то степени "выплеснулось" и на южное ограничение грабена Эль Габ. Широтная ориентировка оперяющего левого сдвига и резкая сигмоида бортового уступа, успокаивающаяся по мере удаления от трансформного разлома, говорят о значительном (до 90°) повороте главных осей поля напряжений. Вместе с тем плавная конфигурация изгиба в целом допускает антитетическое вращение восточного крыла сдвига без резкого изменения его кинематики (как, например, трансформации сдвига в надвиг).

Результаты мезотектонических замеров свидетельствуют о сложном распределении полей напряжений и деформаций, очевидно, связанном с изменением ориентировки главного разрыва и его оперенностью второстепенными нарушениями (см. рис. 1.17, 3). Существенным элементом, повторяющимся в нескольких станциях, является сжатие, направленное поперек субвертикальной флексуры, сопровождающей бортовой уступ. Оно дополняется заметными признаками расплющивания слоев (выраженными близким сонахождением полюсов разного кинематического типа на диаграмме) и межслоевого проскальзыва-



Рис. 1.18. Ориентировка горизонтальной проекции оси максимального сжатия (минимального растяжения) σ_3 для южного борта грабена Эль Габ

1 - разлом восточного ограничения грабена; 2-4 - магистральный отрезок Левантского разлома и юго-западное ограничение грабена: 2 - левые сдвиги, 3 - левые сдвиги с компонентой взброса, 4 - левые сдвиги с компонентой сброса; 5 - горизонтальная проекция оси σ₃, установленная по комплексу признаков; 6 - то же, более предположительно; 7 - станции замеров трещиноватости

Fig. 1.18. Orientation of the axis of maximum compression (minimum extension) σ_3 in horizontal plane obtained from the southern border of the El Ghab graben

I – eastern border fault of the graben; 2–4 – the main area of Levant fault and southwestern border of the graben: 2 – sinistral strike-slip faults, 3 – sinistral strike-slip faults with a reverse component, 4 – sinistral strike-slip faults with a dip-slip (normal) component; 5 – proved axis of horizontal compression σ_3 in horizontal plane; 6 – inferred axis of horizontal compression σ_3 in horizontal plane; 7 – fracture measurements sites

ния с вращением в вертикальной плоскости. Лучше всего это поле деформаций проявляется в тех замерах, которые наиболее удалены от грабена. В непосредственной близости к последнему сжатие поперек флексуры выражено не столь четко и иногда заменяется растяжением.

Вместе с тем на ряде диаграмм отчетливо проявляется другое горизонтальное сжатие, направленное почти вдоль и по диагонали к бортовому уступу. По его ориентировке (рис. 1.18) устанавливается, что вдоль последнего на всем его протяжении должна существовать левосдвиговая составляющая смещения: с растяжением на востоке, в месте наибольшего искривления бортового разлома, и сжатием на западе, где он приобретает субмеридиональное простирание.

Западная граница грабена. Почти все замеры сделаны в ее центральной и южной частях, где соответствующее плечо грабена достигает наибольшей высоты. Среди всех замеренных мезоструктур (см. рис. 1.17, Б) резко преобладают субпараллельные главному разлому субмеридиональные элементы. Субширотные мезоструктуры с явно выраженной кинематикой составляют меньшинство.

Наиболее широко распространенными зеркалами скольжения оказались, как это ни странно, надвиговые (см. рис. 1.17, *B*, *И*–*М*), причем ориентированы они также в меридиональном направлении. Примерно параллельно надвигам простирается кливаж (см. рис. 1.17, Γ , *U*, *K*, *M*), вдоль плоскостей которого в ряде мест отмечались разнонаправленные борозды скольжения, пересекающие друг друга. Кливаж чаще всего наклонен субвертикально, надвиги же и взбросы – под углами 40–80° к западу, т.е. смещение по ним попутно воздыманию западного плеча грабена. Мезоразрывы данной ассоциации более всего распространены на крутом восточном склоне Берегового хребта, за исключением самых ближних к грабену подножий. Исчезают они также и на пологой моноклинали хребта.

Сбросы распространены существенно реже надвигов (см. рис. 1.17, Д, К, Л). Они образуют два максимума: широтного и меридионального простирания. Первые, свидетельствующие о субмеридиональном растяжении, не противоречат меридиональным надвигам: те и другие могут быть объяснены общим давлением в широтном направлении. Система коротких линеаментов широтной ориентировки очень хорошо выражена на космических снимках в вершинной части Берегового хребта (см. рис. 1.16, A). Скорее всего, она формировалась при растяжении на своде этой морфоструктуры и с участием субширотного сжатия, предопределившего ориентировку разрывов.

Вместе с тем существенная часть сбросов имеет меридиональную ориентировку, не соответствующую вышеприведенным данным о широтном сжатии западного борта грабена. Однако по своему количеству такие сбросы заметно уступают надвигам и взбросам. Кроме того, у субмеридиональных сбросов, как и у надвигов, чаще всего поднято западное крыло. Это позволяет достаточно уверенно предполагать, что те и другие представляют собой единый парагенезис, образующийся при формировании тектонического уступа в обстановке горизонтального сжатия. Данный вывод подтверждается и рисунком распределения сбросовых и надвиговых полюсов на диаграммах: они образуют непрерывные пояса [Расцветаев, 1987], свидетельствующие о вращении в вертикальной плоскости. Криволинейные сбросовзбросовые зеркала скольжения, ограничивающие вращающиеся блоки, наблюдались и непосредственно в обнажении.

Методика интерпретации таких поясов вращения в вертикальной плоскости еще недостаточно разработана. Уступы, формированию которых сопутствует вращение, могут образовываться разными способами: в результате взбрасывания или, наоборот, субвертикального проседания, горизонтального надвигания или, напротив, сильного горизонтального растяжения. Составленная нами схема (рис. 1.19) позволяет различать все эти случаи. В наибольшей степени рисунки диаграмм западного уступа грабена соответствуют ситуации, изображенной на рис. 1.19, *А* – взбрасывание с антитетическим вращением блоков по субвертикальным разломам. Такая деформация вполне совместима с субширотным сжатием борта грабена, и, учитывая данные о наибольшем распространении субмеридиональных надвигов и о специфической ориентировке сдвигов (см. ниже), она представляется наиболее реальной.

Наконец, сдвиги составляют наименее распространенную группу зеркал скольжения (см. рис. 1.17, *E*, *K*). Чаще всего они фиксируются в станциях, тяготеющих к южной части западного бортового уступа – там, где он имеет наиболее ярко выраженную зигзагообразную форму. По макро- и мезотектоническим данным, диагональные разломы, ограничивающие отдельные неровности в целом субмеридионального уступа, являются сдвигами. Роль сдвигов нарастает также и по мере удаления от последнего к западу, в сторону моноклинали Берегового хребта. Повсеместно левые и правые сдвиги образуют по два симметричных максимума, свидетельствующих об их формировании при широтном сжатии и меридиональном растяжении.

Таким образом, вышеприведенные данные говорят о том, что западный борт грабена Эль Габ возник при существенной роли широтно ориентированного горизонтального сжатия. Значит ли это, что грабен в этой части является рамповой долиной и никакого растяжения и левого сдвига здесь вообще не существовало? Очевидно, это не так, ибо почти на всех диаграммах независимо от конкретной геологической обстановки присутствуют элементы, свидетельствующие о проявлении поля напряжений, характерного для меридионального левого сдвига (растяжение в северо-восточном и сжатие в северо-западном направлениях). Как правило, это кальцитовые жилы северо-западной ориентировки, количество и мощность которых увеличиваются к западу и особенно к востоку от бортового уступа в сторону самого грабена, а также надвиги и взбросы северо-восточного простирания. Такой рассеянный ("фоновый") характер проявления поля напряжений меридионального левого сдвига может свидетельствовать о его большей глубинности по сравнению с полем широтного сжатия, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.



Рис. 1.19. Влияние деформационной обстановки на морфологию поясов вращения на диаграммах трещиноватости

A-Д – деформационные обстановки: A – антитетический взброс в обстановке горизонтального сжания, E – синтетический сброс (взброс) в обстановке флексурного изгиба, B – антитетический надвиг, Γ – синтетический надвиг, \mathcal{I} – антитетический сброс в обстановке горизонтального растяжения

I – условная поверхность, до деформации – горизонтальная; 2 – условный слой, до деформации – горизонтальный; 3 – разломы (стрелка – по направлению смещения крыла); 4 – направление простого сдвига в вертикальной плоскости; 5 – направление вращения блоков вокруг горизонтальной оси; 6 – направление горизонтального сжатия (а) и горизонтального растяжения (б); 7 – следы скольжения, образующие пояс вращения

Fig. 1.19. Stereograms of mesoscale fracturing showing the influence of strain conditions on the morphology of rotation belts

 $A-\mathcal{A}$ - strain conditions: A - antithetic reverse fault, horizontal compression; \mathcal{B} - synthetic reverse (normal) fault, flexure bending, B - antithetic thrust, Γ - synthetic thrust, \mathcal{A} - antithetic fault, horizontal extension

I – tectonic blocks; 2 – conventional bed before the stress; 3 – faults (arrow indicates the active movement of the fault wall); 4 – simple shear direction in vertical plane; 5 – direction of blocks rotation around the horizontal axis; 6 – directions of horizontal compression (a) and horizontal extension (b); 7 – slip vectors, forming a belt of rotation

Восточная граница грабена. Здесь получилась достаточно однообразная картина. В центральной части граничного разлома, где он имеет меридиональное простирание, резко доминирует поле напряжений, характеризующееся субширотным сжатием и субвертикальным растяжением. Наиболее распространенными мезоструктурами здесь являются субмеридиональные надвиги, взбросы и сбросы (см. рис. 1.17, *H*). Как и вдоль западного борта, у всех этих разрывов подняты те крылья, которые смещались попутно росту основного уступа (в данном случае восточные крылья), и, как и на западе, они связаны постепенными переходами между собой, образуя пояса вращения. Некоторым отличием здесь являются увеличение количества сбросов и меньшая упорядоченность полюсов сдвиговых зеркал скольжения.

При движении к северу ориентировка мезоструктур меняется: появляется и затем все более утверждается сжатие, направленное уже вдоль разлома, также сопровождающееся вращением блоков в вертикальной плоскости (см. рис. 1.17, *O*). На отрезке, где бортовой разлом приобретает север-северо-восточное простирание и где около него присутствуют присдвиговые складки, этот стиль напряжений и деформаций становится господствующим.

Хотя в рассматриваемом борту грабена мезотектоническое поле напряжений меридионального левого сдвига выражено еще хуже, чем в его западном борту, тем не менее изменение ориентировки оси главного сжатия гораздо лучше объясняется наличием сдвиговой компоненты разлома – если считать соответствующие поля напряжений локальными присдвиговыми. По данным тектонофизического моделирования [Осокина, 1989], при возникновении разлома создавшее его поле напряжений деформируется таким образом, что на главном отрезке разлома ось сжатия становится поперечной, а в области затухания – продольной к нему (рис. 1.20). Именно это, вероятно, и наблюдается в рассматриваемой части грабена Эль Габ. Проверить данную гипотезу можно, изучив поле напряжений более удаленной от бортового разлома части восточного плеча грабена, где следует ожидать проявления регионального поля напряжений, сформировавшего левый сдвиг. Многочисленные разрывы северо-западного простирания со сбросовым смещением, откартированные в этом районе [Поникаров и др., 1969], могут свидетельствовать о северо-восточной ориентировке оси растяжения.

Северная граница грабена исследована недостаточно. В единственной точке (с. Кенсит) около одного из разрывов северо-западного простирания, образующих постепенное северное замыкание грабена, обнаружено несколько сбросовых зеркал скольжения с опущенными южными крыльями.

Осевая часть грабена почти целиком перекрыта четвертичными отложениями. Блок юрских пород на геологической карте на юге грабена [Поникаров и др., 1969] оказался выходом сильно сцементированных плиоцен-четвертичных конгломератов с глыбами юрских пород разного возраста (данные Ф. Факиани). По другому мнению [Девяткин и др., 1997], это олистоплака. Вместе с тем в нескольких точках западного борта (с. Джурин, Аль Хатиб) рядом с четвертичным покровом нам удалось проследить, как заметно кливажированные, с надвиговым стилем мезотектоники, юрские породы Берегового хребта в восточном направлении довольно резко, иногда по разлому, сменяются породами того же возраста, переполненными жилами кальцита. Последние ориентированы по-разному, но резко преобладает северозападное простирание (см. рис. 1.17, Ж), и кроме того, данная система жил отличается и наибольшей мощностью.

Как видно, поле напряжений здесь принципиально отличается от такового в основной части западного борта грабена, во-первых, наличием ярко выраженного растяжения и, во-вторых, ориентировкой раздвигов, соответствующей региональному полю напряжений меридионального левого сдвига. Интересно, что максимумы распределения жил на синоптических диаграммах образуют характерные завернутые "хвосты", которые могут свидетельствовать о вращении жил против часовой стрелки в поле левого сдвига. Жилы, наиболее близкие к трассе основного разлома, имеют ориентировку около 165°, затем их количество и мощность постепенно



Рис. 1.20. Искажение поля напряжений, генерировавшего разрыв, после возникновения последнего (по материалам М.В. Гзовского и Д.Н. Осокиной)

1 – разрыв; 2 – ось максимального сжатия σ_3 ; 3 – ось максимального растяжения σ_1

Fig. 1.20. Distortion of the stress field, responsible for rupturing, after the rupture formation (after M.V. Gzovsky and D.N. Osokina)

I – rupture; 2 – maximum compression axis σ_3 ; 3 – maximum extension axis σ_1

нарастают, достигая максимума около 120–130°, после чего они быстро исчезают. Подобное распределение жил согласуется с предположением, что они возникли под небольшим углом к сдвигу, затем в процессе деформации разворачивались против часовой стрелки до почти поперечного к нему простирания, попутно приоткрываясь, и, достигнув положения, при котором растяжение начинает сменяться сжатием, сразу приостанавливали свое развитие как раздвиги.

Электроразведка, проведенная в грабене Эль Габ, показала очень неровную конфигурацию подошвы плиоцен-четвертичных отложений (см. рис. 1.12), несомненно связанную с разломами. Кинематическая природа этих уступов дискуссионна, однако нельзя не отметить, что на наиболее южных профилях (см. рис. 1.12, Б), особенно в районе треугольной впадины на юго-востоке грабена, где амплитуда предплиоценового рельефа наиболее высока, угадываются контуры, характерные для областей развития листрических сбросов. Учитывая вышеприведенные мезотектонические данные о нарастании растяжения к центру грабена, можно считать, что это предположение имеет под собой почву.

Обсуждение результатов. Мезотектонические наблюдения показывают, что оба бортовых уступа грабена Эль Габ формировались при поперечном к ним субширотном сжатии. Однако, судя по комплексу мезо- и макротектонических данных, природа последнего неодинакова для западного и восточного уступов. Для восточного разлома это сжатие, скорее всего, связано с преломлением около него исходного регионального поля напряжений, генерировавшего меридиональный сдвиг, и, очевидно, охватывало узкую зону последнего. Фронт сжатия западного плеча грабена гораздо более глубок и проникает, по существу, до Средиземного моря, хотя его внешнее выражение при этом несколько меняется: надвиговое поле напряжений, развитое около самого бортового уступа, сменяется сдвиговым в области моноклинали Берегового хребта. Так что если левый сдвиг присутствует вдоль западного разлома, то только на глубине. Следы поля напряжений меридионального левого сдвига отмечаются на ряде диаграмм.

Центральная часть грабена, насколько можно судить по отдельным обнажениям, сформирована в обстановке растяжения. Это позволяет объяснить широтное сжатие его западного плеча компенсацией расширения в центральной части. Левый сдвиг северо-западного простирания вдоль южной границы грабена может замыкать блок, смещавшийся (с вращением по часовой стрелке) к западу. Вместе с тем признаков существенного широтного растяжения в центральной части грабена нет: ось максимального растяжения направлена на ЮЗ–СВ.

Модели формирования грабена

Формирование ромбовидного присдвигового грабена может происходить в следующих обстановках (рис. 1.21): поперечного горизонтального растяжения (рифт), поперечного горизонтального сжатия (рамп), вертикального проседания, присдвигового диагонального растяжения (пулл-апарт), присдвигового вращения с горизонтальным растяжением (сдвиговый дуплекс) и, наконец, горизонтального растяжения на участке затухания и расщепления сдвига.

Рифтовая модель (см. рис. 1.21, A) предполагает, что все меридиональные разломы, ограничивающие грабен Эль Габ, должны быть сбросами или раздвигами (или иметь значительную компоненту соответствующего знака), а разломы северозападного простирания на севере и юге – правыми сдвигами либо сбросами с компонентой правого сдвига. Легко видеть, что вышеприведенные данные противоречат данному механизму. Горизонтальное растяжение действительно присутствует в осевой зоне грабена, но оно ориентировано не субширотно, а в северо-восточном направлении. Меридиональные сбросы, установленные мезотектоническими наблюдениями в бортовых уступах, по своему количеству уступают меридиональным надвигам, связаны с последними поясами вращения и, судя по этому, входят в надвиговый парагенезис.

Рамповая модель (см. рис. 1.21, Б) означает наличие существенной взбросо-надвиговой составляющей смещения вдоль меридиональных разломов. Признаки этого, как говорилось выше, многочисленны, особенно для западного разлома. Бортовые уступы северо-западного простирания в данном поле напряжений должны быть левыми сдвигами, и это также надежно фиксируется – во всяком случае, для южного уступа. Однако рамповая модель не может быть использована для объяснения растяжения в центре грабена и обязательно должна быть как-то увязана с региональным левым сдвигом, по крайней мере, для восточного, а может быть, и для двух меридиональных бортовых разломов.

Модель вертикального проседания (см. рис. 1.21, В) могла проявиться в формировании крутых флексур, широко распространенных в южной и юго-западной частях грабена. Однако во многих местах они отсутствуют, и мезозойские отложения наклонены от грабена. Кроме того, данная модель, как и две предыдущие, никак не объясняет наличия левого сдвига по бортовым разломам любой ориентировки. Наконец, подобному представлению противоречат мезотектонические данные о характере сбросо-надвиговых поясов вращения, свидетельствующие в целом об антитетическом подвороте западного плеча грабена (см. рис. 1.19, А). При синтетическом подвороте, как это следовало бы ожидать в случае флексурного изгиба, образовавшегося при проседании (см. рис. 1.19, Б), мелкие блоки должны вращаться в противоположном направлении, и у мезоразрывов оказались бы опущенными западные, а не восточные крылья.

Пулл-апартовая модель (см. рис. 1.21, Γ , D), учитывая вышеприведенные данные об ориентировке жил и наличие компоненты левого сдвига вдоль меридиональных разломов, вполне может рассматриваться применительно к центральной части грабена. Вместе с тем имеются веские основания считать, что пулл-апартовое раскрытие в его классическом виде (см. рис. 1.21, Γ) здесь все-таки неприменимо – прежде всего из-за малой (не более 20 км) амплитуды горизонтального сдвига, недостаточной для образования 40-километрового зияния. Вместе с тем вариант рассеянного растяжения, сопровождаемого формированием пластической деформацион-



ной шейки корового слоя (см. рис. 1.21, Д), вполне вероятен, так как он не требует столь значительной амплитуды сдвига.

Следующий весьма важный контраргумент – это расплывчатое северное ограничение грабена и недостаточная ясность в установлении кинематического типа бортовых разломов. Как известно, классическая пулл-апартовая модель требует четкой ромбовидной конфигурации впадины, кулисного расположения ограничивающих ее сдвигов и их приблизительно одинаковой амплитуды. В нашем же случае есть основания считать, что главный сдвиг ушел не на запад, а продолжает основную линию Левантского разлома; соответственно такое сочленение вряд ли можно считать кулисным, особенно если учесть вероятное общее снижение к северу горизонтальной амплитуды смещения.

Наконец, пулл-апартовая модель способна объяснить формирование только центральной части грабена Эль Габ. Для истолкования структуры его бортовых частей приходится искать механизм трансформации горизонтального растяжения в сжатие. Таковым может быть расширение пулл-апартового грабена в результате его противочасового скашивания в левосдвиговой зоне (см. рис. 1.21, *E*). Тогда любой сброс или раздвиг северо-западного простирания, который ориентирован по диагонали к стенкам пулл-апарта и который можно представить в виде гипотенузы прямоугольного треугольника, в результате скашивания параллелограмма будет вынужден укоротиться до длины катета этого треугольника; соответственно ограниченные этими разломами блоки будут распирать стенки грабена либо сами испытывают субширотное сжатие¹. Легко видеть, однако, что подобное искажение плановой конфигурации присдвигового грабена заметно расходится с образом классического пулл-апартового бассейна, жестко ограниченного параллельными сдвигами.

Модель сдвигового дуплекса (см. рис. 1.21, Ж) требует обязательного левого сдвига вдоль разломов меридионального и северо-западного направления. Вращающиеся блоки здесь как бы огибают препятствие, возникшее из-за расщепления основного сдвига на две кулисные ветви. При этом, хотя основное вращение в зоне ле-

Рис. 1.21. Модели формирования присдвиговых грабенов

A – рифт; Б – рамп; В – флексурный изгиб (вертикальное проседание); Γ – классический пулл-апарт (полный разрыв растягиваемого слоя коры; отсутствие какого-либо заметного изменения ширины грабена в ходе деформации); Д – пулл-апарт с неполным разрывом растягиваемого слоя коры; Е – пуллапарт, расширяющийся в ходе деформации; Ж – сдвиговый дуплекс; З – сдвиговый веер

1 – разломы, ограничивающие грабен; 2 – прочие разломы; 3 – взбросы и надвиги; 4 – сдвиги (плюс – квадрант сжатия, минус – квадрант растяжения); 5 – сбросы; 6 – условный маркер, горизонтальный до деформации; 7 – области растяжения; 8 – направление горизонтального сжатия; 9 – направление горизонтального растяжения; 10 – направление вращения вокруг вертикальной оси: а – блоков, б – крыльев разрывов

Fig. 1.21. Models of strike-slip-related basin formation

A - rift; \mathcal{B} - ramp; \mathcal{B} - flexure bending (sag); Γ - classical pull-apart basin, characterized by complete break-up of the stretched crustal layer; no visible widening or narrowing during the stress; \mathcal{A} - pull-apart basin, characterized by partial break-up of the stretched crustal layer; E - pull-apart basin, widening during the stress; \mathcal{K} - strike-slip duplex; \mathcal{J} - strike-slip fan

1 - border faults of the graben; 2 - other faults; 3 - reverse faults and thrusts; 4 - wrench faults (plus indicates compression, minus indicates extension); 5 - normal faults; 6 - bedding (conventional marker horizontal before the stress); 7 - extension zones; 8 - direction of horizontal compression; <math>9 - direction of horizontal extension; <math>10 - sense of block rotation around vertical axis: a - of blocks, 6 - of fault limbs

¹ Интересно отметить в этой связи, что в работе [Aydin, Nur, 1982] устанавливается эмпирическая закономерность: отношение ширины к длине любого пулл-апартового бассейна везде равно приблизительно 1:3,3. Иными словами, при удлинении пулл-апарта в ходе сдвигового смещения увеличивается его ширина. Правда, для объяснения этого феномена авторы используют принципиально иной механизм образования композитных грабенов за счет разрастания в длину эшелонированных сдвигов (для нашего случая этот механизм неприемлем). Мы предполагаем, что активную роль в расширении пулл-апартовых структур может играть механиям, рассмотренный выше.

вого сдвига будет направлено против часовой стрелки, блок, заключенный внутри дуплекса, поворачивается в противоположном направлении за счет кривизны разломов. В результате этот блок, работая как эксцентрик, вызовет асимметричную деформацию стенок. Данным механизмом вполне могут быть объяснены аномально высокое сжатие и воздымание наиболее южной части горста Берегового хребта и формирование напротив нее треугольной впадины на юго-востоке грабена. Важными подтверждениями такой природы последнего являются установление компоненты левого сдвига вдоль южного уступа северо-западного простирания и его плавный изгиб, свидетельствующий о вращении.

Вместе с тем модель сдвигового дуплекса сама по себе не в состоянии объяснить погружения грабена в целом, и поэтому ее приходится комплексировать с каким-то иным механизмом. Кроме того, к этой модели могут быть адресованы те же возражения, что и к пулл-апартовой, касающиеся неопределенности северной границы грабена и слабого проявления левого сдвига по западному разлому.

Модель сдвигового веера (см. рис. 1.21, 3) ранее не использовалась для объяснения генезиса присдвиговых впадин, хотя само по себе расщепление сдвигов – факт известный [Freund, 1974]. Рассмотрим ее подробнее, в особенности то влияние, которое оказывает на структурный рисунок вращение блоков в зоне сдвига. Подчеркнем, что в данном случае речь идет лишь о вращении активно смещающегося восточного крыла Левантской трансформной зоны, принадлежащего отодвигающейся от Красного моря Аравийской плите.

На участке главной трассы основного сдвига, где его горизонтальная амплитуда наращивается, вращение крыла может быть только попутным общему смещению, т.е. синтетическим. Для левого сдвига это вращение против часовой стрелки. Там же, где разлом теряет свою амплитуду, знак вращения будет противоположным. Смысл любого сдвигового веера – распространение деформации вширь, а не вдоль разлома, что может обеспечиваться только антитетическим (по часовой стрелке, для левого сдвига) типом вращения крыла [Копп, 1991, 1997; Копп и др., 1994]. При этом морфология оперяющих сдвигов принципиально различается для квадрантов сжатия и растяжения. В первом из них антитетическое вращение восточного крыла меридионального левого сдвига аппроксимируется выпуклой к северу конфигурацией оперяющего разрыва, во втором – в обратном направлении, к югу. В результате разветвляющиеся сдвиги образуют характерный структурный рисунок, напоминающий цветок лилии. Если разветвление начинается постепенно (см. рис. 1.21, 3; внизу), здесь могут присутствовать достаточно протяженные узкие грабены.

Может ли в вышерассмотренной ситуации возникнуть растяжение? В квадранте сжатия, по определению, большого растяжения быть не должно. Локально оно проявляется только в тыловых частях смещающихся к северу восточных крыльев сдвигов. В квадранте растяжения оно, напротив, должно занимать большие площади. При этом конкретные структуры растяжения везде будут ориентированы в соответствии с главным полем напряжений основного сдвига, т.е. в северо-западном направлении, однако их концентрация на площади будет зависеть от многих факторов, и прежде всего - от знака вращения блоков. Поскольку последнее направлено по часовой стрелке, максимум растяжения приходится на южные части блоков, и образующиеся в результате такой деформации впадины-сфенохазмы приобретут треугольную форму: они будут раскрываться к югу и замыкаться к северу. Побочный эффект такого асимметричного растяжения – асимметричное компенсационное сжатие стенки грабена, достигающее максимума напротив места наибольшего раскрытия треугольной впадины. В наибольшей мере оно проявится для самых южных ветвей веера (см. рис. 1.21, З; внизу), пока еще тесно сближенных с основным разломом и субпараллельных ему. Узкий блок, заключенный между ними, в наибольшей степени проявляет свойства эксцентрика.

Модель сдвигового веера хорошо объясняет многие особенности морфологии и деформации грабена Эль Габ. Его прогибание может быть связано с приуроченностью к квадранту растяжения на участке затухания крупного сдвига, а образование глубокой треугольной впадины на юго-востоке увязывается с вращением по часовой стрелке центрального блока. Этот же механизм обусловливает компенсационное сжатие поднятия Берегового хребта, особенно сильное на юге. Горизонтальное сжатие восточного плеча грабена легко объясняется его местонахождением в квадранте сжатия, а также преломлением траекторий оси сжатия около возникшего сдвига [Осокина, 1989] (см. выше).

В рассматриваемом механизме нет необходимости считать западный разлом грабена основным сдвигом в кулисном сочленении. Напротив, он лучше увязывается с имеющимися данными о приоритете восточного сдвига. Становятся понятными признаки продольной асимметрии морфологии грабена: его расширение к югу, исключительная четкость южной границы и расплывчатость северной, характерная криволинейная форма в плане южной границы, свидетельствующая о вращении блоков в горизонтальной плоскости, и отсутствие чего-либо подобного для противоположного края. Наконец, представление о веерообразном затухании Левантского разлома на севере вытекает из материалов геологической съемки [Поникаров, 1969] и результатов дешифрирования космических снимков (см. рис. 1.16, А). На последних цветковая форма веера видна особенно отчетливо. Исходя из всех этих данных раскрытие веера представляется трехступенчатым в плане: на юге появляются две тесно сближенные, субпараллельные ветви Левантского разлома около Масиафа, затем происходит их резкое разбегание, сопровождающееся образованием грабена Эль Габ, однако ветви пока остаются субпараллельными, и, наконец, в районе г. Джиср-эш-Шугур появляются многочисленные дополнительные ветви, расходящиеся под большим углом. В этом участке резко усиливается растяжение, что фиксируется появлением базальтов и общим снижением хребтов, ограничивающих грабен.

Подчеркивая преимущество рассматриваемой модели перед пулл-апартовой и сдвигово-дуплексной, добавим, что она включает и некоторые предусматриваемые последними элементы деформации – такие, как северо-западная ориентировка структур растяжения, левый сдвиг по ограничивающим грабен разломам северо-западного простирания и вращение по часовой стрелке блока внутри грабена. Таким образом, все три последние модели совместимы и их элементы могут проявляться комбинированно. Решение же вопроса, какая из них является главенствующей, в существенной мере зависит от поступления новых структурно-геологических, а также палеомагнитных данных, необходимых для уточнения направления тектонической ротации.

Если верны высказанные выше представления, то можно поставить вопрос о выделении нового вида присдвигового бассейна – "веерного грабена", образующегося в квадранте растяжения на участке разветвления сдвига.

Данные, изложенные в настоящем разделе, позволяют иначе вэтлянуть на природу Галилейского грабена (грабена Хула) (см. рис. 1.16, Б), который также часто рассматривается в качестве обыкновенного рифта либо впадины пулл-апарт. В пользу последней точки зрения действительно может свидетельствовать четкий перескок линии трансформного разлома влево (см. рис. 1.16, Б). Однако здесь также присутствуют [Walley, 1988] несомненные признаки веерообразного расщепления линии трансформного разлома, связанного с его частичным затуханием в районе Ливана и Пальмирского авлакогена. На космических снимках прекрасно видны многие морфологические черты, показывающие генетическое родство Галилейского и Эльгабского участков разветвления сдвига: трехступенчатое расширение сдвигового веера (причем Галилейский грабен, как и Эль Габ, находится в средней ступени – "бутон" лилии), характерные дугообразные изгибы оперяющих сдвигов, свидетельствующие об антитетическом вращении восточных крыльев, резкая продольная асимметрия грабена, проявляющаяся в несравненно лучшей выраженности южной границы по сравнению с северной, его расширение к югу и др. Разлом Рум, который некоторые исследователи считают продолжением Левантского сдвига в кулисном сочленении и трассируют далеко в море [Girdler, 1990], выглядит как слепая ветвь веера со сбросовой компонентой смещения. Не подтверждается мнение о предмеловом возрасте этого разрыва [Копп и др., 1994]: он сечет моноклиналь, сложенную верхним мелом. Наконец, указываются признаки сжатия поперек разрывов, ограничивающих Галилейский грабен [Garfunkel, 1981; Garfunkel et al., 1981; Ron, 1987]. Доказано широтное укорочение всего западного плеча "рифта", сопровождающееся вращением блоков вокруг вертикальной оси [Eyal, Reches, 1983; Ron, Eyal, 1985].

Таким образом, впадина Галилейского озера представляет собой еще один веерный грабен, как и Эль Габ, образовавшийся на участке расщепления трансформного разлома. Оба веера связаны с резким падением амплитуды сдвига около пересекаемых ими мегаструктур сжатия: фронтальных складок Альпийского пояса и Пальмирской складчатой зоны соответственно. Частным отличием Галилейского участка является отсутствие базальтов, что можно связывать с влиянием изгиба задерживающего типа трансформного разлома в Ливане [Копп и др., 1994], отклонившего главную область вулканизма к востоку, в район плато Эд-Друз.

Разрастание Левантского разлома и проблема трансформации раскрытия Красного моря

Наличие в зоне Левантского разлома двух участков веерообразного расщепления подтверждает идею о его скачкообразной пропагации к северу [Копп и др., 1994; Трифонов и др., 1991]. В пользу этого свидетельствует и направленное туда же омоложение базальтового вулканизма [Девяткин и др., 1997; Шарков и др., 1994]. Основываясь на всей сумме данных о строении региона и на материалах наших собственных наблюдений, можно представить себе следующую историю развития сдвига.

Возникнув в раннем миоцене в связи с раскрытием Красного моря [Копп и др., 1994; Hempton, 1987], Левантский трансформный разлом распространился к северу до территории современного Ливана, где он увяз в пластичных осадках Пальмирского авлакогена и разветвился. На участке торможения восточного крыла сдвига начала интенсивно расти группа мегантиклиналей Ливана–Антиливана.

В следующую фазу раскрытия Красного моря, начавшуюся в позднем миоцене, образовался сирийский отрезок разлома. Его возникновению предшествовали воздымание свода и базальтовый вулканизм (возраст 6,5–4 млн лет) плато Шин. Сам же разлом-сдвиг появился здесь только в начале плиоцена, когда были смещены базальты плато Шин и начал отлагаться комплекс заполнения грабена Эль Габ. Весьма молодые (1,3–1,1 млн лет) базальты Джиср-эш-Шугура [Шарков и др., 1994], вероятно, соответствуют времени возникновения наиболее северного магистрального ствола трансформного разлома, проникающего до хр. Курд-Даг. Эта, третья по счету, фаза пропагации совпадает с раннечетвертичным эпизодом разрастания к северо-западу оси спрединга в Красном море [Hempton, 1987].

Таким образом, в качестве единого целого Левантский разлом оформился только в конце плиоцена. В конце миоцена–раннем плиоцене обозначился его резкий коленообразный излом в районе Ливана. В кинематическом отношении это изгиб задерживающего типа, обусловивший смятие и левосторонний простой сдвиг запада Аравийской плиты [Копп и др., 1994].

Некоторые исследователи уже отмечали снижение горизонтальной амплитуды Левантского разлома в северном сегменте [Копп и др., 1994; Трифонов и др., 1991; Darkal et al., 1990]. Если добавить отсутствие сдвига вплоть до конца миоцена, дополнительно усложняется и так запутанная проблема трансформации более чем 150-километрового спрединга Красного моря. Объяснить это явление общим расширением Земли невозможно, поскольку фазы развития спрединга отразились в структуре всего Кавказского перешейка Альпийского пояса от Турции до Северного Кавказа. Несостоятельными оказываются также попытки связать падение амплитуды как с отгибанием трансформного разлома на северо-восток через всю Аравийскую платформу [Трифонов и др., 1991; Giannérini et al., 1988 a, b], так и с поддвигом в Пальмирской складчатой зоне. Первое объяснение не подкреплено конкретными данными, а второму противоречит небольшой размер поперечного укорочения Пальмирид [Chaimov et al., 1990]. Мало добавит в общий баланс масс и вышеупомянутая точка зрения о широком рассредоточении сдвиговой деформации внутрь Аравийской плиты в результате огибания ею препятствия – изгиба Левантского разлома около Ливана [Копп и др., 1994], хотя происхождение всего ансамбля внутриплитных структур она объясняет достаточно полно.

По-видимому, возможны два варианта объяснения, выбор между которыми требует дальнейшего изучения. Один из них был предложен в работе [Girdler, 1990] и рассмотрен нами ранее [Копп и др., 1994]: суть его – продолжение доплиоценового разлома через разлом Рум в морской бассейн.

Согласно другому предположению, трансформное смещение аккомодируется пластической деформацией по типу простого сдвига. Сам же трансформный разлом, картируемый на поверхности, представляет собой лишь внешнее выражение широкой зоны скашивания и, по сравнению с ней, имеет существенно меньшую амплитуду и характеризуется запаздывающим типом развития. Размер горизонтального смещения в зоне простого сдвига оценить непросто, однако, судя по длительности проявления деформации, он может быть значительным. Так, для самой южной части Левантской зоны, прилегающей к зал. Акаба, израильские геологи насчитывают несколько фаз деформаций, предшествовавших возникновению магистрального сдвига: 1) внедрение роя даек диабазов с возрастом 18-22 млн лет; 2) образование антитетических правых сдвигов субширотного простирания с признаками вращения всей их системы против часовой стрелки; 3) наложение на эти разломы сильно ветвящегося веера из многочисленных левых сдвигов субмеридионального простирания; 4) и только потом уже - возникновение в центре этого веера магистрального разлома [Bartov et al., 1980; Joffe, Garfunkel, 1987]. По нашему мнению, с деформацией левостороннего простого сдвига может быть связано установленное израильскими геологами и палеомагнитологами скашивание блоков против часовой стрелки в Северном Израиле - Южном Ливане [Ron, Eyal, 1985]. Правда, эти исследователи связывают вращение блоков с деформацией чистого сдвига, вызванной сжатием в широтном направлении западного крыла трансформного разлома. Однако сами же они сообщают о существенно большем (40-50°) повороте правых сдвигов по сравнению с левыми (15-25°), что как раз укладывается в концепцию простого сдвига. Наконец, возможно, что именно с горизонтальной флексурой в зоне простого сдвига связана субмеридиональная ориентировка фациальных зон мезозоя [Mart, 1991]; во всяком случае, ничто пока не противоречит такой возможности их вторичного поворота.

В пределах сирийского сегмента трансформной зоны о проявлении деформации простого сдвига свидетельствуют эшелонированное строение мегавала, к которому приурочен Левантский сдвиг, и широкое распространение более древних антитетических правых сдвигов к западу от последнего. Палеомагнитные данные по Сирии практически отсутствуют, но эти разломы занимают то же структурное положение, что и правые сдвиги Северного Израиля – Южного Ливана, и, самое главное, обладают той же сильно развернутой – северо-восточной ориентировкой, тогда как левые сдвиги простираются почти параллельно Левантскому разлому. Угол между сопряженными сдвигами разного знака составляет 100–110°, что на 40–50° превышает обычный для карбонатных пород удвоенный угол скалывания. Важно отметить, что как эшелонированные складки, так и антитетические правые сдвиги в сирийском сегменте сформировались до трансформного разлома: первые "запечатаны" гельветом, а вторые – морским плиоценом и, кроме того, резко срезаются западным бортовым уступом грабена Эль Габ.

Средняя ширина зоны простого сдвига на севере сирийского сегмента трансформного разлома (если исключить участок ее аномального расширения в Пальмиридах и базальтовом плато Эд-Друз (Друз–Аш-Шама), связанный с огибанием Ливантского излома) составляет 40–50 км. Ширина же приразломной зоны вязкого волочения, как это можно видеть у восточного борта грабена Эль Габ, не превышает 1–2 км. Следовательно, образование трансформного разлома привело к охрупчиванию его крыльев и прекращению деформации простого сдвига.

1.6. ПАЛЬМИРСКАЯ ЗОНА (ПАЛЬМИРИДЫ)

1.6.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

К Пальмирской зоне относится область приподнятого (по верхним горизонтам) и деформированного в позднем кайнозое платформенного чехла, которая протягивается от Антиливана на западе до поднятия (гор) Бишри на востоке. Антиливан, как говорилось выше, должен, по-видимому, рассматриваться как поднятие, принадлежащее не столько Пальмиридам, сколько зоне Левантского разлома, подобно Береговому хребту Северо-Западной Сирии. Впрочем, вопрос этот условен, поскольку зона разлома и Пальмириды – образования морфологически и генетически тесно связанные друг с другом. Граница между ними условно проведена по системе флексур и разрывов, маркирующих юго-восточное погружение моноклинали. Поднятие Бишри обычно рассматривается в составе Пальмирид, и это справедливо, если относиться к Пальмиридам как к зоне поднятия безотносительно к степени и характеру деформации. Если же иметь в виду тип деформации чехла, то следует признать, что поднятие Бишри представляет собой обычную платформенную структуру.

Морфологически Пальмирская зона выражена системой невысоких горных хребтов и впадин, в основном с прямым соотношением структуры и рельефа: хребтам обычно соответствуют антиклинали, впадинам – синклинали. Характерно широкое развитие на поверхности меловых (в том числе нижнемеловых) отложений, которые слагают ядра антиклиналей и брахиформных поднятий. Зеркало складчатости при этом изгибается очень слабо и близко к горизонтальному.

Имеющиеся данные указывают на смятие верхней части чехла (отложений мезозоя и кайнозоя во всяком случае), тогда как о структуре более глубоких горизонтов могут быть высказаны разные соображения [Best et al., 1990; Chaimov et al., 1990; Seber et al., 1993].

Суммарная мощность чехла в Пальмиридах составляет в среднем 6–7 км, но местами превышает 9–10 км. Под Пальмиридами находится прогиб с глубиной залегания подошвы чехла более 10 км ниже уровня моря (см. рис. 1.3). Но такие экстремальные (более 8 км) глубины установлены здесь только локально, причем даже и не в продольном, а в поперечном к простиранию Пальмирид ареале – приблизительно между городами Хомс и Тадмор, и соизмеримые и ненамного меньшие глубины характерны и для других областей платформы.

Наличие прогиба под Пальмиридами было известно и ранее [Поникаров и др., 1969]. В этой работе он трактовался как авлакоген, испытавший активное погружении в палеозое "в виде обособленного узкого внутриплатформенного прогиба"

[с. 183]. От этого представления, которое основывалось на предположении о резком контрасте (по мощности палеозойских пород) между Пальмирской зоной и платформенными поднятиями Алеппо и Рутба, в настоящее время приходится отказаться, во всяком случае в такой прямолинейной формулировке. В отсутствии резкого контраста можно убедиться, сравнив структурные карты для подошвы палеозоя (т.е. подошвы платформенного чехла) и кровли палеозоя. Вариации суммарной мощности палеозойских пород невелики и в целом направлены в сторону нарастания мощности от Алеппского поднятия к югу – Пальмиридам и поднятию Рутба, где она, если не говорить о частностях, примерно одинакова. Таким образом, по палеозою внутриплатформенного прогиба, не говоря уже об авлакогене, под Пальмиридами не получается (неизвестным, правда, остается план распределения предполагаемого под палеозоем инфракембрия, но это другой вопрос). Относительно повышенная мощность отложений в области Пальмирид отмечается только для позднего палеозоя. Однако и для этого времени, по-видимому, речь может идти о впадине более расплывчатых очертаний, контуры которой, возможно, и не совпадают и тем более не совпадали первоначально с границами Пальмирской складчатой зоны.

Роль верхнемеловых-палеогеновых отложений в образовании рассматриваемого прогиба также не являетя решающей. Главный же вклад вносит мощная толща отложений нижнего мезозоя, в которой доказано присутствие триаса (в особенности в результате палинологического исследования триас-юрских отложений Сирии, выполненного О.П. Ярошенко) и, возможно, нижней-средней юры. Мощность этой толщи в Пальмиридах достигает более 1,5-2 км; вкрест простирания зоны она быстро уменьшается.

Формирование Пальмирид как зоны дислоцированного платформенного чехла и орографически выраженного поднятия началось в основном с позднего миюцена. Наиболее сильные и контрастные движения, включая общий подъем территории, происходили в конце миюцена и затем в плиоцене-квартере. Рост складок приходится главным образом на предплиоценовое время. Но затем рост структур продолжался, так что в позднем плиоцене-начале квартера оформились основные структурные и орографические элементы Пальмирид, в том числе внутренние и периферические (предгорные) впадины посттектонического типа. По данным [Аджамян и др., 1994], в Южных Пальмиридах отмечается омоложение складок к югу, в сторону Аравийской платформы. Ниже мы приведем и некоторые факты о возрасте структуры Юго-Восточных Пальмирид.

По типу складчатости Пальмириды делятся на две части – Северо-Пальмирскую и Южно-Пальмирскую зоны (или подзоны). Северо-Пальмирская зона отличается развитием преимущественно крупных разобщенных антиклинальных и чаще брахиантиклинальных складок или даже изометричных поднятий, с пологими сводами и нередко отчетливым, но в общем незначительным перегибом слоев на крыльях. Они мало отличаются от дислокаций платформенного типа. Для Южно-Пальмирской зоны характерна более напряженная складчатость. Определяющую роль в ней играют асимметричные антиклинали с крутыми, часто вертикальными или субвертикальными юго-восточными крыльями, осложненными (на поверхности) взбросами и надвигами.

Споры часто вызывает положение границы между Северными и Южными Пальмиридами.

Для Пальмирид характерна тесная связь картируемых на поверхности разрывов и складок. На границах зоны и внутри нее проходит несколько крупных разрывных нарушений. На поверхности они выражены непрерывными или прерывистыми системами разрывов разного масштаба, которые по большей части приурочены к ядрам или крутым (южным, юго-восточным) крыльям отдельных – линейных – антиклиналей. Как и эти антиклинали, они группируются в несколько протяженных зон, для которых в общем случае типично кулисообразное расположение отдельных структур. Этим зонам, как правило, соответствуют также и разрывы на глубине, ус-



Рис. 1.22. Основные зоны разрывов и блоки Пальмирид

Заштрихованы блоки Северо-Пальмирской зоны; точки ~ плиоцен-четвертичные впадины внутри и по периферии Пальмирид. Пояснения см. в тексте

Fig. 1.22. Main fault zones and blocks Palmyrides

Shaded are blocks of the Northern Palmyra zone; dots are Pliocene-Quaternary basins inside and over the periphery of the Palmyrides. For the names of structure elements see the text

танавливаемые сейсмическими методами. Вне связи с основными зонами разрывов линейные антиклинали на площади Пальмирид развиты ограниченно. В том числе это относится и к площади впадины Эд-Дау, под плиоцен-четвертичным чехлом которой залегают (по данным специальных геофизических исследований) практически не деформированные или слабо деформированные отложения мела-палеогена с простой синклинальной в целом структурой. Такая преимущественная локализация линейных складок и разрывов в отдельных дискретных зонах при более простом строении внутренних частей разделяемых ими блоков имеет, очевидно, фундаментальное значение, отражая механизм деформации платформенного чехла (о нем будет сказано ниже).

Всего намечается (рис. 1.22) пять таких систем разрывов (не равноценных по масштабу и роли): (1) Южно-Пальмирская; (2) Дамаск-Набк; в районе западной периклинали антиклинали Касиун Южно-Пальмирская система сливается с системой Дамаск-Набк, так что Дамасский разрыв принадлежит одновременно той и другой, (3) Джхар (Северо-Пальмирская система). Возможно, самостоятельную зону Рухейбе-Афай (1а) образует также цепочка разрывов и антиклиналей, идущая от северовосточной периклинали антиклинали Касиун между Южно-Пальмирской системой и системой Дамаск-Набк. Названными системами разрывов разделяются следующие блоки, из которых состоит Пальмирская зона: (а) Южные Пальмириды, значительная часть площади которых занята плиоцен-четвертичной впадиной Эд-Дау с почти не деформированными отложениями в ее основании, (б) блок Сидная-Набк, (в) блок Билас, (г) блок Бишри.

Наиболее крупной и сложно построенной является Южно-Пальмирская система разрывов и складок, находящаяся во фронтальной части всего сооружения Пальмирид. Составляющие ее складки, от антиклинали Касиун до крайних антиклиналей на северо-востоке, несмотря на разные размеры, морфологически близки. Как правило, это резко асимметричные антиклинали с крутыми, до вертикальных, а иногда и несколько запрокинутыми юго-восточными крыльями, в большинстве случаев осложненными взбросами. Складки и разрывы расположены в плане кулисообразно. Хорошо проявлены также оперяющие системы складок и разрывов, отходящие от главной ветви под острыми углами к востоку и постепенно затухающие в этом направлении. К таким системам относятся антиклинали Рма, Суане, линейная цепочка антиклиналей Абтар и, вероятно, менее резко выраженные антиклинали Хафне, Дубайат, Сухне.

В ядрах большинства складок Южно-Пальмирской системы вскрываются отложения нижнего мела; исключение составляет антиклиналь Касиун и немногие другие, ядра которых сложены нижними горизонтами верхнего мела. Но самой примечательной чертой является приуроченность к ядрам многих, практически чуть ли не всех фронтальных антиклиналей, начиная с антиклинали Рма и далее на восток выходов триасовых гипсов. Гипсы выведены на поверхность во всех случаях непосредственно у плоскостей разрывов, осложняющих ядра или юго-восточные крылья антиклиналей. Это приводит к предположению об активной роли гипсов в образовании складок (триасовый возраст гипсов обосновывается корреляцией с разрезами других площадей, а также прямым палинологическим изучением гипсоносной толщи в ядре актиклинали Хайан (данные О.П. Ярошенко)).

Сходно со структурами Южно-Пальмирской системы построены разрывы и складки двух следующих к северо-западу систем – Рухейбе-Афай (1а) и Дамаск-Набк (2), но только все морфологические особенности проявляются в них менее выразительно; в ядрах их не вскрываются отложения древнее сеномана-турона.

В системе разрывов Джхар (3) все характерные признаки выражены слабее. Кроме того, в отличие от южной (юго-восточной) вергентности остальных систем, асимметрия складчатых структур в системе разрывов Бишри соответствует скорее слабой северной вергентности.

Остальные системы разрывов морфологически и, вероятно, кинематически отличны от вышеописанных. Система Антиливан–Билас (4) – крутой, не сопровождающийся антиклиналями разрыв (выраженный на поверхности разрывами или флексурами), отделяющий блок Сидная-Набк от поднятия Антиливана на юге и от Хомской впадины севернее. Срединно-Пальмирская система (разрыв Джхар (3)) также представлена только разрывами без сопровождающих складок.

Интерес представляет механизм формирования структуры Пальмирид.

Наибольшего внимания заслуживает точка зрения о формировании структуры Пальмирид за счет срыва по эвапоритовому горизонту триаса с течением в основном в южном направлении. К такому заключению приходили ранее и некоторые другие авторы (например, [Lovelock, 1984]). Эта интерпретация, схематически показанная на рис. 1.23, подразумевает дисгармонию верхних горизонтов чехла (мезозой-кайнозой, начиная с горизонта срыва) по отношению к нижележащим горизонтам (палеозой). Системы разрывов, описанные выше под номерами (1), (1а) и (2), а также, возможно, (5), интерпретируются при этом как выходы на дневную поверхность основной поверхности срыва (ей соответствует Южно-Пальмирская система, образующая фронт всего Пальмирского складчатого ансамбля) и осложняющих ее более частных поверхностей срыва (системы Рухейбе-Афай и Дамаск-Набк); на глубине они сливаются в единый горизонт срыва и дисгармонии. Все эти системы разрывов являются фронтальными по отношению к находящимся в их тылу блокам, внутренние части которых деформированы намного слабее. Это ясно показано для крупнейшей впадины Эд-Дау, днище которой, по данным геофизических исследований (обобщенных И. Джермакани и М. Казказом), представляет пологую синклиналь, не осложненную более мелкими складками.

В этой модели получают объяснение многие характерные особенности тектонического строения Пальмирид, в первую очередь такие, как: (а) парагенезис надвигов и складок и их локализация в нескольких разобщенных зонах, которые интерпретируются как фронтальные зоны (зоны выхода на поверхность) горизонта сры-



Рис. 1.23. Гипотетический разрез через Пальмириды (предполагаемая модель строения). Структура приповерхностных горизонтов по В.П. Поникарову и др. [1969, профиль по линии К-Л-М]

I – докембрийский кристаллический фундамент; 2 – 6 – отложения: 2 – палеозойский фундамент и палеозойские отложения под Пальмиридами, возможно, деформированы в результате поперечного сокращения, 3 – триасовые с горизонтами эвапоритов, по которым предполагается срыв, 4 – меловые, 5 – палеогеновые, 6 – миоцен-четвертичные; 7 – границы формаций и толщ; 8 – разрывы предположительно листрического типа (на глубине – гипотетические); 9 – направление горизонтального сжатия Fig. 1.23. Hypothetical section through the Palmyrides (hypothetical tectonic model). Structure of near-surface horizons according to V.P. Ponikarov et al., [1969; profile along the K- π -M line]

1 - Precambrian crystalline basement; 2-6 - deposits: 2 - Paleozoic basement and Paleozoic deposits under the Palmyrides may be deformed owing to a transverse shortening, 3 - Triassic, including evaporite horizons, suggestive of a decollement along its surface, 4 - Cretaceous, 5 - Paleogene, 6 - Miocene-Quaternary; 7 - boundaries of formations and sequences; 8 - faults presumably of listric type (hypothetical at depth); 9 - direction of horizontal compression



Рис. 1.24. Структурная схема Пальмирской складчатой зоны

I – надвиги и взбросы; 2 – сдвиги; 3 – широкие зоны сдвигов; 4 – сбросы и разрывы неустановленного кинематического типа; 5 – оси антиклиналей; 6 – оси пологих брахиформных поднятий в Северных Пальмиридах

Разрывы (цифры в кружках): 1 – Серхайа, 2 – Дамаск-Набк, 3 – Южно-Пальмирский, 4 – Рухейбе-Афай (Сатих), 5 – Джхар, 6 – Билас, 7 – Бишри (Северно-Пальмирский). Блоки: Бш – Бишри, Бл – Билас

Fig. 1.24. Structural scheme of the Palmira fold zone

l - thrusts; 2 - wrench faults; 3 - simple shear zones; 4 - normal faults and faults of undetermined kinematic type; 5 - anticline axes; 6 - axes of low-angle brachiformal uplifts in Northern Palmyrides

Faults: 1 - Serhaya, 2 - Damascus-Nabk, 3 - South Palmira, 4 - Ruheibe-Afai (Satih), 5 - Jhar, 6 - Bilas, 7 - Bishri (North-Palmyra). Blocks: Бш - Bishri, Бл - Bilas

ва; (б) отчетливая асимметрия складчатости, ясно указывающая на господствующее направление вергентности к юго-западу; (в) регулярное появление на дневной поверхности гипсов, приуроченных к разрывам в ядрах антиклиналей Южно-Пальмирской зоны; (г) субгоризонтальное положение зеркала складчатости и выход на поверхность приблизительно одних и тех же слоев в ядрах основных антиклиналей (от нижнего мела до сеномана-турона, т.е. в пределах всего нескольких сот метров по мощности); это, вероятно, указывает на то, что источник деформирующей силы, повсеместно обладающий одинаковым пределом энергетических возможностей (энергия, передаваемая эвапоритовой толщей), равномерно распределен по площади; (д) систематическое расположение внутренних впадин, заполненных плиоценчетвертичной молассой, в тылу поясов складок и разрывов; образование этих впадин можно, вероятно, объяснить проседанием за счет оттока из-под них материала на глубине, с нагнетанием его в поясах складок и разрывов; в этой связи полезно обратить внимание на систему погребенных разрывов (установленных по геофизическим данным), обрамляющих впадину Эд-Дау по всей ее периферии и отчетливо демонстрирующих образование впадины как структуры проседания; можно усмотреть даже некоторую закономерную связь между размером таких тыловых впадин и интенсивностью складко- и разрывообразования в сопряженных с ними фронтальных поясах.

Изложенные соображения о глубинной структуре Пальмирид получили подтверждение по данным сейсморазведки [Chaimov et al., 1990]. В этой работе показано, что, во-первых, на глубине – на уровне горизонтов, переходных от палеозоя к триасу, имеются послойные срывы, переходящие в картируемые на поверхности надвиги, во-вторых, имеет место некоторое поперечное укорочение Пальмирид на уровне мезозоя-кайнозоя, максимальное в западной и средней частях складчатой зоны и практически сходящее на нет в ее восточной части. Эти материалы не позволяют судить о структуре более глубоких слоев осадочного чехла и консолидированной коры платформы и, в частности, об укорочении на этих глубоких уровнях; ситуацию в более глубоких горизонтах приходится оценивать предположительно.

Помимо общего срыва и надвигания к югу, в сторону основной части Аравийской плиты, в структуре Пальмирской складчатой зоны проявляются крупные сдвиги (рис. 1.24). Их соотношения с надвигами, складками и сбросами рассматриваются в ряде опубликованных работ [Аджамян и др., 1994; Копп и др., 1994; Searle, 1994] и специально анализируются в следующих разделах – в контексте вопроса о происхождении всего ансамбля внутриплитных структур Пальмирид и запада Аравийской плиты в целом.

Особый интерес представляет вопрос о восточном продолжении Пальмирской зоны. Складчатое сооружение Пальмирид как таковое на востоке – в районе гор (блока) Бишри – затухает. На их продолжении находится ряд погребенных структурных элементов пальмирского простирания, которые поперек пересекают Евфратскую впадину и доходят, по крайней мере, до системы складок Аш-Шаддадской зоны, расположенных к югу от Тишрин-Джибисинского района. Они, вероятно, трассируют восточное продолжение Пальмирской зоны. К числу таких структурных элементов относятся, во-первых, поперечные к структурам Евфратской впадины разрывы, устанавливаемые по геофизическим данным и почти не прослеживающиеся на поверхности, во-вторых, система очень пологих поднятий (локальных структур) в районе Дейр-эз-Зор, Дерро, Тель-Зараб, Маркада, в-третьих, серия погребенных линейных складок северо-восточного (пальмирского) простирания, объединяемых в зону Аш-Шаддад. Антиклинали этой зоны – Аш-Шаддади (Рим), Вади Дааба – хорошо выражены в верхнемеловых (формация Шираниш) и палеогеновых (формация Шилу – олигоцен) слоях и выполаживаются вверх по разрезу. Надо отметить также и то, что раннемезозойский (триасовый) прогиб Пальмирид продолжался к северо-востоку в Тишрин-Джибисинский район, где, как и в Пальмиридах, отмечена резко повышенная (до 2,5-3 км) мощность триасовых отложений в пределах так называемого Синджарского прогиба (см. рис. 1.4). По мнению некоторых авторов (например, [Lovelock, 1984]), в раннем мезозое существовал единый Пальмиро-Синджарский авлакоген, позднее разобщенный в итоге левосдвигового смещения вдоль Евфратской зоны разломов.

1.6.2. СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ЮГО-ВОСТОЧНЫХ ПАЛЬМИРИД

Вводные замечания

Юго-восточная часть Пальмирской складчатой зоны до сих пор остается одной из наименее посещаемых. Вместе с тем именно здесь отмечаются весьма интенсивные складчато-надвиговые деформации, может быть, наиболее напряженные во всех Пальмиридах (хотя высота орогенного подъема здесь заметно уменьшается по сравнению с западом). Последние подробные описания структуры данного региона содержатся только в работах В.А. Поникарова и его коллег [1969]; более поздние наблюдения [Аджамян и др., 1994; Сигачев, Аль-Хатиб, 1991; Giannérini et al., 1988 a, b; Girdler, 1990; Lovelock, 1984; Searle, 1994] имели экскурсионный характер и, по существу, не внесли ничего принципиально нового по сравнению с вышеуказанными, хотя интерпретация материала давалась на более современном уровне. Необходимо отметить, что после 60-х годов кардинально изменились тектонические представления, и если исследователи группы В.А. Поникарова, находившиеся тогда на фиксистских позициях, всячески подчеркивали соответствующий комплекс структур (коробчатую складчатость, сбросы и т.д., в то же время такие разрывы, как надвиги и сдвиги, в этих работах практически не упоминались), то более поздние исследователи пытались, напротив, обратить внимание на наличие структур горизонтального сжатия, иногда делая это на основании только общих соображений.

Таким образом, ясно видно несоответствие между современными тектоническими идеями, согласно которым Пальмирская складчатая зона возникла в результате поддвига Аравийской плиты и связанного с этим горизонтального сжатия, и уровнем знаний о тектонической структуре региона. Исследования, проведенные авторами, представляют собой попытку хотя бы отчасти смягчить указанное несоответствие. Они включали, наряду с геологической съемкой отдельных участков, детальные описания морфологии структур и мезотектонические наблюдения.

Геологический очерк

В качестве Юго-Восточных Пальмирид здесь понимается территория, охватывающая фронтальные складки Пальмирской складчатой зоны от антиклинали Накнакие на западе до антиклиналей Сатих и Абу Режмейн на востоке (рис. 1.25; 1.26). От Аравийской платформы эта складчатая система отделена зоной надвигов и неглубокой (несколько сот метров) молассовой впадиной Сабхет Моу, возникшей только в конце плиоцена и наложенной на платформенное поднятие Рутба, а от остальной части Пальмирид – более прогнутой (мощность неоген-четвертичных моласс достигает 1 км) впадиной Эд-Дау, унаследовавшей осевую зону Пальмирского авлакогена. Подчеркивая различия этих депрессий, следует тем не менее сказать, что в отношении плиоцен-четвертичной структуры они составляют единое целое, будучи разделены лишь очень узкой и относительно невысокой перемычкой Джебель Хайан в районе г. Пальмира (Тадмор). В плиоцене–раннем плейстоцене обе впадины объединились в диагональную систему широтного простирания, вероятно, связанную с региональным правым сдвигом Джхар.

Осевой и наиболее приподнятый элемент складчатой структуры региона (см. рис. 1.25; 1.26; рис. 1.27) – антиклинальная цепь Накнакие-Табак-Хайан-Мазар-Сатих северо-восточного простирания. На всем протяжении она осложнена фронтальной зоной разрывов сдвиго-надвигового типа (зона разрывов Сатих). Под небольшим углом или параллельно (но при этом с кулисообразным расположением) к вышеуказанной антиклинальной зоне подходят менее протяженные и менее высокие антиклинальные структуры, постепенно снижающиеся к югу, в сторону главной части Аравийской платформы. Наиболее крупноамплитудная (с мелом в ядрах) группа таких складок второго порядка (Абтар, Танийет Сахле, Сауани и др.) приурочена к поднятию Накнакие. Все вместе они образуют трапециевидный в плане блок, выдвинутый в сторону Аравийской платформы. Другой блок такого же типа, только менее поднятый (в ядрах антиклиналей - верхний мел-палеоген) и менее сжатый, находится южнее поднятия Сатих. Наиболее крупные составляющие его структуры – антиклинали Арак, Дахр Эль Редрати, Тхоул Эд-Дау. Между этими двумя выдвинутыми в сторону Аравийской плиты и поднятыми участками находится Пальмирская область поперечного прогибания, где все складки погружаются и, кроме того, широко развиты плиоцен-четвертичные отложения.

К северу от цепи Накнакие–Сатих находится крупная и просто построенная синклиналь Эд-Дау, которая отделяет Северо-Восточные Пальмириды – регион с особым стилем строения, где развиты пологие брахиформные складки субмеридиональной ориентировки. На востоке, в месте выклинивания впадины Эд-Дау, Мазарско-Сатибский отрезок антиклинальной цепи Накнакие–Сатих сопряжен непо-



средственно с блоком Билас Северо-Восточных Пальмирид, наиболее южным элементом которого является антиклиналь Абу Режмейн. Здесь дополнительное сжатие, выраженное появлением антиклиналей второго порядка (Сафра, Куадрие и др.), проявляется уже к северу от осевой антиклинальной зоны. Полоса сочленения Юго-Восточных Пальмирид и впадины Эд-Дау с блоком Билас Северо-Восточных Пальмирид осложнена региональной флексурно-разрывной зоной Джхар востоксеверо-восточной ориентировки.

Складчатая структура региона, как и всей Пальмирской складчатой системы, формировалась в две основные фазы: предплиоценовую (начавшуюся во второй половине миоцена, судя по наличию конгломератовых прослоев в соответствующей части разреза последнего) и позднеплиоцен-четвертичную. Наиболее ранние (предплиоценовые) деформации отмечаются для трапециевидного блока Накнакие–Сауани, на востоке которого плиоценовые конгломераты ложатся непосредственно на верхний мел. В центральной части складки Накнакие около фронтального разрыва нами зафиксированы плиоценовые олистостромы, аналогичные таковым в районе Зубейди [Аджамян и др., 1994]. Это означает, что вся осевая антиклинальная зона Накнакие–Сатих вместе с фронтальными сдвиго-надвигами к началу плиоцена уже должна была существовать. Складки меньшей амплитуды в пределах трапециевидного блока Арак–Тхоул Эд-Дау и в восточной части впадины Эд-Дау образовались в существенной мере в постплиоценовую тектоническую фазу: плиоценовые молассы налегают здесь на верхние горизонты палеоген-миоценовых отложений и деформированы вместе с ними.

Перейдем к рассмотрению макро- и мезотектонических данных, позволяющих реконструировать структурные парагенезы Юго-Восточных Пальмирид для плиоцена-квартера.

1 – оси антиклиналей; 2 – разрывы; 3 – оси межторных и предгорных впадин; 4 – границы крупных блоков; 5 – четвертичные отложения; 6 – плиоцен; 7 – палеоген-миоцен; 8 – конъяк-маастрихт; 9 – триас-сеноманские отложения нерасчлененные; 10 – станции замеров трещиноватости; 11 – Левантский трансформный разлом; 12 – остальные разрывные нарушения (а – надвиги и взбросы, 6 – сдвиги); 13 – неогеновые базальты; 14 – контур изображенной на рисунке части Юго-Восточных Пальмирид

Блоки: І – Билас, ІІ – Карьятен, ІІІ – Накнакие-Сауани, ІV – Арак, V – Сатих, VI – Рутба, VI^a – Тадмор (фронтальная часть блока Рутба). Межгорные впадины: 1 – Эд-Дау, 2 – Сабхет Моу. Региональные разломы (цифры в прямоугольниках): 1 – Джхар, 2 – Сатих. Антиклинали (цифры в кружках), названия даны по В. П.Поникарову и др. [1969]: 1 – Мрах, 2 – Абу Режмейн, 3 – Расс Аакабет, 4 – Тантур, 5 – Сатих, 6 – Сафра, 7 – Мазар, 8 – Доуара, 9 – Арак, 10 – Дахр Эль-Редрати, 11 – Тхоул Эд-Дау, 12 – Хайан, 13 – Табак, 14 – Накнакие, 15 – Назрани, 16 – Абтар, 17 – Рма, 18 – Сауани, 19 – Куадрие

Fig. 1.25. Geologic-tectonic scheme of South-Eastern Palmyrides and adjacent areas. Inset map shows the scheme of regional location

1 - anticline axes; 2 - faults; 3 - axes of intramountain and foothill basins; 4 - boundaries of major blocks; 5 - Quaternary deposits; 6 - Pliocene deposits; 7 - Paleogene-Miocene deposits; 8 - Conjacian-Maestrichtian deposits; 9 - Triassic-Cenomanian deposits, unstratified; 10 - mesoscale fracture measurement sites; 11 - Levant transform fault; 12 - other faults (a - thrusts, 6 - wrench faults); 13 - Neogene basalts; 14 - contoured part of South-Eastern Palmyrides, shown in the figure

I – Bilas, II – Qarjaten, III – Naknakije-Sauani, IV – Araq, V – Satih, VI – Rutbah, VI^a – Tadmor (frontal part of Rutbah block). Intramountain basins: 1 – Ad-Dau, 2 – Sabhet Mou. Regional faults (figures in rectangles): 1 – Jhar, 2 – Satih. Anticlines (circled figures), named after V. Ponikarov et al. [1969]: 1 – Mrah, 2 – Abou Rejmein, 3 – Rass Aaquabet, 4 – Tantur, 5 – Satih, 6 – Safra, 7 – Mazar, 8 – Douara, 9 – Araq, 10 – Dahr Al Redrati, 11 – Thoul Ad Dou, 12 – Hayan, 13 – Tabaq, 14 – Naknaqije, 15 – Nazrani, 16 – Abtar, 17 – Rmekh, 18 – Sauani, 19 – Quadrije

Рис. 1.25. Геолого-тектоническая схема Юго-Восточных Пальмирид и прилегающих участков. На врезке – схема расположения района



Анализ макроструктуры (складки и флексуры)

Морфологию складок рассмотрим в трех сечениях: горизонтальном (форма складок в плане; их ориентировка; наличие или отсутствие изгибов в плане; характер взаимного расположения и др.), вертикальном поперечном (амплитуда складок; их форма в поперечном сечении; наличие или отсутствие ступеней с субгоризонтальным зеркалом складчатости; генеральная вергентность; степень заполнения пространства складками) и вертикальном продольном (ундуляции шарнира, наличие двух или только одной периклинали, а также резких поперечных флексур).

Морфология складок в горизонтальном сечении. Линейные складки приурочены главным образом к антиклинальной зоне Накнакие–Сатих. Колоссальное превышение длины последней над ее шириной (100 и 2–5 км соответственно), несомненно, свидетельствует о ее происхождении в обстановке горизонтального сжатия. По мере удаления в обе стороны от осевой антиклинальной цепи линейные складки постепенно сменяются брахиморфными. Поскольку указанное изменение горизонтальных размеров складок совпадает с их заметным выполаживанием, можно предполагать, что в соответственных местах уменьшается и степень сжатия. Вместе с тем настоящих изометричных куполов, которые могли бы быть связаны с диапировой тектоникой в чистом виде, в районе практически нет. Брахиморфные складки часто группируются в линейные цепи. Например, в сводовой части антиклинали Абтар присутствует до 5–6 небольших брахиантиклиналей, расположенных слегка кулисно; седловины между ними осложнены довольно резкими поперечными флексурами.

Каркас складчатой структуры определяется более идиоморфными антиклиналями по сравнению с синклиналями неправильной формы. Это свидетельствует об активном росте первых и согласуется с представлением о формировании складчатости в результате срыва верхней части чехла со своего основания. Обратный тип соотношений, который мог бы свидетельствовать об активном проседании мульд, проявляется только для Тадморской четвертичной впадины, резко наложенной на плиоценовые структуры.

Генеральная ориентировка складок: CB – BCB (45–60°). Тем не менее складки сильно изгибаются в плане, и простирание их отдельных отрезков меняется в диа-

1 – межгорные впадины; 2 – оси антиклиналей (а – имеющих обе периклинали, б – гемиантиклиналей); 3 – контуры куполов и брахиантиклиналей; 4 – флексуры; 5 – надвиги и взбросы (а – достоверные, б – предполагаемые); 6 – сдвиги (а – достоверные, б – предполагаемые); 7 – широкие сдвиговые зоны пластического типа; 8 – станции замеров трещиноватости; 9–15 – на врезке: 9 – межгорные впадины; 10, 11 – границы блоков (10 – сдвигового типа, 11 – прочие), 12, 13 – направления горизонтального сжатия в синтаксисах – областях аномально высокого тектонического давления и скучивания (12 – Мазарско-Сатихском, 13 – прочих, второго порядка), 14 – направления горизонтального перемещения блоков, 15 – направления регионального левостороннего скашивания, связанного с неоднородным сдвигом вдоль Левантского трансформного разлома

Блоки (на врезке): І – Билас, ІІ – Карьятен, ІІІ – Накнакие-Сауани (ІІІ^а – блок второго порядка Сауани), IV – Арак, V – Сатих, VI – Рутба (блоки второго порядка: VI^a – Тадмор, VI⁶ – Тхоул Эд-Дау)

Fig. 1.26. Structural scheme of South-Eastern Palmyrides and adjacent areas. Inset map shows the scheme of horizontal block movements

Blocks: I – Bilas, II – Qarjaten, III – Naknaqije-Sauani (III^a – the second-order Sauani block), IV – Araq, V – Satih, VI – Rutbah (the second-order block: VI^a – Tadmor, VI^b – Thoul Ad Dou)

Рис. 1.26. Структурная схема Юго-Восточных Пальмирид и прилегающих участков. На врезке – схема горизонтальных перемещений блоков

I - intramountain basins; 2 - axes of anticlines (*a* - with two periclines, δ - hemianticlines); 3 - contours of domes and brachyanticlines; 4 - flexures; 5 - thrusts (*a* - proved, δ - inferred); 6 - wrench faults (*a* - proved, δ - inferred); 7 - simple shear zones; 8 - mesoscale fracture measurement sites; 9-15 - the inset map shows: 9 - intramountain basins, 10, 11 - block boundaries (10 - of the strike-slip type, 11 - of other types), 12, 13 - direction of horizontal compression in syntaxes - areas of anomalous high tectonic pressure and convergence (12 - Mazar-Satikh, 13 - others, of the second order), 14 - direction of horizontal block movement, 15 - direction of sinistral distortion related with heterogeneous simple shear along the Levant transform fault



пазоне от 30 до 100°. Особенно резко выражены горизонтальные флексуры с широтным простиранием смыкающего крыла, связанные с правыми сдвигами. Горизонтальные флексуры близмеридионального простирания, которые можно было бы связать с левыми сдвигами, встречаются реже и выглядят более плавными, но зато обладают большими размерами. Таков, например, пологий изгиб к северу от Пальмиры, где антиклиналь Хайан принимает ССВ (30°) простирание. На севере рассматриваемого района (в районе блока Билас) все складки имеют устойчивое субмеридиональное (5–20°) простирание, отличающееся примерно на 30° от среднестатистического.

Способ взаимного расположения складок чаще всего бывает эшелонированным, что свидетельствует о существенной роли деформации сдвига в процессе складкообразования. Расположение структур в виде последовательных цепочек наблюдается лишь в одном сильно сжатом месте – на участке резкого сближения антиклинальной цепи Накнакие–Сатих с блоком Билас. В некоторых местах (Накнакие–Сатих) складки собраны в сильно сжатые пучки – синтаксисы, где одновременно наблюдаются и наиболее интенсивные складчато-надвиговые деформации. Расширение складчатых зон между синтаксисами сопровождается дугообразным изгибом структур, с которым ассоциирует сдвиговая деформация. Характерны в этом смысле наложенные на Аравийскую платформу дуги, образованные антиклиналями Суане и Арак.

Морфологня складок в вертикальном поперечном сечении. Наибольшую амплитуду имеют структуры Накнакие-Сатихской антиклинальной цепи, в ядрах которых в ряде мест выходят триасово-юрские отложения. Наивысшая кульминация шарниров антиклиналей наблюдается на участках синтаксисов Накнакие и Хайан-Мазар. Можно, таким образом, считать в первом приближении, что амплитуда антиклинальных структур увеличивается на участках скучивания. К юго-востоку и северо-западу от осевой антиклинальной цепи зеркало складчатости снижается, причем на общирных пространствах оно образует пологие или даже субгоризонтальные террасы. Особенно выразителен в этом отношении блок Билас, где в ядрах антиклиналей повсеместно выходит сеноман, а в ядрах синклиналей – маастрихт.

По степени заполнения пространства складчатость рассматриваемого района чаще гребневидная (узкие антиклинали, широкие синклинали). Типичная полная складчатость отмечается только в районах синтаксисов Мазар и Сатих (рис. 1.28), где синклинали часто пережаты и имеют килевидную форму. Коробчатая конфигурация (рис. 1.29) характерна для крупных пологих складок блока Билас и края Аравийской плиты. Прерывистая складчатость локально встречается только в пределах впадин Эд-Дау и Сабхет Моу.

Fig. 1.27. Structural map of the Mazar area, based on field studies and the satellite image interpretation

I - Quaternary deposits; 2 - Paleogene deposits; 3 - Upper Cretaceous, Conjacian-Maestrichtian deposits;4 - Upper Cretaceous, Cenomanian-Turonian deposits; 5 - Triassic-Lower Cretaceous deposits; 6 - marker horizons; 7 - axes of folds: a - anticlinal, 6 - sinclinal; 8 - flexures, 9 - domes; 10 - faults: a - overthrusts and nappes,6 - wrench faults, s - normal faults; 11 - inferred faults: a - based on the satellite image interpretation and geological data, 6 - overlapped by Quaternary deposits, s - possible faults (based only on the satellite image interpretation); 12 - attitude, inclination of beds: a - subhorizontal, 6 - normal dip, s - subvertical, z - overturned; 13 - observation sites; 14 - mesoscale fracture measurement sites

Рис. 1.27. Структурная карта Мазарского участка, составленная на основе маршрутных наблюдений и дешифрирования космических снимков

^{/ –} четвертичные отложения; 2 – палеоген; 3 – верхний мел, коньяк-маастрихт; 4 – верхний мел, сеноман-турон; 5 – трнас-нижнемеловые отложения; 6 – маркирующие горизонты; 7 – оси складок: а – антиклиналей, б – синклиналей; 8 – флексуры; 9 – купола; 10 – разрывы: а – надвити и покровы, б – сдвиги, в – сбросы; 11 – предполагаемые разрывы: а – вероятные (по данным дешифрирования и геологическим данным), б – вероятные, запечатанные четвертичными отложениями, в – возможные (только по данным дешифрирования); 12 – элементы залегания, наклон слоев: а – субгоризонтальный, б – наклонный, в – субвертикальный, г – запрокинутый; 13 – точки наблюдений; 14 – станции замера трещиноватости



Рис. 1.28. Строение сильно смятых участков с полным стилем складчатости (полевые зарисовки)

A – асимметричная гребневидная антиклинальная складка, на юго-востоке сочлёненная при посредстве взброса с узкой килевидной синклиналью (Мазар); E – изоклинально-веерообразная антиклиналь с крутыми как юго-восточным, так и северо-западным крылом (Накнакие); B – коробчато-веерообразная антиклиналь (небольшая поперечиая складка присдвигового происхождения к ЮЗ от горы Аль Мустадира-Мазар); Γ – асимметричная аркообразная антиклиналь Джиразие, сочлененная на юго-востоке с килевидной асимметричная аркообразная антиклиналь Джиразие, сочлененная на юго-востоке с килевидной асимметричная обобразная антиклиналь (Мазар, северо-восточная часть); Д – асимметричные аркообразные антиклинали, южная – с диапировым штоком триасовых гипсов (Хайан); E – рамповая грабенсинклиналь между запрокинутыми навстречу асимметричными антиклиналями Аль Мшель и Аль Каля (Абу Режмейн)

Fig. 1.28. Structure of strongly crumbled areas with complete folding (field sketches)

A – asymmetrical crest-like anticlinal fold, connected by reverse faults with a narrow carinate syncline in the SE (Mazar); B – isoclinal fan-like anticline with steep limbs both in the SE and NW (Naknaqije); B – fan-like anticline (a minor transverse strike-slip-related fold to the SW of Mt. Al Mustadira-Mazar); Γ – asymmetrical arc-shaped anticline Jirazije, joined in the SE with a carinate asymmetrical syncline (Mazar, northeastern part); Π – asymmetrical arcshaped anticlines; the southern one accompanied by a diapire stock of Triassic gypsum (Hayan); E – a ramp graben between the overturned asymmetrical anticlines Al Mshel and Al Qalya (Abou Rezhmein)

Рис. 1.29. Строение полого смятых участков с промежуточным стилем складчатости (полевые зарисовки)

А – аркообразная антиклиналь в районе Джебель Ас Сафра (Абу Режмейн); Б – антиклиналь Арак

Fig. 1.29. Structure of gently crumbled areas with intermediary style of folding (field sketches)

A – arch-shaped anticline in the Jabal As Safra (Abou Rezhmein); B – Araq anticline



Отмеченные особенности распределения амплитуд складок и степени заполнения ими пространства, равно как и вышеотмеченные признаки идиоморфизма антиклиналей, в целом удовлетворяют концепции образования структуры в обстановке горизонтального сжатия, со срывом осадочного чехла. Ступени с субгоризонтальным зеркалом складчатости могут в этом случае соответствовать отдельным глубинным шарьяжам срыва. Важный аргумент в пользу горизонтального сжатия – увеличение амплитуды складок на участках синтаксисов.

Конкретная форма складок зависит от степени заполнения ими пространства. На участках полной складчатости распространены аркообразные и коробчатые, реже изоклинальные и веерообразные структуры (см. рис. 1.28). Там, где структура принимает гребневидный характер, складки становятся резко асимметричными, осложненными фронтальными надвигами. Резко преобладает южная вергентность, однако в ряде мест она осложнена наличием обращенных к северу флексур. Прежде всего это крутая (до 90°, с небольшим запрокидыванием) флексура на границе антиклинальной цепи Накнакие–Сатих с синклиналью Эд-Дау. Локально крутые наклоны имеют северные крылья антиклиналей Накнакие (см. рис. 28, Б), Хайан, Мазар и Сатих. Пологие (не более 30–50°) складки блока Билас имеют аркообразную и коробчатую форму, асимметрия для них характерна в меньшей степени. По данным [Поникаров и др., 1969; Chaimov et al., 1990; McBride et al., 1990; Searle, 1994], на северо-восточной окраине блока появляются заметные крутые наклоны, обращенные к северо-западу.

Форма складок в вертикальном продольном сечении. В районе преобладают антиклинальные структуры, имеющие обе периклинали с пологим (не более 10°) погружением шарнира. Однако некоторые антиклинали осложнены крутыми поперечными флексурами на периклиналях и в ядрах (рис. 1.30). Как правило, они направлены в одну сторону, и в результате антиклиналь оказывается как бы запрокинутой в продольном сечении. Так, несколько поперечных флексур зафиксированы в осевой части антиклинали Абтар; все они направлены к востоку, в сторону впадины Сабхет Моу, от участка сильного скучивания складок в районе синтаксиса Накнакие. Это позволяет предполагать, что продольное запрокидывание антиклинали к востоку объясняется латеральным выжиманием масс из области синтаксиса. Сходные образования в той же структурной обстановке отмечены и для некоторых складок участка Мазар.

Крупные (длиной до 20–30 км) структурные носы, или гемиантиклинали, широко развиты на северном крыле впадины Эд-Дау, где все они имеют меридиональное – северо-восточное – простирание и ответвляются от региональной флексурно-разрывной зоны Джхар с правосдвиговой составляющей. Ряд гемиантиклиналей поперечной (до меридиональной) ориентировки отмечается в районе участка Мазар. Они приурочены к крыльям разрывов, имеющих сдвиговую составляющую.



Регнональные флексуры приурочены к бортам межгорных впадин и к присдвиговым зонам кулисного погружения складок. Для крупной флексуры (наклон слоев до 90°) восток-северо-восточного простирания на северном борту прогиба Эд-Дау, принадлежащей зоне Джхар, эти обстановки совмещены. Повсеместно она ограничивает на юге зону резкого кулисного окончания складок блока Билас. Так что происхождение данной флексуры можно объяснить как прогибанием впадины Эд-Дау, так и правосдвиговой деформацией. Формирование же флексуры на юго-восточном борту впадины Эд-Дау связано только с первой причиной. Большой интерес представляет пологая (не более 20–30°), но вместе с тем четко очерченная в плане поперечная (простирание ССЗ 345°) флексура на восточном борту впадины. Если учесть, что флексура ограничена правым сдвигом Джхар, то можно предположить, что она связана с некоторым сжатием в южном борту последнего.

Анализ макроструктуры (разрывные нарушения)

По данным [Поникаров и др., 1969], продольные разрывы Юго-Восточных Пальмирид имеют субвертикальный наклон и являются крутыми сбросами или взбросами. Позднее эти разрывы стали рассматривать как пологие надвиги [Копп и др., 1994; Сигачев, Аль-Хатиб, 1991; Chaimov et al., 1990; Giannérini et al., 1988 a, b]. Наши данные показывают, что отдельные отрезки разрывов проявляются как надвиги, другие – как сдвиги или взбросо-сдвиги. Диагональные к складкам разрывы оказываются сдвигами. Настоящие сбросы практически не зафиксированы.

Надвиги и взбросы. По наблюдениям на участках Рма, Накнакие и Мазар, крупные продольные разрывы на южных крыльях складок, как правило, действительно являются крутопадающими (60-90°) - во всяком случае, около земной поверхности. Субвертикальный наклон их плоскостей иногда виден в обнажениях, но чаще ощущается по прямолинейной форме разрыва в плане. Участки субгоризонтального наклона сместителей, свидетельствующие о покровно-надвиговом типе перемещения, редки (рис. 1.31; 1.32). Одно такое (исключительно наглядное) место зафиксировано в западной части продольного разрыва Накнакие, на участке его сочленения с крупным правым сдвигом широтного простирания (см. рис. 1. 31, А). Здесь мергели маастрихта-палеогена перекрыты по пологой (15-20°) поверхности надвига доломитами сеномана. Участок доказанного тектонического покрова не превышает в длину нескольких сот метров, далее к востоку фронтальный разрыв опять становится крутым. Характерно, что именно к тому участку, где продольный разрыв Накнакие более всего напоминает пологий надвиг, приурочен выход грубых олистостромовых брекчий плиоцена. Несколько точек, где достоверно определено субгоризонтальное положение плоскости надвига, отмечено в пределах участках Мазар (см. рис. 1.27; 1.31, Б). -

Рис. 1.30. Структурные формы, связанные с действием наложенного сжатия вдоль складчатых структур

I – принципиальные схемы: А – поперечная флексура на периклинали продольной антиклинальной складки, Б – поперечная гемиантиклиналь, осложняющая продольную антиклинальную складку, В – сдвиг, сдваивающий вдоль оси продольную антиклиналь, Г – горизонтальная складка, образовавшаяся при вторичном изгибе продольной антиклинали и надвига, осложняющего ее крыло. II – геологические примеры: А – серия поперечных флексур, осложняющих антиклиналь Абтар, Б – поперечная присдвиговая гемиантиклиналь, ответвляющаяся от главной продольной антиклинали Калаат Аль Хава – там, где последняя пересечена серией правых сдвигов; поперечный профиль см. рис. 1.28, в. В – отдешифрированные на космических снимках поперечные сдвиги, сдваивающие вдоль оси антиклиналь Хайан, Г – предполагаемый по данным дешифрировання вторичный изгиб продольной антиклинальной зоны Таб

I – геологические границы; 2 – маркирующие горизонты; 3 – купола; 4 – оси антиклиналей; 5 – оси синклиналей; 6 – элементы залегания; 7 – надвиги; 8 – сдвиги; 9 – субвертикальные разрывы неясной кинематики; 10 – флексуры

Fig. 1.30. Structural forms related with superposed compression acting along the folded structures

I - principal schemes: A - transverse flexure on the pericline of longitudinal anticlinal fold, B - transverse hemianticline complicating longitudinal anticlinal fold, B - wrench fault, doubling longitudinal anticline along the axis, Γ - horizontal fold, formed during the secondary curve of longitudinal anticline along with the thrust, complicating its limb. II - geological examples: A - a series of transverse flexures, complicating the Abtar anticline, B - transverse strike-slip-related hemianticline, splaying from the main longitudinal anticline Qalaat Al Hava, where it is crossed by several dextral wrench faults; Fig. 1.28, e - shows a transverse profile, B - transverse wrench faults based on the space image interpretation, doubling the Hajan anticline along its axis, Γ - secondary bend of longitudinal anticline zone Tab inferred from the space image data

1 - geologic boundaries; 2 - marker horizons; 3 - domes; 4 - axes of anticlines; 5 - axes of synclines; 6 - attitude; 7 - overthrusts; 8 - wrench faults; 9 - subvertical faults of unclear kinematics; 10 - flexures


Рис. 1.31. Пологие надвиги и покровы

А – пологий надвиг на юго-восточном крыле антиклинали Накнакие в месте сочленения с диагональным правым сдвигом; в прямоугольнике – деталь строения (полевые зарисовки); Б – небольшой покров на западе участка Мазар (схема дешифрирования аэросникма); В – серия запрокинутых к юго-востоку складок с триас-нижнемеловыми отложениями в ядрах, надвинутых на маастрихт (полевая зарисовка – Мазар, между горами Калаат Аль Хава и Аль Мустадира); Г – пологий надвиг с тектоническими чешуями в вклячем крыле (полевая зарисовка – Мазар, к югу от горы Калаат Аль Хава)

I – маркирующие горизонты; 2 – оси антиклиналей; 3 – оси синклиналей; 4 – сдвиги; 5 – надвиги

Fig. 1.31. Low-angle overthrusts and nappes

A - low-angle overthrust in the SE limb of Naknakije anticline in the site of joint with a diagonal dextral wrench fault; in the rectangle – a structural detail (field sketches); B – minor nappe in western Mazar area (scheme of the aerial photo interpretation); B – a series of overturned SE-facing folds with Triassic-Lower Cretaceous deposits in the cores, overthrusting the Maestrictian deposits (field sketch – Mazar, between the Qalaat Al Hava and Al Mustadira Mts); Γ – low-angle upthrust with tectonic slices in the hanging wall (field sketch – Mazar, south of Qalaat Al Hava Mt.)

1 - marker horizons; 2 - anticline axes; 3 - syncline axes; 4 - wrench faults; 5 - thrusts

Но все же заметно преобладают участки относительно крутого и субвертикального залегания продольных разрывов. Что касается волнистой в плане формы сместителей, то она часто обусловлена не эрозионным расчленением, а сочленением под небольшим углом разноориентированных отрезков сдвиговой и надвиговой кинематики. Остается неясным происхождение S-образного изгиба надвига в районе Мазара (рис. 1.33). Он ассоциируется с тектоническим полуокном, однако может объясняться и другими причинами: например, переходом сдвига в надвиг, а также вторичным изгибом первоначально прямого надвига в результате вращения крыла сдвига.

Итак, пологие надвиги не пользуются широким распространением в Юго-Восточных Пальмиридах. Вместе с тем имеются многочисленные признаки (см. рис. 1.32) сжатия и надвигового вращения в зонах продольных разрывов. То и дру-

гое, если и не говорит прямо о большом надвигании, во всяком случае, связано с общим скашиванием структуры к югу.

Среди косвенных признаков такого рода необходимо прежде всего отметить интенсивные синтетические и антитетические подвороты слоев около сместителей разрывов (см. рис. 1.32, А). Необходимо сказать, однако, что ширина синтетически подвернутых слоев в зонах надвигов обычно невелика и не превышает 100-200 м (см. рис. 1.32, А). Если же анализировать надвиговую структуру Накнакие-Сатихской цели в целом, то видно, что тектонические чешуи повернуты скорее антитетически (см. рис. 1.32, Г, Д). Если синтетические подвороты вызваны надвиговым скашиванием в вертикальной плоскости (которое не обязательно связано с горизонтальным сжатием, но приводит к выполаживанию надвиговых пластин), то антитетические могут возникать только при сильном скучивании и связанном с этим стремлении надвиговых пластин выкрутиться к вертикали. Иногда синтетический подворот в лежачем крыле надвига сопровождается антитетическим подворотом в его висячем крыле (см. рис. 1.32, А; слева), что свидетельствует о недостатке пространства в зоне сместителя. В ряде мест засвидетельствованы такие надежные признаки взбросо-надвиговой природы продольных разрывов, как небольшие структуры сжатия (см. рис.1.32, Б, В), особенно характерные для висячих крыльев разрывов, а также явления будинажа и кливажа в вертикальной плоскости (см. рис. 1.32, Е).

Амплитуда надвигов из-за неясности с наклоном плоскости сместителей, а также отсутствия буровых данных не поддается точному определению. Нижний предел перекрытия, зафиксированный нами для небольших покровов, составляет первые сотни метров. Что же касается верхнего предела, то если представить себе, что фронтальные разрывы антиклинальной цепи Накнакие–Сатих быстро выполаживаются на глубине, в таком случае, исходя из их максимальной стратиграфической амплитуды (триас контактирует с эоценом), размер горизонтального перекрытия не может превышать 2 км. Вряд ли возможно в данном районе и какое-либо значительное выпадение структурно-фациальных зон, так как, во-первых, зона разрывов Накнакие–Сатих не непрерывна (в частности, неясно ее наличие в районе Хайан), а во-вторых, не фиксируется резких фациальных различий осадков к северу и югу от нее.

Все это не опровергает возможного наличия в регионе глубинного надвига в форме срыва верхней части чехла по эвапоритам (что, кстати, убедительно доказывается сейсморазведкой [Chaimov et al., 1990; McBride et al., 1990]). Однако в этом случае полная амплитуда общего надвигания к югу должна определяться посредством распрямления складок. По данным [Chaimov et al., 1990], для профиля к западу от Накнакие общее горизонтальное укорочение всей Пальмирской складчатой зоны составляет 20 км, а для профилей в районах антиклиналей Табак и Сухне – соответственно 3 и 1 км, что согласуется и с нашими оценками.

Сдвиги, как и взбросо-надвиги, тяготеют к наиболее приподнятым частям складчатых зон. Будучи диагональными или даже поперечными к осям складок, они могут занимать самое разнообразное положение по отношению к последним. Мелкие сдвиги часто тяготеют к периклиналям структур и могут ограничивать с боков затухающие надвиги. Однако и региональные разрывы данного типа (правый сдвиг Накнакие длиной 25–30 км и др.) пересекают антиклинальные зоны в местах их наивысшей кульминации. Наконец, крупнейший в регионе (и, по-видимому, в Пальмиридах в целом) правый сдвиг – разрыв Джхар длиной 100 км – сам определяет особенности расположения крупных складок.

Сдвиги надежно установлены прежде всего по горизонтальному смещению осей складок, что впервые было зафиксировано при геологической съемке [Поникаров и др., 1969], в частности для правого сдвига Накнакие широтной ориентировки (горизонтальная амплитуда 1–1,2 км). Нами обнаружены небольшие (до 100–200 м) смещения осей складок на участках Мазар (см. рис. 1.26; рис. 1.34, *A–B*) и Абу Режмейн (вдоль регионального разрыва Джхар смещен небольшой купол с





А – синтетический (справа) и антитетический (слева) подвороты слоев около надвига (Накнакие); Б – принадвиговая антиклиналь (Мазар, к юго-востоку от г. Калаат Аль Хава); В – принадвиговая антиклиналь (Мазар, к югу от г. Калаат Аль Хава); Г – антитетические чешуи (Мазар, в районе Вади Загзак); Д – антитетические чешуи и запрокинутые складки (Мазар, к юго-западу от г. Калаат Аль Хава); Е – разлинзование (будинаж), там же

Fig. 1.32. Structural features of upthrusts and nappes (field sketches)

A – synthetic (to the right) and antithetic (to the left) beds rotation near the Naknakije upthrust; \mathcal{B} – the upthrust-related anticline (Mazar, S f Qalaat Al Hava Mt.); \mathcal{B} – the upthrust-related anticline (Mazar, S of Qalaat Al Hava Mt.); Γ – antithetic slices (wadi Zagzak site in the Mazar); \mathcal{I} – antithetic slices and overturned folds (Mazar, SW of the Qalaat Al Hava Mt.); \mathcal{E} – boudinage



Рис. 1.33. Сильная кривизна линий тектонических разрывов и возможные ее интерпретации

A – схематическая геологическая карта небольшого участка к западу от Вадн Загзак (Masap); на юге слои трнаса-нижнего мела образуют куполовидную антиклиналь с трнасом в ядре, имеющую крутые крылья и периклиналь и на востоке ограниченую разрывом; $E-\Gamma$ – структурно-геологические интерпретации: B – сильный изгиб линии разрыва в плане интерпретируется как тектоническое полуокно шарьяжа, а куполовидная антиклиналь – как принадвиговая антиформа, B – изгиб разрыва объясняется изменением его кинематического типа вдоль простирания (переход правого сдвига в надвиг), а куполовидная антиклиналь – как присдвиговая складка или, если присутствует сильное антитетическое вращение в зоне сдвига, – как присдвиговая петлеобразная снгмоида, Γ – куполовидная антиклиналь рассматривается в качестве днапирового купола, ограниченного по периметру сильно изогнутым разрывом типа крутого сброса или взброса. Все три вышерассмотренных механизма возникновения изгибов способны проявиться в одном и том же поле напряжений с ориентированной в северо-западном направлении осью наибольшего сжатия

1 – надвиги; 2 – сдвиги; 3 – субвертикальные сбросы и взбросы; 4 – тектонические разрывы без указания их кинематического типа; 5 – оси антиклиналей; 6 – оси синклиналей; 7 – геологические границы; 8 – маркирующие горизонты; 9 – направление генерального сжатия, формирующего складчатую структуру во всех вышеуказанных вариантах; 10 – надвигание; 11 – направление поворота блоков, ограниченных сдвигами; 12 – участок преимущественно вертикальных (но связанных с горизонтальным сжатием) движений в пределах диапирового ядра

Fig. 1.33. Strong curvature of the tectonic faults lines and its possible interpretation

A – schematic geologic map of minor area, west of wadi Zagzak (Mazar); in the south, the Triassic-Lower Cretaceous beds form a dome-like anticline with a Triassic core, steep limbs and pericline in the west and faultbounded in the east; $B-\Gamma$ – interpretations: B – strong curvature of the fault line in plan is interpreted as a nappe tectonic hemiwindow, while a dome-like anticline – as an upthrust-related antiform, B – the fault curvature is accounted for by the change of fault kinematic type along to the strike (transition of dextral wrench fault into upthrust), while the dome-like anticline is interpreted as a strike-slip-related fold or, in case of strong antithetic rotation in the wrench fault zone, – as a strike-slip-related loop-like sigmoid; Γ – a dome-like anticline is treated as a diapir dome, limited at perimeter by a strongly curved fault of the steep normal fault or rewerse type. The three above mechanisms of the curves' origin can originate in one and the same stress field with the NW-oriented maximum compression axis

1 - thrusts; 2 - wrench faults; 3 - subvertical normal and reverse faults; 4 - faults without indication of their kinematic type; 5 - axes of anticlines; 6 - axes of synclines; 7 - geologic boundaries; 8 - marker horizons; 9 - direction of the general compression yielding a fold structure in all the above cases; 10 - thrusting; 11 - the rotation direction of blocks limited by wrench faults; 12 - the area of chiefly vertical (though related with horizontal compression) movements within the diapir core





A – центральная часть участка Мазар, к юго-востоку от горы Калаат Аль Хава. Фронтальная принадвиговая антиклиналь с триасом в ядре рассечена серией малоамплитудных (до 200 м) правых сдвигов, которые устанавливаются по смещению осн антиклинали и надвига на ее северо-западном крыле, а также по антитетическим подворотам структурных элементов (около точки 101). *I* – четвертичные отложения; 2 – палеоген; 3 – сеноман-альб; 4 – апт; 5 – средняя юра; 6 – сеноман-средняя юра нерасчлененные; 7 – триас; 8 – геологические границы; 9 – маркирующие горизонты; *I*0 – надвиги и взбросы; *II* – сдвиги; *I*2 – оси антиклиналей; *I*4 – оси синклиналей; *I*5 – точки наблюдения; *I*6 – контур участка, изображенного на рис. 1.34, Б

Б - более детальная карта участка, выделенного треугольником на рис. 1.34, А (полевая зарисовка)

В – восточная часть участка Мазар (схема дешифрирования аэроснимков). Ядро антиклинали Мустадира рассечено левым сдвигом, дешифрирующимся по смещению купола. Зона сдвига сопровождается эшелонированными куполами и линейными складками. 1 – купола. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.34, А амплитудой порядка 500 м). Далее в ряде мест отмечаются горизонтальные смещения форм четвертичного рельефа: в центральной части разрыва Джхар (см. рис. 1.34, Γ), где амплитуда горизонтального смещения поперечных водотоков и останцов террасы Q₂ составляет до 80 м, и в сводовой части антиклинали Арак (амплитуда 20–80 м – рис. 1.35). В последнем месте прерывистые четвертичные трещины приурочены к зоне крупного продольного разрыва с правосдвиговой компонентой перемещения (судя по S-образному изгибу маркирующих горизонтов).

Широко распространены присдвиговые горизонтальные подвороты крыльев (рис. 1.36): как синтетические (уменьшающие амплитуду разрыва), так и антитетические (увеличивающие амплитуду разрыва) [Копп, 1991, 1994]. Когда одновременно возникают подвороты того и другого типа, образуются характерные S- и Z-образные сигмоиды (соответственно для правых и левых сдвигов – см. рис. 1.36, *B*, *Г*).

Привлекает внимание, что сдвиги разного знака в отношении подворотов крыльев ведут себя неодинаково.

Синтетические подвороты больше характерны для левых сдвигов, при этом сам разрыв как бы "тонет" в широкой и сложно построенной горизонтальной флексуре (см. рис. 1.36). Синтетически подвернутые участки складчатых зон простираются вместо общего северо-восточного в субмеридиональном направлении. Там обычно развиваются кулисные к зоне разрыва эшелонированные брахискладки; очень характерно поперечное сжатие – левые сдвиги сочетаются с надвигами. Весьма показательны во всем этом такие структурные элементы района, как крупная Хайанская горизонтальная флексура внутри антиклинальной цепи Накнакие–Сатих и ряд более мелких левосдвиговых горизонтальных флексур на участке Мазар (см. рис. 1.27; 1.34, *B*). Для правых же сдвигов более характерны антитетические подвороты крыльев. Эти разрывы, как правило, представлены чрезвычайно узкими и резко выраженными в структуре и рельефе линиями, с которыми не связаны широкие зоны пластических деформаций вроде горизонтальных флексур и гирлянд эшелонированных складок. Весьма показательны в этом отношении сдвиг Накнакие и ряд небольших сдвигов на участке Мазар (см. рис. 1.34, *A*).

Весьма важно, что как для правых, так и для левых сдвигов абсолютное направление анти- и синтетических подворотов оказывается одинаковым: те и другие разворачивают оси складок против часовой стрелки; последние приобретают субмеридиональное направление. Подобная совместимость подворотов разного знака свидетельствует о том, что в кинематическом отношении левые и правые сдвиги связаны общей причиной, образуя парагенез горизонтального вращения против ча-

A – central part of Mazar area, SE of the Qalaat Al Hava Mt. Frontal upthrust-related anticline with a Triassic core is dissected by a series of small-amplitude (up to 200 m) dextral strike-slip faults, determined by the anticline axis displacement and thrust in the northwestern limb, as well as by antithetic rotation of structural elements (near the point 101). I – Quaternary deposits; 2 – Paleogene deposits; 3 – Cenomanian–Albian deposits; 4 – Aptian deposits; 5 – Middle Jurassic deposits; 6 – Cenomanian–Middle Jurassic deposits, unstratified; 7 – Triassic deposits; 8 – geologic boundaries; 9 – marker horizons; 10 – thrusts; 11 – strike-slip faults; 12 – normal faults; 13 – axes of anticlines; 14 – axes of synclines; 15 – observation sites; 16 – contour of the site, shown in Fig. 1.34, E

B - more detailed map of the area in the triangle, see fig. 1,34, A (field sketch)

B – eastern part of Mazar area (scheme of aerial photos interpretation). The Mustadira anticline core is dissected by sinistral strike-slip fault, interpreted according to the dome's displacement. The strike-slip zone is accompanied by en echelon domes and linear folds. I – domes. Other symbols are shown in fig. 1.34, A

 Γ - dextral strike-slip displacement of ancient Quaternary terrace in the Jhar fault zone. 1 - Middle (?) Quaternary terrace; 2 - strike-slip faults; 3 - faults with evident vertical displacement of Quaternary topographic forms; 4 - an inferred upthrust

Г – правосдвиговое смещение древнечетвертичной террасы в зоне разрыва Джхар, *1* – средне(?)четвертичная терраса; 2 – сдвиги; 3 – разрывы с видимым вертикальным смещением форм четвертичного рельефа; 4 – предполагаемый надвиг

Fig. 1.34. Strike-slip faults established from displacement of structural axes and topographic forms



Рис. 1.35. Позднечетвертичные разрывы около с. Арак (по материалам наземных наблюдений и дешифрирования аэроснимков)

1 – маркирующие горизонты; 2 – элементы залегания; 3 – среднечетвертичная пролювиальная терраса; 4 – бровки террасы; 5 – сухие водотоки; 6 – позднечетвертичные разрывы с видимым горизонтальным смещением; 7 – позднечетвертичные разрывы с видимым вертикальным смещением; 8 – позднечетвертичные разрывы с неясным характером смещения; 9 – точки наблюдения

Fig. 1.35. Late Quaternary faults near the Araq village (from subaerial observations and aerial photos interpretation data)

l - marker horizons; 2 - attitude; 3 - Middle Quaternary proluvial terrace; 4 - the terrace brow; 5 - wadies; 6 - Late Quaternary faults with visible horizontal displacement; 7 - Late Quaternary faults with visible vertical displacement; 8 - Late Quaternary faults with unclear type of displacement; 9 - observation sites

совой стрелки (в динамическом аспекте те и другие образовались при горизонтальном сжатии и горизонтальном, продольном растяжении). Это увязывается с точкой зрения [Копп и др., 1994] о происхождении структуры Пальмирид в результате левостороннего простого сдвига (см. раздел 1.7).

Широко распространены всякого рода присдвиговые деформации, прежде всего складки – как близкой или слегка диагональной к сдвигам ориентировки (см. рис. 1.34, *B*; рис. 1.37, *A*), часто расположенные эшелонированно, так и поперечные (см. рис. 1.34, *A*; 1.37, *B*). Последние образуются при сжатии в результате торможения сместившихся крыльев и поэтому тяготеют к окончаниям сдвига.

Однако отличить антитетически развернутые участки структур от новообразованных поперечных складок удается не всегда; это касается, например, субмери-



дионального структурного носа на рис. 1.34, A (район точки 100). Заметим, что образование поперечных складок в зонах сдвигов, как и антитетический разворот структур, первично продольных к поперечному простиранию, – явления совместимые: те и другие служат надежными косвенными свидетельствами антитетических сдвигов.

Наконец, сдвиги устанавливаются здесь и по таким характерным признакам, как изменение вергентности складок, пересекаемых разрывами, и диагональная ориентировка по отношению к генеральному структурному плану. В Юго-Восточных Пальмиридах, где складки простираются в целом на северо-восток, правые сдвиги имеют субширотную, а левые – субмеридиональную ориентировку. В блоке Билас вместе с общим разворотом генерального структурного плана к северу поворачиваются и правые сдвиги, приобретая восток-северо-восточное простирание, и при этом также ориентированы диагонально к складкам.

В более детальном масштабе кинематическая характеристика продольных разрывов в антиклинальной цепи Накнакие–Сатих весьма чувствительна к малейшему изменению их ориентировки. Так, небольшое (всего 20°) отклонение их ориентировки от северо-восточной к север-северо-восточной в направлении от антиклинали Табак к антиклинали Хайан приводит к появлению эшелонированных гемиантиклиналей и других структур, свидетельствующих о наличии левосдвиговой компоненты смещения. Когда же далее к востоку, на участке Мазар, зона фронтального разрыва приобретает восток-северо-восточное простирание (около т. 99–101 на рис. 1.27, 1.34, A), здесь появляются небольшие оперяющие правые сдвиги широтного направления. Последующее (к СВ от т. 99) отклонение ориентировки фрон-



Рис. 1.36. Присдвиговые горизонтальные подвороты

 $A-\Gamma$ – принципиальные схемы: A – синтетический подворот (I – сдвиг, 2 – смещаемый сдвигом субвертикальный тектонический элемент); B – антитетический подворот; B – S-образная сигмонда; Γ – Z-образная сигмонда; μ – геологические примеры присдвиговых подворотов (антиклиналь Арак, схема дешифрирования космических снимков). I – сдвиги; 2 – сбросы; 3 – предполагаемый взброс или надвиг; 4 – геологические границы; 5 – маркирующие горизонты; 6 – цифры (1–5), показывающие участки проявления присдвиговых подворотов того или иного вида: 1, 2 – антитетические подвороты (регионально простирающийся в северо-восточном направлении маркирующий горизонт внутри палеогена принимает север-северо-восточное простирание около сдвига; на участке 1, кроме того, отмечается присдвиговая антиклинальная складка), 3 – синтетический подворот (в непосредственной близости от сдвига маркирующий горизонт принимает проямиет принимает параллельно ему запад-северо-западное простирание), 4, 5 – S-образно изо-гнутый около правых сдвигов маркирующий горизонт (см. также рис. 1.35, в восточной части)

Fig. 1.36. Strike-slip-related horizontal rotation

 $A-\Gamma$ - principal schemes: A - synthetic rotation (I - strike-slip fault, 2 - a subvertical tectonic element, displaced by strike-slip fault); B - antithetic rotation; B - S-shaped sigmoid; Γ - Z-shaped sigmoid; Π - geologic examples of strike-slip-related rotation (the Araq anticline, scheme of space images interpretation). I - strike-slip faults; 2 - normal faults; 3 - inferred thrust; 4 - geologic boundaries; 5 - marker horizons; 6 - figures (1-5) indicate areas with strike-slip-related rotation of one or other type: 1, 2 - antithetic rotation (the NE-trending regional marker horizon within the Paleogene deposits takes a NNE strike near the strike-slip fault; besides, site 1 shows a strike-slip-related anticlinal fold), 3 - synthetic rotation (in close vicinity of the strike-slip fault, the marker horizon assumes a parallel WNW strike), 4, 5 - the marker horizon, S-shaped near the dextral strike-slip faults (also see fig. 1.35, eastern part)

Рис. 1.37. Присдвиговые складки

A – эшелонированные складки, связанные с правыми сдвигами, по данным маршрутных наблюдений и дешифрирования аэроснимков (Мазар, западная часть антиклинали Джиразие); E – резкое торцовое сочленение по сдвигу находящихся на продолжении друг друга небольших антиклинальной и синклинальной складок, маршрутная зарисовка, план (Хайан)

1 – четвертичные отложения; 2 – маркирующие горизонты (см. на рис. 1.37, *Б*); 3 – то же (см. на рис. 1.37, *A*); 4 – оси антиклиналей; 5 – оси синклиналей; 6 – сдвиги; 7 – сбросы; 8 – элементы залегания

Fig. 1.37. Strike-slip-related folds

A – en echelon folds related with dextral strike-slip faults, from data of field observations and aerial photos interpretation (Mazar, the eastern Djirazije anticline); B – drastic butt-end joint of two small (anticlinal and synclinal) folds lying at each other's extension along the strike-slip fault; field sketch, plan (Hayan)

I - Quaternary deposits; 2 - marker horizons (in fig. 1.37, <math>B); 3 - the same (in fig. 1.37, A); 4 - axes of anticlines; 5 - axes of synclines; 6 - strike-slip faults, 7 - faults; 8 - attitude



тального разрыва к север-северо-восточному направлению опять сопряжено с появлением признаков левого сдвига.

Определяемая по смещению осей складок амплитуда сдвигов, как говорилось выше, составляет первые сотни метров и редко превышает 1-2 км. Однако следует иметь в виду, что поскольку сдвиги интенсивно влияли на складкообразование, то истинная амплитуда горизонтального смещения должна быть существенно большей. Например, за счет распрямления присдвиговой антиклинали Назрани, образовавшейся в смещенном к западу южном крыле правого сдвига Накнакие, к указанной оценке горизонтального смещения прибавится еще 2–2,5 км, а общая амплитуда сдвига составит 2–4 км. Кроме того, она может дополнительно увеличиться за счет возвращения в исходное состояние пологого надвига, сопровождающего сдвинутое к востоку северное крыло разрыва.

Вышесказанное справедливо и для протяженной зоны сдвига Джхар, представляющего собой сложно построенную, регионального значения и явно глубинную флексурно-разрывную зону. Отдельные принадлежащие ей сдвиговые швы демонстрируют смещения не более 500 м, а обычно даже меньше. Однако, если эту флексурно-разрывную зону рассматривать в целом, то легко заметить, что она разделяет два существенно неодинаково построенных блока; при этом складки не продолжаются насквозь через флексурно-разрывную зону. Данная ситуация типична для крупных сдвигов, контролирующих складкообразование. Как же в таком случае определить амплитуду сдвига? Можно обратить внимание в этой связи на резкую неравномерность структуры в блоке, находящемся к югу от флексурно-разрывной зоны. В восточной части этого блока находится крупная впадина Эд-Дау, расширя-



Рис. 1.38. Малоамплитудные сбросы в сводовой части антиклинали Джиразие (Мазар, восточная часть; полевая зарисовка)

Fig. 1.38. Small-amplitude faults in the arched part of Djirazije anticline (eastern Mazar, field sketch)

ющаяся к предполагаемому сдвигу (т.е. к северу), а в западной – система сильно сжатых антиклиналей с развернутой к север-северо-востоку ориентировкой (складки Рабат и Эль Карьятен). Следовательно, впадина Эд-Дау образовалась, скорее всего, при некотором растяжении в тыловой части смещенного к западу правосдвигового крыла, а складки – при сжатии фронтальной части последнего. Распрямление всех этих структур даст максимальное значение амплитуды сдвига Джхар, равное приблизительно 8–10 км. Ясно, что истинное значение лежит где-то посередине между 0,5 и 10 км. Амплитуда горизонтальной флексуры, смещающей вправо одну из антиклиналей, составляет 8 км.

При всей приблизительности приведенных оценок очевидно, что амплитуды сдвигов в Юго-Восточных Пальмиридах в целом не уступают надвигам, а возможно, и превосходят последние.

Сбросы и раздвиги встречаются в Юго-Восточных Пальмиридах крайне редко. Небольшие (протяженностью до 200 м и амплитудой не более 10 м) сбросы меридионального простирания обнаружены в своде и на северном крыле антиклинали Джиразие в пределах участка Мазар (рис. 1.38). Весьма вероятно, что южнее цепи Накнакие-Сатих, а также в районе блока Билас, т.е. там, где широко развиты пологие куполовидные складки, структуры растяжения распространены шире. Так, в своде антиклинали Арак обнаружены довольно мощные (до 2 м) субвертикальные кальцитовые жилы, а на ее восточном продолжении в поле палеогена уверенно картируются сбросы северо-западного простирания, образующие горст в ядре антиклинали (см. рис. 1.36, Д). Многочисленные кальцитовые жилы найдены в районе купола Абу Режмейн. Во всех указанных местонахождениях сбросо-раздвиговые структуры приурочены к сводам антиклиналей и обладают поперечной к ним ориентировкой.

Результаты мезоструктурных наблюдений

Изучение мезотектоники проводилось на участках Накнакие, Мазар, Абу Режмейн и Арак. Сделано в общей сложности 56 замеров мезоструктурных элементов. Кроме того, 46 замеров были предоставлены в наше распоряжение С.П. Сигачевым. Построено 17 диаграмм распределения полюсов трещиноватости. Векторы смещения, определенные по палетке О.И. Гущенко [1982], изображены в виде точек со стрелками, соответствующими определенному по штриховке направлению смещения висячего крыла мезоразрывов. Напомним, что стрелки, направленные от центра диаграммы вдоль ее радиуса, соответствуют сбросам, а в обратном направлении – взбросам и надвигам. Стрелки, следующие по касательной к экватору диаграммы (или к любым другим кругам, проведенным из центра последней), обозначают сдвиги: левые – стрелки направлены против часовой стрелки, правые – по часовой. Стрелки, занимающие промежуточное положение, соответствуют мезоразрывам с комбинированным характером смещения. Обработка замеров велась по методикам О.И. Гущенко [1982], В.М. Парфенова [1984] и Л.М. Расцветаева [1987].

Собранный материал позволяет определить (или проверить предполагающийся по геологическим данным) знак разрывов и для некоторых мест выяснить тип поля и ориентировку главных осей напряжений.

Среди разрывных нарушений наиболее тщательно обследовались продольные (взбросо-надвигового типа, по данным макроструктурных наблюдений и материалам сейсморазведки). Почти во всех точках наблюдений (все они приурочены к антиклиналям Накнакие, Рма, Хайан и Мазар) около продольных разрывов четко регистрируются надвиговые зеркала скольжения (рис. 1.39, A, E; см. вкл.), наклоненные на северо-запад под углами 20–60°. Наиболее достоверные данные в этом отношении фисируются для разрыва Накнакие, особенно на западе, где его поверхность сильно выполаживается (до 20–30°) около сочленения с диагональным правым сдвигом.

Данные мезотектонических наблюдений подтверждают установленную и по макроструктурным данным чувствительность кинематической характеристики разрывов к их ориентировке. Например, в районе участка Мазар локальное отклонение продольных разрывов от среднестатистического северо-восточного простирания сопровождается появлением левосдвиговой компоненты там, где их линии приобретают близмеридиональное направление (см. рис. 1.39, B), и правосдвиговой – там, где они становятся субширотными (см. рис. 1.39, Γ , $\mathcal{Д}$).

Подобная зависимость кинематической характеристики от ориентировки плоскости сместителя является надежным признаком того, что совокупность разрывов образовалась при общем для всего региона направлении горизонтального сжатия, направленном поперек структурного плана, т.е. в направлении СЗ-ЮВ. При этом присутствуют и отклонения от этой общей картины, связанные с локальными "кинематогенными" (по определению Л.М. Расцветаева) полями напряжений, возникающими в ходе самой деформации. Прежде всего это сбросовые трещины, присутствующие в зонах надвигов и, как ни странно, параллельные последним (см. рис. 1.39, А). Вместе с тем некоторые признаки (меньшее количество сбросов и часто наблюдаемое искривление их сместителей с тенденцией плавного перехода в надвиги) позволяют связать сонахождение этих, казалось бы, несовместимых разрывов с деформацией вращения висячего крыла надвига, передвигающегося наподобие гусеницы танка. Напомним, что сходные результаты получились и при изучении зон надвигов в Западных Пальмиридах (Зубейди, Касиун и др.) [Аджамян и др., 1994]. В этом же ряду находятся и весьма сложные кинематогенные поля напряжений, связанные с зонами кливажа и будинажа (см. рис. 1.39, Д), где по совместному нахождению и близкой ориентировке сдвигов разного знака, надвигов и сбросов можно предполагать интенсивное поперечное расплющивание, сопровождающееся оттоком материала как по вертикали, так и по латерали.

Крупные диагональные разломы (сдвиги, по макроструктурным данным) изучены мезотектоническим методом только в двух местах: в Накнакие, где центральная часть антиклинали смещена широтным правым сдвигом, и Абу Режмейн – в районе сдвига Джхар. В первом из них (см. рис. 1.39, *E*) отмечается широкий ареал сколов сдвиговой кинематики. Тем не менее отсутствие заусениц на зеркалах скольжения не позволяет точно определить знак сдвига, и поэтому изображенный на диа-



Рнс. 1.40. Деталь строения зоны эшелонированных жил кальцита на южном крыле антиклиналии Абу Режмейн в блоке Билас (см. также рис. 7.39, И)

Fig. 1.40. Detail of structure of en echelon calcite zone in the southern limb of Abou Rejmein anticline, in Bilas block (also see fig. 1.39, H)

грамме правосдвиговый пояс вращения представляет одну из возможных интерпретаций. Таким образом, мезотектонические данные здесь могут лишь косвенно подтвердить мнение о правосдвиговой природе разрыва. В районе Абу Режмейн (см. рис. 1.39, Ж) ситуация обратная: для зоны разлома Джхар, проходящей здесь в однообразных породах верхнего мела, более информативными оказываются мезотектонические наблюдения. Они показывают правосдвиговую кинематику разлома и, кроме того, свидетельствуют об обстановке общего вращения против часовой стрелки в зоне сдвига, что соответствует макротектоническим данным об общем антитетическом подвороте блоков вблизи него.

Оба примера, равно как и приводившиеся выше данные по продольным взбросам и надвигам, демонстрируют сложный характер соотношения результатов мезои макротектонических наблюдений. Очевидно при этом, что отдельные замеры не отражают всего разнообразия условий деформации, и только для тех станций, где замерено не менее 5-6, а то и 10 мезоструктур, можно сделать выводы о деформационной обстановке. Недостаточно пока материала по диагональным сдвигам и поперечным сбросам.

Вместе с тем уже сейчас можно уверенно говорить об образовании структуры Юго-Восточных Пальмирид в обстановке горизонтального сжатия в направлении ССЗ-ЮЮВ, реализовывавшегося местами в надвиговом, местами в сдвиговом полях напряжений. Данный вывод относится прежде всего к антиклинальной цепи Накнакие-Сатих (участки Накнакие, Рма, Хайан, Мазар). К югу и к северу от нее, как это видно, например, на участках Арак и Абу Режмейн (см. рис. 1.39, 3, И), в валовом составе мезоструктур резко возрастает значение жил и сбросов, и при этом соответственно сходит на нет роль надвигов, тогда как сдвиги везде сохраняются в качестве наиболее стабильного фонового элемента. Здесь, таким образом, увеличивается относительная роль сбросового и сдвигового полей напряжений, что вполне гармонирует с упрощением стиля складчатости. Вместе с тем определенные мезотектоническим методом ориентировки осей максимального растяжения, а иногда и максимального сжатия (если она установлена по сдвигам) занимают здесь то положение, которое и должно быть при общем сжатии, направленном поперек структурного плана. При этом к югу от антиклинальной цепи Накнакие-Сатих ориентировка последнего меняется от северо-западной до меридиональной (см. рис. 1.39, 3), а к северу, в блоке Билас, приближается к широтной (см. рис. 1.39, И). В последней точке наблюдается зона весьма протяженных (30–100 м) мощных (до 1 м) жил, которые образуют эшелонированную гирлянду (рис. 1.40), свидетельствующую о правом сдвиге BCB (75°) простирания – того же, что и находящийся в нескольких километрах севернее разлом Джхар.

Наряду с общим для всего региона поперечным направлением горизонтального сжатия местами (по отдельным замерам) присутствует продольное сжатие (см. рис. 1.39, Д, К), очевидно, связанное с латеральным перетоком материала к местам

меньшего сжатия – периклиналям крупных складок. В станции № 7 (см. рис. 1.39, K) оно приурочено к поперечной гемиантиклинали, осложняющей северный борт Мазарской структуры.

Если кратко охарактеризовать собранный нами мезотектонический материал в целом, то можно сказать, что он с большей или меньшей убедительностью подтверждает взбросо-надвиговый характер продольных нарушений и сдвиговый – диагональных и, кроме того, достаточно надежно свидетельствует о ведущей роли поперечного к структурному плану горизонтального сжатия. К югу и к северу от антиклинальной цепи Накнакие–Сатих последнее сопряжено с вертикальным сжатием и горизонтальным растяжением, очевидно, связанными с ростом купольных и брахиантиклинальных структур. Далее, кое-где удается установить кинематогенные поля напряжений и деформаций, осложняющие общую картину: в частности, вращение крыльев надвигов, расплющивание пород в зонах последних и, кроме того, продольное к складкам сжатие, вызванное латеральным перетоком материала к периклиналям.

Структурные парагенезы

Пликативные и дизъюнктивные нарушения образуют одновозрастные структурные парагенезы (таблица) и структурные рисунки как более сложные ассоциации последних [Лукьянов, 1991]. В качестве общей причины возникновения парагенетических сообществ может выступать как поле напряжений ("динамические парагенезы"), так и кинематика деформации ("кинематические парагенезы"). Под последней понимаются некоторые особенности тектонических перемещений (перемещение в вертикальной или горизонтальной плоскости; однородное перемещение в виде общего расплющивания, или "чистого сдвига", или же неоднородное, при котором один блок обгоняет другой; наличие или отсутствие компоненты общего скашивания, или "простого сдвига", и т.д.).

Динамические парагенезы. В пределах рассматриваемого района встречаются парагенезы, связанные с тремя главными типами полей напряжений: надвиговым, сдвиговым и сбросовым (соответственно парагенезы горизонтального сжатия, горизонтального сдвига и горизонтального растяжения).

Парагенез горизонтального сжатия включает крутые линейные складки, а также ассоциирующие с ними взбросо-надвиги и зоны кливажа и будинажа. Постепенный переход крутых крыльев складок во взбросы и надвиги отмечается для многих антиклинальных структур региона. Лучше всего он выражен для более пологих южных складок (Абтар, Сауани, Арак), где надвигообразование несколько запаздывает по отношению к росту складок. На тех участках, где амплитуда надвигов увеличивается, хорошо развитые крутые южные крылья антиклиналей плавно сменяются узкими (до 100 м) зонами принадвиговых синтетических подворотов. В пределах осевой антиклинальной зоны Накнакие-Сатих фронтальная зона взбросонадвигов (со сдвиговой компонентой перемещения) настолько зрелая и выраженная, что эти нарушения часто секут складчатые структуры. Поскольку около поверхности разрывы обычно имеют крутой наклон, они часто сопровождаются узкими полосами смятия и будинажа. Наконец, в наиболее сильно сжатых местах, вроде участка Мазар, синтетические подвороты крыльев разрывов иногда могут отсутствовать вообще, и последние разделяют крутонаклоненные к северо-востоку субвертикальные чешуи (см. рис. 1.32, Д). В одном пересечении иногда присутствует до 6-7 таких тектонических клиньев. Однако и здесь легко проследить постепенный переход пакета чешуй в складчатый антиклинорий в сторону уменьшения сжатия, например, к северо-востоку (см. рис. 1.27).

Таким образом, в Накнакие-Сатихской антиклинальной зоне и южнее парагенетические соотношения линейных складок и надвигов, выраженные в пространстве, проявляются повсеместно. Гораздо сложнее из-за недостатка данных обстоит дело с анализом возрастных соотношений линейных складок и взбросо-надвигов.

| Динамические | Горизонтальный сдвиг ("сдвиговый" парагенез) | | δ ₁ | Сдвиги приблизительно меридионального (ле- вые) и широтного (правые) простираний, ассо- циирующие с зонами эшелонированных складок и горизонтальными флексурами | Повсеместно, особенно в Се- верных Пальмиридах |
|----------------|--|--|--|---|---|
| | Горизонтальное растяжение ("сбро- совый" парагенез) | | профияь 8 ₁ = в ₁ | Сбросы приблизительно северо-западного простирания, ассоциирующие с флексурами, ку- половидными складкамв; некоторые гипсовые диапиры | Своды антиклиналей, особенно в Северных Пальмиридах |
| Кинематические | Вертикальная плоскость | Чистый сдвиг | профиль | Симметричные веерообразные и изоклиналь- ные (готические) линейные складки, субверти- кальные тектонические чешуи, симметричные рамповые горсты, вертикальный будинаж | Накнакие-Сатихская антикли- нальная цепь |
| | | Простой сдвиг | профиль | Надвиги, покровы и асимметричные складки единообразной юго-восточной вергентности | Юго-Восточные Пальмириды |
| | | Вертикальное блоковое пе- ремещение | трофияь | Блоки и складки, ограниченные флексурами, сбросами и взбросами | Северные Пальмириды (блоки Билас и Бишри) |
| | Горизоньальная плоскость | Чистый сдвиг | IDAN | В областях выскимания материала: продольные сдвиги и антитетически повернутые диаго- нальные сдвиги В областях вагнетания и тектонической ак- кумуляции материала: поперечные складки и флексуры, участки осевого сдваивания складок | Накнакие-Сатихская антикли- нальная цепь |
| | | Простой сдвиг. | IMAR Variation | Антитетические правые и синтетические левые сдвиги, эшелонированные складки и надвиги | Общий левосторонний простой сдвиг – повсеместно в Пальми- ридах |
| | | Горизонтальное блоковое перемещение | план | Трапециевидные, треугольные и линзовидные блоки, ограниченные надвигами или участками повышенного сжатия во фронтальной части и сдвигами противоположного знака – с обоих | В непосредственной близости от Аравийской платформы (блоки Накнакие, Сауани, Пальмира, Арак) |

По [Поникаров и др., 1969], складки, несомненно, существовали к началу плиоцена, о чем говорит налегание плиоценовой молассы на сложенные мелом ядра антиклиналей. Что касается взбросо-надвигов, то, по тем же материалам, некоторые из них запечатаны слоями плиоцена, некоторые секут их. Согласно нашим наблюдениям, с пологим покровом на участке Накнакие связано появление массы олистолитов в позднеплиоцен-нижнечетвертичных конгломератах. Можно, таким образом, предполагать, что надвиги появились из уже готовых складок, какое-то время развивались совместно с последними, усложняя их, но на определенной стадии, по мере достижения предела прочности, они аккумулировали в себе всю оставшуюся часть деформации. Такой стиль развития не противоречит представлению о парагенетичности тех и других.

Наиболее крупноамплитудные складки и надвиги ориентированы повсеместно в северо-восточном (45–50°) направлении. Те же складчато-надвиговые структуры, простирание которых отклоняется к восток-северо-востоку (Абтар) или север-северо-востоку (Хайан), демонстрируют признаки наличия сдвиговой (соответственно право- и левосторонней) компоненты. Так что установленное по структурам данного типа горизонтальное сжатие ориентировано строго в северо-западном (320–325°) направлении. Никаких признаков предполагавшегося некоторыми исследователями [Giannérini et al., 1988 a, b] меридионального сжатия не обнаружено. С другой стороны, в ряде мест антиклинальной зоны Накнакие–Сатих устанавливаются небольшие линейные складки, флексуры и местами малоамплитудные надвиги поперечного (север-северо-западного – меридионального) простирания, которые свидетельствуют о проявлении второстепенного сжатия, направленного вдоль складок. Ниже мы вернемся к этому вопросу при описании парагенеза латерального выжимания.

Надвиговое поле напряжений проявилось четко только в Накнакие-Сатихской антиклинальной цепи и южнее, во фронтальных складках Аравийской плиты на юге. В пределах Северо-Восточных Пальмирид надвиги отсутствуют, а складки пологие и часто имеют брахиморфную конфигурацию. Так что их происхождение в результате горизонтального сжатия и продольного изгиба проблематично.

Парагенез горизонтального сдвига представлен сдвигами, горизонтальными флексурами и зонами эшелонированного расположения складок. Выше приводились примеры пространственной связи этих структур, выраженной в их соседстве и взаимопереходах. Для правых и левых сдвигов эта связь выражена в неодинаковой степени; наиболее наглядны в данном отношении левые сдвиги, представляющие собой типичные синтетические разрывы вязкого происхождения.

Возраст разных элементов парагенеза изучен плохо. С одной стороны, крупные эшелонированные зоны складок (например, в блоке Накнакие) и региональные флексуры сдвигового происхождения (флексура Джхар) запечатаны плиоценовыми конгломератами. Привлекает внимание, что крупные сдвиги контролируют расположение складок и разделяют блоки с неодинаковыми высотой зеркала складчатости и интенсивностью деформаций (зона Джхар, сдвиги на краях блоков Накнакие и Арак и др.). Все это говорит о значительной древности сдвигового парагенезиса. С другой стороны, некоторые разрывы-сдвиги секут не только плиоцен-нижнечетвертичные конгломераты, но и средне-верхнечетвертичные осадки (см. рис. 1.34, Г; 1.35). В данном отношении они ведут себя не менее, а, может быть, более активно, чем надвиги. Следует, таким образом, предполагать, что сдвиговые структуры, как и складчато-надвиговые, развивались длительно. При этом глубинные сдвиги, поскольку они контролируют складки, заложились раньше разрывов-надвигов и, может быть, даже складок (или, по крайней мере, одновременно с последними), а более поверхностные сдвиги активно развивались в позднеплиоцен-четвертичное время. Такая консервативность развития сдвигового парагенеза достаточно примечательна. Привлекает внимание в связи с этим то, что структуры сдвигового поля напряжений распространены повсеместно: как на юге территории (сдвиговые зоны по краям блоков Накнакие и Арак), так и в пределах антиклинальной цепи Накнакие-Сатих, а также и на севере, где они определяют структуру блока Билас. Такой сквозной пронизывающий характер сдвигового поля напряжений наряду с длительностью его развития указывает на его главенствующую роль в формировании структуры рассматриваемой площади.

Сдвиговые зоны деформаций разного знака обладают устойчивой ориентировкой. В Юго-Восточных Пальмиридах левые сдвиги простираются в меридиональном – север-северо-восточном (30°) направлении, правые – в восток-юго-восточном (100°) – восток-северо-восточном (75°). Усредненные направления сдвигов разного знака образуют между собой угол около 120°, биссектриса которого ориентирована C3 320° – ЮВ 160°, т.е. примерно ортогонально складчато-надвиговой структуре. Таким образом, определенная по сдвигам ось максимального сжатия в целом совпадает с таковой, установленной по надвигам и складкам и имеющей северо-западное (320-325°) направление; ось максимального растяжения (по сдвигам) имеет северо-восточное (45–50°) простирание.

Эти среднестатистические построения, однако, имеют приблизительный характер. Истинная ориентировка левых сдвигов неизвестна, так как все наблюдавшиеся разрывы этой группы сопровождаются интенсивным сжатием; настоящие левые сдвиги в данной структурной обстановке должны иметь юг-юго-восточное простирание; правые сдвиги лучше отфильтрованы, однако обнаруживают существенный разброс простираний. В строгом соответствии с определенным по надвигам полем напряжений ориентирован только сдвиг Накнакие, имеющий восток-юго-восточное (105°) простирание. В северо-восточной части цепи Накнакие-Сатих правые сдвиги ориентированы в восток-северо-восточном (70-80°) направлении и, таким образом, образуют ненормально большой (порядка 45-50°) угол с осью главного сжатия (напомним, что угол между направлениями сколового разрыва и оси сжатия составляет от 15 до 30° и редко превышает 33°); при этом линии разрывов к северовостоку последовательно разворачиваются от широтного до восток-северо-восточного простирания, тогда как направление складок и надвигов не меняется. Наконец, в любом месте района левые и правые сдвиги образуют между собой ненормально большой угол порядка 90-100°, а иногда и больше.

Очевидно, вышеперечисленные особенности в значительной мере обусловлены не совсем точным параллелизмом конкретных сдвиговых разрывов осям максимальных касательных напряжений: они могут закладываться и по какимто своим, случайным, направлениям, обусловленным первичными неоднородностями. Однако думается, что часть вопросов может быть снята, если допустить вращение сдвигов и ограниченных ими блоков вокруг вертикальной оси при деформации чистого сдвига – сплющивания. Подобное явление установлено для целого ряда районов со сдвиговым стилем тектоники [Копп, 1991, 1994; Freund, 1974; Ron, Eyal, 1985]. Вращение (против часовой стрелки), очевидно, испытывали блоки, ограниченные правыми сдвигами, судя по приуроченности к последним антитетическим подворотов.

Сказанное в основном справедливо для синтаксиса Мазар-Сатих, где такое расплющивание вполне реально благодаря резкому сближению осевой антиклинальной цепи с блоком Билас. Что касается правого сдвига Джхар, то здесь нет оснований предполагать сильное вращение, так как он образует вполне допустимый (около 30–35°) угол с перпендикуляром к складчатости блока Билас. Очевидно, его развернутая ориентировка связана с общим изменением регионального сжатия в Северных Пальмиридах. Тем не менее особенности структурного рисунка (наличие антитетически подвернутых складок в его крыльях) позволяют считать, что и здесь имело место некоторое вращение против часовой стрелки.

Парагенез горизонтального растяжения включает прежде всего сбросы и развиги и, более предположительно, пологие куполовидные складки, к сводам которых приурочены сбросо-раздвиговые структуры. Комплекс структур данного парагенеза установлен в пределах блоков Арак (см. рис. 1.36, Д; 1.39, З) и Билас (см. рис. 1.39, *И*; 1.40). В складчато-надвиговой зоне Накнакие–Сатих структуры горизонтального растяжения распространены незначительно.

Ориентировка оси максимального растяжения, установленная по сбросам в блоке Арак, составляет СВ 45°. Она, таким образом, практически совпадает с ориентировкой, определенной по сдвигам.

В значительной мере проблематично к структурам растяжения можно относить впадину Эд-Дау. Она приурочена к тыловой части смещенного на запад южного крыла сдвига Джхар, так что условия для локального растяжения (по крайней мере, на глубине) здесь должны присутствовать. Но прямых признаков горизонтального растяжения, кроме интенсивного проседания впадины по субвертикальным флексурам, нет.

Интенсивному растяжению в восток-северо-восточном направлении (55–60°), судя по ориентировке цепочек вулканов, подвергался на юге близлежащий край Аравийской плиты, где в плиоцен-четвертичное время происходило излияние базальтов.

Таким образом, три установленных поля напряжений (надвиговое, сдвиговое и сбросовое) развивались взаимосвязанно. Это видно, во-первых, по совпадению в пространстве их главных осей (оси максимального сжатия, определенные по сдвигам и надвигам, ориентированы горизонтально в северо-западном направлении, так же расположена и средняя ось сбросового поля; одно и то же положение занимают оси максимального растяжения, определенные по сдвигам и сбросам), во-вторых, по геологической одновременности их действия. Поскольку структура района определяется прежде всего сдвигово-надвиговым комплексом структур, можно уверенно считать, что активным и постоянно действующим было горизонтальное сжатие, ориентированное в северо-западном направлении. Растяжение, располагавшееся то в вертикальном, то в горизонтальном (с северо-восточной ориентировкой оси) положении, было производным. Как отмечалось выше, признаков более молодого субмеридионального сжатия [Giannérini et al., 1988 a, b] не обнаружено. Однако зафиксировано в ряде мест продольное к складкам сжатие второго порядка.

Основным (фоновым) полем напряжений было, очевидно, сдвиговое, проявлявшееся повсеместно в ассоциации с надвиговым и со сбросовым полями. Сдвиги имеют наибольшую амплитуду смещения и, видимо, формировались наиболее длительно. Это позволяет несколько иначе взглянуть на проблему связи пальмирских дислокаций с поддвигом Аравийской плиты: помимо очевидных складчато-надвиговых деформаций, последний сопровождался также и значительным перераспределением масс в горизонтальной плоскости.

Кинематические парагенезы рассматриваются отдельно для вертикальной и горизонтальной плоскостей. Разные типы деформаций и перемещений в вертикальной плоскости фиксируются следующими парагенезами.

Парагенез расплющивания (чистого сдвига) с выжиманием материала вверх представлен сильно сжатыми веерообразными и изоклинальными складками, характеризующимися субвертикальным наклоном осевых плоскостей и крутопадающими взбросо-надвигами вместе с осложняющими их зонами смятия, кливажа и будинажа. В этот же комплекс структур входят чешуйчатые взбросо-надвиги, характеризующиеся антитетическим подворотом крыльев; последний свидетельствует о вращении чешуй снизу вверх и, соответственно, о скучивании. Субгоризонтальные покровы и сильно асимметричные запрокинутые складки сюда включать не следует, так как они говорят больше о скашивании в вертикальной плоскости, чем о скучивании.

Структуры рассматриваемого парагенеза наиболее широко представлены в районе синтаксиса Мазар–Сатих; симметричные складки с субвертикальными осевыми плоскостями наблюдались также в южном крыле сдвига Накнакие.

Парагенез скашивания (простого сдвига), или надвигания, образован пологими надвигами и покровами, а также сильно асимметричными запрокинутыми складка-

ми. Именно последние и составляют ядро рассматриваемого парагенеза в данном районе, где настоящие тектонические покровы редки.

Общая вергентность к юго-востоку проявляется во всех Юго-Восточных Пальмиридах. Однако в наибольшей степени она выражена в находящихся около Аравийской плиты блоках Накнакие и Арак. Развитые здесь сильно асимметричные (широкие, до 10 км, чрезвычайно пологие северные крылья и очень узкие, поставленные на голову южные) складки способны образоваться только при надвиговом скашивании, без какого-либо участия значительного внешнего сжатия. То небольшое укорочение, которое все-таки сопутствовало их формированию, вполне объяснимо волочением слоев при взаимном проскальзывании. Поскольку наклон зеркала складчатости к юго-востоку совпадает с вергентностью складок и надвигов, последние имеют синтетический характер. Это свидетельствует о том, что в образовании асимметричной структуры наряду с вероятным поддвигом к северу Аравийской плиты участвовала и сила тяжести.

Иное дело Накнакие-Сатихская антиклинальная цепь. Юго-восточная вергентность здесь также преобладает, хотя местами наблюдаются и существенные отклонения от нее. Однако скошенные складчатые структуры здесь не столь асимметричны, как на юге, и, что более важно, нарушено совпадение вергентности и наклона зеркала складчатости. Последнее наклонено к северу, в сторону глубоко погруженной межгорной впадины Эд-Дау, тогда как сами складки вместе с взбросо-надвигами запрокинуты к югу. Иными словами, надвиговые чешуи перемещаются снизу вверх, навстречу действию силы тяжести – ситуация, характерная для антитетических надвигов. Следовательно, в данном случае вергентность связана с поддвиговым скашиванием. Добавим, что существенно большая глубина впадины Эд-Дау по сравнению с впадиной Сабхет Моу, к которой направлена генеральная вергентность, не оставляет никакой возможности для гравитационного заваливания к югу в пределах антиклинальной цепи Накнакие-Сатих. Ряд характерных черт последней: интенсивное поперечное сжатие, сопровождавшееся расплющиванием, антитетический характер надвигов, их крутой наклон, широкое распространение тесно прижатых друг к другу многочисленных субвертикальных чешуй, присутствие диапиров, прямолинейная форма в плане, огромное превышение длины над шириной, непрерывное развитие в течение всего плиоцен-четвертичного времени – все это сближает ее с аккреционными призмами, образующимися в зонах поддвига. По-видимому, именно здесь следует искать погружающийся под Пальмириды край Аравийской плиты.

Что касается широко распространенных в Накнакие-Сатихской антиклинальной цепи случаев обратной, северо-западной, вергентности, то ее возникновение обусловлено двумя благоприятными факторами: во-первых, аномально повышенным горизонтальным сжатием, присутствующим в синтаксисах и во фронтальных частях перемещенных по сдвигам к северу (навстречу общей вергентности) блоков; последнее отмечалось, в частности, для южного крыла сдвига Накнакие и ряда небольших сдвигов участка Мазар; во-вторых, гравитационным заваливанием, проявившимся в формировании аномальной вергентности и запрокинутой к впадине Эд-Дау протяженной флексуры на северном крыле антиклинальной цепи Накнакие-Сатих.

Парагенез неоднородного вертикального перемещения блоков. В рассматриваемом районе нет крупных структур, которые могли возникнуть при действии вертикально направленных сил сжатия. Небольшие сбросы на сводах некоторых широких и пологих складок, разумеется, образовались при вертикальном сжатии и горизонтальном растяжении, однако, как известно, на сводах пологих концентрических складок растяжение может возникнуть и при общем сжатии в сдвиговом поле напряжений. С этим же, скорее всего, связаны присутствующие в зонах крупных продольных сдвиго-надвигов диапировые штоки триасовых гипсов. Другим характерным элементом рассматриваемого парагенеза, также в существенной мере обязанным действию горизонтальных усилий, являются крутые и субвертикальные флексуры, ограничивающие поднятые блоки и впадины. Выше было показано, что многие региональные флексуры совпадают со сдвиговыми зонами. Следовательно, вертикальные подъем или опускание участков земной поверхности обусловливались деформациями около сдвигов и связанных с ними надвигов. Такова, на наш взгляд, причина образования приподнятых блоков Билас, Накнакие и Арак, а также сопряженных с ними впадин, в том числе впадины Эд-Дау.

Деформации и перемещения в горизонтальной плоскости представлены следующими парагенезами структур.

Парагенез неоднородного, поперечного структурному плану, перемещения блоков включает структуры границ последних: фланговые сдвиги, фронтальные зоны сжатия либо надвигания, а также находящиеся в тылу участки меньшего сжатия или даже некоторого растяжения.

В результате горизонтального сжатия фундамент Аравийской платформы вместе с чехлом подвергся под Пальмиридами скалыванию и образованию сети диагональных сдвигов, что привело к расчленению складчатой зоны на ряд ромбовидных, треугольных и трапециевидных блоков (см. рис. 1.26, врезка), перемещавшихся в целом поперек структурного плана (хотя, если говорить о крыльях сдвигов, то они перемещались по диагонали).

В качестве наиболее крупного блока первого порядка здесь выступает склон поднятия Рутба (которое на западе, вдоль границы с Пальмиридами, окаймлено системой субмеридиональных левых сдвигов, а на северо-западе – зоной сжатия в районе Мазар-Сатих). Зона плиоцен-четвертичного прогибания Сабхет Моу представляет здесь что-то вроде передового прогиба, образовавшегося вследствие поддвига. Данный блок перемещался к северо-западу, тогда как сопряженный с ним блок Накнакие-Сауани, находящийся по другую сторону от вышеупомянутой зоны левых сдвигов, – к юго-востоку. На юге последнего отмечается интенсивное надвигание, а впадина Эд-Дау, вероятно, представляет собой тыловую структуру глубинного растяжения (она же находится в тылу смещенного по сдвигу Джхар к западу треугольного блока Карьятен). Наконец, ромбовидный блок Билас Северо-Восточных Пальмирид перемещался к восток-юго-востоку, навстречу блоку Рутба. Сжатие во фронтальной части блока хорошо представлено в районе синтаксиса Сатих, а с растяжением в тыловой части, возможно, связана плиоцен-четвертичная впадина Саломся.

Вышеперечисленные региональные блоки осложнены рядом более мелких, среди которых прежде всего назовем блоки Тадмор и Арак, разделенные широтной правосдвиговой зоной. Сместившийся к северо-западу блок Тадмор вызвал резкое увеличение сжатия и орогенного воздымания в районе синтаксиса Мазар, в тылу же здесь возникла наложенная и ограниченная активными разломами Тадморская четвертичная впадина.

Обращает на себя внимание то, что в пределах Юго-Восточных Пальмирид блоки, сместившиеся к северо-западу, вызвали резкое сужение этой складчатой зоны (например, в районе Хайан и Мазар ее ширина составляет всего 4–5 км) и одновременное увеличение ее сжатия и воздымания. Именно здесь в структуре лучше всего выражены черты типичной аккреционной призмы; появляется локальная северная вергентность; кроме того, высоко приподнятые складки с триасом в ядре чрезвычайно резко, с крутым эрозионно-тектоническим уступом, граничат непосредственно с подгорной равниной; аномально увеличивается величина прогибания поддвиговой впадины Сабхет Моу. Все это свидетельствует об интенсивном сжатии и недостатке пространства, что характерно для зон поддвига. Совершенно иначе ведут себя блоки, относительно смещенные к юго-востоку: ширина складчатой зоны увеличивается, и поперечное укорочение и расплющивание уступают место интенсивному надвиговому скашиванию (в существенной мере гравитационному) в сторону Аравийской плиты. В их тыловых частях так же, как и везде, присутствуют четвертичные впадины, которые могут свидетельствовать о некотором растяжении. Следует, таким образом, полагать, что эти блоки не просто отставали в общем перемещении к северо-западу, но и действительно смещались к юго-востоку по отношению к оси Юго-Восточных Пальмирид. Очевидно, это перемещение обеспечивало некоторую разгрузку того дефицита масс, который имел место в зоне поддвига.

Парагенез расплющивания (чистого сдвига) с выжиманием материала по латерали. Как ясно из изложенного выше, приложенное к Юго-Восточным Пальмиридам боковое горизонтальное сжатие распределялось неравномерно на площади. В синтаксисах, образованных сталкивающимися по горизонтали блоками, сжатие существенно возрастает, что фиксируется в появлении чешуйчатой и дивергентной структуры с признаками расплющивания, а также в увеличении контрастности вертикальных перемещений. По мере расширения складчатых виргаций структура существенно упрощается, интенсивное сжатие уступает место гравитационному надвиганию.

Указанная неравномерность в распределении горизонтального сжатия способствует продольному перемещению материала. Выше было показано, что аномальное сжатие в зоне поддвига частично разгружалось за счет поперечного к ней, направленного к периферии перемещения блоков. Однако если учесть диагональность ориентировки сдвигов, ограничивающих последние, непременно должна существовать компонента продольного движения масс. Так, треугольный блок, зажатый правым сдвигом Джхар и зоной левых сдвигов к востоку от блока Накнакие, должен, помимо всего прочего, вытесняться к западу, в сторону уменьшения горизонтальной нагрузки (см. рис. 1.26, врезка).

В соответствии с вышесказанным на участках увеличения горизонтального сжатия рассматриваемый парагенез должен быть представлен структурами, образующимися при расплющивании деформируемого объема и одновременном его удлинении вдоль структурного плана. Соответственную функцию в рассматриваемом районе выполняют антитетические правые сдвиги, которые в процессе деформации поворачиваются в сторону оси растяжения. В наибольшей мере разрывы этого рода распространены в пределах синтаксисов Мазар и Сатих (см. рис. 1.27), где они образуют довольно значительный угол с направлением оси максимального сжатия, и это может свидетельствовать об их вращении в ходе деформации. Направленное параллельно структурному плану течение материала могло происходить также и в процессе перемещения по продольным разрывам, которые, как показано выше, имеют сдвиговую компоненту.

На участках ослабления горизонтального сжатия рассматриваемый парагенез включает широко распространенные в районе небольшие поперечные складки и флексуры (часто имеющие крутые шарниры), которые образовались при продольном к структурному плану сжатии (см. рис. 1.30), и, может быть, развитые в некоторых местах небольшие сдвиги, свидетельствующие о продольном сжатии (см. рис. 1.30, *A*).

Парагенез скашивания (простого сдвига) представлен теми структурными элементами, которые образуют широкие сдвиговые зоны пластического типа: эшелонированные гирлянды складок, горизонтальные флексуры, анти- и синтетические сдвиговые разрывы. Как уже констатировалось выше, зоны простого сдвига, как левого, так и правого, повсеместно распространены в рассматриваемом районе и имеют разнообразную ориентировку. В пределах таких зон, поскольку они всего лишь служат границами перемещавшихся по горизонтали крупных блоков, данный кинематический парагенез имеет более высокий порядок по отношению к парагенезам горизонтального выжимания и неоднородного блокового перемещения. Однако намечаются признаки и более регионального проявления деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости. Достаточно вспомнить неодинаковый характер выражения правых и левых сдвигов в районе: первые выглядят как типичные антитетические разрывы, а вторые имеют синтетический характер и часто сопровождаются некоторым сжатием поперек сместителя. При этом как для правых, так и для левых сдвигов отмечается единое – против часовой стрелки – направление подворотов крыльев. Устанавливаемое таким образом общее левостороннее скашивание Пальмирид (см. рис. 1.26, врезка) хорошо соответствует представлению о связи генезиса этого складчатого сооружения с рассредоточенной в пространстве деформацией левого сдвига (подробнее см. раздел 1.7).

Выводы

1. Структурно-геологическое исследование Юго-Восточных Пальмирид позволило существенно дополнить имеющиеся представления о тектонике региона.

В результате работы в ряде мест обнаружены пологие тектонические контакты покровного происхождения, доказано наличие значительной надвиговой компоненты смещения для продольных тектонических разрывов. Величина надвигания, однако, предполагается не очень большой – около 2–3 км – для наиболее крупных надвигов. Зигзагообразно и синусоидально изогнутые в плане продольные разрывы на диагональных отрезках имеют, помимо надвиговой, также и сдвиговую компоненту смещения. Доказан правосдвиговый характер крупных широтных разрывов Джхар и Накнакие, обнаружен ряд менее протяженных правых и левых сдвигов на участке Мазар. Левые сдвиги, представленные очень широкими эшелонированными зонами вязкого типа, обычно имеют меридиональную ориентировку.

Расчеты амплитуды сдвигов показывают, что она достигает нескольких километров и не уступает таковой надвигов. По этому и ряду других признаков (широкое распространение, длительность развития, сильное влияние на структурный рисунок региона) можно сделать вывод о весьма существенной, если не первостепенной, роли сдвиговой деформации в образовании структуры Восточных Пальмирид. В этом, очевидно, заключается важное отличие от западной части Пальмирской складчатой системы, где более выразительны, на наш взгляд, надвиги (данный вывод подтверждается и снижением амплитуды орогенного воздымания к востоку). В пределах же самих Юго-Восточных Пальмирид сильное надвигание происходило только в приграничной к Аравийской плите части (блоки Накнакие и Арак); севернее горизонтальное сжатие проявилось в форме сплющивания с растеканием материала вверх и по латерали вдоль складок. Роль сдвигового поля напряжений возрастает к северу, в сторону блока Билас. Однако сдвигание здесь, судя по ряду признаков, проявилось в наибольшей мере на глубине (вероятно, в фундаменте), тогда как на поверхности оно отразилось только в особенностях структурного рисунка складчатости.

Еще одной характерной особенностью Восточных Пальмирид является широкое распространение здесь весьма молодых, позднечетвертичных разрывных нарушений – как правило, диагональных и продольных к структурному плану и обладающих свойствами сдвигов и взбросов. Тесно сближенные их популяции, которые могут свидетельствовать о значительной сейсмической опасности, находятся в районе антиклинали Арак и в зоне сдвига Джхар.

2. Мегаструктурные элементы разного вида объединены в закономерно повторяющиеся парагенезы. При этом выделяются динамические и кинематические разновидности последних.

Динамическая ассоциация представлена парагенезами горизонтального сжатия, горизонтального сдвига и горизонтального растяжения. Особенности ориентировки разных парагенетических групп свидетельствуют о формировании структуры региона в поле действия горизонтального сжатия, ориентированного в северо-западном направлении, поперек складок. Растяжение, направленное по вертикали вверх, а также по латерали вдоль простирания складок, носило производный характер.

Деформации, возникшие в обстановке регионального горизонтального сжатия, протекали неоднородно. Отчетливо выделяется шесть кинематических парагенезов, соответствующих разного рода тектоническим движениям: три – для вертикальной плоскости и три – для горизонтальной.

В вертикальной плоскости происходили следующие виды движений и деформаций: а) простой сдвиг в вертикальной плоскости (надвигание). В наибольшей мере проявилось надвигание на юго-восток, в сторону главной части Аравийской плиты; при этом в непосредственной близости к последней (блоки Накнакие-Сауани и Арак) оно было в значительной мере обусловлено гравитационным заваливанием, однако севернее (антиклинальная цепь Накнакие-Сатих), судя по широкому развитию антитетических надвигов, чешуи надвигались вверх (против силы тяжести), и это можно объяснить уже только тектоническим сжатием; б) расплющивание (чистый сдвиг) с выжиманием материала вверх; наиболее сильно проявилось в Накнакие-Сатихской антиклинальной цепи, которая по этому признаку и ряду других носит черты небольшой аккреционной призмы; в) вертикальное перемещение блоков, проявившееся главным образом как следствие горизонтальных движений – в связи с движением блоков, ограниченных сдвигами, или в результате гипсового диапиризма, осложняющего зоны надвигов.

Перемещения и деформации в горизонтальной плоскости охарактеризованы следующими парагенезами: а) неоднородного перемещения ограниченных сдвигами блоков, направленного в целом поперек складчатой зоны. Столкновение блоков, двигавшихся навстречу друг другу, приводило к общему сужению последней и увеличению степени ее сжатия – так возникли синтаксисы Накнакие, Табак и прежде всего Мазар-Сатих, по простиранию соседствующие с раздувами складчатой зоны; б) расплющивания (чистого сдвига) в горизонтальной плоскости с удлинением по латерали вдоль простирания складок - развивается на участках столкновения блоков. За счет латерального выжимания материала из мест повышенного давления сформировался специфический комплекс структур: поперечных складок и флексур, а также резких петлеобразных изгибов антиклиналей; в) простого сдвига в горизонтальной плоскости. Скашивание, связанное с последним, развивается около сдвиговых зон, особенно левосторонних; кроме того, крупномасштабное левостороннее скашивание, выраженное неодинаковым кинематическим видом сдвигов (левые синтетические, правые – антитетические), проявляется и для всего региона в целом. Его логично связывать с пластическим волочением западного края Аравийской плиты около Левантского разлома в месте коленообразного изгиба последнего.

3. Результаты мезотектонических наблюдений согласуются с данными макроструктурного анализа, в частности в том, что касается идентификации структурных парагенезов.

1.7. СВЯЗЬ ВНУТРИПЛИТНОЙ ДЕФОРМАЦИИ С НЕОДНОРОДНЫМ СДВИГОВЫМ СМЕЩЕНИЕМ ПО ЛЕВАНТСКОМУ РАЗЛОМУ

Причины и механизм образования внутриплитных (внутриплатформенных, внутрикратонных) деформаций во многих случаях до конца не ясны. В особенности это относится к складчатым зонам, расположенным на удалении от коллизионных границ литосферных плит. Их не удается автоматически, как и в случае с деформациями в форланде складчатых поясов, связать с непосредственным влиянием коллизионных процессов, и приходится разрабатывать более сложные модели.

Структурой такого рода является Пальмирская позднекайнозойская складчатая зона. Интерес к ней усугубляется тем, что в этой же области – на Аравийской и Синайской плитах, присутствует сложная система разнообразных дислокаций сдвига и растяжения. К последним приурочены поля базальтов (Эд-Друз и др.), излившихся в раздвиговой обстановке. Судя по структурным соотношениям и одинаковой последовательности этапов развития, не только тектонические элементы, составляю-



Рис. 1.41. Схема возникновения внутриплитной деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости в результате "заякоривания" края жесткой плиты на участке изгиба трансформного разлома (геометрическая модель, план)

А. Б – конфигурация условных материальных линий, первоначально ориентированных параллельно вектору главного смещения плиты: А – до деформации, Б – после деформации; В – конфигурация векторов смещения (в масштабе относительной скорости движения) края жесткой плиты. В результате зацепления за препятствие край плиты образует асимметричную горизонтальную складку, запрокидывающуюся к северу. В "ядре" складки – растяжение (точка а), сменяющееся рассеянным сжатием между точками 6, в. Более резкое сжатие – вблизи препятствия, поперек ему. Край плиты испытывает левостороннее скашивание (простой сдвиг) против часовой стрелки. У препятствия, на южном "крыле" горизонтальной складки (область между линиями а-б-в и г-д), на эту деформацию накладывается скашивание противоположного знака, по часовой стрелке. Скорость смещения жесткой плиты около препятствия резко падает, но наращивается по мере его огибания и по мере удаления от препятствия

Fig. 1.41. Schematic development of simple-shear intraplate deformation in horizontal plane as a result of "anchoring" of rigid plate edge in the transform bend area (geometrical model, plan)

A, B - configuration of conventional material lines oriented primarily parallel to the vector of main movement of the plate: A - before deformation, B - after deformation; B - vector field of movements at the rigid plate edge (in relative velocity units). As a result of anchoring to an obstacle, the plate edge forms an asymmetric borizontal fold "tilted" to the north. In the fold "core" we have extension (the point a) which is replaced with distributed compression between the points 6 and **B**. Compression becomes more intense near the obstacle (normal to it). The plate edge is subject to left-lateral (anticlockwise rotation) deformation of simple shear. Near the obstacle, at the southern "flank" of the horizontal fold (between the lines a-G-B and r- π), this deformation is superimposed by shear of the opposite sign (clockwise rotation). Velocity of the rigid plate near the obstacle falls drastically but grows while rounding and detaching from it

щие зону Левантского разлома, но и другие внутриплитные структуры северо-западной части Аравийской и Синайской плит образуют ансамбль, связанный общностью геодинамической обстановки формирования (см. рис. 1.6).

В работах последних лет дислокации Пальмирской зоны связываются с движением по Левантскому разлому, но их образование объясняется не динамическим влиянием разлома как такового, а особенностями движения и коллизии Аравийской плиты. Левантский разлом фигурирует в этих построениях лишь как трансформная граница, вдоль которой происходит скольжение плиты. В основных чертах данная модель выглядит следующим образом [Hempton, 1987; Lovelock, 1984; Quennell, 1984; Rotstein, Kafka, 1982]: в миоцене, в связи с раскрытием Красноморского рифта, Аравийская плита движется к северу, но в середине-второй половине миоцена она, вследствие коллизии в области сутуры Битлис, упирается в массив Битлис. В результате блокирования дальнейшего движения к северу с середины или конца миоцена развивается внутренняя деформация плиты, сосредоточенная в области новообразованного (или регенерированного древнего) шва под Пальмиридами. При этом происходит поддвигание южной плиты под Пальмириды, сопровождающееся срывом по толще эвапоритов триаса и деформацией осадочного чехла. Иными словами, формируется внутриплитная зона конвергенции [Rotstein, Kafka, 1982]. Отдавая должное этой достаточно последовательной концепции, следует заметить, что она не объясняет ряд особенностей строения рассматриваемой территории. Это относится, в частности, к зонам позднекайнозойского вулканизма, свидетельствующим о существовании одновременно со сжатием также обстановки растяжения. При этом размеры наиболее крупного линейного ареала вулканизма – пояса Друз-Аш-Шама – показывают, что речь идет не о локальных участках растяжения, а о зоне, соизмеримой с Пальмирской.

Эти и другие трудности снимаются в предлагаемом здесь варианте геодинамической модели, которая учитывает особенности главных тектонических структур района, рассмотренных на предыдущих страницах. Принципиальное значение в этой модели имеют излом Левантского разлома в плане (на территории Ливана) и наличие древней ослабленной зоны под Пальмиридами. Причем эти два обстоятельства, возможно, находятся в причинно-следственной зависимости.

Коленообразный, задерживающего типа, излом сдвига, помимо повышенного надвиго- и складкообразования, способен вызвать и ряд специфических деформаций в сдвиговом поле напряжений (рис. 1.41). Смещаемая жесткая плита зацепляется ("заякоривается") за выступ и в результате затормаживается. Для того, чтобы обогнуть последний, ей придется испытать внутреннюю деформацию. Зона сдвига (в данном случае левого) существенно расширится: край плиты, зацепившийся за выступ, испытывает вращение, согласное с вращением всей сдвиговой зоны в целом. В результате образуется широкая зона простого сдвига (зона скашивания), она расширяется напротив излома и постепенно угасает по мере выправления обычной прямолинейной конфигурации трансформного разлома. Рассмотрим более подробно структурные рисунки, которые возникают в подобной ситуации (рис. 1.42).

Зоны скашивания, или простого сдвига, в горизонтальной плоскости могут развиваться как в чисто сдвиговом поле напряжений (в идеальном случае здесь происходит плоская или почти плоская деформация; вертикальные размеры деформируемых геологических тел меняются незначительно), так и при сочетании последнего с надвиговым или сбросовым полями напряжений, т.е. в обстановках соответственно транспрессии (сдвиг со сжатием) и транстензии (сдвиг с растяжением).

При транспрессии простой сдвиг в горизонтальной плоскости выражен кулисным расположением структур сжатия, ориентированных косо к зоне скашивания – поперек оси максимального сжатия в генерируемом сдвиговом поле напряжений (см. рис. 1.42, A). В нашем случае левый сдвиг меридиональный, следовательно, вызванное им сжатие или наименьшее растяжение, должно быть ориентировано в северо-западном направлении, т.е. складчато-надвиговые структуры будут иметь северо-восточное простирание. Именно так в целом располагаются складки Ливана и Пальмирид. При этом около самого трансформного разлома (в Ливане) они почти параллельны изгибу последнего, имея север-северо-восточное простирание и фиксируя тем самым сжатие вдоль линии сдвига, которое и должно существовать в обстановке транспрессии. На некотором удалении от сдвига, в западных районах Пальмирид, складки и сопряженные с ними надвиги имеют уже северо-восточное – восток-северо-восточное простирание, соответствующее присдвиговому-полю напряжений. Левокулисное расположение ярко проявлено как для крупных мегаскладок Ливана и Антиливана, так и для всех антиклинальных зон на западе Пальмирид.

Структуры растяжения, способные образовываться в зоне меридионального сдвига при транстензии, должны иметь северо-западное простирание (см. рис. 1.42, Б). Действительно, в этом направлении ориентированы цепочки вулканических конусов на лавовом плато Друз-Аш-Шама, фиксирующие магмоподводящие трещины, и сопровождающие его грабены (Кхаур-Ум-Виаль и др.), а также сбросы, ограничивающие на севере и юге грабен Эль Габ. О связи ориентированного в северо-восточном направлении растяжения со скашиванием в зоне левого сдвига писали и другие исследователи [Трифонов и др., 1991; Giannérini et al., 1988 a, b]. Левокулисное расположение разрывов растяжения хорошо видно на геологических кар-



Рис. 1.42. Кинематические механизмы деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости (принципиальные схемы, план)

A – образование эшелонированных структур сжатия при транспрессии; B – образование эшелонированных структур растяжения при транстензии; B, Γ – образование сдвиговых сколов второго порядка в обстановке собственного сдвига: B – R-сколы того же знака, что и зона простого сдвига, Γ – R₁-сколы противоположного знака

1 – зона простого сдвига; 2 – структуры сжатия; 3 – структуры растяжения; 4 – структуры сдвига; 5 – направление поворота блоков между R₁-сколами

Fig. 1.42. Kinematic mechanisms of simple shear deformation in horizontal plane (principal schemes, plan)

A - formation of en echelon compressional structures as a result of transpression; B - formation of en echelon extensional structures as a result of transtension; B, Γ - formation of second-order strike-slip shears under the action of pure shear deformation: $B - R_1$ -shears of the same sign as in the zone of simple shear and, $\Gamma - R_1$ -shears of opposite sign

1 - zone of simple shear; 2 - compressional structures; 3 - extensional structures; 4 - strike-slip structures; $5 - \text{sense of rotation of blocks bounded by R}_1$ -shears

тах грабена Эль Габ, оно угадывается также и для плато Друз-Аш-Шама (во всяком случае для его западной части). Южнее последнего чехол Аравийской платформы нарушен протяженными (до 250–300 км) разрывами и линеаментами северо-западного простирания, хорошо читающимися на космических снимках. Некоторые из них изображены на геологических картах Сирии и Иордании. Устанавливаемая по размерам базальтового плато и длине вышеуказанных разрывов ширина зоны внутриплитной деформации края Аравийской плиты достигает здесь 300-400 км. На востоке вулканическое плато Друз-Аш-Шама заканчивается примерно на том же меридиане, что и Пальмирская складчатая зона, что, вероятно, является призна-ком сопряженности этих структурных элементов (см. рис. 1.6). В районе грабена Эль Габ ширина полосы внутриплитной деформации снижается до 30–50 км.

Если возникновение структур сжатия предопределено самой деформационной обстановкой (сдвиговый изгиб "задерживающего" типа), то для структур растяжения это менее очевидно. Вместе с тем, если допустить, что левостороннее сдвигание рассредоточивается в более широкой полосе напротив изгиба, то необходимые условия для возникновения подобного растяжения найти несложно. Для того, чтобы смещаемая плита смогла обогнуть препятствие, необходимо, чтобы на подходе к последнему она смогла отслоиться (см. рис. 1.41, Б). Расположение вулканического ареала Друз–Аш-Шама как раз соответствует вышеописанной модели. В тылу препятствия (своего рода "волновой" тени) растяжение также весьма вероятно, но оно имеет пассивный характер и поэтому шире рассредоточится на площади с потерей глубины. Возможно, именно такую природу имеет грабен Эль Габ и находящиеся около него изометричные впадины.

Наиболее вероятный характер расположения структур сжатия и растяжения в обстановке задерживающего сдвигового изгиба, а также особенности изменения их размеров и амплитуды на площади показаны на рис. 1.42 и 1.43. Максимальной амплиту-



Рис. 1.43. Характер взаимного расположения структур сжатия, растяжения и сдвига при скашивании (простом сдвиге) края жесткой плиты около задерживающего изгиба тектонического разлома (принципиальные схемы, план)

А – мгновенная картина; Б – результат длительной деформации, когда скорость скашивания нарастает по удалении от трансформного разлома

I – трансформный разлом; 2 – зона простого сдвига у зацепляющегося за препятствие края смещающейся жесткой плиты; 3 – структуры сжатия; 4 – структуры растяжения; 5 – структуры сдвига

Fig. 1.43. Mutual position compressional, extensional and strike-slip structures under the action of deformation of simple shear at a rigid plate edge near a restraining bend of a tectonic fault (principal schemes, plan)

A - instantaneous picture; B - result of long-term deformation when the shear strain rate grows away from a transform fault

I - transform fault; 2 - zone of simple shear at the edge of a moving rigid plate anchored to an obstacle; 3 - compressional structures; 4 - extensional structures; 5 - strike-slip structures

ды они должны достигать в разных точках линии сдвига, как бы замещая друг друга, но при этом те и другие в равной мере будут затухать при удалении от сдвига. Указанные особенности легко заметить на мелкомасштабных картах региона (см. рис. 1.6).

Наконец, помимо образования эшелонированных структур сжатия и растяжения, левостороннее скашивание края Аравийской плиты может осуществляться посредством смещения по сдвигам (см. рис. 1.42, В, Г). Кинематика скалывания внутри зоны горизонтального простого сдвига рассматривалась в ряде работ [Копп, 1994; Freund, 1974; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Wilcox et al., 1973]. Необходимо подчеркнуть важные для нашего анализа моменты. В зоне скашивания развиваются сдвиги двух сопряженных систем - как левые, так и правые. Однако кинематический эффект движения по ним будет существенно различен, если не противоположен (рис. 1.44; см. рис. 1.42, В, Г). Те сдвиги, знак смещения которых совпадает со знаком смещения всей зоны в целом (в основном сюда попадают R-сколы Риделя, а также формирующиеся при некоторых условиях Р-сколы; в рассматриваемом случае те и другие должны быть левосторонними разрывами), имеют наибольшую суммарную амплитуду, однако слабо поворачиваются в процессе деформации. R₁сколы успевают за это же время повернуться на гораздо больший угол, так как направление их поворота совпадает с вращением всей зоны в целом. За счет этого амплитуда отдельных разрывов здесь может быть большей, чем у R-сколов, однако амплитуда всей зоны в целом уменьшается и как бы рассасывается на площади. Реализация движений по сдвигам обеих систем способна изменить общую ширину зоны простого сдвига: R₁-сколы обусловливают ее весьма значительное расширение.

Рис. 1.44. Геометрическая модель деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости (по [Freund, 1974] с небольшими дополнениями)

I – направление скашивания; 2 – направление дополнительного сжатия (растяжения), приложенного поперек зоны простого сдвига; 3 – горизонтальные проекции траекторий главного сжимающего напряжения; 4 – доминирующая система сопряженных сдвигов; 5 – подчиненная система сопряженных сдвигов; 6 – направление поворота блоков

Fig. 1.44. Geometrical model of simple compression deformation in the horizontal plane (after [Freund, 1974] with some extra details)

I - shear strain direction; 2 - direction of additional compression (extension) normal to the zone of simple shear; 3 - horizontal projections of stress axes of main compressional deformation; 4 - dominating system of conjugate strike-slip faults; 5 - submited system of conjugate strikeslip faults; 6 - cense of block rotation



Эти кинематические особенности позволяют определить граничные условия существования той или другой из двух равноправных сопряженных систем разрывов. Сдвиги, попутные смещению зоны в целом, локализуются там, где суммарная амплитуда смещения возрастает и, кроме того, присутствует хотя бы небольшое сжатие поперек этой зоны. Сдвиги противоположного знака должны преобладать в местах рассредоточения деформации и при отсутствии поперечного сжатия зоны скашивания.

Особенности пространственного распределения и кинематики сдвигов Пальмирской складчатой зоны соответствуют модели скалывания внутри зоны простого сдвига. Непосредственно рядом с Левантским разломом на участке его излома развиты попутные левые сдвиги, которые следует рассматривать в качестве R- или P-сколов. Их роль здесь, помимо незначительного рассредоточения сдвиговой деформации, заключается прежде всего в "стесывании" излома, некотором его выравнивании. Правые сдвиги (R₁-сколы), значение которых увеличивается на удалении от препятствия (больше всего их в Восточных Пальмиридах), обеспечивают рассредоточение деформации на большой площади. Вся область развития как левых, так и правых сдвигов скашивалась против часовой стрелки, что выражено в соответствующих присдвиговых подворотах: синтетических – для левых сдвигов и антитетических – для правых. При этом внутри домена правых сдвигов последние сами, вероятно, испытали заметное вращение вокруг вертикальной оси.

Итак, напротив коленообразного излома Левантского трансформного разлома западный край Аравийской "жесткой" плиты сам испытал рассеянную в пространстве деформацию левого сдвига, которую естественнее всего связывать с необходимостью огибать препятствие. Судя по размерам Пальмирской складчатой зоны и базальтового ареала Друз-Аш-Шама, ширина зоны простого сдвига достигает 300-400 км. Скашивание против часовой стрелки осуществлялось всеми возможными механизмами, предусмотренными на рис. 1.42. Реальные особенности взаимного расположения наблюдаемых структур сжатия, растяжения и сдвига в скашивающейся полосе соответствуют теоретической картине, изображенной на рис. 1.43. Следует иметь в виду, что одномоментная конфигурация этих структурных парагенезов, показанная на рис. 1.43, *A*, в процессе длительной деформации должна искажаться за счет разворота структурных элементов против часовой стрелки (см. рис. 1.43, *Б*). Обратим в связи с этим внимание на некоторую плавную отогнутость



Рис. 1.45. Преломление разрыва на границе сред с разной вязкостью (принципиальная схема)

I – более вязкий матернал; 2 – менее вязкий матернал; 3 – траектория оси максимального сжатия (минимального растяжения) σ_3 ; 4 – траектория оси максимального растяжения (минимального сжатия) σ_1 ; 5 – траектория максимальных касательных напряжений без учета внутреннего трения пород; 6 – то же, с учетом внутреннего трения пород; 7 – линия разрыва, преломляющегося на границах сред с разной вязкостью

Fig. 1.45. Fracture refraction by a viscosity jump boundary (principal scheme)

I - high-viscosity material; 2 - low-viscosity material; 3 - maximum compression (minimum extension) axis, σ_3 ; 4 - maximum extension (minimum compression) axis, σ_1 ; 5 - maximum tangential stress axes, internal friction not considered; 6 - the same, internal friction acounted for; 7 - line of fracture refracted by viscosity jump boundaries

структур на восточном окончании Пальмирид и базальтового поля Друз-Аш-Шама, а также грабена Кхаур-Ум-Виаль к северу. Параллельно намечается и постепенный разворот простирания правых сдвигов от запад-северо-западного и широтного на западе до восток-северо-восточного на востоке.

Установление рассмотренного вида внутриплитной деформации представляет интерес не только в теоретическом аспекте (так как лишний раз показывает чрезвычайную относительность понятия "жесткая плита"), но и позволяет по-новому подойти к решению некоторых дискуссионных вопросов тектоники Леванта. Например, в рамках данной модели легче объяснить снижение сдвиговой амплитуды Левантского разлома к северу от Израиля и Иордании. Избыточные массы, возникающие при гашении сдвига, не только поглощаются под Пальмиридами (20– 25 км), но и частично рассредоточиваются в горизонтальной плоскости.

Наконец, в рамках рассмотренной модели легко понять и возникновение самого излома Левантского сдвига в районе Ливана – если учесть, что он пересекает здесь ослабленную зону – Пальмирский авлакоген. Как известно из полевых наблюдений и из данных моделирования [Гзовский, 1975], разрывные нарушения преломляются на границах сред разной вязкости таким образом, что линии их сместителей при пересечении материала с меньшей вязкостью образуют больший угол с направлением сжатия, чем при пересечении более вязких прослоев (рис. 1.45). О неизбежности преломления свидетельствуют и результаты изучения углов скалывания в породах различной реологии: для менее вязких пород (глина, соль) они на 20–30° больше, чем для вязких пород типа гранитов [Гзовский, 1975; Freund, 1974; и др.].

Сам по себе Пальмирский мегантиклинорий вполне мог возникнуть только лишь в результате смятия осадков авлакогена. Однако возникновение здесь – в полосе развития пород меньшей вязкости – излома линии регионального сдвига усилило сжатие и, кроме того, предопределило возникновение зоны скашивания на Аравийской плите. Здесь, таким образом, можно видеть совмещение двух причин деформации.

Явления, подобные вышеописанным, наблюдаются в зонах динамического влияния ряда других крупных континентальных сдвигов с коленообразным искривлением линии сместителя, таких как Сан-Андреас, Талассо-Ферганский, Чаманский и др.

Так, в случае правого сдвига Сан-Андреас, имеющего в целом северо-западное простирание, именно на изломе образовалась субширотная зона Поперечных хребтов – компрессионная мегаструктура, своего рода аналог Ливана и Пальмирид. Помимо надвигов и сопряженных с ними складок, здесь широко развиты сдвиги: пра-

вые, концентрирующиеся близ главного разлома, и левые – на некотором удалении от последнего, рассеянные по площади. Левые сдвиги обусловливают антитетические подвороты структурных элементов и, как показывают палеомагнитные исследования [Carter el al., 1987; Luyendyk et al., 1985; Ron et al., 1984], вместе с ограничиваемыми ими блоками поворачивались по часовой стрелке в процессе деформации. Амплитуда вращения увеличивалась по мере удаления от линии разрыва Сан-Андреас с 30-40 до 70-80°. Напомним, что некоторые структурные признаки увеличения амплитуды скашивания отмечались нами выше и для западного края Аравийской плиты в соответствующем месте. В южную точку преломления сдвига Сан-Андреас упирается ориентированная меридионально ось спрединга в Калифорнийском заливе, которая присутствует как раз там, где и должны быть сосредоточены структуры растяжения в рассматриваемой структурной обстановке, т.е. перед препятствием. Хотя она, конечно, представляет собой структуру более крупного ранга, конкретные особенности ее геометрии могут согласовываться со сдвиговой деформацией. По мере выравнивания изгиба сместителя сдвига зона простого сдвига постепенно сходит на нет.

Таким образом, изложенный материал позволяет сделать следующие выводы относительно связи деформации запада Аравийской плиты со сдвиговыми смещениями по Левантскому разлому.

1. Внутриплитная деформация западной части Аравийской плиты, охватывающая широкую (до 400 км) полосу меридионального простирания, связана с неоднородным левосдвиговым перемещением вдоль Левантского разлома. Ряд особенностей кинематики сдвиговых перемещений (скорость и амплитуда сдвигания, наличие или отсутствие вращательной компоненты смещения крыльев) определяются конфигурацией в плане линии сместителя.

2. Резкий коленообразный излом (задерживающего типа) Левантского сдвига в Ливанском сегменте создает, помимо структур сжатия в Ливане, Антиливане и Пальмиридах, широкую зону простого сдвига в горизонтальной плоскости, которая охватывает значительное пространство от Ливана до восточного погружения Пальмирид. Простой сдвиг обусловлен зацеплением края Аравийской плиты за это препятствие, торможением ее дрейфа к северу напротив последнего и, как следствие, рассредоточением левосдвиговой деформации на более широкой площади.

Левосторонний простой сдвиг осуществляется четырьмя возможными механизмами – посредством образования: а – эшелонированных структур сжатия, б – эшелонированных структур растяжения, в – синтетических левых сдвигов, попутных общему смещению в зоне трансформного разлома, г – антитетических правых сдвигов, вероятно, поворачивавшихся против часовой стрелки вокруг вертикальной оси. Структуры всех этих четырех парагенезов закономерно размещены друг относительно друга, образуя характерный структурный рисунок.

3. Пальмирская складчатая зона и другие тектонические элементы системы внутриплитных дислокаций, упомянутые выше, не могут рассматриваться как простая реакция внутренних частей плиты на коллизионные процессы в Тетисе. Согласно предложенной модели, их образование не является следствием коллизии Аравийской плиты с массивом Битлис, а обусловлено особенностями кинематики относительного смещения по сдвигу – трансформной границе между смежными Аравийской и Синайской плитами.

4. Рассмотренный пример имеет, вероятно, более общее значение, показывая, что даже крупные внутриплитные зоны деформации не обязательно являются прямым следствием сжатия на коллизионных окраинах литосферных плит, но могут возникать также в результате особых условий смещения вдоль внутриконтинентальных трансформных границ. Внутриплитные деформации, аналогичные вышеописанным, проявляются в крыльях и ряда других изогнутых в плане крупных внутриконтинентальных сдвигов.

литература

- Аджамян Ж., Konn М.Л., Сигачев С.П. и др. Структурные признаки горизонтального сжатия в Южных Пальмирах (Сирия) // Геотектоника. 1994. № 6. С. 54-63.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гущенко О.И. Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонического напряжения в верхней части земной коры: Материалы Всесоюз. школы-семинара, Апатиты, 20–22 мая, 1980. Апатиты, 1982. С. 35–52.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Шарков Е.В. Рифтовая впадина Эль Габ: структура, стратиграфия, история развития (Сирия) // Стратиграфия и геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 4. С. 55-67.
- Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукие М. Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии // Геотектоника. 1988. № 1. С. 92–104.
- Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Там же. 1979. № 2. С. 94–107.
- Копп М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Там же. 1991. № 1. С. 15–27.
- Копп М.Л. Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки // Там же. 1994. № 4. С. 35-51.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научн. мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
- Леонов Ю.Г., Макарем Х., Заза Т. К вопросу об олистостромовом происхождении пород в ядре антиклинали Абд-эль-Азиз (Сирия) // Там же. 1986. № 2. С. 85-91.
- *Леонов Ю.Г., Сигачев С.П., Отри М.* и др. Новые данные о палеозойском комплексе платформенного чехла Сирии // Там же. 1989. № 6. С. 90–95.
- *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Осокина Д.Н. Моделирование тектонических напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: методы, результаты и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 163–196.
- Парфенов В.М. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.
- Разваляев А.В. Особенности строения и геологического развития Западно-Аравийской рифтовой системы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 3. С. 35–48.
- Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч. 2. С. 173–235.
- Сигачев С.П., Аль-Хатиб К. Покровные структуры Юго-Западных Пальмирид // Геотектоника. 1991. № 3. С. 98–105.
- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Там же. 1991. № 2. С. 63–75.
- Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2, № 4. С. 439-448.
- Ярошенко О.П., Баш-Имам И., Нассри С. Палинологические комплексы триаса Сирии и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 9. С. 72–77.
- Aydin A., Nur A. Evolution of pull-apart basins and their scale independence // Tectonics. 1982. Vol. 1. P. 91-105.
- Bartov Y., Steinitz G., Eyal M., Eyal Y. Sinistral movement along the Gulf of Akaba its age and relation to the opening of the Red Sea // Nature. 1980. Vol. 285. P. 220–222.
- Ben Avraham Z. Formation of pull-apart basins: evidence from Gulf of Elat (Aqaba), Northern Red Sea // XXVIII Intern. geol. congr.: Abstracts. Wash. (D.C.). 1989. Vol. 1. P. 124.

- Ben Avraham Z., Ten Brink U. Transverse faults and segmentation of basins within the Dead Sea Rift // J. Af Earth Sci. 1989. Vol. 8, N 2/4. P. 603-616.
- Ben Avraham Z., Zoback M.D. Transform-normal extension and asymmetric basins: An alternative to pull-apart models // Geology. 1992. Vol. 18. P. 1235-1239.
- Best J., Barazangi M., Al-Saad D. et al. Buguer gravity trends and crustal structure of the Palmyride mountain belt and surrounding northern Arabian platform in Syria // Ibid. 1980. Vol. 18. P. 1235-1239.
- Carter J., Luyendyk B., Terres R. Neogene clockwise tectonic rotation of the Eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. Vol. 98, N 2. P. 199-206.
- Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D. et al. Crustal shortening in the Palmyride fold belt, Syria, and implications for movement along the Dead Sea fault system // Tectonics. 1990. Vol. 9, N 6. P. 1369-1386.
- Darkal A.N., Krauss M., Ruske R. The Levant fault zone // Ztschr. geol. Wiss. Berlin. 1990. Bd. 18, H. 6. S. 549-562.
- Dubertret L. Le Liban et la dérive des continents // Rev. Liban. Géogr. 1969. Vol. 4. P. 53-61.
- Eyal Y., Eyal M., Bartov Y. et al. The origin of the Bir Zreir rhomb-shaped graben, Eastern Sinai // Tectonics. 1983. Vol. 5, N 2. P. 267-277.
- Eyal Y., Reches Z. Tectonic analysis of the Dead Sea rift region since Late Cretaceous based on mesostructures // Ibid. 1983. Vol. 2, N 2. P. 167–185.
- Freund R. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous Times // Geol. Mag. 1965. Vol. 102, N 3. P. 189-205.
- Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics. 1974. Vol. 21, N 1/2. P. 93-134.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I. et al. The shear along the Dead Sea rift // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1970. Vol. 267. P. 107-130.
- Freund R., Zak I., Garfunkel Z. Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift // Nature. 1968. Vol. 220, N 5164. P. 253-255.
- Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 81-108.
- Garfunkel Z., Zak I., Freund R. Active rifting in the Dead Sea rift // Ibid. 1981. Vol. 80, N 1/4. P. 1-26.
- Geological map of Syria, 1:500 000 / Ed.-in-chief V. Ponikarov. Moscow: Technoexport, 1964.
- Geological map of Syria, 1:500 000: Explanatory note / Comp. by R. Ruske et al. Sheets Haffeh, Jableh, Qerdacha, Banyas, Qadmous, Tartous, Safita, Hamedije-Halbe. Damascus: Ministry of Petroleum and Mineral Resources; General Establishment of Geology and Mineral Resources, 1978–1979.
- Geological map of Syria, 1:1 000 000 / Ed.-in-chief V. Ponikarov. 2nd ed. Moscow: Technoexport; Ministry of Petroleum and Mineral Resources Syrian Arab Republic, 1986.
- Giannérini G., Campredon R., Féraud G. Genése des rifts intra continentaux par propagation polygonale de transformantes continentales: Exemple du triplet golfe d'Aden, mer Rouge, Afrique de l'Est // C.r. Acad. sci. Sér. II. 1988 a. Vol. 306. P. 1507-1514.
- Giannérini G., Campredon R., Féraud G., Abou Zakhem B. Déformations intraplaques et volcanisme associé: example de la bordure NW de la plaque Arabique au Cénozoique // Bull. Soc. géol. France. Sér. 8. 1988 b. T. 4, N 6. P. 937-947.
- Girdler R.W. The Dead Sea transform fault system // Tectonophysics. 1990. Vol. 180, N 1. P. 1-13.
- Hatzor Y., Ze'ev Reches. Structure and paleostresses in the Gilboa region, western margin of the Central Dead Sea rift // Ibid. 1990. Vol. 180, N 1. P. 87-100.
- Heimann A., Ron H. Young faults in the Hula pull-apart basin, central Dead Sea transform // Ibid. 1987. Vol. 141. P. 117–124.
- Heimann A., Eyal M., Eyal Y. The evolution of Barahta rhomb-shaped graben, Mount Harmon, Dead Sea transform // Ibid. 1990. Vol. 180, N 1. P. 101-110.
- Hempton M.R. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // Tectonics. 1987. Vol. 6, N 6. P. 687-705.
- Joffe S., Garfunkel Z. Plate kinematics of the circum Red Sea a re-evaluation // Tectonophysics. 1987. Vol. 141, spec. iss. P. 5–22.
- Krenkel E. von. Syrabien // Ztschr. Dt. geol. Ges. 1941. Bd. 93, H. 7/8. S. 357-376.
- Letouzey J. Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin // Tectonophysics. 1986. Vol. 132. P. 215–231.
- Lovelock P.E.R. A review of the tectonics of the northern Middle East region // Geol. Mag. 1984. Vol. 121, N 6. P. 577-587.

- Luyendyk B.P., Kamerling M.J., Terres R.R., Hornafius J.S. Simple shear of Southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations // J. Geophys. Res. B. 1985. Vol. 90, N 14. P. 12454-12466.
- Mart Y. The Dead Sea Rift: from continental rift to incipient ocean // Tectonophysics. 1991. Vol. 197. P. 155-179.
- McBride J.H., Barazangi J., Best J. et al. Seismic reflection structure of intracratonic Palmyride foldthrust belt and surrounding Arabian platform, Syria // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1990. Vol. 74, N 3. P. 238-259.
- Michelson H., Flexer A., Erez Z. A comparison of the eastern and western sides of the Sea of Galilee and its implication on the tectonics of the northern Jordan Rift Valley // Tectonophysics. 1987. Vol. 141, spec. iss. P. 125-134.
- Picard L. Thoughts on the graben system in the Levant // Pap. Geol. Surv. Canada. 1965. N 14. P. 22-31.
- Plumhoff F., Schumann H. Zur Biostratigraphie der Hoheren Oberkreide in Djebel Abd-el-Aziz, NO Syrien // Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh. 1966. Bd. 125, H. 1/3. S. 345-362.
- Ponikarov V.P. et al. The geology of Syria explanatory notes on the geological map of Syria. Moscow, 1969.
- Protasevich L.N., Maksimov A.A. The geological map of Syria, 1:200 000. Sheets J-37 I, II (Halab, Antakya) explanatory notes. Moscow: Technoexport, 1966. 73 p.
- Ouennell A.M. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift // Quart. J. Geol. Soc. London. 1958. Vol. 114. P. 1-24.
- Quennell A.M. The Western Arabia rift system // The geological evolution of the Eastern Mediterranean. L., 1984. P. 775-788. (Geol. Soc. Spec. Publ.; N 17).
- Reches Z. Mechanical aspects of pull-apart basins and push-up swells with applications to the Dead Sea transform // Tectonophysics. 1987. Vol. 141, N 1/3. P. 75–88.
- Ricou J.-E. Le croissant ophiolitique péri-arabe: Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur // Rev. géogr. phys. géol. dyn. France. 1971. T. 13. P. 327-350.
- Ron H. Deformation along the Yammuneh, the restrained bend of the Dead Sea transform: Paleomagnetic data and kinematic implications // Tectonics. 1987. Vol. 6. P. 653-666.
- Ron H., Eyal Y. Intraplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead Sea transform, Northern Israel // Ibid. 1985. Vol. 4, N 1. P. 85-105.
- Ron H., Freund R. et al. Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 7. P. 6256–6270.
- Ron H., Nur A., Eyal Y. Multiple strike-slip fault sets: A case study from the Dead Sea transform // Tectonics. 1990. Vol. 9, N 6. P. 1421-1431.
- Rotstein Y., Kafka A.L. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean region: Subduction, collision and arc jumping // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 76, N 9. P. 7694-7706.
- Searle M.P. Structure of the intraplate eastern Palmyride fold belt, Syria // Bull. Geol. Soc. Amer. 1994. Vol. 106. P. 1332-1350.
- Seber D., Barazangi M., Chaimov T.A. et al. Upper crustal velocity structure and basement morphology beneath the intracontinental Palmyride thrust-fold belt and north Arabian platform in Syria // Geophys. J. Intern. 1993. Vol. 113. P. 752–766.
- Tchalenko I.S., Ambraseys N.N. Structural analyses of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 41-60.
- Vaumas E. Sur lévolution structurale et morphologique de la depression du Rhâb et du Bas-Oronte (Syrie) // C.r. Acad. sci. 1957. T. 244, N 24. P. 2946–2948.
- Walley C.D. A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea fault and its implications for Levantine tectonics // Tectonophysics. 1988. Vol. 145. P. 63-72.
- Wilcox R.H., Harding T.R., Scely D.R. Basic wrench tectonics // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57. P. 74–96.
- Wolfart R. Geologie von Syrien und dem Libanon. B.: Berntraeger, 1967. 326 S.
- Zak I., Freund R. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea Rift // Tectonophysics. 1981. Vol. 75, N 3/4. P. 27-38.



Рис. 1.39. Диаграммы трещиноватости (расположение станций см. на рис. 1.26; 1.27)

А, Б – продольные взбросы и надвиги: А – Накнакие; Б – Мазар; В, Г – взбросо-надвиги со сдвиговой компонентой (Мазар); Д – зона будинажа (Мазар); Е, Ж – сдвиги: Е – Накнакие, Ж – Джхар; З – парагенез сдвигов и жил, возникцих в сдвиговом поле напряжений (Арак); И – жилы (Абу Режмейн); К – проблема-тичный сдвиг (замер № 15), который может свидетельствовать о кинематогенном сжатии в СВ направлении

I – векторы скольжения при полюсах трещин с четко выраженной кинематикой (a – достоверные, δ – предполагаемые); 2 – то же, с нечетко выраженной кинематикой (a – достоверные, δ – предполагаемые); 3 – полюса раздвиговых трещин; 4 – приблизительные ориентировки и направление наклона мак-роразрывов, в зоне которых произведены замеры; 5 – полюс слоистости; 6 – дуги большого круга, соответствующие наклонным следам главных кинематических плоскостей; 7 – полюса и направления оси максимального сжатия (минимального растяжения) о₁; 8 - то же, средней оси эллипсонда напряжения о₂; 9 – то же, оси максимального растяжения (минимального кастяжения σ_3 , 8 – то же, средней оси эллисонда напряжения σ_2 , 9 – то же, оси максимального растяжения (минимального ехатия) σ_1 ; 10 – проекция и полюс оси пояса вращения; 11–15 – популяции (кучности) трещин одного и того же кинематического типа (жирной точ-кой обозначен приблизительный центр популяции): 11 – взбросы и надвиги, 12 – сбросы, 13 – раздвиги, 14 – левые сдвиги, 15 – правые сдвиги; 16 – приблизительно определенные статистические направления осей горизонтального сжатия; 17 - то же, горизонтального растяжения

Fig. 1.39. Mesoscale fracturing stereograms (site location see in fig. 1.26, 1.27)

A, \mathcal{B} - longitudinal thrusts: A - Naknakije; \mathcal{B} - Mazar; B, Γ - upthrusts with a strike-slip component (Mazar); \mathcal{A} - boudinage zone (Mazar); \mathcal{E} , \mathcal{X} - strike-slip faults: \mathcal{E} - Naknakije, \mathcal{X} - Jhar; \mathcal{J} - paragenesis of strike-slip faults

 μ - boudinage zone (Mazar); E, M - strike-shp faults: E - Nakhakije, M - Jitar, 3 - paragenesis of strike-shp faults and veins under the strike-slip regime (Araq); H - veins (Abou Rezhmein); K - possible strike-slip fault (measure-ment N 15) which assumably indicates an imposed NE compression I - slip vectors in poles of fractures with distinct displacement direction (a - proved, δ - inferred); 2 - the same with indistinct displacement direction (a - proved, δ - inferred); 3 - poles of extension fractures; 4 - approximate orientation and inclination direction macroscale faults, located in the zone where measurements were taken; δ - note of badding δ - area of big since comparading to project of proved in the zone where measurements were taken; 5 – pole of bedding; 6 – arcs of big circle corresponding to projections of main kinematic planes; 7 – poles and directions of axis of maximum compression (minimum extension) σ_3 ; 8 – the same, of medium axis of stress σ_2 ; 9 – the same, of maximum extension axis (minimum extension) σ_1 ; 10 - projection and pole of the rotation belt axis; $11-15 - \text{fracture populations of the same kinematic type (thick dot indicates the population's approximate centre):$ <math>11 - thrusts, 12 - faults, 13 - extension fractures, 14 - sinistral strike-slip faults, 15 - dextral strike-slip faults; 16 - approximate statistical direction of the horizontal compression axis; 17 - the same, of horizontal extension axis









C

Рис. 1.17. Диаграммы трещиноватости грабена Эль Габ

А – полюса мезоструктур, ориентированных приблизительно параллельно западному борту грабена; Б-Ж – сводные (синоптические) диаграммы плотности трещиноватости западного борта грабена: Б – все замеренные мезоструктуры, В – взбросы и надвиги, Г – кливаж, Д – сбросы, Е – сдвиги, Ж – жилы; З-О – станции замеров трещиноватости: З – № 15 (южный корт грабена), И-М – западный борт грабена (И – № 20 (с. Наби Джурин), К – № 22 (хр. Джебель Ансарие, гора Наби Матта), Н-О – восточный борт грабена (H – № 31 (с. Клейдин), О – № 25). Местоположение станций показано на рис. 1.7 I – изолинии плотности трещиноватости; 2-9 – полюса зеркал скольжения различного кинематиче-

ского типа: 2 - взбросы и надвиги, 3 - сбросы, 4 - трещины со смещением по падению сместителя, 5 - правые сдвиги, 6 - левые сдвиги, 7 - трещины со смещением по простиранию сместителя, 8 - кливаж, 9 – жилы; 10 – векторы скольжения при полюсах трещин с четко выраженной кинематикой (а – достоверные, б – предполагаемые); 11 – безвекторные направления скольжения при полюсах трещин с нечетко выраженной кинематикой (а – достоверные, б – предполагаемые); 12-16 – популяции (кучности) трещин одного и того же кинематического типа с усредненным вектором скольжения в центре каждой популяции и ее условным номером: 12 - взбросы и надвиги, 13 - сбросы, 14 - правые сдвиги, 15 - левые сдвиги, 16 - раздвиги; 17 - полюс слоистости; 18 - приблизительная ориентировка регионального разлома, в зоне которого произведены замеры; 19 – проекция пояса вращения с усредненным вектором врандения; 20–22 – полюса главных осей напряжений оз, о1 и о2 (цифра вверху обозначает номер популяции мезоразрывов): 20 – максимального сжатия (σ₃), 21 – средней оси эллипсонда напряжений (σ₂), 22 – максимального растяжения (σ₁); 23-26 - проекции осей напряжений, определенные: 23 - по взбросам и надвигам, 24 - по сдвигам, 25 - по сбросам, 26 - по раздвигам; 27, 28 - приблизительно определенные статистические направления осей напряжений: 27 - горизонтального сжатия, 28 - горизонтального растяжения; 29 - направления регионального сдвига, установленные по мезотектоническим данным (встречные стрелки, приложенные к сдвигу, означают наличие компоненты сжатия); 30 - сдвиги с вращением

Fig. 1.17. Stereograms of mesoscale fracturing for the El Ghab graben

A – poles of mesostructures nearly parallel to the graben's western border; B-X – generalized fracturing density stereograms for the graben's western border: B – all measured mesostructures; B – reverse faults and thrusts, Γ – cleavage, \mathcal{A} – normal faults, E – wrench faults, X – veins; 3-O – fracture measurements sites: 3 - N 15 (the graben's southern border), H-M – the graben's western border (H – N 20 (Nabi Jurin village), K – N 22 (Jebel Ansariye Range, northwest of Mt. Nabi Matta), \mathcal{A} – N 24 (between Shakhta – El Kheydarie villages), M – N 27 (Jebel Ansariye Range, Mt. Nabi Matta)), H-O – graben's eastern border (H – N 31 (Kleidin village), O – N 25). The site locations are shown is fig. 1.7

The site locations are shown is inc. 1.7 I = fracturing density contours; 2-9 = poles to slickenside planes of different kinematic types; 2 = reverse faultsand thrusts, 3 = normal faults, 4 = dip-slip faults, 5 = dextral strike-slip faults, 6 = sinistral strike-slip faults, 7 = strikeslip faults without exact kinematic sign, 8 = cleavage, 9 = veins; 10 = slip vectors with distinct kinematics(a = proved, 6 = inferred); 11 = slip vectors with indistinct kinematics (a = proved, 6 = inferred); 12=16 = associations of fractures of the same kinematics type, indicated by numbers, and mean slip vectors in the centre of eachassociation: 12 = reverse faults and thrusts; 13 = normal faults; 14 = dextral wrench faults, 15 = sinistral wrenchfaults, 16 = extension fractures; 17 = bedding pole; 18 = approximate orientation of the regional fault, in whose vicinity the measurements were taken; 19 = rotation belt with the mean slip vector; 20=22 = poles of the major stress axes $<math>\sigma_3$, σ_1 and σ_2 (numbers in superscript correspond to the numbers of mesoscale fracture associations): 20 = maximum compression axis (σ_3), 21 = mean axis (σ_2), 22 = maximum extension axis (σ_1); 23=26 = stress axes obtained from: 23 = reverse faults and thrusts, 24 = strike-slip faults; 25 = normal faults, 26 = extension fractures; 27, 28 = mean stress directions of :27 = horizontal compression, 28 = horizontal extension; 29 = directions of strikeslip movement, based on mesotectonic data (facing arrows indicate a compression component); 30 = strike-slip movement with a rotation component



2. СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

К.И. Кузнецова, М.Р. Доброва

Principal aspects of the Syria Jurassic deposits, such as stratigraphic scope and succession, lithologic features, distribution, refined biostratigraphic subdivision, and paleontologic substitution of different-ranker stratons, are considered. The Jurassic sequences are composed of carbonate or less frequently terrigenous-carbonate deposits. They repressent all three series of the system, in which stages, substages, foraminiferal zones, and beds with characteristic ostracod assemblages can be distinguished. Analysis of distribution pattern of these deposits (from Toarcian? of Lower Jurassic to the Tithonian, terminal Jurassic stage) revealed that the Bajocian, Bathonian, and Oxfordian sediments corresponding to transgression peaks are most widely spread, whereas the Lower Jurassic, Kimmeridgian, and Tithonian deposits formed during the regressive phases of the paleobasin development have a limited and mosaique distribution. Main geological events of the Jurassic Period, which affected paleobasins of the Eastern Mediterranean, particularly Syria, are considered. Three periods can be distinguished in the geological history of this region Triassic – Early Jurassic, Middle - mid-Late Jurassic, and the end of Late Jurassic - beginning of Early Cretaceous. The dependence of taxonomic composition of the foraminiferal and ostracod benthic faunas on important abiotic factors, especially bathymetric zonality, is specified. It is established that cosmopolitas assemblages of these faunal groups inhabited deep-water parts of the basin (epibathyal and outer sublittoral zones), mixed (transitional) assemblages were mainly confined to the madium sublittoral area, and highly advanced forms (the Tethyan endemics) occupied shallow-water areas, predomonantly within the littoral zone.

Key words: stratigraphy, the Jurassic System, stage, zone, transgression, bathymetric zonation, cosmopolitan and endemic assemblages, foraminifers, ostracods.

Юрские отложения в пределах Сирии распространены в основном в западной части страны, где они участвуют в строении горных сооружений Антиливана, Берегового хребта и Курд-Дага. В центральной части Сирии юрские породы обнажаются в виде отдельных выходов в ядрах антиклиналей в горной системе Пальмирид (рис. 2.1). На остальной части страны юрские отложения перекрыты более молодыми породами и вскрыты скважинами, в которых корреляция юры основана на геофизических данных, а возраст установлен для отдельных интервалов разреза по определениям микрофауны в шлифах из керна или по стратиграфическому положению в разрезах.

Прекрасная обнаженность юрских отложений в Западной Сирии, где они образуют сплошные выходы, позволила не только проследить в непрерывных разрезах всю стратиграфическую последовательность, но и собрать послойно образцы пород для исследования микрофауны из разных литологических типов пород. Детальность определения возраста юрских пород в открытой части территории Сирии соответствует ярусу, подъярусу или фораминиферовой зоне, в то время как в закрытой части она не превышает отдела, в редких случаях – яруса. В данной работе использованы данные изучения юрских отложений Сирии по естественным выходам. Материалы бурения при описании стратиграфических подразделений практически не использовались.


Рис. 2.1. Схематическая карта выходов юрских отложений и расположения изученных разрезов Сирии

Антиливан: 1 – Хадар, 2 – Арне, 3 – Вади Аль Карн, 4 – Сед Аль Карн, 5 – Рауда; Береговой хребет: 6 – карьер Никола, 7 – Кадмус, 8 – Вади Джаннам, 9 – Дждейда, 10 – Восточный Марнин, 11 – Баб Джанне, 12 – Шуекха; Пальмириды: 13 – Збейди, 14 – Ас-Саттех; Курд-Даг: 15 – Раджо, 16 – Смалек

Fig. 2.1. Locality map showing the Jurassic sections studied

Antilebanon: 1 - Hadar, 2 - Arneh, 3 - Wadi al Karn, 4 - Sad al Karn, 5 - Rowda; Coastal ridge: 6 - Nicola Quarry, 7 - Qadmous, 8 - Wadi Jahannam, 9 - Jdaida, 10 - the eastern Maareen, 11 - Bab Janneh, 12 - Shuekha; Palmyrides: 13 - Zbeidi, 14 - As-Satteh; Kurd-Dag: 15 - Rajo, 16 - Smalek

Следует отметить, что юрские отложения, представленные в основном карбонатными породами значительной мощности, имеют достаточно монотонное строение и трудно поддаются расчленению на литостратиграфические единицы – формации и др. В тех случаях, когда удается отметить какие-либо характерные литологические особенности, проследить их на площади оказывается затруднительно в связи с быстрой латеральной сменой литологического состава пород. Поэтому в Сирии литостратиграфические подразделения юрских отложений практически не используются в отличие от меловых, в которых по характерным особенностям выделен ряд формаций (формация Баб Джанне – зеленые доломитизированные глины, формация Сленфе – розовые известняки и др.). В связи с этим основным методом расчленения юрских отложений в Сирии был биостратиграфический, основанный на детальном отборе образцов из разрезов и изучении в них органических остатков, по изменению которых и проводились стратиграфическое подразделение и корреляция юрских толщ.

В течение пяти полевых экспедиций было детально изучено и послойно описано свыше 50 разрезов отложений юры, часть из которых была представлена несколькими обнажениями (рис. 2.2; 2.3). Всего из 94 обнажений было отобрано для изучения микрофауны около 1500 образцов пород, большинство из которых содержало фораминиферы и остракоды. Фораминиферы из плотных пород изучались в шлифах, которых было просмотрено более 3000. Также было отобрано и определено значительное количество образцов с макрофауной, в основном с брахиоподами, двустворками и кораллами. Следует отметить, что юрские породы Сирии практически не содержат остатков важнейшей для стратиграфии группы ископаемых – аммоноидей.



| Возраст Система, отдел, ярус | | | | Фораминеферы Foraminifera | Остракоды Ostracoda | Рис. 2.3. Сопоставление разрезов юрских отложений Берегового хребта Условные обозначения см. на рис. 2.2 |
|------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|---|---|---|
| | Средний (Middle) Верхний (Upper) | Титон- ский Tithonian | J ₃ t | Зока Bramkampella arabica - Zone | Слои с Beds with Cytherelioidea paraweberi | Fig. 2.3. Coastal ridge. The correlation of the Jurassic sections |
| | | Кимеридж- ский Кіттелідіаn | J ₃ km | Зона Alveosepta personata - Zone | Слон с Beds with Polydentina steghausi steghausi (комплекс переотложен) (redeposition) | |
| assic) | | an an | J ₃ ox ₂ | 3ona Alveosepta jaccardi-Lenticulina quenstadti - Zone | Не выделяются Unzone | |
| Юрская (Jura | | Okcdopa | J ₃ 0X ₁ | Зона Lenticulina brueckmanni- Globuilgerina oxfordiana - Zone | | |
| | | Kennoseňciolů Callovian | J ₂ cl | Зоне Kumubia palastiniensks- Paleoplenderina salernitana- Zone | Слои с Beds with Ektyphocythere zoharensis | Вади Джаннам Дждейда Восточный Баб Джанне Шуекха карьер Никола Кадмус Wadi Jahannam Jdaida Мариин Bab Janneh Shuekha Nicola Quarry Qadmous, Internet Store Marcen w 1997-1997 Ku Paramary 2,500 M |
| | | onian | J ₂ bt ₂ | Экозона Killanina blancheti- Meyendorffina bathonica - Ecozone | Слон с Beds with Progonocythere honigsteini- Fastigatocythere | |
| | | Bath | J2bt1 | Слон с Beds with Haurania deserta- Protopeneropilis striata | Caterr | |
| | | Байос- ский Bajocian | J ₂ bj ₁ | Слои с Beds with Lenticulina centralis | Не выделяются Unzone | |
| | Нижний (1 смег) | (Lower) | | Слои с Beds with Involutina cf. liassica | · | |

2.1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

В истории геологического изучения юрских отложений Сирии можно наметить несколько этапов, наиболее ранний из которых относится к концу XIX - началу ХХ столетия. Первые исследования имели обзорный характер и связаны с именами О. Фрааса [Fraas, 1877, 1878], М. Бланкенхорна [Blankenhorn, 1890], Ф. Ноетлинга [Noetling, 1886, 1887], К. Динера [Diener, 1886, 1887], Дж. Цумоффена [Zumoffen, 1899, 1926]. Изучение юрских отложений проводилось в районе их естественных выходов в основных горных сооружениях страны – Антиливане, Береговом хребте, Курд-Даге и Пальмиридах. В разрезах горного массива Хермон в Антиливане Дж. Цумоффеном [Zumoffen, 1926] были впервые установлены породы батского яруса и определены верхнеюрские отложения. Составление первой геологической карты этого региона масштаба 1:1 000 000 принадлежит Л. Дюбертре, заложившему основы современных представлений о геологическом строении и стратиграфии юрских отложений и высказавшему предположение, что проявление вулканической деятельности в Антиливане относится к поздней юре и раннему мелу [Dubertret, 1936, 1940, 1941–1943, 1954]. Стратиграфические исследования, основанные на определении аммонитов и гастропод из отложений нижней и средней юры массива Хермон (хр. Джебель Шейх) были проведены Вотреном [Vautrin, 1934 a, b]. Позднее К. Ренуром была дана корреляция их с другими разрезами Антиливана [Renourd, 1951].

Важнейшим объектом для изучения юрских отложений Сирии являются эти породы, развитые в горной системе Берегового хребта, где Дюбертре [Dubertret, 1936] установил присутствие всех трех отделов юры и изучил фауну в разрезах Сленфе.

Дальнейшее развитие геологического изучения Сирии связано с работами группы геологов Министерства геологии СССР под руководством В.П. Поникарова. Задачей этих исследований, проводившихся в 1958-1961 гг., было проведение геологической съемки и составление геологических карт масштаба 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000 для территории Сирии. Для отдельных регионов страны (Антиливана, Курд-Дага и массива Бассит) была проведена крупномасштабная геологическая съема и составлены карты масштаба 1:50 000 [Поникаров и др., 1969]. Исследования геологической группы В.П. Поникарова позволили значительно детализировать стратиграфическое подразделение юрских отложений: в Приморских хребтах (район Масиафа) было установлено присутствие оксфордского и кимериджского ярусов, позднее подтвержденное микропалеонтологическими исследованиями [Kuznetsova et al., 1996], в Антиливане выделены все три отдела юры, подразделенные на ярусы, в Пальмиридах установлено присутствие морских оксфордских отложений [Поникаров и др., 1969]. В последнем регионе юрские отложения имеют органическое распространение, они слагают в основном ядра антиклиналей Джебель Мазар, Джебель Саттих, Джебель Хайан, Джебель Абтар, и возраст этих толщ, содержащих скудные остатки ископаемой фауны, длительное время оставался дискуссионным.

Продолжение и развитие геолого-стратиграфических исследований мезо-кайнозоя и, в частности, юры относится к 70-м годам, когда сирийскими геологами была начата геологическая съемка масштаба 1:50 000. Первоначально основным районом работ был Береговой хребет [Adjamian, Jamal, 1983], в последующие годы эти работы проводились также в Антиливане и Пальмиридах.

Первые серьезные исследования юрской микрофауны принадлежат М. Мути [Mouty, 1976], который на основании изучения фораминифер из юрских разрезов Берегового хребта установил присутствие в этом регионе отложений всех трех отделов юры и подразделил отложения средней и верхней юры на четыре фораминиферовые зоны. В средней юре он выделил зону "a" – Haurania amijideserta Henson и зону "b" – Pfenderina salernitana Sartoni и Crescenti. В верхней юре М. Мути были установлены зона "c" – Kurnubia palastiniensis Henson и зона "d" – Pseudocyclammina јассагdi Schrodt. Нижнеюрские отложения, возраст которых был определен по находкам фораминифер Lituosepta recoarensis Cati и Orbitopsella sp. в разрезе близ с. Кхарайб-Салем, на зоны не подразделялись. Как видно из приведенного краткого обзора, юрские отложения Серии наиболее полно были изучены в естественных выходах в Антиливане, Береговом хребте, Курд-Даге и Пальмиридах. На остальной части страны они, как указывалось выше, перекрыты более молодыми осадками, не выходят на дневную поверхность и вскрыты скважинами в Месопотамской впадине, на Алеппском плато и поднятии Рутба. В последнем месте юрские породы вскрыты гидрогеологической скважиной непосредственно под палеогеновыми отложениями и имеют келловейско-оксфордский возраст, определенный К.И. Кузнецовой по богатому комплексу фораминифер [Крашенинников, 1965]. В пределах Алеппского плато юрские отложения вскрыты скважинами Сирийской нефтяной компании. По определению фораминифер в шлифах из керна эти карбонатные породы имеют среднеюрский возраст (байос, бат) и могут быть сопоставлены с верхней частью формации Мулусса (верхний триас-юра). В Месопотамской впадине (левобережье Евфрата) юра вскрыта скважинами на нефтяных площадях Суейда, Дубайат и Буаб. Юрский возраст этих карбонатных пород, не охарактеризованных палеонтологически, установлен по сопоставлению с отложениями, развитыми в Ираке и относимыми к нижнеюрской формации Серэнилу.

2.2. БИОСТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

2.2.1. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ФОРАМИНИФЕРОВЫХ И ОСТРАКОДОВЫХ ЗОН

Методика анализа и выделения фораминиферовых зон основывается на общих принципах зональной стратиграфии, изложенных в работах Д.Л. Степанова и М.С. Месежникова [1979], в Международном стратиграфическом кодексе [International stratigraphic guide,1976, 1994] и др. Кроме того, она опирается на специальные разработки применительно к фораминиферам юрской системы [Григялис, 1985; Григялис, Кузнецова, 1987; Кузнецова, 1989; Кузнецова и др., 1991]. Выделение остракодовых зон по своим принципам практически не отличается от выделения фораминиферовых зон.

Вкратце представление о фораминиферовых (остракодовых) зонах сводится к следующему. Зона – этап эволюционного развития фауны. Она характеризуется комплексом видов, не повторяющихся в таком сочетании ни в ниже-, ни в вышележащих слоях, т.е. имеет характерный зональный комплекс. Границы последовательных зон должны смыкаться. Близкие виды смежных зон имеют филогенетическую преемственность. Пространственное распространение местных биостратиграфических зон ограничено пределами бассейна, региональных – границами провинций. Общие зоны (хронозоны) имеют субглобальное распространение. Они устанавливаются путем межрегиональных корреляций, абстрагированы от конкретных разрезов и представляют высокий уровень обобщения.

Экозона определяет отложения, в которых комплекс видов (родов) связан с определенными эколого-фациальными условиями (биофациями) и ограничен в своем развитии пределами их распространения.

Слои с фауной ограничены эрозионными поверхностями – стратиграфическими перерывами или отложениями, не содержащими фаунистических остатков ("висячие" границы).

Фораминиферовые и остракодовые зоны, как и другие зональные стратоны, получают название по видам-индексам зоны. Их таксономические признаки отражает диагностический (зональный) комплекс видов, по присутствию которого (или по его части) определяется зона.

В современных микропалеонтологических исследованиях широко используются зональные стратиграфические шкалы, основанные на разных экологических типах фораминифер – планктонных, бентосных секреционных видах, бентосных агг-

| c | Во | зраст ма, отдел арус | | Литология Lithology | Mourhocth, Thickness, | Фораминеферы Foraminifera | Остракоды Ostracoda | |
|---------------|------------------|---|-----------------------|------------------------|--------------------------|---|--|--|
| | | Титонский Tithonian | J ₃ t | 6 6 6 | 2-30 | Зона Anchispirocyclina lustinica - Zone | Слом с Beds with Galliaecytheridea postrotunda | |
| | | Kumepugx- cxuň Kimmeridgian | J ₃ km | | 22-90 | Зона Alveosepta personata - Zone | Не выделяются Unzone | |
| | iň (Upper) | ирский dian | J30X2 | | 230 | Зона Alveosepta jaccardi-Lenticulina quenstedti - Zone | | |
| | Верхни | Оксфо Охю | 130X1 | | -02 | Зона Lenticulina brueckmanni- Globuligerina oxfordiana - Zone | Слом с Beds with Exophtalmocythere? kidodensis | |
| ssic) | | Kennoseňckwi Callovian | J2cl | | 300-700 | Зона Китиbia palastiniensis- Globuligerina calloviensis - Zone | Не выделяются Unzone | |
| Юрская (Juras | Средний (Middle) | 5arcxwii Bathonian | J₂bt | | 150-180 | Зона Lenticulina polymorpha- Globuligerina bathonlana - Zone | Слон с Beds with Progonocythere honigsteini- Fastigatocythere bakeri | |
| | | Байосский Bajocian | J2bj2 | | | Экозона Timidonelta sarda - Ecozone | Слон с Beds with Ektyphocythere dierallaensis Экозона Darwinuta spp Ecozone | |
| | | | ld₂L | | | Зона Lenticulina volubitis-Epistomina coronata - Zone | Не выделяются Unzone | |
| | | Аален- байосский Азіеп- bajoclan | J ₂ aal-bj | | | Зона Praelamarckina humilis - Zone | | |
| | Homen (Lower | | <u>ب</u> | | 160– 170 | Слон с Beds with Trochammina nana | Слои с Beds with Limnocythere alata | |

Рис. 2.4. Сводный разрез юрских отложений Антиливана и зональное подразделение по фораминиферам и остракодам

Условные обозначения см. на рис. 2.2

Fig. 2.4. Antilebanon. Composite section of the Jurassic deposits and zonal subdivision based on Foraminifera and Ostracoda

Legend on fig. 2.2



Рис. 2.5. Сводный разрез юрских отложений Берегового хребта и зональное подразделение по фораминиферам и остракодам

Условные обозначения см. на рис. 2.2

Fig. 2.5. Coastal ridge. Composite section of the Jurassic deposits and zonal subdivision based on Foraminifera and Ostracoda

Legend on fig. 2.2

лютинирующих видах [Ascoli, 1976; Gradstein, 1976; Кузнецова, 1989]. Эти параллельные зональные шкалы могут быть использованы как "ключ" для перехода от местных шкал к региональным, а затем и к общей шкале.

Юрские отложения в Сирии представлены всеми тремя отделами и подразделены на ярусы, подъярусы, фораминиферовые зоны и слои с остракодами. Последние не могут рассматриваться в качестве зональных подразделений, поскольку остракоды отсутствуют во многих интервалах разреза, т.е. нет важнейшего зонального критерия – смыкаемости смежных зон (рис. 2.4; 2.5). Стратиграфический интервал изученных в Сирии юрских отложений охватывает восемь ярусов – от тоарского (?) в нижней юре до терминального яруса юрской системы – титона включительно.

Наиболее полно представлены и детально изучены байосский, батский и келловейский ярусы средней юры, а также все ярусы верхнего отдела – оксфорд, кимеридж и титон.

Отложения нижней юры (тоара ?), а также аалена имеют крайне ограниченное распространение и по своей микропалеонтологической характеристике не могут быть подразделены на зоны.

2.2.2. НИЖНЯЯ ЮРА

Отложения нижней юры известны в Антиливане, в горном массиве Хермон (хр. Джебель Шейх) у с. Арне, в Береговом хребте в районе с. Дждейда и в Пальмиридах на северо-западном склоне хр. Накнакие.

В разрезе у с. Арне в массиве Хермон нижняя юра представлена толщей переслаивания черных плотных тонкослоистых и плитчатых известняков, серых доломитизированных известняков, глин, глинистых сланцев и мергелей общей мощностью 140–150 м. В глинах присутствуют редкие раковины фораминифер Trochammina nana (Brady) и богатый комплекс остракод Limnocythere alata Dobrova, L. lobata Dobrova, L. improcera Dobrova, Aphelocythere kuhni Thiebel и Klinger, Procytheridea sermoisensis Apostolescu, P. vermiculata Apist., P. aff. magnicoitensis Apost., Progonocythere stilla Sylvester-Bradley.

Большинство указанных видов характерны для плинсбаха-тоара Западной Европы и Синайского полуострова. Отдельные виды существуют до аалена и байоса. *Trochammina nana* (Brady) широко распространена в нижней юре Западной Европы.

Впервые данная толща была отнесена к нижней юре Вотреном [Vautrin, 1934a], позднее Дюбертре [Doubertret, 1954] сопоставил ее с разрезами Ливана и по положению в разрезе под фаунистически охарактеризованными отложениями байоса также определил ее возраст как нижнеюрский. Определения остатков гастропод и пелеципод, проведенные в 1958–1965 гг., позволили более достоверно подтвердить нижнеюрский возраст этих отложений [Поникаров и др., 1969]. По фораминиферам описанная часть разреза может быть выделена в зональной схеме разреза как слои с Trochammina nana, по остракодам – как экозона Limnocythere alata.

Отложения нижней юры у с. Арне перекрываются массивными неслоистыми доломитами (до 80–100 м), образующими в рельефе клиф. С основания этих доломитов, согласно Дюбертре [Dubertret, 1954], начинается байосский ярус.

В северной части Берегового хребта нижнеюрские отложения изучены в разрезе Абу Кбес близ с. Дждейда. Здесь в мощной, более 200 м, пачке переслаивания доломитизированных глин, тонкослоистых доломитизированных известняков и доломитов серовато-желтого цвета встречены фораминиферы *Involutina* cf. *liassica* (*Jones*), характерные для нижней юры Западной Европы. Плохая сохранность раковин, подвергшихся доломитизации, не позволяет дать более точного определения этого вида. В зональной схеме эти монотаксонные слои могут быть условно выделены как слои с *Involutina* cf. *liassica* нижнеюрского возраста.

В Пальмиридах отложения нижней юры обнажены на северо-западном склоне

хр. Накнакие. Они представлены доломитами темно-серого, красного, и буроватожелтого цвета мощностью до 65–70 м. Породы палеонтологически не охарактеризованы, и их возраст устанавливается по сопоставлению с нижнеюрскими формациями Бутма и Мус, развитыми в Ираке.

2.2.3. СРЕДНЯЯ ЮРА

Отложения средней юры на изученной территории имеют широкое распространение и представлены байосским, батским и келловейским ярусами, известными от крайнего юго-запада Антиливана до Курд-Дага, в большинстве разрезов Берегового хребта и в Пальмиридах. Фораминиферы встречены во всех изученных разрезах, остракоды присутствуют в отложениях Антиливана и Берегового хребта. Ааленский ярус установлен условно в единственном разрезе у с. Арне в массиве Хермон.

В большинстве разрезов средняя юра сложена карбонатными породами – плотными известняками различного типа и доломитами, включающими как отдельные прослои, так и достаточно мощные пачки рыхлых терригенно-карбонатных пород – глин и мергелей. Мощность среднеюрских отложений изменчива, однако отмечается отчетливое ее возрастание в субмеридиональном направлении от Курд-Дага к Антиливану.

Ааленский и байосский ярусы

Отложения, перекрывающие нижнеюрские породы и отнесенные к аален-байосскому возрасту, присутствуют в предгорьях хребта Джебель Шейх – массиве Хермон, где они изучены в разрезе у с. Арне (обнажения 77, 92). В основании разреза залегают туфобрекчии, туфоконгломераты и базальты, переслаивающиеся с доломитами, доломитизированными глинами и известняками общей мощностью до 60 м.

Нижняя граница этой толщи проводится условно, поскольку подстилающие отложения нижней юры в этом разрезе палеонтологически не охарактеризованы.

В глинах присутствуют фораминиферы Proteonina diflugiformis (Brady), Reophax sp., Ammobaculites cobbani Loebl. et Tappan, Lenticulina protracta (Born.), Praelamarckina humilis Kapt. Последний вид описан из аалена Днепровско-Донецкой впадины и известен из отложений этого возраста Восточно-Европейской платформы и Западной Европы. В связи с тем, что нижняя граница этих отложений "висячая", в зональной шкале они выделяются как слои Praelamarckina humilis.

Комплекс остракод, встреченный в этой части разреза содержит многочисленные виды рода Darwinula, сохранность которых не позволяет дать точные видовые определения. Присутствие этого рода, характерного для опресненных водоемов и указывающего на специфические условия обитания, позволяет выделить по остракодам экозону Darwinula sp.

Байосский ярус

Естественные выходы отложений байосского яруса известны в Антиливане, Береговом хребте и Пальмиридах. Нижняя граница байосского яруса в большинстве разрезов изученной территории устанавливается условно, поскольку подстилающие отложения нижней юры или триаса, а также базальные слои байосского яруса сложены преимущественно доломитами или доломитизированными известняками и глинами и палеонтологически не охарактеризованы.

Наиболее полно представлены отложения байосского яруса в массиве Хермон. Здесь в разрезе у с. Арне (обнажение 71) над нерасчлененными аален-байосскими породами залегает пачка переслаивания органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков светло-серого цвета, доломитов, черных пелитоморфных известняков и мергелей, в нижней части которой присутствует богатое сообщество фораминифер, включающих следующие виды: Lenticulina volubilis Dain, L. varians (Bornemann), L. protrata (Bornemann), Citharina clathrata (Terquem), C. colliezi (Terquem), Lamarckella media Kaptarenko, Epistomina coronata Terquem. Все перечисленные виды имеют широкое географическое распространение и характерны для байосского яруса. В зональной схеме эти отложения выделены как зона Lenticulina volubilis – Epistomina coronata.

В верхней части разреза у с. Арне в мелководных органогенно-обломочных известняках с прослоями глинистых мергелей присутствует комплекс фораминифер с *Citharina pauperata* (Terquem), *C. biangulata* (Terquem), *Eoguttulina polygona* (Terquem) и *Timidonella sarda* Bassoulet, Chabrier et Fourcade. Последний вид встречается в ааленских, байосских и батских отложениях Западной Европы. В Сирии встречен впервые. В зональной схеме эта часть разреза нами выделяется как экозона *Timidonella sarda* верхнего байоса.

По остракодам, комплекс которых включает Ektyphocythere dierallaensis Basha, E. schulamitae Rosenfeld et Gerry, Glyptocythere huniensis Basha, Schuleridea triangularia Swartz et Swain, в верхнем байосе выделены слои с Ektyphocythere dierallaensis. Нижняя и верхняя границы этих слоев не определены, поскольку в нижней части пачки с указанным комплексом остракод встречены только единичные неопределимые до вида раковины Cytherella, а выше глин с указанным сообществом видов, вплоть до основания батского яруса, остракоды отсутствуют.

Общая мощность отложений байосского яруса в Антиливане 950-980 м.

В Береговом хребте отложения байосского яруса наиболее полно представлены в разрезе у с. Дждейда, где они сложены толщей доломитов, доломитизированных известняков, афанитовых и органогенно-обломочных известняков с редкими прослоями глин, содержащими обедненный комплекс фораминифер Lenticulina centralis (Terquem), L. veta Hoffman, Pseudobolivina sp., Globuligerina sp., a также остракоды, водоросли, раковины двустворок. Мощность этой толщи – 200 м. Близкое по составу сообщество фораминифер присутствует в байосских отложениях в разрезе, расположенном между Кхарайб-Салем и Восточным Мариин, где в нижней его части обнажены массивные неслоистые доломиты, выше переходящие в доломитизированные известняки и тонкоплитчатые доломитизированные мергели, афанитовые известняки и сланцеватые глины. Мощность этой толщи, как и в разрезе у с. Дждейда, не превышает 200 м. Обе эти толщи могут быть выделены по фораминиферам как слои с Lenticulina centralis. По-видимому, эти слои или какая-то их часть соответствует зоне Lenticulina volubilis – Epispimina coronata Антиливана.

В центральной части Берегового хребта отложения байоса представлены преимущественно доломитами и доломитизированными известняками, практически не содержащими прослоев известняков и глин без признаков доломитизации. С этим связано отсутствие в них находок фораминифер и остракод. В этих случаях возраст пород устанавливается по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными разрезами Берегового хребта, их стратиграфическому положению и мощности.

Остракоды встречены только в разрезе у с. Дждейда, однако неудовлетворительная сохранность раковин, подвергшихся доломитизации, позволяет дать только родовое определение – Bairdia. Присутствие в этих отложениях многочисленных раковин рода Bairdia, характерного для нормально-морских условий обитания, позволяет предполагать, что процессы доломитизации карбонатных пород имели вторичный характер.

В Пальмиридах байосские отложения представлены фаунистически не охарактеризованными глинисто-гипсоносными породами. Они известны в разрезе хр. Накнакие, где их мощность не превышает 80 м.

Батский ярус

Отложения батского яруса пользуются в Сирии очень широким распространением. Естественные выходы этих пород известны в Антиливане, Береговом хребте, Курд-Даге и в Пальмиридах. Они содержат богатые сообщества фораминифер и остракод, а также многочисленные остатки разнообразной макрофауны – брахиопод, гастропод, двустворок и кораллов. Это позволяет не только выделить батский

| J ₁ | J ₂ bj | J ₂ bt | J ₂ cl | J ₃ ox | J₃km | J ₃ t | Фараминиферы |
|----------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------|------------------|--|
| | | | | | | | Trochammina nane (Brady) Involutina llassica (Jones) Citharina chiatrata (Terg.) C. heteropieura (Terg.) C. hinconstans (Terg.) C. bianguiata (Terg.) C. bianguiata (Terg.) C. elegantica Sossip, et Rath. C. peuperata (Terg.) Eoguttulina polygona (Terg.) Preelamarckina humilis Kapt. Lamarckella media Kapt. Epistomina coronata Terg. Lenticulina volubilis Dain L. protracta (Born.) L. variana (Born.) L. variana (Born.) L. variana (Born.) L. variana (Born.) L. variana (Born.) L. protracta (Born.) L. variana (Born.) L. protracta (Born.) L. variana (Born.) Reyendorifina bathonica (Pazdro) Prateopheropils strista Weyn. Mayondorifina bathonica Muroz., Bizon Prateopheropils strista Weyn. Meyendorifina bathonica Auroz., Bizon Praekumubla crusel Redm. K. palaestiniensis Hens. Globuilgerina calloviensis K.Kuzn. Paleogaudryina magharaensis Said, Bar. Kumubla brankampi Redm. K. valastiniensis Hens. Trocholina palastiniensis K.Kuzn. Paleogaudryina magharaensis Said, Bar. V. kirillae Dain Kumubla morrisi Redm. Kumubla morri |

Рис. 2.6. Стратиграфическое распространение фораминифер в юрских отложениях Сирии

Fig. 2.6. Stratigraphic distribution of the Foraminifera in Jurassic deposits of Syria

| Остракоды | J ₁ | J ₂ bj | J ₂ bt | J ₂ cl | J ₃ ox | J₃km | J ₃ t |
|---|----------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|
| Остракоды Limnocythere slata Dord. L. lobata Dord. Aphelocythere kuhni Trib., Kling. kinkelinella (K.) sermolsensis (Apost.) Procytheridea vermiculata Apost. P. aff. megnycourtensis Apost. Progonocythere stilla SylvBrad. Darwinula spp. Ektyphocythere dieralisensis Basha Ekt. schularntae Ros., Ger. Glyptocythere huniensis Basha Gl. oblonga (Basha) Zergacythere sublehiensis Basha Schuleridea traingularie Swar., Swain Cytherelioidea sp. Progonocythere honigsteini Ros., Ger. Fastigatocythere bakeri (Basha) Procytheridea crassa Peter. P. exempla Peter. Preschuleridea hornei Ros., Ger. Cytherella Index Certil bairdia aff. hilda Jones Gilptogatocythere malzi Basha Glyptocythere (P.) favosa Tried. P. (P.) Imper Tried. Glyptogatocythere megharaenals Ros., Ger. Terquemula gubierae (Blson) Fabanella sarda Malz Ektyphocythere zergeensis Basha Acantocythere scheriensis Oertil Ektyphocythere scheriensis Certil Ektyphocythere scherelissis Certil Ektyphocythere scharensis Basha Acantocythere andensis Basha Acantocythere scharensis Basha | J ₁ | J ₂ bj | J ₂ bt | J ₂ cl | J ₃ ox | J ₃ km | J ₃ t |
| Cymereionea azourensis bisi. Afrocythere faveolata Bate Exophalmocythere (?) kidodensis Ros., Ger. Olygocythere desemsexta Oertil O. Irregularis Ros. O. fullonica (Jones, Sherb.) Polydentina steghausi steghausi Kling. Macrodentina et cicsticaea Matr | | | | | | | |
| Metacytheropteron elegans Oertii Paracypris sp. Oertii, 1959 Galliaecytherides postrotunda Masum. G. vegeta Masum. G. selecta Masum. Otocythere sp. Schuleridea oertii Masum. Cytherelioidea paraweberi Oertii | | | | | | | |

Рис. 2.7. Стратиграфическое распространение остракод в юрских отложениях Сирии

Fig. 2.7. Stratigraphis distribution of the Ostracoda in Jurassic deposits of Syria

ярус в полном его объеме, но и подразделить его на подъярусы, а также выделить в его составе фораминиферовые и остракодовые зоны и слои с фауной, отчетливо сопоставляющиеся с одновозрастными отложениями Европы, Северной Африки и Ближнего Востока.

Для отложений батского яруса характерны фациальные изменения и колебания мощности, а также дифференциация фаунистических, в особенности фораминифе-



Рис. 2.8. Выходы батских известняков с характерной столообразной формой выветривания у с. Кхарайб-Салем, Береговой хребет (фото К.И. Кузнецовой)

Fig. 2.8. Coastal ridge. Exposure of Bathonian limestones near Kharaib-Salem village showing typical table-like weathering forms (photo by K. Kuznetsova)

ровых сообществ в различных участках изученной территории. Это в значительной мере связано с батиметрической зональностью данного палеобассейна, в котором в батское время перепады глубин были достаточно отчетливы. В связи с этим сопоставление мелководных и более глубоководных отложений по комплексам фораминифер в ряде случаев связано с трудностями, поскольку эти породы содержат фораминиферовые сообщества, различающиеся на уровне родов и подчас не имеющие общих видов. Однако массовое количество фораминифер и остракод и хорошая сохранность раковин позволяют не только палеонтологически обосновать выделяемые стратиграфические подразделения, но и сопоставить их с одновозрастными стратонами Европы, Северной Африки и Восточного Средиземноморья, используя для этого переходные разрезы со смешенными комплексами микрофоссилий.

Границы батского яруса устанавливаются четко по палеонтологическим данным – с началом батского времени связано появление ряда новых родов фораминифер и значительное обновление видового состава родов, существовавших ранее. В известной мере это наблюдается и в остракодовых сообществах (рис. 2.6; 2.7).

Нижняя граница бата обычно отчетливо прослеживается по появлению многочисленных и разнообразных остатков фауны, подчас переполняющих породу и образующих детритовый известняк. Это, в частности, можно наблюдать в разрезе у с. Арне, хр. Джебель Шейх в массиве Хермон, где разрез бата начинается с прибрежно-мелководных отложений, представленных органогенно-обломочными и детритовыми известняками характерного желто-ржавого цвета. Эти породы, залегающие с отчетливым эрозионным несогласием на байосских известняках и глинах, содержат богатое сообщество фораминифер и остракод. Наиболее характерными видами фораминифер здесь являются *Recurvoides bartouxi* Said et Barakat, *Ammobaculites suprajurassicus* (Schwag.), *Lenticulina polymorpha* (Terquem), *Citharina* proxima (Terquem), C. macilenta (Terquem), Lamarckella antiquia Kaptarenko, Globuligerina bathoniana (Pazdro). Присутствие этого комплекса позволяет выделить зону Lenticulina polymorpha-Globuligerina bathoniana, имеющую широкое распространение в Европе (Франция, Германия, Польша, Португалия) и Канаде. По диагностическому комплексу видов эта зона может быть также прослежена в бате Синайского полуострова, Западной Индии, Крыма, Северного Кавказа. Мощность отложений батского яруса в Антиливане в разрезе у с. Арне 160–170 м.

В Береговом хребте отложения батского яруса наиболее полно представлены и палеонтологически охарактеризованы в разрезах Баб Джанне, Браж, Шуекха, Дждейда, Восточный Мариин, Вади Шкейр, карьер Никола, Вади Джаннам. Литологически они представлены в основном мелководными известняками с характерной столообразной формой выветривания с подчиненными прослоями глин и мергелей (рис. 2.8). По смене фораминиферовых сообществ батский ярус Берегового хребта подразделяется на два подъяруса.

Нижний батский подъярус

В Береговом хребте отложения нижнего бата представлены в разрезах Вади Джаннам, Дждейда, Баб Джанне и Восточный Мариин, где они сложены афанитовыми, органогенно-обломочными, глинистыми известняками и доломитами с прослоями глин и мергелей. Нижний бат также выделяется в Курд-Даге (разрезе Смалек и Раджо) и в Пальмиридах (разрез Збейди). По присутствию богатого комплекса фораминифер, включающего характерные виды – Haurania deserta Henson, Redmondoides lugeoni (Septfontaine), R. primitivus (Redmond), Riyadhella arabica Redmond, Protopeneroplis striata Weynshenk, Paleopfenderina trochoidea (Smout et Sugden), эта часть разреза может быть выделена как зона Haurania deserta – Protopeneroplis striata. Зональный комплекс видов связан с карбонатными фациями и имеет широкое распространение в Средиземноморье: он известен в юго-западной Франции, Марокко, Саудовской Аравии, Ираке. Кроме фораминифер, в этой части разреза встречены остракоды: по присутствию Progonocythere honigsteini Rosenfeld et Gerry, Fastigatocytheer bakeri (Basha), Glyptocythere huniensis Basha, G. oblonga (Basha), Procytheridea crassa Peterson, P. exempla Peterson здесь могут быть выделены слои с Progonocythere honigsteini-Fastigatocythere bakeri. В Пальмиридах и Курд-Паге остракоды не встречены. Мощность отложений нижнего бата изменяется от 85 до 140 м в Береговом хребте, в Пальмиридах она достигает 100 м.

В Курд-Даге батские отложения представлены исключительно карбонатными породами – афанитовыми, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками. Прослои рыхлых терригенно-карбонатных пород – глин и мергелей, сокращающиеся по мощности в разрезах северной части Берегового хребта, постепенно полностью исчезают в северном направлении, замещаясь в Курд-Даге твердыми карбонатными породами. В известняках присутствуют фораминиферы, близкие по составу к встреченным в нижнем бате Берегового хребта, что позволяет проследить здесь указанную выше фораминиферовую зону, установленную в Береговом хребте.

В Пальмиридах палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего и частично верхнего бата изучены в разрезе Збейди, где они сложены тонкослоистыми доломитами, переходящими вверх по разрезу в массивные афанитовые известняки с прослоями органогенно-обломочных, оолитовых известняков и глин, с близким к приведенному выше сообществом фораминифер и брахиоподами, также указывающими на батский возраст этой толщи. Нижняя граница бата в этом разрезе проводится по появлению фораминифер и брахиопод, и поскольку подстилающие отложения не содержат остатков фауны, здесь выделены по фораминиферам слои с *Haurania deserta – Kilianina blancheti*.

Верхний батский подъярус

Отложения верхнего бата развиты в Береговом хребте и Курд-Даге. Литологически они существенно различаются: в разрезах Берегового хребта верхний бат сложен толщей переслаивания известняков, глин и мергелей, с преобладанием известняков, в Курд-Даге представлен исключительно карбонатными породами без рыхлых терригенных прослоев. Фораминиферы, присутствующие в этих отложениях, представлены богатым видовым сообществом, включающим Flabellamminopsis variabilis Malecki, Pseudomarssonella bipartita Redmond, Praekurnubia crusei Redmond, Kurnubia bramkampi Redmond, Berthelinella paradoxa (Berthelin), Kilianina blancheti, Pfender, Meyendorffina bathonica Aurouse et Bizon.

По присутствию этого характерного комплекса фораминифер, связанного с мелководными карбонатными отложениями в верхнем бате Сирии, выделена экозона Kilianina blancheti – Meyendorffina bathonica, распространенная в юго-западной Европе, Марокко и Алжире.

Мощность отложений верхнего бата колеблется от 90 до 150 м в Береговом хребте и от 50 до 100 м в Курд-Даге.

Келловейский ярус

Отложения келловея в естественных обнажениях известны в Антиливане и Береговом хребте. В Курд-Даге и Пальмиридах породы этого возраста присутствуют в виде отдельных выходов, в основном в ядрах антиклиналей, имеют сокращенную мощность и, как правило, палеонтологически слабо охарактеризованы.

В Антиливане наиболее полно отложения келловея представлены в разрезах Вади Аль Карн и Фавуар (хр. Джебель Шекиф), где они сложены доломитами, доломитизированными, афанитовыми, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками с редкими прослоями глин. Наиболее характерными в богатом комплексе фораминифер являются: Lituotuba nodus Kosyr., Redmondoides lugeoni (Sept.), Kurnubia palastiniensis Henson, Lenticulina polonica (Wisn.), Citharina entypomata Loebl et Tapp., Globuligerina calloviensis K. Kuzn. Эта часть разреза в Антиливане выделяется по фораминиферам в зону Kurnubia palastiniensis – Globuligerina calloviensis. Остракодовый комплекс обеднен по составу, сохранность раковин плохая. Определен лишь один вид Cytherella index Oertli, известный на Ближнем Востоке от бата до оксфорда. Мощность отложений келловея в Антиливане достигает 700 м.

В Береговом хребте отложения келловея изучены во многих разрезах, из которых наиболее полными являются разрезы у с. Баб Джанне, Дждейда, Вади Шкейр, Восточный Мариин, Шуекха.

В указанных разрезах отмечается сокращение или полное исчезновение глинистых прослоев и замещение их плотными карбонатными породами, в которых появляются кремнистые конкреции. Характерна также кавернозность и закарстованность известняков, общая мощность которых в Береговом хребте изменчива, но не превышает 80-85 м, сокращаясь в некоторых разрезах до 10-15 м. Сообщества фораминифер обильны и разнообразны по систематическому составу. Характерно появление многочисленных тропических эндемиков: родов Paleopfenderina, Pfenderella, Sanderella, Steinekella, что отличает келловейские сообщества фораминифер Берегового хребта от таковых из Антиливана. По фораминиферам здесь выделена зона Kurnubia palastiniensis – Paleopfenderina salernitana. Остракоды в келловейских отложениях Берегового хребта значительно богаче по составу, чем в Антиливане. По ним выделены слои с Ektyphocythere zoharensis с характерным комплексом видов: E. zoharensis Ros. и Gerry, Progonocythere aff. parastilla Whatley, Schuleridea triangularis Swartz, Swain, Afrocythere faveolata Bate и др. В Пальмиридах и Курд-Даге остракоды в келловее не найдены.

В Курд-Даге отложения келловея встречены в разрезе у с. Смалек, где они сложены плотными закарстованными кавернозными известняками с кремнистыми конкрециями, не превышающими по мощности 3–5 м и с резким эрозионным несогласием перекрытыми породами нижнего мела.

2.2.4. ВЕРХНЯЯ ЮРА

Верхняя юра в Сирии представлена всеми тремя ярусами – оксфордом, кимериджем и титоном, имеющими различное распространение и полноту разрезов на территории страны.

Оксфордский ярус

Отложения оксфордского яруса в Сирии пользуются наиболее широким распространением и изучены в естественных выходах в Антиливане, Береговом хребте, Пальмиридах. Они содержат богатые сообщества двустворок, брахиопод, кораллов, остракод и фораминифер. Мощность колеблется в пределах 70–230 м в Антиливане, 15–70 м в Береговом хребте, 30–35 м в Пальмиридах. В Курд-Даге отложения оксфорда не установлены. По изменению состава микрофоссилий оксфордский ярус подразделен на два подъяруса, в которых выделены фораминиферовые и остракодовые зоны (см. рис. 2.4; 2.5).

Литологически оксфордские отложения достаточно однородны на всей рассматриваемой территории и представлены известняками различных типов, переслаивающимися с глинами и мергелями, которые в отдельных разрезах (Вади Аль Карн в Антиливане) превышают по мощности прослои плотных карбонатных пород.

Нижний оксфорд

Отложения нижнего оксфорда установлены в разрезах г. Хадар, Вади Аль Карн, Рауда, Фавуар в Антиливане, в карьере Никола в Береговом хребте и Ас-Саттих в Пальмиридах. В Антиливане мощность нижнего оксфорда достигает 160 м, в Береговом хребте не превышает 20 м, в Пальмиридах – около 15 м.

В нижнем оксфорде выделена фораминиферовая зона Lenticulina brueckmanni – Grobuligerina oxfordiana, имеющая широкое распространение в Европе, Канаде, Турции, Средней Азии. Литологически этот интервал представлен переслаиванием глин и мергелей с известняками. В некоторых разрезах Берегового хребта рыхлые терригенно-карбонатные породы полностью замещаются плотными известняками, в которых фораминиферовые сообщества имеют существенно иной состав и состоят из эндемичных тропических форм: Kurnubia morrisi Redm., Steinekella steinekei Redm., Pseudocyclammina maynci Hott. В отдельных разрезах на юго-западе Антиливана и в центральной части Берегового хребта нижнеоксфордские отложения сложены рифогенными известняками (рис. 2.9).

Остракодовые сообщества нижнего оксфорда выявлены в ряде разрезов Антиливана, где по ним выделены слои с *Exophtalmocythere kidodensis*. В Береговом хребте остракоды в нижнем оксфорде не встречены. В Пальмиридах нижнеоксфордские отложения охарактеризованы обедненным комплексом остракод, встреченным совместно с характерным сообществом фораминифер зоны *Lenticulina brueckmanni* – *Globuligerina oxfordiana*.

Верхний оксфорд

Верхний подъярус оксфорда представлен в разрезах глинами, мергелями и известняками с существенным преобладанием последних. Следует отметить, что отложения верхнего оксфорда устойчиво выдерживаются по всей территории Сирии как по литологическому составу слагающих их пород, так и по составу присутствующих здесь сообществ фораминифер. В глинах, мергелях и глинистых известняках



Рис. 2.9. Рифогенные известняки оксфордского яруса у с. Хадар в Антиливане (фото К.И. Кузнецовой)

Fig. 2.9. Oxfordian reef limestone near Hadar village, Antilebanon (photo by K. Kuznetsova)

верхнего оксфорда встречены широко распространенные и характерные комплексы фораминифер, включающие как космополитные, так и эндемичные тетические элементы, в том числе Alveosepta jaccardi (Schrodt), Kurnubia palastiniensis Hens., K. wellingisi Hens., Everticyclammina virguliana (Koech.), Lenticulina quenstedti (Gumb.). Последний вид в сочетании с Alveosepta jaccardi выделены как виды-индексы фораминиферовой зоны верхнего оксфорда, отчетливо прослеживаемой не только в Сирии, но и в Крыму и на Малом Кавказе. Остракодами эта часть разреза не охарактеризована. Мощность верхнего оксфорда в Антиливане достигает 80–83 м, в Береговом хребте не превышает 20 м. В Пальмиридах верхний оксфорд по. фораминиферам не выделяется. Возможно, к нему относится часть доломитовой пачки (40 м), перекрывающей нижнеоксфордские породы в разрезе Ас-Саттих и не содержащей палеонтологических остатков. В Курд-Даге, как упоминалось выше, оксфордские отложения отсутствуют.

Кимериджский ярус

Отложения кимериджа в Сирии имеют ограниченное распространение. В естественных выходах они известны только на севере Антиливана (разрезы Вади Аль Карн, Рауда, Фавуар) и в южной части Берегового хребта (карьер Никола). По-видимому, это связано с предмеловым поднятием и размывом этих осадков, о присутствии которых можно судить по переотложенным кимериджским комплексам остракод в некоторых разрезах Берегового хребта (Вади Джаннам, Браж), где они встречены в основании аптских отложений, трансгрессивно перекрывающих среднеюрские породы.

В изученных разрезах кимериджские отложения представлены мелководными карбонатными осадками – детритовыми, оолитовыми, строматопоровыми известняками, а также коралловыми рифогенными известняками, образующими в рельефе уступы и клифы (рис. 2.10). Обилие остатков брахиопод, двустворок и кораллов



Рис. 2.10. Рифогенные известняки кимериджского яруса, образующие клифы. Разрез Вади Аль Карн, Антиливан (фото К.И. Кузнецовой)

Fig. 2.10. Kimmeridgian reef limestone forming a cliff. Wadi al Karn section, Antilebanon (photo by K. Kuznetsova)

подтверждает кимериджский возраст этих пород, содержащих богатые и характерные сообщества фораминифер с Alveosepta personata (Tobler), Triplasia jurassica Mjatl., Marssonella doneziana Dain, M. hechti Dieni et Mass., Mesoendothyra croatica Gusič, Torinosuella sp. Выделенная по фораминиферам зона Alveosepta personata прослеживается в Крыму, на Кавказе, в Марокко и Южной Франции. Мощность отложений кимериджского яруса в Антиливане достигает 70 м, в Береговом хребте не превышает 3-5 м.

Титонский ярус

Отложения терминального яруса юры – титона – в Сирии имеют очень ограниченное развитие и приурочены к северной части Антиливана (разрезы Вади Аль Карн, Сед Аль Карн, Фавуар, Рауда) и к центральной части Берегового хребта (разрез у г. Кадмус). В остальных частях страны они либо не отлагались, либо уничтожены эрозией в связи с предмеловыми поднятиями. В Антиливане, где титонские отложения залегают непосредственно на кимериджских породах, все же отмечаются следы эрозионного несогласия, иногда очень резко выраженные. Титонские отложения в Антиливане представлены известняками с *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch. и *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Filip.) и редкими раковинами *Kurnubia* sp., а также глинами и мергелями, иногда рыхлыми мелоподобными с богатым комплексом фораминифер: Anchispirocyclina lusitanica (Egger), Alveosepta powersi (Redm.), Gaudryina vadazi Cushm. et Glaz., Pseudocyclammina parvula Hott., Stomatostoecha compressa Gorb. и др. По этому сообществу установлена зона Anchispirocyclina lusitanica, известная в Крыму, на Кавказе, Юго-Западе Европы, в Северной Африке. Мощность титона в Антиливане 35-70 м.

В Береговом хребте титонские отложения установлены в одном разрезе (близ г. Кадмус), где они с эрозионным несогласием залегают на породах келловея и так-

же с резкой границей размыва перекрыты неокомскими глинами с обугленной древесиной. В титонских глинах, переслаивающихся с известняками и плотными мергелями, присутствует смешанный титон-берриасский комплекс фораминифер, указывающий на положение этих слоев, переходных от юры к мелу. В этом богатом сообществе присутствуют Bramkampella arabica Redm., Anchispirocyclina lusitanica (Egger), Alveosepta powersi (Redm.), Pseudocyclammina parvula Hott., Melathrokerion eospirialis Gorb., Globospirillina caucasia (Hoffm.), G. neocomiana (Moulade) и др. Наряду с фораминиферами здесь встречены остракоды Cytherelloidea aazourensis Bischoff и Cytherelloidea paraweberi Oertly, по которым условно выделены слои с Cytherelloidea paraweberi. Мощность этой пачки около 30 м.

2.2.5. НИЖНИЙ МЕЛ-НЕОКОМ

Неокомские отложения, считавшиеся до последнего времени отсутствующими на территории Сирии, обнаружены в ряде разрезов Антиливана и Берегового хребта, где они несогласно залегают на породах разных ярусов юры: оксфорда, кимериджа и титона. В наиболее полных разрезах неокомские отложения представлены берриасом, валанжином, готеривом и барремом. Такую последовательность удается наблюдать в разрезах у с. Рауда и Вади Фавуар (хр. Джебель Шекиф в Антиливане). Глинисто-мергелистые маломощные породы, залегающие на титоне или кимеридже, содержат характерное сообщество фораминифер следующего состава: Ammomarginulina subcretacea (Cushm. et Alex.), Flabellamina alexandri (Cushm.), Lituola compressa Cushm. et Glaž., Recurvoides concavus (Bart., Brand), Feurillia frequens Maync, Dorothia praehauteriviana Dieni et Massari, Gaudryina chettabaensis Sigal, Globospirillina neocomiana (Moul.) и др. Близкое по составу сообщество фораминифер встречено в разрезе Аль-Бустан в Береговом хребте в глинах и мергелях, перекрывающих с резким эрозионным несогласием известняки оксфордского яруса. Помимо фораминифер, в этой глинисто-мергельной пачке присутствуют многочисленные раковины брахиопод Loriolithyris valdensis (Loriol), характерных для берриас-готеривских отложений Средиземноморья и Юго-Западной Европы. Таким образом, полнота разрезов пограничных отложений юры и мела существенно различна в разных частях территории Сирии и, что весьма важно, различна продолжительность перерыва в осадконакоплении на этом рубеже в разных участках этого палеобассейна.

2.2.6. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

С юрским периодом связан ряд крупнейших событий в геологической истории континентов и океанов, проявившихся и в Восточном Средиземноморье. Раскрытие Атлантики, обусловившее формирование новой системы циркуляции и течений и создавшее условия миграции и освоения новых адаптивных пространств для различных групп морской биоты; распад карбонатной платформы Тетиса, начавшийся в конце ранней – начале средней юры, вызвавший дифференциацию подводного рельефа и палеогеографических обстановок в шельфовых бассейнах пассивной окраины Тетиса; колебания уровня Мирового океана в связи с трансгрессиями и регрессиями различного масштаба и изменение глубин, размеров и очертаний морских бассейнов Восточного Средиземноморья; проявление вулканической деятельности в начале средней юры, связанное с активизацией тектонических движений и выразившееся в накоплении базальтов, долеритов и спилитов на юго-западе Сирии – даже этот далеко не полный перечень геологических событий показывает, какие сложные и многообразные процессы происходили в акваториях юрского времени в изученном регионе. Все это отразилось на условиях формирования и развития морской биоты, обитавшей в акваториях Восточного Средиземноморья и представленной разнообразными группами организмов, в том числе и фораминиферами.



Рис. 2.11. Распределение различных типов фораминифер по батиметрическим зонам в юрских бассейнах Сирии

Fig. 2.11. Distribution of different types of Foraminifers in bathymetric zones in Jurassic bassins of Syria

В целом на протяжении юрского времени это была область карбонатного осадконакопления, иногда перемежавшегося с терригенной и терригенно-карбонатной седиментацией в моменты активизации денудационных процессов, вызванных тектоническими движениями.

В истории геологического развития Сирии в юрское время можно наметить три крупных этапа, различных по своей протяженности. Первый, связанный с концом триаса и ранней юрой, характеризовался регрессией морского бассейна, вызванной восходящими тектоническими движениями, приведшими к формированию сводовых поднятий в центральных и восточных районах страны. На большей части территории морские осадки этого времени отсутствуют, они отмечены только на югозападе в Антиливане и в Береговом хребте, где представлены прибрежно-морскими терригенно-карбонатными породами со следами локальных опреснений.

Второй этап охватывает среднюю и большую часть поздней юры и характеризуется развитием морской трансгрессии, достигавшей максимального распространения в позднебайосское, батское и оксфордское время. Отложения этого возраста в Восточном Средиземноморье широко распространены и сложены в основном карбонатными, реже терригенно-карбонатными породами, не содержащими вулканитов. Исключение представляет байосский ярус, в отложениях которого присутствуют спилиты, туфоконгломераты и туфобрекчии.



Рис. 2.12. Распределение остракод по батиметрическим зонам в юрских бассейнах Сирии

Fig. 2.12. Distribution of different types of Ostracods in bathymetric zones in Jurassic bassins of Syria

Третий – заключительный в юрской геологической истории – этап связан с кимериджским и титонским временем и завершается в начале раннего мела. Его главной чертой является регрессия морского бассейна Восточного Средиземноморья, связанная с длительными предмеловыми поднятиями, усилением процессов денудации, размывом уже накопившихся отложений и формированием морских осадков лишь в отдельных участках этого бассейна. Все это отразилось в мозаичном распространении отложений кимериджа и титона и в ряде случаев в переотложении фауны этого возраста в основании меловых формаций. Регрессия и сокращение морских бассейнов продолжались и в начале раннего мела, в связи с чем большая часть нижнемеловых осадков на территории Сирии отсутствует или резко сокращена по мощности. Лишь в наиболее полных разрезах Западной Сирии, в Антиливане и Береговом хребте, в стратиграфической последовательности присутствуют породы неокома, чаще всего готерива и баррема, в единичных разрезах – берриаса и валанжина.

Дифференциация подводного рельефа, связанная с распадом карбонатной платформы Тетиса, обусловила значительные перепады глубин, на которых формировались осадки, и быстрые латеральные изменения их состава и мощности. Отмеченные явления оказывали непосредственное влияние на состав и распределение донных организмов, обитавших в этих палеобассейнах, в частности остракод и бентосных фораминифер. Последние четко дифференцируются по батиметрической зональности. Выявлена приуроченность различных типов фауны фораминифер – тетических эндемиков и космополитных форм – к разным батиметрическим зонам бассейна. Тетические эндемики относятся к прибрежному мелководью и обитали преимущественно на литорали и внутренней сублиторали. Космополитные формы заселяли внешнюю сублитораль и эпибатиаль (рис. 2.11). Тетические эндемичные сообщества фораминифер относятся к цикламминидово-пфендеринидовому типу фаун фораминифер, получившему название по доминантным формам, космополитные сообщества по тому же принципу названы нодозариидово-эпистоминидовыми [Басов, 1974, 1991; Горбачик, Кузнецова, 1991]. Дифференциация состава сообществ в соответствии с батиметрической зональностью прослеживается и у остракод (рис. 2.12).

Завершая краткий обзор стратиграфии и истории геологического развития Сирии в юрское время, можно сделать следующие выводы.

Юрские отложения представлены всеми тремя отделами, которые подразделены на ярусы.

Палеонтологически обоснованы все ярусы средней и верхней юры от аалена до титона включительно. Нижняя юра имеет крайне ограниченное распространение и представлена отложениями, палеонтологически слабо охарактеризованными, условно относимыми к тоару.

Все ярусы подразделены на зоны по фораминиферам и по остракодам, причем объемы и границы этих подразделений сопоставлены между собой в пределах всей изученной территории и отдельных ее регионов.

Литологически юрские отложения представлены в основном карбонатными породами, реже терригенно-карбонатными и лишь в отдельных случаях – терригенными.

Мощности этих образований изменчивы, однако отчетливо выявляется возрастание мощностей в субмеридиональном направлении с севера на юг от Курд-Дага к Береговому хребту и к Антиливану.

Выявлены моменты максимального развития трансгрессии – поздний байос, бат и оксфорд и регрессивные фазы – ранняя юра, кимеридж и титон. Последние две связаны с обширными и длительными предмеловыми поднятиями, вызвавшими уменьшение размеров и глубин юрского палеобассейна или отдельных его частей.

В качестве индикатора палеофациальных обстановок в рассматриваемом осадочном бассейне, в частности палеобатиметрических условий, использован анализ систематического состава фораминиферовых и остракодовых сообществ, заселявших эти акватории в юрское время. Выявлено четкое различие состава ориктоценозов разных батиметрических зон от литорали до эпибатиали. К первым (мелководным зонам) приурочены эндемичные сообщества фораминифер и остракод, к сублиторали – ориктоценозы смешанного (переходного) состава и к более глубоководным зонам (эпибатиаль) – преимущественно космополитные, эврибионтные формы.

ЛИТЕРАТУРА

- Басов В.А. О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском периоде // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1974. Вып. 80. С. 16-36.
- Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР: Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. Т. 5. С. 210-224.
- Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Палеобиогеография юры и раннего мела Крымско-Кавказской области и Ближнего Востока по фораминиферам // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 92–96.
- Григялис А.А. Зональная стратиграфия Балтийской юры по фораминиферам. М.: Недра, 1985. 131 с.
- Григялис А.А., Кузнецова К.И. Стратиграфическая шкала верхней юры СССР по фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 26–37.
- Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия палеогена Восточного Средиземноморья. М.: Наука, 1965. 75 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 133).

- Кузнецова К.И. Поздняя юра: Проблемы стратиграфии и корреляции по фораминиферам // Тр. ГИН АН СССР. 1989. Вып. 431. С. 157–170.
- Кузнецова К.И., Григялис А.А., Аджамян Ж., Халлак Л. Зональное расчленение юрских отложений Сирии по фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 125-127.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 423 с.
- Adjamian J., Jamal N.E. Explanatory notes to the geological map on Syria. Scale 1:50 000, Qalaat sheet al Housen. Damascus, 1983. 38 p.
- Ascoli P. Foraminiferal and Ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada // Intern. symp. benthonic foraminifera of continent. paleontology and biostratigraphy, maritime sediments. Wash. (D.C.), 1976. P. 653–771. (Spec. Publ.; N 1).
- Bernoulli D., Jenkyns H.C. Alpine, Mediterranean and North Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys // Geosynclinal sedimentation, modern and ancient: A symposium. 1974. P. 129–160. (S.E.P.M. Spec. Publ.).
- Blankenhorn M. Die Entwicklung des Kreidesystems in Mittel und Nord Syrian. Cassel, 1890.
- Diener C. Libanon, Carte geologique au 500 000 en couleur. Vienna: Holder, 1886. 412 p., 6 pl.
- Diener C. Ein Beitrag zur Kenntniss der syrischen Kreidebildungen // Ztschr. Dt. geol. Ges. 1887. Bd. 39.
- Dubertret L. Stratigraphie des regions recouvertes par les rockts vertes du Nord-Ouest de la Syrie // C.r. Acad. sci. 1936. Vol. 203. P. 1173.
- Dubertret L. Sur l'age du volcanisme en Syrie et au Liban // C.r. géol. France. 1940. N 6. P. 55.
- Dubertret L. Carte geologique de la Syria et du Liban au 1:1 000 000. 2 ed. Beyrouth, 1941-1943.
- Dubertret L. Formes d'erosion au Liban: Symposium sur la protection de la nature dans le Proche-Orient. Beyrouth: UNESCO, 1954.
- Fraas O. Juraschichten am Hermon // Neues Jb. Miner. 1877. S. 17-30.
- Fraas O. Geologische Beobachtung am Libanon. Wurttembnaturwiss. Jahreshefte. Stuttgart, 1878.
- Gradstein F.M. Biostratigraphy and biogeography of Jurassic grand banks foraminifera // Maritime Sediments. Spec. Publ. 1976. Vol. 2, N 1. P. 557–583.
- International stratigraphic guide / Ed. H. Hedberg. N.Y., 1976. 200 p.
- International stratigraphic guide. N.Y., 1994.
- Kuznetsova K.I., Grigelis A.A., Adjamian J. et al. Zonal stratigraphy and foraminifera of the Tethyan Jurassic (Eastern Mediterranean). L.: Gordon and Breach, 1996. 256 p.
- Mouty M. Le "Jurassic Calcaire" du Massif Alaoute: Unpublished report. Tripoli, 1976. P. 104-105.
- Noetling F. Entwurt einer Gliederung der Kreidiformation in Syrien und Palastina // Ztschr. Dt. geol. Ges. 1886. Bd. 38. S. 824-875. Pl. XXIV-XXVII.
- Noetling F. Der Jura am Hermon. Stuttgart, 1887. 46 S., 7 Pl.
- Renourd C. Sur la decouverte de Jarassique inferiuer (?) et du Jurassique moyen au Liban // C.r. Acad. sci. 1951. Vol. 232. P. 992-994.
- Vaurtin H. Contribution q l'etude de la serie jurassique dans la chaine de l'Anti-Liban et plus particulierement dans l'Hermon (Syrie) // Ibid. 1934a. Vol. 198. P. 1438.
- Vautrin H. Sur l'orogenese du massif de l'Hermon (Syrie) // Ibid. 1934b. Vol. 199. P. 82.
- Zumoffen G. La meteorologie de la Palestine et de la Syrie // Bull. Soc. géogr. France. 1899. Vol. 20. P. 344-364, 462-488.
- Zumoffen G. Geologie du Liban: Carte geol. au 200000 en couleurs. P.: Barrere, 1926. 165 p.

3. СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Е.В. Девяткин, А.Е. Додонов

New data on stratigraphy of the Neogene-Quaternary deposits of Syria have been obtained during 1990-1992 and 1995 y. Field works carried out with Syrian geologists K. Khatib and H. Nseir were focused in Lathakia and El Chab grabens, in Damascus and Ed-Daw depressions and in major river valleys as Nahr El-Kabir, Orontes and El-Furat. Stratigraphical subdivision and correlation of the Neogene-Ouaternary continental deposits is based on lithofacial properties of sediments, biostratigraphic data and K-Ar ages of basalts. Alluvial deposits in the Nahr El-Kabir. Orontes and El-Furat river valleys are characterized on the basis of geomorphological and archaeological data, as well as of thermoluminescence measurements and K-Ar datings. New biostratigraphic and paleomagnetic data allowed a detailed subdivision of the Upper Pliocene-Lower Pleistocene marine sequence in Lathakia area. The position of the Pliocene-Pleistocene boundary in association with the Olduvai subchron is outlined. A new paleontological finding of the tooth of Gomphotherium ex gr. angustidens in continental deposits of the Ed-Daw depression allowed to limit the Middle Miocene age for the sediments bearing this paleontological find. The revelation of a new level with the Middle Acheulian handaxes in the Latamne site, as well as its dating by the thermoluminescence method considerably add to the well-known data concerning the archaeological position of the lower boundary of the Middle Acheulian which could be drawn along the level not younger than 550-600 ka BP. The K-Ar datings of flood basalts on high terraces in the El-Furat river valley suggest that this valley have been formed in the Upper Pliocene. The study of relations between the basalts and the Neogene-Ouaternary deposits helped to improve the age of the rocks and to reconstruct the sedimentary phases and geological development of the major tectonic elements of the Levant transform zone and Palmyrides.

3.1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Одни из первых сведений о строении неогеновых и четвертичных отложений Сирии содержатся в работах М. Бланкенхорна [Blanckenhorn, 1891, 1914]. Им были изучены морские отложения неогена и квартера и даны оценки возраста вулканических пород в интервале от позднего мела до четвертичного периода. Среди четвертичных отложений были выделены возрастные аналоги, соответствующие основным подразделениям альпийской ледниковой шкалы. С ледниковыми событиями автор отождествлял плювиальные эпохи, а с межледниковьями – интерплювиалы. Наиболее ярко выраженный плювиал ассоциировался с миндельским оледенением. Миндель-рисс рассматривался как довольно длительный сухой период. Автором была дана также межрегиональная корреляция геологических событий для Ближнего Востока. В результате его исследований была изучена фауна пресноводных моллюсков во впадине Эль Габ [Blanckenhorn, 1897].

С 1924 г. группа французских геологов и палеонтологов под руководством Л. Дюбертре приступила к геологическому картированию территории Сирии и Ливана. В ходе этих работ большое внимание уделялось как общим вопросам геологии, так и отдельным проблемам стратиграфии, литологии, тектоники и геоморфологии. В итоге этих работ в 1933 г. была опубликована геологическая карта Сирии и Ливана в масштабе 1:1 000 000 [Dubertret, 1933]. Эта карта уточнялась и переизда-

валась в 1941–1943 и в 1945 гг. В районе г. Латакия были изучены морские плиоценовые и четвертичные отложения и даны определения морской фауны [Dubertret, 1937; Dubertret et al., 1937]. Авторы этих исследований в то время не смогли установить четкие критерии для выделения плезанса и астия в составе плиоценовых отложений. Морские террасы от самых низких до 200 м над уровнем моря рассматривались как четвертичные. Самый высокий уровень (200 м), сложенный карбонатизированными песчаниками, образующими своеобразный панцирь ("ramleh"), авторы не сочли возможным коррелировать с калабрием, имея в виду, что данных о развитии калабрия на побережье Сирии у них нет.

Дж. Буркар [Bourcart, 1940] изучал плиоценовые и четвертичные отложения вдоль побережья Сирии и Ливана, уделив внимание геологическому строению тирренской террасы и древних дюн. Им были приведены фаунистические данные о наличии миоценовых известняков в районе г. Латакия и мыса Бассит. Дж. Роже и Ф. Роман [Roman, 1940], работавшие совместно с Л. Дюбертре, описали до 200 форм раковин плиоценовых моллюсков в глинистых осадках, заполняющих Латакийский прогиб, что послужило обоснованием для выделения отложений плезанса.

В 50-е годы изучение геоморфологии и геологии четвертичных отложений в средней части долины р. Оронто проводилось Ц. Вутом [Voute, 1955]. Было описано ее геоморфологическое и тектоническое строение, отмечено, что некоторые разломы во впадине Эль Габ были активны в четвертичное время. Предполагалось, что во время плювиальных эпох речной сток в долине р. Оронто был больше современного. В эти же годы морские террасы от Латакии до Тартуса изучались Э. Вома [Vaumas, 1953a, b; 1954]. Им были выделены террасы с разными превышениями над уровнем моря, которые объединялись в три группы: низкие – 10, 20 м, средние – 35–45, 60–80 м и высокие – 100–200 м. Широко развитые во впадине Эль Габ озерные глины были отнесены Э. Вома [Vaumas, 1957] к позднеплиоценовым и четвертичным отложениям, тогда как Л. Дюбертре и Х. Вотрен [Dubertret, Vautrin, 1938] рассматривали их как понтические.

В 1958 г. вышла в свет книга К. Бутцера "Quaternary stratigraphy and climate in the Near East" [Butzer, 1958]. В этой книге вслед за работами М. Бланкенхорна развивались идеи относительно существования на Ближнем Востоке плювиальных (холодных и влажных) климатических условий во время оледенений. Выделялись три главных плювиала, соответствующих минделю, риссу и вюрму. Они разделялись интерплювиальными (межледниковыми) эпохами, ассоциирующимися с теплыми и сухими климатическими условиями. Морские регрессивные фазы сопоставлялись с плювиальными событиями, с ними же коррелировались и аллювиальные террасы, тогда как морские трансгрессии и этапы врезания рек синхронизировались с интерплювиалами.

Большая заслуга в изучении четвертичных отложений Сирии принадлежит Ван Лиру. Он уделял много внимания геологии четвертичных отложений, геоморфологии и истории каменного века. Результаты его исследований в долинах рек Нахр эль-Кабир, Оронто, Евфрат и в Дамаскском бассейне были опубликованы в работе "Observation on the Quaternary of Syria" [Liere, 1960–1961].

В конце 50-начале 60-х годов советскими геологами на территории Сирии была проведена геологическая съемка в масштабе 1:200 000. Стратиграфическое расчленение континентальных отложений неогена опиралось на данные литофациального анализа, палинологии и редкие находки остракод. В составе миоцена выделены нижне-, средне- и верхнемиоценовые отложения, в плиоцене – нижне- и верхнеплиоценовые. Такое расчленение во многих случаях имеет условный характер, так как отсутствует надежная биостратиграфическая основа для континентального неогена. Четвертичные отложения были подразделены на четыре стратиграфические единицы – Q_1 , Q_2 , Q_3 и Q_4 . Находкам каменных орудий древнего человека уделялось большое внимание при стратиграфическом обосновании возраста четвертичных террас. Помимо геологических описаний, сопровождающих геологические карты масштаба 1:200 000, основные данные по геологической съемке были изложены в книге, посвященной геологии и полезным ископаемым Сирии [Поникаров и др., 1969]. Авторами этой книги нижняя граница четвертичной системы условно была принята по подошве морских отложений калабрия и их континентальных аналогов, т.е. примерно по рубежу 1,6–1,8 млн лет. Следует заметить, что в нынешней интерпретации возраста калабрийских отложений подошва калабрия не опускается, ниже рубежа 1 млн лет [Rio et al., 1991]. Морские неогеновые отложения Сирии были расчленены на основании детального изучения фораминифер [Крашенинников, 1971].

Археологические исследования на палеолитических местонахождениях в комплексе с работами по четвертичной геологии существенно обогащали общую картину знаний по истории четвертичного периода. Можно выделить главные работы этого направления. Так, в первой половине 60-х годов детально изучалось ашельское местонахождение Латамна в средней части долины р. Оронто, в 1,5 км южнее деревни Эль Латамна [Liere, 1960; Clark, 1966, 1968]. Изучению геоархеологии средне-позднепалеолитических местонахождений в Центральных Пальмиридах, близ г. Пальмира (Тадмор), были посвящены работы японских ученых [Suzuki, Takai, 1973, 1974; Hanihara, Sakaguchi, 1978]. Ими детально описана геология пещерной стоянки Даура, где содержатся каменные индустрии среднего и верхнего палеолита, а также рассмотрена геоморфология, палеогеография и палеоэкология этого региона. Развитие озерных бассейнов в Центральных Пальмиридах в позднем плейстоцене связывалось с плювиальными условиями вюрмского оледенения [Fukuda, 1973]. Следует упомянуть, что еще раньше в зоне Пальмирид изучались палеолитические местонахождения - среднепалеолитическая стоянка-навес Ябруд, близ г. Ябруд [Rust, 1950], и пещера Джерф-Айла, близ г. Пальмира, с ранне-среднепалеолитическими индустриями [Coon, 1957].

Чрезвычайно важно отметить работы по четвертичной геологии, геоморфологии и истории каменного века, проводившиеся со второй половины 70-х годов группой исследователей под руководством П. Санлавия и Ж. Безансона. Авторы этих исследований детально изучали береговые линии на морском побережье и аллювиальные террасы в долинах рек Нахр эль-Кабир, Оронто и Евфрат. В составе четвертичной системы ими были выделены стратиграфические подразделения (формации), имеющие местные названия, тем самым как бы исключалась прямая корреляция местной стратиграфической шкалы с европейской, что отчасти объяснялось неадекватностью этой корреляции. На основании периодизации местонахождений каменного века в сочетании с геоморфологическими данными выявлены ранне-, средне- и позднеплейстоценовые геоморфологические уровни, развитые на морском побережье и по долинам основных рек [Besancon et al., 1977; Besancon, 1981 a, b; 1983; Besancon, Sanlaville, 1981; Sanlaville, 1981]. Согласно представлениям этих исследователей, морские формации отвечают трансгрессивным фазам и аридному палеоклимату, аллювиальные террасы коррелируются с морскими регрессивными фазами и плювиальным климатом. Этот подход к интерпретации геологических событий отражает концепцию, ранее изложенную К. Бутцером.

Результаты изучения палеолита Сирии применительно к решению вопросов стратиграфии и корреляции четвертичных отложений отражены также в публикациях Л. Копелан [Copeland, 1981], С. Мхесина [Muhesen et al., 1988], Ж. Безансона и др. [Besancon et al., 1981]. Следует подчеркнуть роль монографических работ, в которых комплексно и весьма детально описаны палеолитические местонахождения и полно представлены данные по геоморфологии и стратиграфии террас долин рек Нахр эль-Кабир и Оронто [Sanlaville, 1979; Muhesen, 1985; Sanlaville et al., 1993].

В период 1990–1992 и 1995 гг. в рамках Российско-Сирийской экспедиции авторами данного раздела при участии сирийских геологов К. Кхатиба и Х. Нсейр были проведены полевые исследования преимущественно в западной части Сирии. Неогеновые и четвертичные отложения в этой части страны имеют ограниченное распространение и приурочены главным образом к депрессионным структурам и долинам крупных рек. Выделяются разные типы структур, предопределяющие отличия в строении заполняющих их отложений:

1) Латакийский прогиб (или прогиб Эль-Кабир), выполненный морскими осадками миоцена, плиоцена и нижнего плейстоцена общей мощностью до 1500–2000 м. С ним связаны четвертичные аллювиальные отложения долины р. Нахр эль-Кабир, которые вложены в ингрессивно построенную толщу морского плиоцена;

 рифтовая впадина Эль Габ, выполненная континентальными плиоценовыми и четвертичными отложениями (до 1000 м) – преимущественно озерными осадками в ее центральной части и грубообломочными – вдоль бортов. В разрезе отмечаются базальты, фиксирующие начальные и завершающие этапы формирования этой структуры;

3) межгорные и предгорные впадины Пальмирид, заполненные континентальными неогеновыми и четвертичными образованиями. Наиболее крупными являются Дамаскская предгорная впадина (Дамаскский бассейн), характеризующаяся асимметричным строением и широким проявлением базальтового магматизма, и межгорная впадина Эд-Дау, имеющая симметричное строение и очень ограниченное присутствие базальтов в разрезе.

Основное внимание было уделено описанию континентальных неогеновых и четвертичных отложений. Морские разрезы верхнего плиоцена и плейстоцена в Латакийском прогибе были изучены в связи с обоснованием положения неоген-четвертичной границы и ее прослеживания в разрезах континентальных толщ. Стратиграфическое расчленение и корреляция континентальных неогеновых и четвертичных отложений проведены на основании их литофациальных особенностей, биостратиграфических данных и К-Аг датировок. При расчленении аллювиальных серий в долинах рек Нахр эль-Кабир, Оронто и Евфрат использованы геоморфологические и археологические данные, дополняемые термолюминесцентными и К-Аг датировками. Стратиграфия четвертичных отложений описана согласно западноевропейской шкале, т.е. неоген-четвертичная граница принята по рубежу 1,8 млн лет, нижний плейстоцен выделен в интервале 1,8–0,8 млн лет, средний плейстоцен – 0,8–0,13 и верхний плейстоцен - 0,13–0,01 млн лет.

3.2. МОРСКИЕ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛАТАКИЙСКОГО ПРОГИБА

Стратиграфия морских плиоцен-плейстоценовых отложений Восточного Средиземноморья основывается преимущественно на исследовании глубоководных осадков, в то время как береговые разрезы позднего плиоцена – раннего плейстоцена, пригодные для биостратиграфического и палеомагнитного изучения, малоизвестны. На западе Сирии, в Латакийском прогибе, подобные разрезы хорошо представлены. В свете уже опубликованных данных по морским верхнеплиоценовым и плейстоценовым отложениям Западной Сирии интервал разреза между верхним плиоценом и нижним плейстоценом оставался слабоизученным. Не был исследован вопрос о положении в морских отложениях неоген-четвертичной границы, которая, как известно, проводится на рубеже 1,8 млн лет по кровле палеомагнитного эпизода Олдувей в стратотипическом разрезе Врика, на юге Италии [Колалонго и др., 1986; Никифорова и др., 1986; Rio et al., 1991; Pasini, Colalongo, 1997]. Новые материалы по биостратиграфии и палеомагнетизму верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложений Латакийского прогиба восполняют недостаток информации по этому стратиграфическому интервалу [Девяткин и др., 1996].

Наиболее детально изучалась верхняя часть толщи плиоценовых глин в разрезах Мардидо, Мшерфи, Женнедия, Эль-Катрия, Джиндирие (рис. 3.1). В разрезах Мардидо, Мшерфи и Женнедия, расположенных близ одноименных деревень, благодаря ис-



Рис. 3.1. Схематическая геологическая карта и опорные разрезы позднего плиоцена-плейстоцена Западной Сирии

1 – мезозойская офиолитовая серия; 2 – юрско-меловой и палеогеновый комплекс карбонатных пород; 3 – миоценовые терригенно-карбонатные отложения; 4 – плиоценовые морские глины; 5 – плиоценовые континентальные отложения – конгломераты, пески, глины; 6 – четвертичные отложения – галечники, пески, глины; 7 – плиоцен-раннеплейстоценовые базальты; 8 – геологический профиль А-Б; 9 – изученные геологические разрезы плиоцен-четвертичных отложений: 1 – Мшерфи, 2 – Мардидо, 3 – Джиндирие, 4 – Мшерфет эс-Самук, 5 – Эль-Катрия, 6 – Хеннади, 7 – Снобар

Fig. 3.1. Schematic geological map of the studied area in Western Syria

I - Mesozoic ophiolites; 2 - Jurassic-Cretaceous-Paleogene carbonate rocks; 3 - Miocene terrigenous-carbonate;
4 - Pliocene marine clays; 5 - Pliocene continental deposits - conglomerate, sand, clay; 6 - Quaternary sediments - pebblestone, sand, clay; 7 - Pliocene-Upper Pleistocene basalts; 8 - position of geologic cross-section along the line A-B; 9 - studied geologic sequences of Pliocene-Quaternary deposits: 1 - Msherpheh, 2 - Mardido, 3 - Jinndiriye, 4 - Mshairfet es-Samouk, 5 - Al-Quatriya, 6 - Hennadi, 7 - Snobar

кусственному террасированию склонов, удалось изучить песчано-глинистую толщу мощностью до 100 м. Литологически это довольно однородные алевритистые глины с песчанистыми прослоями, в верхней части разреза глины становятся более песчанистыми, содержат карбонатные конкреции, в кровле встречается единичная хорошо окатанная галька. Глины содержат раковины морских моллюсков. В разрезах Мшерфи и Женнедия на песчанистые глины налегает пачка (до 10 м) карбонатизированных рыхлых песчаников, местами переходящих в песчанистые известняки с раковинным детритом. Глинистая толща, картировавшаяся как плиоцен [Geological map..., 1963], слагает поверхность до 200–250 м над уровнем моря (рис. 3.2).

В Джиндирие из голубовато-серых глин (видимая мощность 25 м), вскрывающихся под аллювиальной серией, получен богатый и разнообразный комплекс наннопланктона (определения Л.А. Головиной). В нижней части разреза присутствует комплекс



Рис. 3.2. Геолого-геоморфологический профиль по линии А-Б

I – палеогеновые известняки (Р); 2 – плиоценовые морские глины (mN₂); 3 – раннеплейстоценовые морские песчано-глинистые отложения (mQ₁); 4 – четвертичные морские и аллювиальные песчано-глинистые отложения (m, alQ); 5 – предполагаемый разлом; 6 – палеолитические находки: a – раннеашельские, 6 – среднеашельские; 7 – находки костных остатков крупных млекопитающих;

8 - геологические разрезы

Fig. 3.2. Geologic-geomorphological profile along the line A-B

I – Paleogene limestones (P); 2 – Pliocene marine clays (mN₂); 3 – Lower Pleistocene marine sandy-clayey deposits (mQ₁); 4 – Quaternary marine and alluvial sandstones and pebblestones (m, alQ); 5 – presumed fault; 6 – Palaeolithic finds: a – Early Acheulian, 6 – Late Acheulian; 7 – finds of large mammalian bone remains; 8 – geologic sequences наннопланктона зоны NN15 Reticulofenestra pseudoumbilica шкалы Мартини, а с 10 м от подошвы разреза и выше постоянно присутствует Discoaster tamalis. По стратиграфической схеме Центрального Средиземноморья [Rio et al., 1991] характеризуемый интервал соответствует границе между занклием и пьяченцием (рис. 3.3). Согласно палеомагнитным данным, глины в Джиндирие имеют обратную намагниченность.

В разрезах Мардидо и Мшерфи охвачен, судя по палеомагнитным данным (измерения В.М. Трубихина) и результатам изучения наннопланктона, практически один и тот же возрастной интервал – верхняя часть верхнего плиоцена и нижний плейстоцен, т.е. примерно от 2.8 до 1 млн лет. Наличие в нижней части этих разрезов разнообразного комплекса наннофлоры с многочисленными Discoaster brouweri. Discoaster pentaradiatus, Calcidiscus macintyrei, Pseudoemiliania lacunosa и другими формами позволило интерпретировать установленный здесь прямонамагниченный интервал как верхнюю часть эпохи Гаусс. Выше по разрезу присутствует более обедненный комплекс наннофлоры. D. brouweri фиксируется до уровня 65 м от основания разреза Мардидо, на этом же уровне отмечена первая находка Gephyrocapsa oceanica s. l., что совпадает, согласно палеомагнитным измерениям, с верхней частью короткого прямонамагниченного интервала, идентифицируемого с эпиходом Олдувей. В Мшерфи появление Gephyrocapsa oceanica установлено примерно на таком же уровне, как в Мардидо - 60 м от основания разреза. В верхней части песчано-глинистой толщи в разрезе Мардидо выявлен прямонамагниченный интервал, который, вероятно, можно отождествлять с эпизодом Харамилло. В морских разрезах Мардидо и Мшерфи данные по наннопланктону и палеомагнетизму позволяют наметить положение плиоценплейстоценовой границы, ассоциирующейся с кровлей палеомагнитного эпизода Олдувей. Эта граница проходит на глубине около 30-40 м от кровли песчано-глинистой толщи, вскрываемой в этих разрезах (см. рис. 3.2, 3.3). Литологически верхняя 30-40-метровая толща морских отложений характеризуется повышенной опесчаненностью и слабо обеспечена микрофоссилиями, что затрудняет ее расчленение.

В нижней части разреза Мардидо (0–15 м) определены следующие виды планктонных фораминифер: Globigerinoides extremus, Gs. sacclifer, Gs. obliquus, Gs. conglobatus, Gs. amplus, Gs. ruber, Clobigerinita glutinata, Globigerina falconensis, G. megastoma, G. tolloides, G. decoraperta, Orbulina universa, Sphaeroidinella dehiscens, Globorotalia humerosa, Globigerinella aequilateralis (определения В.Г. Куренковой). Эта ассоциация встречается в отложениях, соответствующих верхам зоны Pulleniatina obliqueloculata – низам зоны Globorotalia truncatulinoides зональной атлантической шкалы Стейнфорта [Stainforth et al., 1975]. На уровне 13 м от основания разреза встречены бентосные фораминиферы вида Hyalinea baltica. Вверху комплекс фораминифер значительно обедняется как в видовом, так и в количественном отношении. Кроме того, практически во всех интервалах разреза наблюдается значительное преобладание бентосных фораминифер над планктонными, что указывает на мелководность условий осадконакопления.

Согласно данным по изучению диатомовой флоры в Мардидо, снизу вверх по разрезу прослеживается изменение состава диатомовых водорослей, характеризуя сравнительно постепенный переход от морских условий к пресноводно-солоноватоводным. Так, в нижней части разреза (интервал 16–38 м) преобладает комплекс морских и солоноватоводных видов. Среди них доминируют планктонные, неретические и океанические виды: *Thalassiosira anguste-lineata, T. eccentrica, T. oestrupii, Thalassionema nitzschioides* (определения С.С. Габлиной). В интервале 53–66 м происходит опреснение палеобассейна, превалируют пресноводные виды, преимущественно бентосные. Есть обрастатели и озерно-болотные элементы, отвечающие неглубокому эвтрофному бассейну. На уровне 68 м вновь встречен комплекс, аналогичный обнаруженному в интервале 13–32 м. В нем преобладают морские неретические и литоральные виды. В интервале 87–90 м количество морских видов резко сокращается. Преимущественно представлен бентос, в котором преобладают пресноводные формы. В составе комплекса присутствуют элементы различных экологических групп: болотной и озерно-бо-



Рис. 3.3. Стратиграфическая корреляция морских позднеплиоценовых и четвертичных отложений Западной Сирии и их палеогеографическая характеристика



Fig. 3.3. Stratigraphic correlation of Pliocene-Quaternary marine deposits in Western Syria and their paleogeographic characteristics

лотной (Eunotia lunaris, Pinnularia subcapitata, P. viridis et var. leptogongyla), почвенной (Navicula mutica var. cohnii, Pinnularia borealis et var. brevicostata, Hantzchia amphioxys), речной (Navicula cryptocephata, N. minima). Этот состав диатомовой флоры свидетельствует о неглубоком сильно опресненном, но не утратившем связь с морем водоеме, возможно, эстуарии, местами заболоченном.

В результате палинологического анализа, проведенного А.Н. Симаковой, из плиоценовой части разреза Джиндирие (под аллювиальной серией) выявлены споровопыльцевые спектры с преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы – до 80%. Доминирует пыльца Pinus sg. Haploxylon – до 90%, Pinus sg. Diploxylon – до 6%, Picea – до 12%, Quercus – 8%, Oleaceae – 2–6%. Единично встречается пыльца Abies, Cedrus, Betula, Ostrya, Alnus, Fraxinus, Corylus, Juglans, Salix, Palm. Пыльца трав представлена преимущественно Chenopodiaceae (10–20%), Compositae (4–15%), Gramineae (8–20%). Участие спор в спектрах незначительно, среди них отмечены Polypodiaceae, Cystopteris, Anemia, Licopodium, Selaginella, Botrichium, Osmunda. Общий состав спорово-пыльцевых спектров дает возможность предположить широкое распространение в горных областях елово-сосновых лесов. В состав древесной растительности входили пихта, кедр, подокарпус. В предгорьях были развиты хвойно-широколиственные леса. Равнинная территория, вероятно, была занята маквисами с участием степной растительности. Климат был значительно влажнее и несколько прохладнее современного.

В составе спорово-пыльцевых спектров разреза Мардидо характерно колебание соотношения пыльцы древесной группы и травянистой на фоне преобладания пыльцы древесных (более 50%). В интервале 7-86 м выделено три палинозоны. Пробы из интервала 7-30 м (I палинозона) характеризуются преобладанием пыльцы древесных, доминирует пыльца *Cedrus, Picea, Pinus, Abies*, встречается пыльца *Taxodiaceae, Tsuga, Podocarpus, Betula, Fagus, Eucommia.* В травянистой группе преобладают злаки, сложноцветные и розоцветные. Эти палинокомплексы отражают развитие смешанных хвойно-широколиственных лесов в предгорьях и горных областях: на равнинах произрастали вечнозеленые жестколистные леса в сочетании с участками степей.

В интервале 30-60 м (II палинозона) отмечается частое колебание количественного состава пыльцы. Доминируют сосны и разнотравье. В равных незначительных количествах присутствует пыльца Abies, Picea, Cedrus, Liquidambar, Juglans, Oleaceae, Quercus. Единично встречается Cistus и Ceratonia. Травы представлены в основном пыльцой Chenopodiaceae, Ephedra, Cruciferae, Leguminasae, Umbeliferae. Горы были покрыты вечнозелеными жестколистными типично средиземноморскими лесами, равнинные территории были заняты маквисовыми растительными группировками.

В III палинозоне, характеризующей интервал 60-86 м, относимый к раннему плейстоцену, наблюдается возрастание количества пыльцы древесных. Увеличивается содержание *Pinus* sect. *strobus, Cedrus, Picea, Abies.* Доминируют сосны, встречаются единично *Tilia* и *Magnolia.* Низкогорья и равнины были покрыты жестколистными лесами и кустарниками, высокогорья – сосново-кедровыми лесами с примесью ели и пихты. Существовал пояс горных лесов с листопадными породами – липой, ольхой, березой и буком.

Надплиоценовую часть морского разреза, представленную в разрезах Мардидо, Мшерфи и Женнедия 30–40-метровой толщей сильно опесчаненных глин, по-видимому, можно коррелировать с селинунцием, рассматриваемым в стратиграфическом объеме 1,65–0,8 млн лет [Rio et al., 1991]. Следует полагать, что аналоги селинунция в Латакийском прогибе стратиграфически весьма редуцированы.

Верхняя пачка рыхлых карбонатизированных песчаников в указанных разрезах слагает самую высокую морскую террасу около 190–200 м над уровнем моря. Этот же уровень выражен к северу от долины р. Нахр эль-Кабир, близ дер. Мшерфет эс-Самук, в виде морской террасы (180 м), сложенной с поверхности прекрасно окатанными галечниками серии мшерфет (в местной литературе формация), мощностью до 1,5 м. Возраст этой высокой террасы рассматривается как раннеплейстоценовый-догюнцский [Besancon et al., 1978]. На Ливанском побережье с серией мшерфет сопоставляется серия шааб (Chaabien), занимающая аналогичное геоморфологическое положение. Следующая морская терраса гипсометрически прослеживается около 120–130 м над уровнем моря – серия бакса (Baqsa) в приустьевой части долины р. Нахр эль-Кабир, близ дер. Бакса, где на палеогеновых известняках развита выровненная поверхность, покрытая хорошо окатанной морской галькой. На Ливанском побережье этот уровень коррелируется с серией закрун (Zaqrounien).

С новым этапом абразионно-аккумулятивной деятельности моря было связано образование 70-80-метровой террасы. Близ дер. Хеннади она сложена неравномерно карбонатизированными песками, которые вверх по разрезу переходят в гравелистые песчаники. Общая мощность песчаной толщи около 10 м. В песках содержатся раковины морских моллюсков: Nucula (Lamellinucula) placentina Lmk., Glycymeris pilosus (L.), Pecten (Pecten) jacobeus (L.), Lucinoma borealis (L.), Anodontia fragilis (Phil.), Venus (Ventricoloidea) multilamella (Lmk.), Glossus humanus (L.), Thracia sp. (определения И.А. Гончаровой и С.В. Попова). Эта фауна характеризует сублиторальную зону бассейна с нормальной морской соленостью. В маломощном прослое глин, заключенном в песках, определен разнообразный комплекс наннопланктона, среди которого преобладают мелкие Gephyrocapsa. Pseudoemiliania lacunosa. Gephyrocapsa caribbeanica, Gephyrocapsa oceanica s.l. Одновременное присутствие мелких Gephyrocapsa и Pseudoemiliania lacunosa, по зональной шкале Гартнера [Gartner, 1977], указывает на временной интервал 1,22-0,44 млн лет назад. В данном случае это, вероятно, пограничный интервал двух подзон (0,9 млн лет) или, скорее всего, более поздний временной отрезок, что говорит в пользу среднеплейстоценового возраста серии хеннади. Геоморфологически с террасой хеннади сопоставляется терраса, развития близ дер. Кхелали, в разрезе которой представлены песчаногалечные отложения аллювиально-морского генезиса. На Ливанском побережье с серией хеннади коррелирует джбальская серия (Jbalien) [Besancon et al., 1977; Besancon, 1981 a, b; Sanlaville, 1981].

Наконец, более молодые морские террасы, рассматриваемые обычно как тирренские, прослеживаются на высотах около 20-30 м над уровнем моря. На Сирийском побережье они развиты южнее г. Латакия, а также близ гг. Баниас и Тартус. На побережье близ устья р. Снобар (8-10 км юго-восточнее Латакии) морская терраса около 25-30 м над уровнем моря имеет следующий разрез (снизу вверх): 1) пески зеленовато-серые мелко-среднезернистые хорошо отсортированные, содержат редкую хорошо окатанную морскую гальку, пески неравномерно карбонатизированы, видимая мощность пачки 3-4 м; 2) погребенная светло-коричневая почва, иллювиально-карбонатный горизонт почвы представлен в виде карбонатных конкреций (размером до 20 см), мощность почвы около 1 м; 3) гравелистые пески эолового генезиса с хорошо выраженной косой слоистостью, мощность пачки 3-4 м. Из нижней песчаной пачки определены раковины морских моллюсков: Acanthocardia tuberculata (Poirr.), Cerastoderma sp., Glycymeris pilosus L., характеризующие мелководные условия (определения А.Л. Чепалыги). В результате термолюминесцентного датирования морских песков получен возраст 101±20 тыс. лет. В 14 км к юго-востоку от Латакии, близ дер. Альфа Хура, на 30-метровой террасе в детритовых песчанистых известняках встречены раковины морских моллюсков Cerastoderma glaucum Poirt., Acanthocardia sp., Ostrea edulus L., также указывающие на мелководные фации. Близ г. Баниас в отложениях низких морских террас (20 м) отмечается присутствие раковин Strombus bubonis – типично тирренской теплолюбивой фауны. На Ливанском побережье террасы этого уровня объединены в серию энфин (Enfeen), которая датирована (Th/U) 90-100 тыс. лет [Sanlaville, 1981].

3.3. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ НЕОГЕНОВЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

3.3.1. ВПАДИНА ЭЛЬ ГАБ

Рифтовая впадина Эль Габ является одним из наиболее северных структурных элементов Левантского рифтового пояса, протягивающегося от зал. Акаба и Мертвого моря до границы с Турцией. Геоморфологическое и тектоническое строение впадины описано в ряде работ [Поникаров и др., 1969; Трифонов и др., 1991; Копп и др., 1994; Девяткин и др., 1997; Liere, 1960–1961; Besancon, Sanlaville, 1993; Domas, 1994]. Центральная часть впадины представляет собой равнину, с поверхности перекрытую плейстоценовыми и голоценовыми осадками небольшой мощности, которые ложатся на озерные плиоценовые отложения, достигающие мощности нескольких сотен метров. Бортовые части впадины имеют четкое разломное ограничение, выраженное серией уступов-блоков, по которым происходило опускание центральной части грабена. Наибольшие амплитуды вертикального смещения (до 2000-2500 м), судя по буровым и геофизическим данным, зафиксированы вдоль западного борта. Амплитуды вертикальных смещений вдоль восточного борта меньше - до 1000-1500 м. На юге впадина (грабен) Эль Габ соединяется с узким грабеном Масиаф и еще южнее она переходит в Ливано-Сирийский сбросо-сдвиг. На севере впадина разделена горст-антиклиналью Джебель Остани на два грабена.

Внутренняя структура самой впадины Эль Габ до последнего времени была почти не изучена. Материалы бурения и геофизические данные позволили построить четыре поперечных профиля и структурную схему впадины (рис. 3.4; 3.5).

Вдоль западного и восточного бортов впадины четко выражены глубокие (до 800 м) и очень узкие приразломные троги. Вертикальные смещения происходили по ним в плиоцен-плейстоценовое время. Показателен восточный борт, где разломы рвут озерные плиоценовые отложения и базальтовые покровы, поднимая их над поверхностью впадины в виде узких вытянутых блоков-ступеней.

Северная часть грабена Эль Габ (в районе г. Джиср-эш-Шугур) занята базальтами, образующими крупный массив с отдельными эруптивными центрами. От него спускаются покровы базальтов, переслаивающиеся с озерными плиоценовыми осадками. Базальтовые покровы восточного борта грабена Эль Габ, залегающие сейчас на высотах до 500 м над впадиной и разорванные серией разломов, являются, скорее всего, одновозрастными с базальтовым массивом Джиср-эш-Шугур.

В самой северной части впадины Эль Габ откартированы морские плиоценовые отложения, залегающие на морских гельветских и тортонских карбонатных породах [Geological map..., 1963, 1986]. Они представлены горизонтально залегающими темно-серыми рыхлыми песчаниками, глинистыми песками, иногда с прослоями известняков, и содержат толстостенные раковины прибрежно-морских моллюсков. Непосредственный фациальный переход морских плиоценовых отложений в озерную – континентальную серию впадины Эль Габ не установлен. Обе эти толщи залегают на отложениях морского гельвета и тортона и пространственно отделены выступами этих пород. Расстояние между площадями выхода этих разнофациальных толщ по левому берегу р. Оронто (в 10 км севернее г. Джиср-эш-Шугур) составляет около 1,5–2,0 км. Их стратиграфическое положение и современная геоморфологическая позиция, несомненно, говорят о том, что верхние части этих разнофациальных серий, скорее всего, должны быть одновозрастны.

Стратиграфия выполняющих впадину Эль Габ отложений, их фациальные взаимоотношения в разных частях этой структуры и вне ее изучены еще недостаточно. В работе В.Г. Трифонова, В.М. Трубихина с соавторами [1991] были выделены три комплекса отложений, выполняющих впадину Эль Габ, возраст которых на основании палеомагнитных данных и K-Ar датировок оценивался от раннего плиоцена до плейстоцена. Рис. 3.4. Геологическая позиция и структура рифтовой впадины Эль Габ

1 – мезозойские породы горста Берегового хребта; 2 – палеогеновые-мноценовые породы Алеппского плато; 3 – морские отложения мноцена-плиоцена; 4 – континентальные (преимущественно озерные) отложения плиоцена; 5 – четвертичные отложения разного генезиса; 6 – плиоценовые и четвертичные базальты; 7 – буровые профили и номера скважин; 8 – геофизические профили и их номера (цифра в кружке); 9 – изопахиты, м; 10 – основные разломы

Fig. 3.4. Geological position and structure of El Ghab graben

I - Mesozoic rocks of Coastal Rangehorst; 2 - Paleogene-Miocene rocks ofAleppo Plateau; 3 - Miocene-Pliocenemarine depsits; 4 - Pliocene terrestrial (mostly lacustrine) deposits; 5 - Quaternarydeposits; 6 - Pliocene and Quaternary basalts;7 - geologic profiles and number of drill hole;8 - geophysical profile and its number (figurein circle); 9 - isopachytes, m; 10 - faults



В строении впадины выделяются зоны осадконакопления прибортовых частей и центральной зоны, где типы разрезов фациально резко различаются между собой.

Западный борт впадины Эль Габ представляет крутой, сбросовый многоступенчатый уступ, у подножия которого находится огромная масса олистостромовых образований сложного генезиса. Здесь представлены гравитационно-обвальные накопления, состоящие из очень крупных блоков, сползших и раздробленных карбонатных пород юры и мела, формирующих Береговой хребет. Расчленить эти образования или хотя бы оценить время начала их формирования достаточно сложно. По-видимому, процесс их накопления начался с активизации сбросов западного борта впадины Эль Габ при начале рифтогенеза еще в конце миоцена–начале плиоцена.

По степени проявления карстовых процессов по олистостромовым образованиям и геоморфологическому положению последних выделяются три разновозрастных комплекса [Domas, 1994]. Наиболее древний из них (миоцен?) характеризуется зрелыми карстовыми формами по блокам известняков, наличием красноцветных выполнений карстовых полостей и наибольшей удаленностью блоков от борта впадины. Два более молодых комплекса (плиоценового и плейстоценового возраста)¹ отличаются меньшей выраженностью карстовых процессов и геоморфологической приуроченно-

¹ Я. Домас выделяет среди более молодых обвальных образований миоцен-плиоценовую и плиоценовую генерации [Domas, 1994].


стью к самим циркам отрыва на разломном борту Берегового хребта, а также более высоким гипсометрическим положением над днищем впадины Эль Габ.

Взаимоотношения склоновых накоплений с озерными образованиями устанавливаются по скважинам в прибортовой части впадины (см. рис. 3.5, скв. 20, 21, 12). Здесь гравитационно-пролювиальные отложения представлены грубыми брекчиями карбонатных пород юры и мела склона Берегового хребта, которые, фациально замещаясь, переслаиваются с мергелями, глинами и песками верхней части озерной серии. Мощность склоновых отложений достигает десятков метров. Отдельные блоки карбонатных пород, оторвавшиеся от поднимающегося борта рифтовой впадины и сползшие в нее, достигают громадных размеров. Так, при геологической съемке [Geological map..., 1963] у западного борта грабена Эль Габ было откартировано поле известняков верхней юры (площадью 1,5 × 2,0 км). Известняки образуют сильно раздробленный, слабо возвышающийся над равниной массив, окруженный озерными отложениями. Коренные выходы этих пород расположены в 3 км западнее, на крутом склоне обрыва Берегового хребта. Основание верхней юры в обрыве хребта фиксируется на гипсометрическом уровне около 700 м, а раздробленные блоки этих пород во впадине – на высоте около 300 м. Таким образом, простой анализ геолого-съемочных материалов позволяет утверждать, что массив известняков и доломитов верхней юры во впадине представляет собой огромную массу пород, смещенную вниз по разлому от своего первоначального положения. Буровые материалы подтверждают эту версию (см. рис. 3.5, профиль Ж-З). Скв. 21, заложенная у края этого массива, с поверхности вскрыла коричневые озерные глины (0-10 м), а затем сильно трещиноватые доломиты (10-45 м) и вновь вошла в толщу плиоценовых озерных отложений – плотные коричневые глины с редкими прослоями галечников и песчаников (45-305 м).

Особое положение в общем стратиграфическом разрезе впадины Эль Габ занимают конгломераты, обнажающиеся у западного борта грабена Масиаф вдоль дороги, ведущей в г. Джабле (дер. Абу Кбес). Они образуют моноклинальную серию мощностью до 500 м. По тектонической границе конгломераты контактируют с юрскими известняками борта грабена; их падение на восток - в сторону впадины сначала очень крутое (до 70°), а затем более пологое (до 20°). В основании толщи конгломератов выделяется пачка (до 50 м) грубых брекчий с блоками (до 3-5 м и более) известняков юрских пород, заключенных в щебнисто-карбонатном матриксе. В верхах этой пачки появляются прослои (0,5-1,5 м) и линзы красноцветных песчаников с гравием и мелкой галькой. Выше находится песчано-галечная пачка (до 100 м), в которой хорошо различается косая слоистость, окатанность обломочного материала незначительная. Выше по разрезу (со 160 м) начинают встречаться прослои розовых и светло-серых мергелей (0,2-0,3 м) и красных глин. В интервале 200-250 м отмечается увеличение слабо окатанного материала в составе конгломератов, а выше вновь появляются прослои красноцветных глин. На уровне около 300 м от основания разреза выделяется пачка грубых брекчий, включающая крупные (до 1-1,5 м) блоки известняков. Выше по разрезу конгломераты становятся

-

Fig. 3.5. Geologic cross sections trough El Ghab graben based on bore holes and geophysical data

1 - Mesozoic-Paleogene deposits; 2-7 - Pliocene-Pleistocene deposits: 2 - limestone, 3 - marl, 4 - clay, 5 - sandstone (sand), 6 - breccia and conglomerate, 7 - gravel, sand; 8 - basalt; 9 - faults; 10 - mollusk shells; 11 - bore hole, number and depth, m; 12 - K-Ar ages of basalts, Ma

Рис. 3.5. Геологические профили через рифтовую впадину Эль Габ (по буровым и геофизическим материалам)

^{1 –} отложения мезозоя-палеогена; 2–7 – отложения плиоцена-плейстоцена: 2 – известняки, 3 – мергели, 4 – глины, 5 – песчаники и пески, 6 – брекчии и конгломераты, 7 – галечники, пески; 8 – базальты; 9 – разломы; 10 – раковины моллюсков; 11 – скважины, их номера и глубина от устья, м; 12 – К-Аг датировки базальтов, млн лет



Рис. 3.6. Спорово-пыльцевая диаграмма плиоценовых конгломератов западного борта впадины Эль Габ

1 – пыльца деревьев и кустарников; 2 – пыльца трав и кустарничков; 3 – споры; 4 – единично встреченные зерна пыльцы и спор; 5 – малочисленное содержание пыльцы и спор (без подсчета процентов). Условные обозначения к литологической колонке см. на рис. 3.5

Fig. 3.6. Spore-pollen diagram of Pliocene conglomerates in western flank of El Ghab graben

I - pollen of the arboreal-shrub group; 2 - pollen of herbs and small shrubs; 3 - spores; 4 - single grains of pollen and spores; 5 - scarce content of pollen and spores (without percentages). Look the legend for lithological column in Fig. 3.5

мелкообломочными, в них возрастает количество прослоев песчаников и красноцветных глин. В самой верхней части конгломератовой толщи появляются прослои песков, глин и мергелей, обозначая тем самым фациальное замещение грубообломочных пород пролювиального и отчасти олистостромового типа озерными отложениями центра впадины.

Описанный выше разрез палинологически был изучен А.Н. Симаковой (рис. 3.6). Общий состав спорово-пыльцевых спектров характеризуется однородностью и преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы (40–70%). Количе-



ство пыльцы трав колеблется от 30 до 48%. Хвойные представлены в основном пыльцой Pinus. Встречается пыльца Podocarpus, Picea, Taxodiaceae. Среди покрытосеменных доминирует Alnus. Велико участие пыльцы Carpinus, Ericaceae, Oleaceae, Quercus, Ulmus, Juglans. В группе трав и кустарничков доминирует пыльца Gramineae, Compositae, Cyperaceae и разнотравья. Споры представлены Polypodiaceae, Sphagnum, Felicales, Pteris, Lycopodium, Selaginella. Такой состав спорово-пыльцевых спектров предполагает широкое распространение в горных районах елово-сосновых лесов, предгорья были заняты хвойно-широколиственными лесами, а равнинные территории – маквисами и луговыми растительными группировками. Значительное количество пыльцы древесных и участие в спектрах пыльцы Picea, Liquidambar, Fagus, Tilia, Nyssa, Urtica и спор Sphagnum, Selaginella указывает на относительно прохладный и более влажный субтропический климат по сравнению с современным, а большое количество пыльцы Сурегасеае, Hydrocharitaceae, Myryophyllum, Menyanthes, Typha – на близкое присутствие водных, возможно, заболоченных пространств.

Однородный общий состав спорово-пыльцевых спектров, наличие большого количества экзотической (для современной растительности Сирии) флоры – Fagus, Tilia, Nyssa, Camptonia, Carya, Platycarya, Myrica – говорят о достаточно древнем возрасте толщи конгломератов. Полученные спектры сходны с нижнеплиоценовыми спектрами морского разреза близ дер. Джиндирие [Девяткин и др., 1996] и подобными спектрами плиоцена в бассейне р. Нахр эль-Кабир [Хусейн, 1973; Хусейн, Рыба-

кова, 1973]. Они отличаются от спорово-пыльцевых спектров верхнего плиоцена северо-запада Сирии [Симакова, 1994; Головина и др., 1996]. Палинологические данные позволяют предположить, что формирование красноцветных конгломератов на западном борту впадины Эль Габ происходило в первой половине плиоцена. Относительно теплый и более влажный климат раннего плиоцена отмечается для других территорий Средиземноморья [Horowitz, 1979; Selli et al., 1977; Suc, 1981].

Центральная часть впадины Эль Габ представляет собой грабен, заполненный толщей озерных отложений. Их мощность оценивается по геофизическим данным до 1000 м, и подошва располагается на отметках до 700 м ниже уровня моря. Наиболее глубокие скважины (см. рис. 3.5, профили В–Г, Ж–З) вскрывают озерную серию до глубины 450 м. Так, в скв. 27 ниже грубых песков и глин с гравием (115 м) – четвертичные отложения долины р. Оронто – вскрыта толща карбонатных однородных серых слабо уплотненных глин с прослоями песка, мелкой гальки и гравия, мощностью 320 м. Ниже отмечаются прослой базальтов (10 м) и сильно сцементированная известковистая брекчия до 100 м мощности, залегающая в основании разреза на мезозойском основании. По скв. 18 (профиль А–Б) озерные отложения также представлены серыми карбонатными глинами с прослоями песков и торфа (7 м). Иногда в разрезе скважин отмечаются прослои мергелей и известняков и очень часто – раковины пресноводных моллюсков и обуглившиеся остатки листовой флоры.

Озерные отложения распространены не только в самой рифтовой впадине Эль Габ. Они обнажаются вдоль всего южного окончания восточного борта грабена и вскрыты скважинами на равнине вдоль широтного отрезка долины р. Оронто, во впадине Ашарне, на расстоянии до 20 км к востоку от края самого грабена. Таким образом, устанавливается довольно определенно то, что зона озерного осадконакопления не ограничивалась только самим рифтом, а простиралась и к юго-востоку от него.

Верхнюю часть разреза озерной серии впадины Эль Габ можно наблюдать в карьерах и в стенках каналов. Так, в северной части впадины, вблизи дер. Каркур (у моста), в выемке канала, в котором протекает современная р. Оронто, был изучен следующий разрез (описание снизу вверх):

Мощность, м

| 1. Глины черные плотные однородные, неяснослоистые (видимая мощность) | 0,5 |
|---|-------|
| 2. Глины черные, песчанистые, переходят вверх в темно-серые, содержат большое | |
| количество унионид и гастропод | 0,5 |
| 3. Глины и алевриты светло-серые, зеленоватые, горизонтально-слоистые с ред- | |
| кими раковинами пресноводных моллюсков | 3,0 |
| 4. Глины серые песчанистые переполнены раковинами пресноводных моллюсков, | |
| среди раковин унионид преобладают экземпляры с сочлененными створ- | |
| ками | 1,0 |
| 5. Глины серые песчанистые горизонтально-слоистые, в кровле (0,5 м) пятнисто- | |
| окрашенные карбонатизированные с вертикальной столбчатостью | 4.0 |
| 6. Известняк кавернозный с включением раковин | 0.7 |
| 7. Песчаники и мелкие галечники, перехолящие вверх в пески, по которым разви- | • |
| та современная почва. Галечники окатанные, ожелезненные, аллювиального | |
| типа | 1.0 |
| | - , • |

В разрезе Каркур В.С. Зыкиным (по сборам авторов) была изучена фауна пресноводных моллюсков. Выделено два комплекса. Более древний (нижний) комплекс происходит из слоев 2 и 4 и включает в себя следующие виды: Theodoxus jordani (Sowerby), Melanopsis orientalis Buk., M. biliottii Buk., M. binodosa (Blanck.), Cincinna (Athropidina) saylcyi (Bgt.), Bithynia (?) phialensis (Condrad), Anisus leucostomus (Mill.), Giraulus piscinarum (Bgt.), Planorbis planorbis antiochianus Locard, Planorbarius sp., Hippeutis euphaea (Bgt.), Lymnaea (Peregriana) sp., Leguminaia sp., Rytia sp. nov. 1, R. sp. nov. 2, R. sp. nov. 3, Eolymnium sp. nov. 1, E. sp. nov. 2, Corbicula sp., Euglesa (Henslowiana) suecica (Clessin), E. (Casertiana) casertiana (Poli). Возраст этого комплекса определяется присутствием в нем M. orientalis и M. biliottii, которые известны из нижнеплиоценовых формаций аполаккия и монолитос о-ва Родос (Эгейское море). В формации аполаккия встречена фауна млекопитающих позднего русциния с *Mimomys occitanus* [Willmann, 1981]. В 500–700 м севернее описанного разреза озерные глины, содержащие малакофауну нижнего комплекса, перекрыты небольшим базальтовым потоком, K-Ar возраст которого 1,8 ± 0,1 млн лет.

Более молодой (верхний) комплекс моллюсков был установлен в самых верхах разреза Каркур (слой б) в плотных известняках. К этому же комплексу относятся раковины моллюсков, собранные у западного борта впадины, в 1 км к югу от дер. Нибл Кхатиб, где они встречаются в глинистых песках, слагающих поверхность впадины. Он представлен: Siriomargaria apameae (Blanck.), S. sp. nov., Melanopsis cf. polyptycha Neum., M. sp., Cincinna (Athropidina) saylcyi (Bgt.), Bithynia (?) phialensis (Conrad), Semisalsa longiscata (Bgt.), Falsipyrgula rabensis (Blanck.), Gyraulus piscinarum (Bgt.), Leguminaia sp., Pseudunio sp. nov., Potomida delesserti (Bgt.), P. sp. nov. 1, P. sp. nov. 2, P. sp. nov. 3, Eolymnium kincelbachi (Schutt.), E. cf. terminalis (Bgt.), E. sp., Nemrodiana aff. tigridis (Bgt.), Dreissena bourguignati Lokard. Для этого комплекса характерны Siriomargaria apameae, S. sp. nov, Melanopsis cf. polyptycha, Falsipyrgula rabensis, Pseudunio sp. nov., Potomida sp. nov. 1, Eolymnium kincelbachi, E. cf. terminalis, которые не встречаются ни в нежележащих отложениях, ни в современной фауне [Schutt, 1983]. Происходит значительное обновление малакофауны, что, возможно, свидетельствует о перерыве между формированием нижнего и верхнего комплексов. Малакофауна верхнего комплекса, по-видимому, происходит из так называемых пресноводных конгломератов Эль Габа, ее возраст традиционно определялся как позднеплиоценовый [Schutt, 1988]. Корреляция этих отложений по пресноводной фауне пока не очень четкая. Можно принять к сведению следующие факты: 1) Melanopsis polyptycha известен из верхнеплиоценовой формации о-ва Кос (Эгейское море), содержащей средневиллафранкскую фауну млекопитающих [Willmann, 1981]; 2) крупные Pseudunio, сходные с P. sp. nov., известны из среднеплейстоценовых (по западноевропейской шкале) отложений Молдавии [Чепалыга, 1967]; 3) в целом общий облик фауны напоминает плиоценовую поратскую малакофауну Молдавии, но общие виды отсутствуют; 4) Potomida sp. nov. 1 близка P. rosseti (Cabalcescu) из нижнего румыния (верхний плиоцен) Румынии [Papaianopol, 1989]. Эти данные позволяют рассматривать возрастной диапазон фауны верхнего комплекса в пределах позднего плиоцена.

Близ г. Джиср-эш-Шугур, на правом борту долины р. Оронто, имеется разрез, в котором базальты (более 20 м) перекрывают озерные отложения, представленные белыми горизонтально-слоистыми мергелистыми глинами, в кровле которых находится слой (0,5 м) темно-серых глин, переполненный раковинами пресноводных гастропод Melanopsis polyptycha Neum., M. cf. blanckenhorni Schutt. Cincinna (Athropidina) saylcyi (Bgt.), Bithynia cf. badiella (Kuster), Gyraulus piscinarum (Bgt.). Абсолютные датировки (K-Ar) базальтов, перекрывающих в разрезе озерные отложения, составили 1,3 \pm 0,09 млн лет, а у восточного края базальтового массива – 1,1 \pm 0,2 млн лет. Таким образом, возраст кровли озерной серии впадины Эль Габ может быть принят не моложе раннего плейстоцена. Возраст нижней части озерной серии впадины относится, вероятно, к раннему плиоцену, хотя прямых доказательств этого пока нет.

По описанному выше разрезу озерных отложений, перекрытых базальтами, были проведены палинологические исследования. Установлено, что общий состав спорово-пыльцевых спектров характеризуется преобладанием пыльцы древесных (45–75%). Среди хвойных доминирует пыльца Pinus, Picea, среди покрытосеменных – Oleaceae, Quercus, Carpinus, Juglans. Травы представлены в основном пыльцой семейств Compositae, Chenopodiaceae, Gramineae, Rosaceae, Umbeliferae. Количество спор – незначительно. Встречаются споры Lycopodium, Anemia, Polypodiaceae, Bryales. Такой состав спорово-пыльцевых спектров позволяет восстановить растительность вечнозеленых жестколистных лесов предгорий. Горные области были покрыты сосново-дубовыми лесами с участием ели и пихты. На равнинах преобладали луговостепные растительные группировки. Климат был несколько влажнее и теплее, чем современный, с сезонным увлажнением, характерным для субтропиков Средиземноморья. Палинологические спектры хорошо коррелируются со спектрами верхней части морского разреза Мардидо в Латакийском прогибе и могут датироваться как раннеплейстоценовые [Симакова, 1994; Головина и др., 1996; Девяткин и др., 1996].

Восточный борт впадины Эль Габ характеризует ряд разрезов плиоцен-четвертичных отложений, встречающихся вдоль его разломного ограничения от широтного участка р. Оронто (на юге) до дер. Калат эль-Мадик (на севере). Отложения представлены озерными фациями – светлыми глинами, мергелями, песками и мелкими галечниками, видимой мощности до 20–30 м. Они имеют горизонтальное залегание. Далее к северу, вдоль резко приподнятого борта впадины (западный фланг глыбового поднятия Джебель эз-Завия или Масиаф эз-Завия), озерные фации сменяются толщей бурых и красноватых галечников и конгломератов с прослоями песков и глин (до 30 м). Отмечается очень сильная карбонатная цементация материала. В нижней части этой грубой толщи встречаются прослои зеленовато-серых глин и мергелей озерного типа, что дает основание считать, что нижняя часть толщи галечников и конгломератов фациально связана с озерной серией центра впадины.

В верхней части разреза (карьер близ дер. Калат эль-Мадик) в кровле конгломератовой толщи прослеживается горизонт выветривания. Он состоит (снизу вверх) из слоя карбонатизированных подстилающих пород (конгломераты и песчаники) и ярко-красных латеритоподобных глин, залегающих в виде карманов (глубиной до 1 м). Горизонт выветривания залегает несогласно на подстилающих конгломератах. Выше горизонта выветривания отмечаются бурые косослоистые окатанные галечники пролювиального типа. Горизонт выветривания разделяет две пачки флювиальных отложений, знаменуя перерыв в осадконакоплении. Заметим, что на западном борту впадины Эль Габ подобному выветриванию подвергался верхнеплиоценовый комплекс олистостромовых образований.

Еще севернее, в карьере вблизи дер. Халюби, хорошо видно, как базальты, спускающиеся с водораздельной части восточного борта впадины Эль Габ, перекрывают толщу осадочных пород. Последние представлены (вверху) пролювиальными конгломератами бурого и красного цвета с линзами песков и глин того же цвета, общей мощностью до 20 м. Ниже они сменяются озерными светло-серыми глинами, зеленоватыми мергелями, с прослоями песков, гравийников и окатанных мелких галечников, мощностью 12-15 м. Базальты считались позднеплиоценовыми [Geological map..., 1963]. В результате датирования (K-Ar) базальтового покрова в трех точках: на вершине восточного борта близ дер. Халюби; в карьере на склоне, где базальты перекрывают озерно-пролювиальный комплекс осадков, и у основания восточного борта получены соответственно даты $1,69 \pm 0,06, 1,95 \pm 0,05$ и $1,51 \pm 0,12$ млн лет, что уточняет возраст базальтов, подтверждая их одновозрастность с базальтами массива Джиср-эш-Шугур (см. рис. 3.5). Кроме того, из этого можно заключить, что нижележащий подбазальтовый комплекс пролювиальных и озерных отложений восточного борта Эль Габ имеет дораннеплейстоценовый возраст.

Четвертичные отложения впадины Эль Габ, как и плиоценовые, характеризуются зональностью распределения генетических типов осадков. Вдоль бортов впадины развиты пролювиальные отложения. Они вложены в виде конусов выноса в более древние плиоценовые грубообломочные образования. Выделяется несколько разновозрастных генераций пролювия [Domas, 1994]. Предположительно к нижнему плейстоцену относятся грубые средне сцементированные конгломераты, имеющие красноватую окраску за счет включения красноцветных глин, переотложенных из неогеновых кор выветривания. В кровле эти конгломераты сцементированы карбонатами и превращены в плотный горизонт калькрета. Характерно, что на поверхности среднеплейстоценовых пролювиальных галечников развита красновато-бурая почва (terra fusca) с хорошо выраженным горизонтом Вt. Верхнеплейстоценовые пролювиальные галечники местами перекрывают среднеплейстоценовый пролювий; в них заключена погребенная коричневая почва. Аллювиальные отложения р. Оронто развиты главным образом в юго-восточной и восточной частях впадины Эль Габ. Их мощность колеблется от нескольких до 30–50 м. Они представлены глинистыми песками с прослоями и линзами гравийно-галечного материала. Аллювиальный террасовый комплекс р. Оронто в пределах впадины выражен плохо. В районе дер. Каркур в гравийно-галечных отложениях р. Оронто были отмечены находки, по-видимому, смешанного комплекса каменных изделий ашельской, леваллуа-мустьерской и верхнепалеолитической культур [Liere, 1960–1961]. Кроме того, здесь же были встречены фоссилизованные костные остатки крупных млекопитающих, предварительно определенные как *Bos taurus* и *Dama mesopotamica*, относящиеся к современным формам.

Верхнеплейстоценовые озерные отложения в центральной части впадины Эль Габ получили детальную палинологическую характеристику [Niklewski, Zeist, 1970]. Возраст озерных глин, вскрытых скважиной на глубину 11 м в 15 км южнее г. Джиср-эш-Шугур, не выходит за пределы 47 тыс. лет (¹⁴С по раковинам моллюсков). На основании палинологических данных выделено несколько пиков увлажнения (плювиалов) на фоне примерно одинаковых температур. Для последнего оледенения были характерны плювиальные условия в его первой половине и аридные – во второй. Плювиально-аридная цикличность проявилась в высотной миграции лесного пояса. Максимальная аридизация зафиксирована в конце вюрма (15–10 тыс. лет назад).

3.3.2. ДАМАСКСКИЙ БАССЕЙН

Дамаскский бассейн выполнен глинисто-карбонатными миоцен-плиоценовыми и четвертичными озерными отложениями, фациально замещающимися на бортах грубообломочными пролювиальными образованиями. Согласно буровым данным, общая мощность неоген-четвертичных отложений в наиболее погруженной северозападной части впадины достигает 800 м и более (рис. 3.7). Неогеновый комплекс пород обнажается главным образом вдоль северного и северо-западного бортов впадины, ее центральная часть с поверхности сложена озерными и пролювиальными отложениями позднеплейстоценового и голоценового возраста. По южной и юго-восточной перифериям впадины широко развит вулканогенный комплекс пород неоген-четвертичного возраста. Важно отметить, что горизонты базальтов участвуют в строении осадочного разреза впадины (рис. 3.8) [Шарков и др., 1994].

Нижняя часть неогенового разреза представлена хорошо выраженной пачкой кварцевых песков, переслаивающихся с пластами (мощностью не более 1-2 м) карбонатных пород, что фиксируется по скважинам в центральной части бассейна и на его бортах, как, например, в карьере Абу Лата. В разрезе Абу Лата по базальтам, находящимся в верхней части кварцевых песков, получена K-Ar дата $20,2 \pm 0,9$ млн лет. Это подтверждает раннемиоценовый возраст песчано-карбонатной толщи, обогащенной кварцем и занимающей самое нижнее положение в неогеновом разрезе Дамаскского бассейна. Ее мощность в центральной части впадины не менее 100 м, а на бортах она сокращается до нескольких десятков метров.

Результаты литологического и минералогического изучения кварцевых песков в карьере Абу Лата показывают, что здесь существуют две разности песков: красные и светлые, почти белые. По морфологическим признакам кварцевых зерен пески относятся к хорошо окатанным, средней и высокой степени сортировки. Можно предположить, что кварцевые пески накапливались при низких скоростях водных потоков – в аллювиально-озерных условиях. Возможна сепарация песчаной массы воздушными потоками после ее выхода на дневную поверхность. Белые пески обладают высокой степенью минеральной однородности – содержание кварца достигает 95%. Красноцветные пески характеризуются значительной ожелезненностью, имеющей диагенетическое происхождение. Анализ агрегированной зернами глинистой массы (проведенный В.В. Сгибневым) указывает на преимущественно каолинитовый ее состав. Минеральная ее часть содержит продукты разложения по-



левых шпатов и окисления зерен тяжелых минералов – сфена, титаномагнетита, ильменита в субгумидных условиях при повышенных температурах.

Кварцевые пески, подобные описанным в карьере Абу Лата, встречаются на южной периферии Дамаскского бассейна между базальтовыми потоками, образуя линзы и прослои (мощностью до 0,5–1 м). Возраст базальтового потока (K-Ar), перекрывающего эти пески, – 19,9 ± 0,5 млн лет. Пески обладают исключительно высокой сортировкой, характерной для песков эолового перевевания. Их современное гипсометрическое положение над поверхностью миоценовых песков Дамаскской впадины довольно значительное (несколько сот метров), что подтверждает возможность их попадания на базальтовое плато эоловым путем.

Предположительно среднемиоценовые озерные отложения, представленные глинами и мергелями с включением крупных блоков базальтов, имеют выходы небольшой мощности (не более 10 м) на восточном борту бассейна, близ дер. Мазраид Адхам. К-Аг дата 13,6 \pm 0,5 млн лет по базальтам в целом подтверждает среднемиоценовый возраст озерных глинисто-мергелистых отложений, вмещающих эти базальты. В центральной части впадины мощность озерных глин, условно относимых к среднему миоцену, достигает, по-видимому, 100–120 м.

Верхнемиоценовые отложения в Дамаскском бассейне не имеют четкого стратиграфического обоснования. Можно лишь допустить, что к ним относится верхняя часть глинисто-мергелистой толщи, залегающей под красноцветными конгломератами, считающимися плиоценовыми.

Миоценовые отложения были изучены также в разрезе Басими на северо-восточном борту впадины Сахль эс-Сахра, расположенной непосредственно к северу от Дамаскского бассейна. Здесь наблюдается чередование пачек глин, мергелей и известняков, общая мощность 65 м. Терригенно-карбонатный комплекс отложений отражает озерные условия осадконакопления. Спорово-пыльцевой анализ (18 проб) из разреза Басими показал невысокое содержание пыльцы в препаратах, за исключением двух проб. Отмечено присутствие пыльцы хвойных (Pinaceae, Abies, Picea, Pinus, Taxodiaceae), среди покрытосеменных – Quercus, Betula, Ostrya, Oleaceae; встречена пыльца Juglans, Ulmus, Engelhardtia, Castanea. Можно предположить, что во время формирования глинисто-карбонатной толщи в предгорьях были распространены мелко-широколиственные леса, в горных областях – елово-сосновые леса с участием пихты. Равнинные территории были покрыты растительностью типа маквисов с участками степей (заключение А.Н. Симаковой). На основании палинологического анализа и сопоставления полученных данных с материалами по неогену Израиля [Horowitz, 1987] может быть высказано предположение о принадлежности этой толщи разреза Басими к среднемиоценовому возрасту. С угловым несогласием на нее налегают крупногалечные конгломераты, которые ассоциируются с плиоценовым этапом орогенеза и формированием грубообломочной молассы.

Плиоценовые конгломераты (мощностью до 100 м и более) широко развиты вдоль северо-западного и западного бортов Дамаскского бассейна. Обломочный материал, преимущественно местных пород, грубо окатан, заполнитель песчано-глинистый красно-бурый. В верхней части конгломератовой толщи появляются прослои суглинков, иногда содержащие горизонты красно-бурых почв, что указывает на суб-

Рис. 3.7. Строение Дамаскской впадины

d

I – мезозойские и палеогеновые дислоцированные породы Пальмирид; 2 – пески нижнего миоцена; 3 – пески, галечники нижней части разреза плиоцена (N_a^a) ; 4 – мергели и глины верхней части разреза плиоцена (N_2^b) ; 5 – основные разломы; 6 – четвертичные отложения; 7 – базальты (миоцен-квартер); 8 – глубины скважин; 9 – изолинии мощностей неогеновых и четвертичных отложений

Fig. 3.7. The structure of the Damascus Basin

1 – Mesozoic and Paleogene deformed rocks of Palmyrides; 2 – Lower Miocene sands; 3 – Lower Pliocene sands and gravels (N_2^{a}) ; 4 – Upper Pliocene marls and clays (N_2^{b}) ; 5 – faults; 6 – Quaternary deposits; 7 – basalts (Miocene-Quaternary); 8 – depth of bore holes; 9 – isopachytes of Neogene-Quaternary deposits



аэральный характер осадконакопления. В центральной части бассейна конгломераты фациально замещаются толщей озерных глинисто-мергелистых осадков.

В ранне- и среднеплейстоценовое время в центральной части Дамаскского бассейна сохранялись озерные условия осадконакопления. На восточном борту бассейна ранне-среднеплейстоценовые озерные глины перекрыты базальтами, возраст которых может быть принят от средне-позднеплейстоценового до голоценового, что подтверждается К-Аг датировками (0,36; 0,4; 0,5 млн лет) [Giannérini et al., 1988] и залеганием базальтового покрова на стоянке Хербет эль-Амбаши поверх неолитического культурного горизонта, для которого имеется радиоуглеродная дата 4075 ± 160 лет [Lexique..., 1963].

В позднем плейстоцене площадь озерного бассейна значительно сократилась. Пролювиальные конусы выноса позднеплейстоценового возраста продвинулись к его центральной части, перекрывая периферию бассейна. Палинологическое изучение озерных глин, вскрытых на глубину до 15 м (скв. 6, 7) в центральной части Дамаскской впадины, показало, что палиноспектры характеризуют (снизу вверх по разрезу) изменение растительности от лугово-степной – на равнине и хвойно-широколиственных лесов – в горах, соответственно, к степной с участием ксерофитов – на предгорных равнинах и жестколистным лесам – в горном поясе. Такое развитие палеорастительности, учитывая опубликованные данные по территории Турции, Сирии и Израиля [Zeist Van, Bottema, 1988; Leroi-Gourhan, 1973; Kaiser et al., 1973; Horowitz, 1979], характеризует в целом увлажнение климата в конце позднего плейстоцена – начале голоцена и переход к климатическим условиям, близким к современным.

В верхней части разрезов (интервал 0-2 м) скважин обнаружены диатомовые водоросли, среди которых преобладают пресноводные формы – преимущественно донно-литоральные и планктонные виды, что подтверждает существование озерных условий осадконакопления в центральной части Дамаскского бассейна в позднеплейстоцен-голоценовое время. Встречены также диатомеи, относимые к озерно-болотной и почвенной экологическим группам.

3.3.3. ВПАДИНА ЭД-ДАУ

Впадина Эд-Дау – наиболее крупная депрессия Центральных Пальмирид, размером 100 × 30 км, вытянутая с юго-запада на северо-восток согласно общему простиранию складчатости. Неогеновые и четвертичные отложения в ее центральной

I – структура (Мz-P) Пальмирской складчатой зоны; 2 – недислоцированные морские отложения палеогена (P_2 - P_3); 3 – континентальные пески нижнего миоцена (N_1^1); 4 – озерные глины, мергели и пески среднего-верхнего миоцена (N_1^{-1}); 5, 6 – красноцветные аллювиально-пролювиальные конгломераты (5), озерные глины, известняки (6) плиоцена-раннего плейстоцена (N_2 - Q_1); 7, 8 – пролювиальные и аллювиальные галечники, валунники и щебни (7), озерные глины, мергели и пески (8) среднего плейстоцена (Q_2); 9, 10 – пролювиальные галечники, щебни (9), озерно-аллювиальные галечники, пески, глины (10) верхнего плейстоцена (Q_3); 11 – озерные пески, глины голоцена (Q_4); 12–14 – базальтовые комплексы: 12 – мно-ценовый ($_{\beta}N_1$), 13 – плиоценовый ($_{\beta}N_2$), 14 – четвертичный ($_{\beta}Q_2$); 5 – латеритные (?) глины миоценового и плиоценового и озраста; 16 – стратиграфические границы; 17 – фациальные границы; 18 – разломы и направление движения поник; 19 – буровые скважины (номер скважины, абсолютная высота устья)

Fig. 3.8. Geologic sections across the Damascus Basin (A–B, B– Γ , Π –E). Look the location of sections in Fig. 3.7

Рис. 3.8. Геологические профили через Дамаскскую впадину (А-Б, В-Г, Д-Е). Положение профилей см. рис. 3.7

I – Palmyride fold zone (Mz–P); 2 – Paleogene undeformed marine sediments (P_2 – P_3); 3 – Lower Miocene continental sands (N_1^1); 4 – Middle–Upper Miocene lacustrine clays, marls and sands (N_1^{2-1}); 5, 6 – Pliocene–Early Pleistocene (N_2 – O_1) (5) red alluvial-proluvial conglomerates, and (6) lacustrine clays and limestones; 7, 8 – Middle Pleistocene (Q_2) (7) proluvial, and alluvial pebbles, boulders and debris, and (8) lacustrine clays, marls and sands; 9, 10 – Late Pleistocene (Q_3) (9) proluvial pebbles, sands, and (10) alluvial-lacustrine gravels, sands and clays; 11 – Holocene (Q_4) lacustrine sands and clays; 12–14 – basalts: 12 – Miocene ($_{\beta}N_1$), 13 – Pliocene ($_{\beta}N_2$), 14 – Quaternary ($_{\beta}Q$); 15 – Miocene and Pliocene sedimentary and eluvial clays; 16 – stratigraphic boundary; 17 – facies boundry; 18 – fault and direction of movements; 19 – drill hole (number and well head elevation above sea level)





I – дислоцированные морские отложения мезозоя и палеогена; 2 – континентальные неогеновые отложения; 3 – четвертичные отложения; 4 – изолинии мощностей неогеновых и четвертичных отложений; 5 – опорные скважины; 6 – калий-аргоновые даты (по базальтам, млн лет); 7 – линия профиля, 8 – опорный разрез Т-4; 9 – базальты (даны внемасштабно)

Fig. 3.9. The structure of the Ad-Daw Depression in the Central Palmyrides

1 - Mesozoic and Paleogene deformed marine deposits; 2 - Neogene continental deposits; 3 - Quaternary deposits; 4 - isopachytes of Neogene-Quaternary deposits; 5 - bore hole; 6 - K-Ar ages of basalts, Ma; 7 - geologic section line; 8 - reference section T-4; 9 - basalts

части, по данным бурения, имеют мощности более 500 м, на бортах они сокращаются, что сопровождается также размывами (рис. 3.9; 3.10). Наиболее полно неоген представлен в северо-восточной части впадины вдоль ее северо-западного борта, к востоку от пос. Тиас. Изученные здесь разрезы (с запада на восток) – Мкемель, T-4, Джхар, Жизель, Закара, Джебель аль-Хамра – демонстрируют сравнительно сложное строение неогеновой толщи (рис. 3.11). Следует заметить, что в Центральных Пальмиридах биостратиграфическая характеристика континентальных отложений неогена и квартера практически отсутствует, если не считать единичные находки остракод и первую, и пока единственную, находку зуба мастодонта в разрезе T-4. Поэтому при стратиграфическом расчленении неогеновых отложений использован литофациальный анализ с учетом структурных особенностей строения толщ. Выделено четыре литостратиграфических комплекса (формации) (рис. 3.12). Границы между этими комплексами не всегда четко выражены.

Нижний комплекс залегает с небольшим несогласием на разных горизонтах верхнего олигоцена и представлен терригенно-карбонатными отложениями. В его нижней части обычно хорошо выражена пачка белых тонко-мелкозернистых кварцевых песков с прослоями известняков, мощность этой пачки достигает 20–30 м, в отдельных местах – 50 м (карьер Рмели). Выше по разрезу наблюдается переход вначале в песчанистые, а потом в афанитовые известняки, содержащие кремневые конкреции. Мощность известняков колеблется от нескольких метров до 30–40 м. Формирование кварцевых песков, судя по данным минералогического и морфоскопического анализа, а также учитывая текстурные особенности косослоистых серий,



Рис. 3.10. Поперечный профиль через впадину Эд-Дау

I – известняки; 2 – песчанистые известняки; 3 – мергели; 4 – алевриты и глины; 5 – суглинки; 6 – песчаники и гравелиты; 7 – пески; 8 – конгломераты и галечники; 9 – щебни; 10 – соли; 11 – скважина, ее номер и глубина; 12 – фациальные границы; 13 – находка фауны млекопитающих

Fig. 3.10. Geologic cross section through the Ad-Daw Depression

1 - limestone; 2 - sandy limestone; 3 - marl; 4 - aleurite and clay; 5 - silt; 6 - sandstone and gravel; 7 - sand; 8 - conglomerate and gravel; 9 - debris; 10 - salt; 11 - bore hole, number and depth; 12 - facies transition; 13 - mammalian fauna



Рис. 3.11. Корреляция разрезов неогеновых отложений северо-западной части впадины Эд-Дау

1 – известняки; 2 – песчанистые известняки; 3 – мергели; 4 – глины; 5 – алевриты; 6 – песчаники; 7 – пески; 8 – конгломераты; 9 – гипсы; 10 – кремневые прослои и конкреции; 11 – раковины моллюсков; 12 – костные остатки млекопитающих; 13 – карбонатизированные остатки водных растений; 14 – разлом; 15 – погребенный карст; 16 – базальты

Fig. 3.11. The correlation scheme of Neogene deposits in north-western Ad-Daw Depression

1 - limestone; 2 - sandy limestone; 3 - marl; 4 - clay; 5 - aleurite; 6 - sandstone; 7 - sand; 8 - conglomerate; 9 - gypsum; 10 - flint layers and concretions; 11 - mollusk shells; 12 - mammalian bone remains; 13 - carbonaceous remains of water plants; 14 - fault; 15 - buried karst; 16 - basalts



| Возраст | Индекс | Литоло- гия | Mouteon | Литостратиграфические комплексы |
|----------------|----------------|----------------|---------|---|
| Плиоцен | N ₂ | | -150 | Валунные конгломераты палево-коричневые |
| Верхний миоцен | N13 | | -80-100 | несогласне Терригенные отложения, загипсованные, с кремневой галькой, палевые |
| Средний миоцен | N12 | | -50-100 | Терригенно-карбонатные отложения, сильно загипсованные, красноцветные |
| Нижний имоцен | N1 | | ~50-60 | Терригенно-карбонатные отложения, пестроцаетные Угловое |
| Orea Hell | ₽3 | ~0~) | | несогласие |

Рис. 3.12. Сводный разрез неогеновых отложений впадины Эд-Дау

Условные обозначения см. рис. 3.11

Fig. 3.12. Summary section of Neogene deposits of the Ad-Daw Depression

Look the legend in Fig. 3.11

происходило в аллювиально-озерных условиях. Окремнение известняков, вероятнее всего, связано с накоплением кремния из насыщенных кремнекислотных вод. Источники кремнезема образовались, по-видимому, в результате процессов интенсивного выветривания. Интересно отметить, что в разрезе Вади Джхар в кровле песчанистых известняков зафиксированы полости выщелачивания с наложенным окремнением. Полости выщелачивания указывают на временную экспозицию известняков и перерыв в осадконакоплении. Оценивая возраст данного литостратиграфического комплекса, следует иметь в виду К-Аг дату 24,7 \pm 1,4 млн лет по горизонту базальтов, заключенных в кварцевых песках разреза Джебель Рус на юго-западном борту впадины Эд-Дау, а также его хорошую литологическую сопоставимость с песчано-карбонатной толщей нижней части миоценового разреза Дамаскского бассейна, где имеется К-Аг дата 20,2 ± 0,9 млн лет, указывающая на ранний миоцен.

Стратиграфически выше залегает терригенно-карбонатный комплекс, характеризующийся красноцветностью. Он залегает с размывом на разных горизонтах верхнего палеогена и нижнего миоцена, хотя при этом отчетливых угловых несогласий не фиксируется. В составе этого комплекса примечательно наличие толщ (до 50 м) красноцветных песчаников (разрезы Жи-

зель, Закара, Джебель аль-Хамра). Прослои мергелей и известняков в нижней части комплекса имеют подчиненное значение. В известняках иногда отмечаются растительные остатки в виде карбонатизированных трубочек стеблей водных растений и раковинный детрит (Жизель). В ряде случаев, как, например, в разрезах Джхар и Т-4, наблюдаются значительная загипсованность глин и алевритов, а также прослои гипса. Мощность этого литостратиграфического комплекса достигает 100–200 м. Находка в его верхней части, в пачке загипсованных алевритов (разрез T-4), обломка зуба мастодонта *Gomphotherium* ex. gr. angustidens свидетельствует о возрасте вмещающих отложений не моложе среднего миоцена (рис. 3.13; 3.14). Изучение этой находки (выполненное Л.И. Алексеевой) показывает, что зуб мастодонта принадлежит одному из видов гомфотериев (род Gomphotherium), имевших широкое распространение в раннем-среднем миоцене в Старом Свете [Беляева, Алексе-



Рис. 3.13. Палинологическая диаграмма разреза Т-4 (впадина Эд-Дау) Условные обозначения см. рис. 3.6

Fig. 3.13. Palynologic diagram of the section T-4 (Ad-Daw Depression) Look the legend in Fig. 3.6

ева, 1962]. Залегание данного литостратиграфического комплекса выше раннемиоценовых отложений и находка мастодонта позволяют ограничить возрастной интервал вмещающих пород средним миоценом. Спорово-пыльцевой анализ осадков (аналитик А.Н. Симакова), содержащих палеонтологическую находку, показал, что во время их накопления господствовали лесостепные ландшафты. Горные области были покрыты древесной растительностью. Существовали субтропические жестколистные, хвойно-широколиственные и хвойные леса, отражающие в той или иной мере развитые горные растительные пояса. На низменных участках рельефа, вдоль водотоков и около озер, были распространены маквисовые группировки и олышаники. Присутствие в палиноспектрах пыльцы Picea, Jusminum, Liquidambar, Liriodendron, Magnolia, Tilia orcdata, Fagus указывает на относительно влажный субтропический климат. Указание на встречаемость в данном комплексе пород (разрез Т-4) единичных экземпляров остракод (определение Н.Н. Найдиной) миоценового возраста Mediocytherides inflata Schneider, Eucypris sp. и присутствие среди них вида Cyprideis gigantica, описанного В.Г. Ворошиловой из соленосных отложений среднего миоцена Азербайджана, является еще одним из аргументов в пользу среднемиоценового возраста этого литостратиграфического комплекса [Поникаров и др., 1969. C. 129].

Вышележащий комплекс представлен преимущественно терригенными осадками – палевыми алевролитами и песчаниками, нередко загипсованными. Характерно появление в основании этого комплекса прослоев конгломератов, состоящих из плохо окатанных кремней. Этот обломочный материал встречается по всей толще в виде линз и маломощных прослоев. Мощность комплекса достигает 100 м. Надо заметить, что очень часто вдоль бортов впадины Эд-Дау эти отложения размыты. Их отнесение к верхнему миоцену имеет условный характер и определяется залеганием между подстилающими породами среднего миоцена и лежащими выше грубообломочным комплексом пород, относимых к плиоцену.

Плиоценовые конгломераты залегают с размывом и угловым несогласием на разновозрастных породах. В их базальной части встречаются крупные валуны и плохо окатанные обломки пород, представленные известняками с включением кремней, заполнитель песчано-глинистый палево-бурый. В конгломератах отмечаются прослои песчаников, алевролитов, песчанистых мергелей, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В центральной части впадины Эд-Дау характерно фациальное замещение конгломератов песчано-глинистыми, мергелистыми и карбонатными осадками с увеличением их гипсоносности (см. рис. 3.10). Мощность конгломератовой толщи по бортам впадины Эд-Дау колеблется от нескольких десятков до 100–150 м.

Палинологический анализ (аналитик А.Н. Симакова) конгломератов разреза Т-4 локазал, что в процентном соотношении пыльцы древесных и травянистых имеются значительные колебания, споры не зафиксированы (см. рис. 3.13). Среди древесных преобладают Pinus sect. Diploxilon, Picea, значительно участие в спектрах пыльцы Carpinus, Ostrya, единично встречается пыльца Quersuc, Fraxinus, Liquidambar. Гидротермофильная растительность представлена пыльцой Tilia, Fagus, Alnus, Corilus. В палиноспектрах с повышенным содержанием травянистых превалируют Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae, Artemisia, Talictrum. В целом палинологические данные отражают развитие хвойно-широколиственных лесов в горных областях, маквисы существовали в предгорьях, и степная растительность покрывала предгорные равнины. Учитывая колебания содержания пыльцы древесных и травянистых, можно полагать, что имели место палеоклиматические флуктуации - от сравнительно теплого и влажного климата к более прохладному и сухому. Сопоставление палинологических данных по конгломератовой толше с материалами по неогену Израиля [Horowitz, 1987, 1990], Сирии [Хусейн, 1973] и Турции [Benda, 1971] дает возможность предположить, что возраст конгломератов разреза T-4 отвечает плиоцену.



Рис. 3.14. Фрагмент зуба мастодонта (Comphotherium ex gr. angustidens) из миоценовых отложений разреза Т-4, впадина Эд-Дау

Fig. 3.14. Tooth fragment of *Gomphotherium* ex gr. *angustidens* from Miocene deposits in the section T-4, Ad-Daw Depression

Переход от плиоценовых конгломератов к плейстоценовым отложениям постепенный. Раннеплейстоценовые отложения представлены слабо дислоцированными паттумами, они погружены в центральной части впадины и размыты на ее бортах. Залегающие выше пролювиальные отложения, образующие конусы выноса, расчленяются на основании геоморфологических и археологических данных. Выделяются три генерации пролювиальных конусов, имеющих разные превышения (30–40, 15–20 и 10 м) над днищем сухих вади.

Два самых высоких уровня (30-40 и 15-20 м) сложены крупногалечными конгломератами с песчано-гравийным заполнителем, мощность каждой генерации не превышает 10-15 м. Пролювиальные отложения дистальной части конусов переходят в озерные образования. Следует отметить, что на конусах выноса и озерных террасах этих генераций хорошо развит калькретовый горизонт (мощностью 0,5-1 м), имеющий покровное залегание. Наличие калькретового панциря на высоких геоморфологических уровнях служит в известной мере свидетельством их относительной древности. Более важным аргументом в пользу древности является то, что на их поверхности встречаются артефакты позднеашельского облика, что говорит о их допозднеплейстоценовом возрасте.

Более молодая генерация пролювия образует конусы выноса, превышение которых над тальвегами сухих долин не более 10 м. Пролювий представлен рыхлыми плохо окатанными галечниками, гравелитами и супесями. В центральной части впадины пролювий замещается озерными песчано-глинистыми осадками. Этой генерации отвечают отложения пещерных палеолитических стоянок Джерф-Айла и Даура, в которых вскрыты культурные горизонты с каменными индустриями леваллуамустьерского возраста [Coon, 1957; Schroeder, 1970; Akazawa, 1974; Endo, 1978; Koizumi, 1978].

3.3.4. АЛЛЮВИЙ РЕК НАХР ЭЛЬ-КАБИР, ОРОНТО И ЕВФРАТ

Аллювий рек Нахр эль-Кабир, Оронто и Евфрат является важным связующим звеном в стратиграфической последовательности и корреляции разнофациальных континентальных образований Сирии. Кроме того, интерес к аллювиальным отложениям и их стратиграфии высок в связи с многочисленностью палеолитических находок в долинах этих рек.

Река Нахр эль-Кабир, дренирующая Латакийский прогиб (прогиб Эль-Кабир), выработала террасы в породах неогена и палеогена в диапазоне относительных превышений от 2–3 до 120 м. Наиболее высокая аллювиальная терраса, достигающая 110–120 м над рекой, имеет фрагментарное распространение. Она выражена на правом борту долины, около дер. Ситт Мархо; ее слагают среднеокатанные галечники, в которых матрикс представлен красно-бурыми глинами, переработанными почвенными процессами, мощность галечников до 2 м. С аллювиальными галечниками в Ситт Мархо связаны находки артефактов (архаичные бифасы, чопперы, чоппинги), относимых к раннему ашелю [Besancon et al., 1977; Sanlaville, 1979; Muhesen, 1985]. Это позволяет, согласно существующим представлениям о возрасте раннего ашеля, полагать, что данный геоморфологический уровень соответствует времени окончания раннего плейстоцена.

С новым этапом врезания р. Нахр эль-Кабир было связано формирование 80-90-метровой террасы, хорошо развитой на правом борту долины, в районе деревень Рудо и Джиндирие. В базальной части аллювиального разреза здесь хорошо выражена пачка галечников (5-10 м), выше залегают палевые супеси и рыхлые песчаники (10-12 м). В разрезе Джиндирие в нижней части пачки супесей обнаружена первая для данного региона находка костных остатков крупного млекопитающего – нижняя челюсть Dicerorhinus hemitoechus (определение В.Ю. Решетова), что указывает на среднеплейстоценовый возраст вмещающих отложений (рис. 3.15). Согласно палеомагнитным измерениям, аллювиальная толща разреза Джиндирие характеризуется прямой намагниченностью, что, учитывая палеонтологические данные, можно интерпретировать как нижнюю часть эпохи Брюнес.

Палиноспектры из аллювиальных отложений разреза Джиндирие отражают примерно равное соотношение пыльцы древесных и травянистых растений. В древесно-кустарниковой группе доминирует пыльца *Pinus* (до 56%), среди широколиственных присутствуют *Quercus*, *Acer*, *Carpinus*. Единично встречается пыльца *Corylus*, *Tilia*, *Fagus*. Травы представлены пыльцой *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Gramineae*, *Rosaceae*, *Leguminosae*. Снизу вверх по разрезу отмечается изменение растительности, указывающее на смену климатических условий от сравнительно влажных к более аридным.

Каменные изделия, собранные на 90-метровой террасе около дер. Рудо, типологически относятся к среднему ашелю (заключение В.А. Ранова). Заметим, что, согласно публикациям, с серией рудо ассоциируется позднеашельская индустрия [Sanlaville, 1979; Besancon, 1981 a, b; Muhesen, 1985]. Все это не противоречит среднеплейстоценовому возрасту рассматриваемой террасы.

В долине Нахр эль-Кабир с низкой террасой (30–35 м) связаны археологические находки среднепалеолитического возраста, что позволяет рассматривать ее в пределах позднего плейстоцена. Терраса сложена галечниками, переходящими вверх по разрезу в супеси, общая мощность этой аллювиальной серии меняется от нескольких до 20–30 м.

Долина р. Оронто в своем среднем течении прорезает обширное плато, сложенное известняками и мергелями верхнего мела и палеогена. В ряде мест это плато бронировано базальтами миоцена и плиоцена [Поникаров и др., 1969]. В этой части долины особенно хорошо выражены террасы в интервале от 3-4 до 80 м над уровнем реки. После открытия нижнепалеолитической стоянки Латамна и ее детального изучения геолого-геоморфологические и археологические исследования долины р. Оронто проводились довольно интенсивно. Вначале были



Рис. 3.15. Нижняя челюсть носорога (*Dicerorhinus hemitoehus*) из аллювиальных отложений террасы (80–90 м) около дер. Джиндирие (а – вид сбоку, б – вид сверху)

Fig. 3.15. Mandible of *Dicerorhinus hemitoecus* from alluvial deposits (80–90 m) high terrace near village Jinndiriye (a – lateral view, δ – dorsal view)

установлены три разновозрастные аллювиальные серии: древняя – поздневиллафранкская, средняя (латамна) с находками среднеашельских орудий и костными остатками крупных млекопитающих и поздняя с находками орудий позднего ашеля [Liere, 1960; Liere, Hooijer, 1961–1962; Clark, 1966]. При определении поздневиллафранкского возраста самой древней аллювиальной серии была принята во внимание находка челюсти Archidiskodon meridionalis (Nesti) в разрезе высокой террасы около г. Хама.

При дальнейших исследованиях в строении долины р. Оронто было выделено пять аллювиальных серий: голоценовая терраса (превышение над рекой 3–5 м); вюрмская терраса – серия сароу (10 м); рисская терраса – серия джрабият (20–25 м); миндельская терраса – серия латамна (50–60 м); доминдельская терраса – серия кхатаб [Besancon et al., 1978]. Ж. Безансон и соавторы отмечали, что находка Archidiskodon meridionalis около г. Хама, скорее всего, связана с серией латамна, что



Рис. 3.16. Строение долины р. Оронто (среднее течение)

1 – аллювнальные галечники; 2 – пролювнальные отложения; 3 – супеси, суглинки; 4 – базальты; 5 – калькреты; 6 – известняки, мергели; 7 – палеолитические находки (а – ашель, б – средний-поздний палеолит) Fig. 3.16. Generalized geologic-geomorphological cross section of the Middle Orontes river valley

1 – alluvial pebbles; 2 – proluvial (colluvial) debris; 3 – fluvial silt; 4 – basalts; 5 – caliche; 6 – limestone and marl; 7 – Palaeolithic finds (a – Acheulian, δ – Middle–Upper Palaeolithic) подразумевает переотложение палеонтологической находки. В галечниках серии кхатаб были отмечены раннеашельские каменные изделия. С серией латамна ассоциировались находки среднеашельских орудий, а с серией джрабият – орудия позднего ашеля.

Высокая поверхность с развитыми на ней базальтовыми покровами миоцена и плиоцена возвышается до 200-400 м над рекой (рис. 3.16). Врез палео-Оронто в эту поверхность происходил, по-видимому, в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время и завершился в раннем плейстоцене формированием высокой (80 м) террасы, сложенной конгломератами. В разрезе у дер. Шмэси эти конгломераты состоят из среднеокатанных галек, в базальной части толщи отмечены валуны базальтов и известняков; мощность конгломератов 12–13 м. На конгломератах залегает пролювиальная пачка, представленная грубообломочным неокатанным материалом; мощность 4–5 м. На поверхности 80-метровой террасы встречен смешанный комплекс каменных орудий от ашеля до верхнего палеолита.

Следующий эрозионно-аккумулятивный этап в развитии долины р. Оронто ознаменовался образованием 50-60-метровой террасы, хорошо выраженной около дер. Эль-Латамна и дер. Кхатаб. Эта терраса сложена аллювиальными галечниками серии латамна. В карьере Мирамил, недалеко от археологического раскопа, изучавшегося Д. Кларком [Clark, 1966], вскрыты (снизу вверх) галечники косослоистые, состоящие из угловато-окатанных кремней, видимая мощность 7-8 м; в кровле разреза – палевые лёссовидные супеси, мощность 3 м. В галечниках, на глубине 8 м от кровли разреза, были найдены среднеашельские рубила, соответствующие новому геоархеологическому уровню [Dodonov et al., 1993]. Археологический раскоп со среднеашельскими орудиями (по Д. Кларку) приходился на кровлю галечников, т.е. в разрезе карьера Мирамил это не глубже 1,5-3,0 м. Находки костных остатков млекопитающих в нижней гравийно-галечной пачке серии латамна послужили обоснованием миндельского возраста террасы. Так, в одном из галечных карьеров (ныне не функционирующем) были извлечены костные остатки: Stegodon cf. trigonocephalus, Elephas trogontherii, Equus sp., Dicerorhinus cf. hemitoechus, Hippopotamus amphibius, Orthogonoceros verticornis, Camelus sp., Antilopidarum gen. et sp. indet., Bison cf. priscus, Canis cf. auteus, Crocuta crocuta [Hooijer, 1962].

В результате радиотермолюминесцентного датирования тонкопесчаной фракции с глубины 5,5 и 8,5 м (выше и ниже сборов артефактов) разреза Мирамил были получены даты соответственно 324±65 тыс. лет и 567±42 тыс. лет². С этими датами хорошо согласуются представления о миндельском возрасте галечников серии латамна. Новые данные по геохронологии раннепалеолитической стоянки Латамна облегчают понимание малоизученного интервала между ранним и средним ашелем Ближнего Востока. В этом регионе известным геохронологическим репером (1,4 млн лет) для раннего ашеля остается местонахождение Убейдиа [Tchernov, 1987]. Обнаружение в Латамна нового уровня с бифасами и его датирование дают основание предполагать, что уже около 0,6 млн лет назад среднеашельские приемы обработки камня пришли на смену раннеашельским.

Согласно палинологической характеристике разреза Мирамил (аналитик Г.Н. Шилова), в аллювии определена разнообразная пыльца широколиственных пород – Quercus, Carpinus, Tilia Juglans, Ulmus, Corylus, среди лиственных – Betula, из хвойных – Pinus, Cupressus. В группе травянистых и кустарниковых много пыльцы Compositae, единична пыльца Gramineae, Artemisia, Chenopodiaceae, Ericales, Caryophyllaceae, Adonis. Растительность была представлена: в предгорьях – дубовыми лесами с Carpinus и Tilia, в горах преобладали сосновые леса, на равнинах были распространены злаковые степи, а в долинах встречались Ulmus, Corylus. Общий

² Радиотермолюминесцентное датирование было выполнено О.А. Куликовым в радиохимической лаборатории химического факультета Московского государственного университета.



Рис. 3.17. Строение долины р. Евфрат на участке между гг. Дейрэз-Зор и Ракка

I – супеси; 2 – галечники; 3 – калькреты; 4 – гипсы; 5 – базальты; 6 – гипсоносная формация – тортон (N₁t); 7 – археологические находки (а – раниепалеолитические, 6 – средне-позднепалеолитические); 8 – К-Аг датировки, млн лет Fig. 3.17. Generalized geologic-geomorphological cross section of the Al-Furat river valley between Deir az-Zor and Raqqa

I - silt; 2 - gravel; 3 - caliche; 4 - gypsum; 5 - basalts; 6 - Tortonian (N₁t); 7 - archaelogical finds (a - Lower Palaeolithic, 6 - Middle-Upper Palaeolithic); 8 - K-Ar ages of basalts, Ma состав палинофлоры отражает более прохладные и влажные климатические условия, чем современные.

В послеминдельское время в результате врезания палео-Оронто были сформированы две террасы высотой 35 и 25 м. Обе террасы сложены галечниками, в составе которых преобладают кремни; мощность галечников до 5–7 м. В галечниках 25-метровой террасы встречаются in situ бифасы позднеашельского возраста, что позволяет относить эту террасу к верхней половине среднего плейстоцена.

Согласно палинологическим данным, в отложениях 25-метровой террасы содержится разнообразная пыльца широколиственных (Quercus, Tilia, Ulmus, Celtis, Carpinus, Corylus, Ostrya, Juglans, Fagus) и хвойных пород (Pinus, Cedrus, Cupressaceae). Среди субтропических форм определены Oleacea, Tamarix, Pistacia, Magnolia, Palmae, Nyssa, Liquidambar. В группе пыльцы травянистых и кустарничковых обильна пыльца злаков и разнотравья. Спорово-пыльцевые спектры отражают распространение на равнинах – сухих злаковых степей, в предгорьях – дубово-грабовых лесов с участием Celtis, Zelkova, на горных склонах – сосновых лесов с Cedrus и Betula, в долинах рек – тугайных лесов с Tamarix. Климатические условия были прохладнее и влажнее современных.

Новый эрозионно-аккумулятивный этап отразился в образовании низкой террасы (8–10 м), сложенной галечниками. Палинологические материалы по отложениям этой террасы позволяют реконструировать развитие разнотравно-злаковых степей на равнинах, дубовых лесов с участием граба и липы в предгорьях, по долинам рек были заросли *Elaeaguus, Ilex, Tamarix.* Климатические условия были влажнее и прохладнее современных, что, вероятно, соответствует плювиальной обстановке. Возраст террасы можно принять как позднеплейстоценовый, учитывая сведения о находках средне- и позднепалеолитических орудий в ее аллювии [Besancon et al., 1978].

Высокая пойма Оронто (3 м) сложена бурыми супесями. Палинологическая характеристика этих отложений свидетельствует о широком распространении сухих степей, на горных склонах – сосновых лесов, в предгорьях – вечнозеленых жестколистных лесов и кустарников.

Таким образом, данные по стратиграфии аллювия долины Оронто свидетельствуют о позднеплиоцен-раннеплейстоценовом возрасте самой долины. Наличие разновозрастных аллювиальных серий (формаций), слагающих террасы, отражает довольно значительные этапы эрозии и аккумуляции палео-Оронто, которые пока трудно отождествлять с дробными палеоклиматическими событиями. Повышенная мощность древних аллювиальных серий (до 10-15 м), слабая дифференциация на фации и констративный тип накопления указывают на значительную обводненность бассейна Оронто в прошлом и большую транспортирующую силу самой реки, способной переносить галечный материал повышенной крупности по сравнению с современной рекой. Состав растительности отражает более влажные и, вероятно, более прохладные, чем современные, климатические условия, которые соответствовали, по всей видимости, плювиальным обстановкам. Намечающееся изменение палинофлоры во время формирования террас (от древних к более молодым) щло в сторону обеднения состава растительности. Исчезали породы, требующие более влажных условий для произрастания (Fagus, Tilia, Ulmus и др.), злаковые степи сменялись на опустыненные степи. Все это указывает на прогрессирующую аридизацию климата бассейна Оронто в течение четвертичного периода.

В долине р. Евфрат на участке среднего течения, от г. Дейр-эз-Зор до г. Ракка, геоморфологически хорошо выражены три террасы, а также высокая и низкая поймы (рис. 3.17). Высокая терраса имеет превышение над рекой около 40–50 м. Она сложена галечниками, обычно сильно загипсованными, их мощность не более 10 м. В кровле можно наблюдать гипсовую кору (до 1 м). В районе Халабие-Залабие (50 км севернее Дейр-эз-Зора) галечники этой террасы перекрыты базальтами, по которым были получены две K-Ar даты 2,76±0,09 и 2,9±0,1 млн лет. Такой возраст базальтов дает основание считать, что формирование 40–50-метровой террасы в среднем течении происходило в позднем плиоцене. Относительные превышения высокой террасы изменчивы, поэтому весьма вероятно, что с ней коррелируются уровни, достигающие 60–80 м в районе г. Ракка [Поникаров и др., 1969. С. 134; Besancon et al., 1980; Besancon, Sanlaville, 1981].

Средняя терраса имеет превышение над рекой около 20–25 м. Ее слагает достаточно мощная (не менее 15 м) аллювиальная толща галечников, состоящих преимущественно из метаморфических пород. Среди галечников заключены линзы и прослои хорошо промытых разнозернистых косослоистых песков. В кровле разреза террасы прослеживается слой супеси, мощностью не более 2 м. Перекрывающие среднюю террасу базальты в 5 км северо-западнее Дейр-эз-Зора, близ дер. Абу Джемаа, имеют К-Аг даты 0,71±0,08; 0,725±0,08 и 0,88±0,07 млн лет, что приводит нас к заключению о раннеплейстоценовом возрасте аллювия. Это расходится с прежними представлениями о среднеплейстоценовом возрасте средней террасы (terrace principale, формация Abou Jemaa), предполагаемом исследователями на основании археологических находок в аллювии, рассматривавшихся как позднеашельские с признаками леваллуазской техники [Besancon et al., 1980; Besancon, Sanlaville, 1981; Besancon, 1983; Muhesen, 1985]. По-видимому, необходимы дальнейшие исследования с целью уточнения возрастной периодизации раннепалеолитических находок, встречающихся в большом количестве в аллювиальных галечниках средней террасы.

Низкая терраса (до 10–12 м) занимает промежуточное положение между высокой поймой и средней террасой. В ее строении хорошо выражена русловая и пойменная фации, представленные, соответственно, галечниками и глинисто-супесчаными загипсованными осадками. С этой террасой (формация Абу Шахри) связаны находки каменных изделий, относимые по типологическим признакам к среднему и верхнему палеолиту [Perves, 1945, 1964; Besancon, Sanlaville, 1981]. Ее возраст может быть принят как позднеплейстоценовый.

Высокая пойма хорошо развита в долине Евфрата, ее ширина колеблется от первых сотен метров до 3–5 км, высота 3–4 м над рекой. Она сложена слоистыми песчано-глинистыми осадками половодных фаций.

3.4. СОПОСТАВЛЕНИЕ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ОСНОВНЫХ ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР В ЗОНЕ ЛЕВАНТСКОГО РАЗЛОМА И В ПАЛЬМИРИДАХ

Данные о строении неоген-четвертичного разреза в Латакийском прогибе (прогибе Эль-Кабир), впадине Эль Габ, Дамаскском бассейне и впадине Эд-Дау позволяют сделать следующие выводы (рис. 3.18).

Латакийский морской прогиб существовал начиная с раннего миоцена, морские условия в нем продолжались до позднего плиоцена. В раннем миоцене формировались преимущественно карбонатные толщи шельфовой зоны, в среднем миоцене – терригенно-карбонатные, в позднем – терригенно-карбонатные с гипсоносной толщей в мессинское время, в плиоцене преобладало накопление терригенного материала. В миоцене, во время так называемого кризиса солености, произошло отделение Латакийского бассейна от Месопотамского морского бассейна, существовавшего на востоке. В плиоцене морская трансгрессия распространялась только на юго-западную наиболее погруженную часть Латакийского прогиба. На рубеже 1 млн лет назад морские условия осадконакопления сменились континентальными.

Рифтовая впадина Эль Габ, судя по имеющимся буровым и геофизическим данным, имеет заполнение до 1000 м осадками континентального генезиса. Под этой толщей обычно вскрываются отложения верхнего мела. Это подтверждается, например, данными по новой глубокой скважине, пробуренной в северной части впадины Эль Габ, 30 км южнее г. Джиср-эш-Шугур (дер. Хербет аль-Накиз), в которой под толщей озерных глин и грубообломочного материала на глубине 700 м вскрыты породы верхнего мела. Возраст отложений, заполняющих впадину Эль Габ, вероятнее всего, плиоцен-четвертичный, что говорит о плиоценовом возрасте этой рифтовой структуры. Судя по условиям покровного залегания позднемиюценовых базальтов в районе Хомского ареала, позднемиюценовые тектонические движения вдоль Левантского трансформного разлома на южном продолжении впадины Эль Габ еще не имели характер рифтообразующих. Раскрытие впадины Эль Габ произошло, вероятнее всего, в самом начале плиоцена. На рубеже позднего плиоцена и раннего плейстоцена базальтовый магматизм проявился на восточном фланге впадины вдоль поднимающегося блока Джебель эз-Завия, а также в ее северной части, где она разделяется горстовым поднятием Джебель Остани на два грабена (район г. Джиср-эш-Шугур).

Сравнительный анализ строения впадины Мертвого моря и грабена Хула, располагающихся на оси Левантской зоны разломов к югу от Антиливана, показывает, что в раннем миоцене впадина Мертвого моря уже существовала и была заполнена отложениями формации Хацева (Hazeva), представленными озерными осадками и кластическими красноцветными породами. Существует точка зрения, что в среднем-позднем миоцене впадина Мертвого моря не была проявлена в рельефе и дренировалась эрозионной системой вкрест ее простирания - с востока на запад [Hempton, 1987; Zak, Freund, 1981]. В плиоцене вновь произошло погружение впадины, и она заполнялась отложениями формации Седом (Sedom), представленными солями, гипсами, карбонатами с включением кластического материала. В плейстоцене погружение впадины продолжалось, и она заполнялась озерными глинистыми осадками формации Лисан (Lisan). Таким образом, время раскрытия рифтовой впадины Эль Габ совпадает с плиоценовым этапом развития впадины Мертвого моря.

В грабене Хула, расположенном к северу от впадины Мертвого моря, на продолжении Левантского трансформного разлома, основной этап раскрытия этой структуры наступил в плиоцене. Об этом свидетельствует мощная толща заполнения, состоящая из озерных осадков и базальтов, датированных в диапазоне 4,08–2,72 млн лет назад [Heimann, Steinitz, 1989]. Общая мощность плиоцен-плейстоценовой толщи, заполняющей впадину Хула, около 2500 м. Важно отметить, что раннеплиоценовые базальты (4,1 млн лет) и подстилающие их позднемиоценовые базальты (8,8 млн лет) в разрезе скв. Нотера, располагающейся в центральной части впадины, сближены до нескольких метров, что позволяет предположить значительный перерыв в осадконакоплении в интервале 8,8–4,1 млн лет. Вскрытые скв. Нотера красноцветные песчанистые отложения под базальтами с датой 8,8 млн лет не ассоциируются с погружением впадины Хула. Предполагается, что Тибериадская впадина (Галилейское море), имеющая толщу заполнения до 3500 м, также формировалась в плиоценовое время – позже 4 млн лет назад [Heimann, Steinitz, 1989].

Таким образом, к северу от впадины Мертвого моря раскрытие впадин Тибериадской, Хула и Эль Габ произошло в плиоцене и продолжалось в плейстоцене, что было связано с резкой активизацией движений по Левантскому трансформному разлому. С этим тектоническим этапом ассоциируется 30–40-километровый левосторонний сдвиг в рифтовой впадине Мертвого моря [Garfunkel, 1981; Joffe, Garfunkel, 1987].

Миоцен-плиоценовые и четвертичные геологические события, имевшие место в зоне Левантского трансформного разлома, коррелируются с этапами развития крупных впадин Пальмирской зоны складчатости. В раннем миоцене Дамаскская и Эддауская впадины заполнялись терригенно-карбонатными осадками, в строении которых значительное место занимают толщи кварцевых песков аллювиальноозерного генезиса. В Центральных Пальмиридах области прогибания в это время занимали обширные пространства, положительные структуры были еще слабо проявлены. Терригенный материал (кварцевые пески) поступал, по-видимому, со стороны Аравийской платформы, где выветриванию подвергались кристаллические

| 24- | 22- | 20- | 1 | 16 - | 1 | 12- | 10 | e | 6 1 | * | N | | 787 197 |
|---------------------------|---|---|---|------------------|--|------------------------------|---|---|-------------|--|-------------------------------------|---|------------------------------------|
| | | | | миоцен | | | | | | пли | оцен | лл ц | Страт |
| Нижний | | | | Средний | | | | Верхний | | Нижний | Нижний Верхний | | <u> </u> |
| | • | <u>.</u> | (красноциетные терригенные отложения, озерные карбонаты) | opustant subsudo | | Толща заполнения бассейна | | Эрозионная система, пересекающая бассейн Хацева | | обложения) | Формация Седон (каменты соли, | Формация Лисан (озерные отложения) | Впадины Лартвого моря |
| | | | | | | | Красноцаетные песчанистые отложения | alak, nep | р поднятие | Ki K-Ai //////////////////////////////////// | нередование осерињих отложений и | Озерные отложения 1,15 К.Аг //////////////////////////////////// | евантском трансфора Грабен Хула |
| | | | | | | | | | | | Озерные отложения | Аллиовиальные отложения | инои зоны Гребен Эль Габ |
| Аквитан | | Бурдигал | | Ленгти | 'Гельвет" Серавал | нй | | Тортон | Мессиний | Занислий | Пьяченций | Алловиал С 1167///// | Латаки |
| | | Карбонатные отложения | | | | карбонатные отложения) | Формация Сафкун (терригенно- | | (Innext | (гланны, карбонаты) | Терригенные | | юережье Иский прогиб |
| | ласки пески | Терригенно- карбонатные отложения 26,2 К-А; //////////////////////////////////// | | | Озерные отложения : 15,6 К-А: //////////////////////////////////// | | | | ((, | | Контло-> Озерные | Аллювиальные отложения : 0,5 К.А; //////////////////////////////////// | Памаскская впадина |
| 5-2877 E 574 K-AF 2000000 | и кремнии; цает бельій, серый, зеленоватый | Терригенно- карбонатине, отложения, кварцевые пески | | | карбонатиче отложения, местани загипсовены; цвет розовато-кресный | Terrore | | Терригенные отложения с писсия; облошки креминей; цеет палевый | |) | Валунные конгломераты | Флюсинальные отложения | ириды Впадина Эд-Дау |

породы фундамента. Прогибание впадин имело конседиментационный характер. В среднем миоцене погружение синклинальных структур продолжалось. Гипсоносность и красноцветность осадков среднего миоцена говорит об относительном увеличении аридности палеоклимата при сохранении мозаичности ландшафтов, в которых было место и увлажненным биотопам вдоль озерных бассейнов, где могли существовать такие животные, как мастодонты. Позднемиоценовые отложения Центральных Пальмирид содержат обломочный материал местных пород, который поступал при денудации антиклинальных поднятий, сложенных известняками позднего мела и палеогена. Плиоценовые отложения в Пальмиридах повсеместно представлены конгломератами, за исключением лишь центральных частей больших синклинальных структур, где конгломераты фациально замещаются тонкими терригенно-карбонатными осадками. Особенно грубый валунно-галечный материал отмечается в базальной части плиоценовой толщи. С плиоценовым временем были связаны основные орогенические движения в Пальмиридах. В эту же эпоху, как было отмечено выше, происходили активные тектонические движения вдоль Левантского трансформного разлома, сопровождавшиеся прогибанием и увеличением в размерах впадины Мертвого моря, а также раскрытием и прогибанием новых структур – впадин – Тибериадской, Хула и Эль Габ.

3.5. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ, АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ТЕРРАС

Стратиграфия четвертичных отложений Сирии неразрывно связана со стратиграфической последовательностью морских, аллювиальных, пролювиальных и озерных террас. На рис. 3.19 показана стратиграфическая последовательность террас и их корреляция в основных регионах и крупных долинах рек, учитывая имеющиеся данные по публикациям Ж. Безансона, П. Санлавия и С. Мхесина, а также вновь полученные материалы в результате работ авторов за период 1991–1992 и 1995 гг.

На основании вновь полученных данных по разрезам морских отложений в районе Латакии установлено положение палеомагнитного эпизода Олдувей. С этим же уровнем связано последнее появление *Discoaster brouweri* и первое появление *Gephirocapsa oceanica*, что дает основание проводить по этому рубежу границу между плиоценом и плейстоценом. Палеомагнитный эпизод Харамилло намечается в самой верхней части толщи морских глин (разрезы Мардидо, Мшерфи), и это позволяет полагать, что после 1 млн лет на Сирийском побережье стали формироваться морские террасы, а также связанные с ними аллювиальные террасы р. Нахр эль-Кабир. Находка *Dicerorhinus hemitoechus* в разрезе аллювиальной террасы р. Нахр эль-Кабир у дер. Джиндирие подтверждает среднеплейстоценовый возраст этой террасы, что также согласуется с археологическими данными по 80-метровой террасе в разрезе Рудо. Морская терраса (25–30 м) в приустьевой части р. Снобар, по пескам которой получена термолюминесцентная дата 101±20 тыс. лет, может рассматриваться как позднеплейстоценовая (тирренская).

Находки среднеашельских рубил в средней части толщи галечников серии латамна (долина р. Оронто) и термолюминесцентные даты 324±65 и 567±42 тыс. лет по тонкопесчаной фракции, полученные соответственно немного выше и ниже уровня с находками, подтверждают среднеплейстоценовый возраст данной серии и образуемой ею 50-60-метровой террасы.

<---

Рис. 3.18. Фазы седиментации во впадинах зоны Левантского разлома и в Пальмиридах

Fig. 3.18. The sedimentary phases in major basins of the Levant transforme zone and Palmyrides

| Стратигра- фическая шкала | | Bo3- | [| | | Мор | ские терресы | Долина | Долина | Долина | Центральные Пальмириды | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|--------------------|---|----------|--|-----------------|---|---|--|----------------------------|---|--|--|--|--|--|--|--|----------------------------------|--|---------------------|--------|---|---|-------------------------|
| | | раст, млн лет | Археол | | погия | Ливанское побережье | Латакийское побережье | р. Нахр Эль- Кабир | средней части р. Оронто | средней части р. Евфрат | Эд-Дау, Сабхот Маух | Пещеры | | | | | | | | | | | | |
| Гол | Верхний Верхний | цен - у 0,01 - у 0,01 - у 0,01 | | Неолит Мезолит Верх- ний – | | Неолит Мезолит Верх- ний - | | Неолит Мезолит Верх- ний – | | Неолит Мезолит Верх- ний – | | Неолит Мезолит Верх- ний – | | Неолит Мезолит Верх- ний – | | Неолит Мезолит Верх- ний – | | Энфин 11/0 90-100 Тыс. лет | Снобар (30 м) //TL 101 ± 20 тыс. лет// | Эш Шир (30-35 м) | Сароут | Пойма Нижая терреса (Абу Шахри) (8-10 ж) | Днище вади Конусы выноса и озерные террасы (5—10 м) | Джерф- Айле Даура |
| Астоцен | Средний | | | Сред- ний | Сред- ний | Сред- ний | Верхний ашель Средний ашель | Жбел | Хеннади (80 ш) | Рудо (80 м) Джиндирие (100 м) Dicerorhnus hemitoechus | Джрабият (20-25 м) Латамна (50-60 м) 11-570 тыс. лет | Терраса (15 м) | Конусы выноса и озерные терресы (15—20 м) | | | | | | | | | | | |
| UNEŇ | să Mă | 0,8 | ПАЛЕОЛИТ | Нижимй | Нижний ашоль | Закрун (90–140 м) Шааб (160–170 м) | Бакса (120–130 м) Мшерфет эс-Самук эс-Самук (170–190) (Харамилло; 1 млн лет) | Ситт Мерхо (130 м) | Хатаб Шизси (130 м) | V. dr. 6,71 56,765 sinni nin 6,723 50,065 sinni nor 6,883 50,07 sinni nor Ady Discours | Конусы выноса и озерные террасы (30—40 м) | | | | | | | | | | | | | |
| ten | Нижи | 1,8 | | | | | Мшерфэ, Мардидо морские осадки Gephirocapsa осаапіса С Олдувей; 1,8 млн. лет / Морские осадки Discoaster brouwer! | | | (20-30 m) (K-Ar 2,7620,09 mmi mm /// 2,920,1 mmi mm Xana6me (40-50 m) | Верхнеплиоцен- нижнеплейсто- ценовые конгло- мераты | | | | | | | | | | | | | |
| ЮМИЛ | Верхн | | | | | | | | | Шнин (70—80 м) Покровные конгломераты | | | | | | | | | | | | | | |

Рис. 3.19. Стратиграфическое положение и корреляция морских и аллювиальных террас Сирии

.

Fig. 3.19. The scheme of stratigraphic position and correlation of marine and alluvial terraces in Syria

Впервые полученные K-Ar датировки (0,71±0,08; 0,725±0,08 и 0,88±0,07 млн лет) по базальтам, перекрывающим аллювий 20-30-метровой террасы Абу Джемаа в долине Евфрата, указывают на то, что возраст аллювия не моложе раннего плейстоцена в отличие от среднеплейстоценового, предполагавшегося ранее. Аналогичным образом, в результате получения K-Ar датировок (2,76±0,9 и 2,9±0,1 млн лет) удревняется до позднеплиоценового возраст 40-50-метровой террасы Евфрата в районе Халабие-Залабие. Покровные конгломераты, широко развитые на прилежащих к долине Евфрата платообразных водоразделах, вероятнее всего, имеют раннеплиоценовый возраст.

Позднеплиоцен-раннеплейстоценовые конгломераты и паттумы, заполняющие впадины Центральных Пальмирид, литологически плохо расчленяются. В позднем плиоцене и раннем плейстоцене, по-видимому, существовал единый цикл седиментации, после которого седиментационные циклы чередовались чаще на фоне общего тектонического поднятия Аравийской плиты. Высокие пролювиальные террасы (30–40 и 15–20 м) в Центральных Пальмиридах, вероятно, следует рассматривать в пределах среднего плейстоцена. Пролювиальные и озерные террасы с превышениями до 10 м, скорее всего, отвечают позднему плейстоцену, так как часто содержат в своих отложениях средне-позднепалеолитические орудия.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64552).

ЛИТЕРАТУРА

- Беляева Е.И., Алексеева Л.И. Семейство Gomphotheriidae. Отряд Proboscidae. Хоботные // Основы палеонтологии. М., 1962. Т. 13: Млекопитающие. С. 262–267.
- Головина Л.А., Габлина С.С., Симакова А.Н. Палеогеография позднего плиоцена-раннего плейстоцена Западной Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 2. С. 102–105.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Габлина С.С. и др. Морской верхний плиоцен-нижний плейстоцен Западной Сирии: Стратиграфия и палеогеография // Там же. 1996. Т. 4, № 1. С. 71-81.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Шарков Е.В. и др. Рифтовая впадина Эль Габ (Сирия): Структура, стратиграфия, история развития // Там же. 1997. Т. 5, № 4. С. 56-69.
- Колалонго М.Л., Пассини Д.Ж., Пелозио Дж. и др. Рассмотрение вопроса о выборе стратотипа неоген-четвертичной границы // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 77-86.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия плиоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М.: Наука, 1971. 238 с.
- Никифорова К.В., Алексеев М.Н., Агирре Э. Нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 72–77.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран: Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.
- Симакова А.Н. Палинология морского верхнего плиоцена Сирии и анализ палеогеографических обстановок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 2. С. 96–102.
- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63-75.
- Хусейн К. Неогеновые и четвертичные спорово-пыльцевые комплексы Сирии: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973.
- Хусейн К.М., Рыбакова И.О. Результаты микропалеоботанического изучения неогеновых отложений в бассейне р. Эль-Кабир (Сирия) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1973. № 3. С. 108–112.
- Чепалыга А.Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 222 с.
- Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2, № 4. С. 439-448.

- Akazawa T. Palaeolithic assemblages from the Doura Cave Site // Univ. Tokyo. Bull. 1974. N 6. P. 1-19.
- Benda L. Principles of the palynologie subdivision of the Turkish Neogene // News Stratigr. 1971. N 1/3. P. 23-26.
- Besancon J. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire continental du Proche Orient // Colloq. Intern. C.N.R.S. 1981a. N 558. P. 33-53.
- Besancon J. Chronologie du Pleistocene an Levant // ibid. 1981b. N 558. P. 145-153.
- Besancon J. L'Euphrate et le Nord-East de la Syrie: Modifications du miliu naturel au cours du Quaternaire // Annales de geographie / Universite Saint-Joseph. Beyrouth, 1983. P. 41-120.
- Besancon J., Copeland L., Hours F. et al. Le paleolithique d'el Kowm: Rap. preliminaire // Paleorient. 1981. Vol. 7/1. P. 33-55.
- Besancon J., Copeland L., Hours F., Sanlavile P. Sur le Quaternaire de la region de Lattaquie (Syrie) // C.r. Acad. sci. 1977. T. 284. P. 16-32.
- Besancon J., Copeland L., Hours F., Sanlaville P. The Palaeolithic sequence in Quaternary formations of the Orontes river valley, Northern Syria: A preliminary report // Bull. Inst. Archael. Univ. London. 1978. Vol. 15. P. 149-170.
- Besancon J., Copeland L., Hours F. et al. Geomorphologie et prehistoire de la vallee moyenne de l'Euphrate: Essai de chronologie du Pleistocene et du Paleolithique de Syrie // C.r. Acad. sci. 1980. T. 290. P. 167-180.
- Besancon J., Sanlaville P. Apercu geomorphologique sur la vallee de l'Euphrate Syrien // Paleorient. 1981. Vol. 7/2. P. 5-18.
- Besancon J., Sanlaville P. Remarques sur la geomorphologie du Ghab (Syrie). Chapitre II. Paleolithique de la vallee moyene de l'Orontes (Syrie). BAR International Series. 1993. N 587. P. 41-56.
- Blanckenhorn M. Grundzuge der Geologie und physikalishen Geographie von Nord-Syrien. B., 1891. 40 S.
- Blanckenhorn M. Zur Kenntnis der Susswasserablagerungen und Mollusken Syriens // Palaeontographica. 1897. Bd. 44. S. 71–144.
- Blanckenhorn M. Syrien, Arabien und Mesopotamien // Handb. regionalen Geol. 1914. Bd. 5, Abt. 4. S. 1-159.
- Bourcart J. Recherches stratigraphiques sur le Pliocene et le Quaternaire du Levant // Bull. Soc. geol. France. 1940. T. 10, N 7/9. P. 207-230.
- Butzer K.W. Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. Bonn, 1958. 157 p.
- Clark J.D. Acheulian occupation sites in the Middle East and Africa: A study in cultural variability // Amer. Anthropol. 1966. Vol. 68, N 2, pt 2. P. 202-229.
- Clark J.D. The Middle Acheulian occupation site at Latamne Northern Syria // Quaternaria. 1968. Vol. 10. P. 1–71.
- Coon C.S. The seven caves: Archaeological exploration in the Middle East. N.Y., 1957.
- Copeland L. Chronology and distribution of the Middle Palaeolithic, as known in 1980, in Lebanon and Syria // Colloq. Intern. C.N.R.S. 1981. N 598. P. 239–263.
- Dodonov A.E., Deviatkin E.V., Ranov V.A. et al. The Latamne formation in the Orontes River Valley: Le Paleolithique de la vallee moyennt de l'Oronte (Syrie) // BAR Intern. Ser. 1993. N 587. P. 189-194.
- Domas J. The Late Cenozoic of the Al Ghab Rift, NW Syria // Sb. geol. ved. Antropozoikum. 1994. N 21. P. 57-73.
- Dubertret L. La carte geologique au millionieme de la Syrie et du Liban // Rev. georg. phys. et geol. dynam. 1933. Vol. 6, N 4. P. 269-318.
- Dubertret L. La coupe type du Pliocene et du Quaternaire dans la region de Lattaquie: Extension et morphologie du Neogene et du Quaternaire pres de Lattaquie // Notes et Memoires. 1937. T. 2. P. 94-97.
- Dubertret L., Vautrin H. Sur l'existence du Pontien lacustre en Syrie et sur sa signification tectonique // C.r. Acad. sci. 1938. T. 206. P. 69–71.
- Dubertret L., Vautrin H., Keller A. Stratigraphie du Pliocene et du Quaternaire de la region de Lattaquie // Notes et Memoires. 1937. T. 2. P. 98-110.
- Endo K. Stratigraphy and palaeoenvironments of the deposits in and around the Douara cave site. Palaeolithic site of Douara cave and palaeogeography of Palmyra basin in Syria // Univ. Mus. Univ. Tokyo. Bull. 1978. N 14. P. 53-80.
- Fukuda M. Physical environment in the Palmyra Basin // Ibid. 1973. N 5. P. 73-86.
- Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 81-108.

- Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Mar. Micropalaeontol. 1977. Vol. 2, N 1. P. 1-25.
- Geological map of Syria (I-36-XXIV, I-37-XIX). V.D. Moscow: Technoexport, 1963.
- Geological map of Syria. 1:1.000.000. V.D. Damascus: Technoexport, 1986.
- Giannérini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem B. Deformations intraplaques el volcanisme associe: Exemple de la bordure NW de plaque Arabique au Cenozoique // Bull. Soc. géol. France. 1988. N 6. P. 938–947.
- Hanihara K., Sakaguchi Y. (ed.). Palaeolithic site of Douara cave and palaeogeography of Palmyra basin in Syria // Univ. Mus. Univ. Tokyo. Bull. 1978. N 14.
- Heimann A., Steinitz G. 40Ar/39Ar total gas ages of basalts from Notera #3 well, Hula Valley, Dead Sea Rift: Stratigraphic and tectonic implications // Isr. J. Earth Sci. 1989. Vol. 38. P. 173–184.
- Hempton M.R. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // Tectonics. 1987. Vol. 6, N 6. P. 687-705.
- Hooijer D.A. Middle Pleistocene mammals from Latamne, Orontes valley, Syria // Annales Archaeologiques de Syrie. Damascus, 1962. Vol. 11. P. 117-132.
- Horowitz A. The Quaternary of Israel. N.Y.: Acad. press, 1979. 394 p.
- Horowitz A. Palynological evidence for the age and rate of sedimentation along the Dead Sea Rift and structural implication // Tectonophysics. 1987. Vol. 141, N 1/3. P. 107-115.
- Horowitz A. Neogene palynostratigraphy, palaeoflora and palaeoclimatic reconstruction in Israel // Palaeobiol. Continental 1990. Vol. 17. P. 245–257.
- Joffe S., Garfunkel Z. Plate kinematics of the circum Red Sea a re-evaluation // Tectonophysics. 1987. Vol. 141. P. 5-22.
- Kaiser K., Kempf E.K., Leroi-Gourhan A., Schutt H. Quartarstrat statigraphische Untersuchungen aus dem Damascus – Becken and Seiner Ungebung // Geomorphologie. N.F. 1973. Bd. 17, H. 3. S. 263–353.
- Koizumi T. Climatogenetic landforms around Jabal ad Douara and its surroundings: Palaeolithic site of Douara cave and palaeogeography of Palmira basin in Syria // Univ. Mus. Univ. Tokyo. Bull. 1978. N 14. P. 29-51.
- Leroi-Gourhan A. Pollens du Quaternaire superieur au Moyen-Orient: Palynology of Pliocene and Pleistocene // Proc. of the III Intern. palynol. conf. Moscow: Nauka, 1973. P. 130-133.
- Lexique stratigraphique international. Vol. 3. Asie: Liban, Syrie, Jordane / Sous la dir. de L. Dubertret. P., 1963. P. 78-81.
- Liere W.J. van. Un Gisement Paleolithique dans un niveau Pleistocene de l'Oronte a Latamne (Syrie) // Annales archaeologiques de Syrie. Damascus, 1960. Vol. 10. P. 165–174.
- Liere W.J. van. Observation on the Quaternary of Syria // Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderzoek. 1960/1961. Vol. 10/11. P. 7-69.
- Liere W.J. van, Hooijer D.A. A Palaeo-Orontes level with Archidiskodon Meridionalis (Arch. Nesti) at Hama // Annales archaeologiques de Syrie. Damascus, 1961–1962. Vol. 11/12. P. 167–172.
- Muhesen S. L'Acheuleen Recent Evolue de Syrie // BAR. Intern. Ser. 1985. Vol. 248. P. 1-189.
- Muhesen S., Akazawa T., Abdul-Salam A. Prospection Prehistoriques clans la region d'Afrin (Syrie) // Paleorient. Vol. 14/2. 1988. P. 145-153.
- Niklewski J., Zeist W. van. A late Quaternary pollen diagram from northwestern Syria // Acta bot. neerl. 1970. Vol. 19, N 5. P. 737-753.
- Papaianopol I. L'etude des unionides du Romanien inferieur (Pliocene) de la zone des plis diapirs externes de Muntenia orientale (Bassin Dacique) // Mollusques et ostracodes Neogenes. Bucarest, 1989 P. 5-55, pl. 2-38.
- Pasini G., Colalongo M.L. The Pliocene-Pleistocene boundary-stratotype at Vrica, Italy // The Pliocene boundary and the beginning of the Quaternary / Ed. L.A. van Couvering. Cambridge: Univ. press, 1997. P. 15-45.
- Perves M. Notes sommaires de prehistoire Syro-Lebanaise // Bull. Soc. Prehist. Fr. 1945. N 7/9. P. 201-209.
- Perves M. Prehistoire de la region du Moyen Euphrate // Ibid. 1964. T. 61. P. 422-435.
- Rio D., Sprovieri R., Thunell R. Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: A re-evaluation of Mediterranean type sections // Bull. Geol. Soc. Amer. 1991. Vol. 103. P. 1049–1058.
- Roman F. Listes raisonnees des faunes du Pliocene et du Miocene de Syrie et du Liban // Notes et Memoires. 1940. T. 3.
- Rust A. Die Hohlenfunde von Jabrud (Syrien). Neumunster, 1950. 154 S.
- Sanlaville P. (ed.). Quaternaire et prehistoire du Nahr el Kebir septentrional: les debuts de l'occupation humaine dans la Syrie du Nord et au Levant. Lyon, 1979. 162 p. (Coll. Maison Orient. C.N.R.S.; N 9).

- Sanlaville P. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire marin du Levant // Colloq. Intern. C.N.R.S. 1981. N 598. P. 21-31.
- Sanlaville P., Besançom J., Copeland L., Muhesen S. Le Paléolithique de la vallée moyenne de l'Oronte (Syrie) // BAR Intern. ser. 1993. Vol. 587. 166 p.
- Schroeder H.B. The Palaeolithic industries from the Syrien Desert Cave of Jerf Ajla // Etudes Quatern. Monde. 1970. Vol. 2. P. 1017-1024.
- Schutt H. Die Molluskenfauna der Susswasser in Einzugsgebiet des Orontes unter Berucksichtigung benachbarter Fluss systeme // Arch. Molluskenkunde. 1983. Bd. 113. N 1/6. S. 17-91.
- Schutt H. Erganzungen zur Kenntnis der Molluskenfauna oderpliozaner Susswasserkonglomerate Syriens // Ibid. 1988. Bd. 118, N 4/6. S. 129-143.
- Selli R., Accorsi C.A. et al. The Vrica section (Calabria, Italy): A potential Neogene/Quaternary boundary stratotype // Giorn. Geol. Ser. 2. 1977. T. 11, fasc. 1. P. 181-204.
- Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbacher H. et al. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. Art. 62. Kansas City, 1975. 162 p.
- Suc J.-P. La vegetation et le climat du Languedoc (sud de la France) au Pliocene moyen d'apres la palynologie // Palebiol. cont. 1981. Vol. 12, N 1. P. 7-26.
- Suzuki H., Takai F. (ed.). The Palaeolithic site at Douara cave in Syria. Pt I. Univ. Mus., Univ. Tokyo. Bull. N 5. 1973. 150 p.
- Suzuki H., Takai F. (ed.). The Palaeolithic site at Douara cave in Syria. Pt II // Univ. Mus. Univ. Tokyo Bull. 1974. N 6.
- Tchernov E. The age of the Ubeidiya formation on Early Pleistocene Hominid site in Jordan valley, Israel // Isr. J. Earth Sci. 1987. Vol. 36. P. 3-30.
- Vaumas E. Sur les terrasses d'abrasion marine de la region de Lattaquie (Syrie) // C.r. Acad. sci. 1953a. Vol. 237, N 20. P. 1266-1268.
- Vaumas E. Sur les terrasses d'abrasion marine des regions de Djeble et de Tartous (Syrie) // Ibid. 1953b. Vol. 237. N 21. P. 1343-1344.
- Vaumas E. Les terrasses d'abrasion marine de la cote Syrienne // Rev. Geogr. Alpine. 1954. Vol. 42. P. 633-664.
- Vaumas E. Sur l'evolution structural et morphologique de la depression du Rhab et du Bas-Oronte (Syrie) // C.R. Acad. Sci. 1957. Vol. 244. P. 2946-2948.
- Voute C. Climate or tectonics? Some remarks on the evolution of the Valley of the Orontes between Homs and the marshy plains of the Ghab (Syria) // Geol. Mijnbouw. 1955. Vol. 17, N 8. P. 197-206.
- Willmann R. Evolution, Systematik und stratigraphische Bedeutung der neogenen Susswassergastropoden von Rhodos und Kos/Agais // Palaeontographica. A. 1981. Bd. 174, Lfg. 1/6. S. 10-235.
- Zak I., Freund R. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea Rift // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 27-38.
- Zeist Van, Bottema S. Late Quaternary vegetational and climatic history of Southwest Asia // Palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes in Asia. New Delhi, 1988. P. 129–148.

4. МЕЗОЗОЙСКИЙ И КАЙНОЗОЙСКИЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Е.В. Шарков*

Mesocenozoic magmatism of Syria falls into two groups, divided by amagmatic period duration about 70 Ma: the late Mesozoic, which was associated with the late stages of the Tethys ocean existing, and the late Cenozoic, related to the opening of Red Sea Rift. Magmatic rocks of the both episodes close to each other in composition and are represented by mainly basalts of different alkalinity.

Mesozoic volcanics on their geochemical affinities are provided by alkaline basalts and fall in category of within-plate magmatism. The exception are pillow-lavas of tholeiitic and boninitic in composition, which evolved in the upper part of the Bassit ophiolite association.

The feature of the Mesozoic volcanism are numerous diatremes, which sometimes contain lower-crustal xenoliths (garnet granulites and eclogite-like rocks) and garnet megacrysts. Pyroclastic material of these diatremes essential varied in composition from kimberlite-like rocks to lamprophires. Judging on the Nabi Matta diatrem, their explosion often occurred in under-water conditions.

The late Cenozoic volcanism in Syria was began in the early Miocene and occurred in subaerial conditions during about 25 Ma.

Isotopic-geochronological data evidence about 5 stages of the late Cenozoic basaltic volcanism occurred in Syria and adjacent regions: (1) the early Miocene – from 25 to 17 Ma; it occurs in the northern part of the Syrian-Jordan plateau, in Palmirides and in the base of Shin plateau; (2) the middle Miocene – from 14 to 11 Ma: Aleppo plateau, partly Shin plateau, western part of Hauran-Druze plateau and lower basalts of the Western Jordan Valley; (3) the late Miocene-early Pliocene – from 10 to 4,5 Ma: this basaltic magmatism widely dispersed within Syrian–Jordan plateau, especially in it's central part, and represented by basaltic plateaus occurred at the axial part of the Levant Fault at the both side of the Palmirides: the Shin plateau, mainly formed by basalts of this age, at the north, and the Korasim plateau and Jordan Valley – at the south; close age have lava plateaus in the coastal part of the Mediterranean; (4) the late Pliocene–Pleistocene – from 3,6 to 0,3 Ma: the Hauran–Druze plateau (including Hauran–Druze plateau and Jordan Valley), basaltic plateau into the E1 Ghab graben, and some plateau of the Euphrates Valley; (5) the Holocene and Recent basalts in the Hauran–Druze plateau and, probably, in the north–east of Syria.

Composition of volcanics has slightly changed in time; the most common variety are Fe-Ti basalts different alkalinity, basanites and tephrites more rare; trachytes occur usually in form of small sybvolcanic intrusions (stocks). On their geochemical features all of these volcanics are typical within-plate magmatic rocks.

Wide distrubution of basaltic magmatism on the region suggests existance of an asthenospheric diapir beneath it; small fragments of it's material (mainly spinel lherzolites) often occur as the mantle xenoliths in basalts.

^{*} Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва.
Работы, посвященные базальтовому магматизму, начались еще с середины XIX в. Наиболее важный вклад в изучение магматизма на этом этапе внес Л. Дюбертре, который в многочисленных публикациях с 1929 по 1959 г. впервые выделил и обосновал три основных периода магматической активности: 1) базальтовый вулканизм юры-начала мела; 2) период формирования зеленокаменных пород в маастрихте; 3) базальтовые излияния неогена-четвертичного периода. Им же на примере сирийских кайнозойских лавовых плато был впервые введен термин "платобазальты". Следующий этап в изучении магматизма Сирии был связан с работами В.П. Поникарова и др. [1969], изучивших все базальтовые плато региона и показавших, что зеленокаменные породы в районах Бассит и Курд-Даг представляют собой мезозойскую офиолитовую ассоциацию, и значительно уточнивших возрастное положение и состав базальтов на всей территории Сирии.

В процессе сирийско-российских исследований по изучению магматизма Сирии, проведенных в период 1983–1995 гг., были получены новые важные результаты по датированию кайнозойских базальтов практически на всей территории страны, выявлены и изучены содержащиеся в них ксенолиты мантии, впервые установлены многочисленные трубки взрыва мезозойского возраста, содержащие фрагменты вещества нижней коры, и т.д. Основные результаты этих работ приведены ниже.

4.1. МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

В процессе наших работ было установлено, что существуют три типа мезозойских вулканитов: 1) известные ранее базальтовые потоки и субвулканические тела, развитые среди известняков юры и мела в Береговом хребте, Антиливане и Пальмиридах; 2) пиллоу-лавы в составе офиолитового комплекса Бассит и лавы щелочного состава (авгититы, мончикиты, тефриты, фонолиты и др.) в пределах надвиговой чешуи (пластины Тамима) среди образований этого же комплекса; 3) впервые выявленные трубки взрыва и ареалы пирокластических пород, содержащих глубинные ксенолиты и мегакристы.

4.1.1. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ БЕРЕГОВОГО ХРЕБТА И АНТИЛИВАНА

До недавнего времени считалось, что магматизм мезозоя Сирии предположительно начался в триасе (тела долеритов, выявленные бурением среди триассовых известняков в районе Абба, северо-восток Сирии), продолжился в средней юре (хр. Антиливан, массив Хермон) и получил максимальное развитие в середине мела [Поникаров и др., 1969]. Однако изотопное датирование измененных юрских (?) базальтов показало, что их возраст составляет около 120 млн лет [Mouty et al., 1992], так что, скорее всего, это силлы меловых базальтов. Поскольку базальты среди триасовых образований также представлены силлами и не были датированы изотопными методами, в настоящее время можно уверенно говорить только о меловом этапе мезозойского магматизма, более ранние его проявления пока проблематичны.

Базальты заведомо мелового возраста встречены в Береговом хребте, хр. Антиливан и в Пальмиридах. В геологических разрезах они прослеживаются только ниже сеноманских отложений [Поникаров и др., 1969; Mouty et al., 1992]. Их К-Аг датировки варьируют от 127,5±2,9 до 124,0±2,6 млн лет; самые молодые – не превышают 93,2±2,8 млн лет [Mouty et al., 1992]. Наиболее древние базальты встречены в хр. Антиливан возле г. Забадани (дер. Блудан), где они залегают ниже фаунистически охарактеризованных известняков баррема. Они представлены потоком (мощностью около 70 м) типичных для внутриплитных обстановок Fe-Ti базальтов (табл. 4.1). В Береговом хребте (районы городов Масиаф, Сафита, Кафрун и др.) наиболее распространены базальты верхнего альба. Они образуют единичные вы-

| Компо- | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|---------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| ненты | S84 | 118-1 | 118-4 | 72-2 | 123 | 44-1 | 46-1 | 46-2 | 46-3 | 1075 | 1035 | 229 | 65 |
| SiO ₂ | 47,48 | 47,70 | 46,62 | 44,75 | 45,72 | 50,86 | 49,87 | 51,88 | 47,28 | 41,45 | 46,25 | 43,62 | 48,64 |
| TiO ₂ | 3,26 | 2,73 | 1,14 | 2,26 | 1,18 | 1,14 | 2,05 | 0,30 | 0,62 | 2,70 | 1,97 | 3,81 | 2,12 |
| Al ₂ O ₃ | 14,80 | 14,39 | 17,09 | 12,39 | 20,18 | 16,25 | 13,94 | 12,12 | 14,46 | 15,79 | 14,95 | 14,26 | 17,96 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | - | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,00 | + | 0,01 | 0,14 | 0,01 | Сл. | Сл. | 0,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,78 | 3,50 | 5,58 | 5,06 | 2,81 | 3,27 | 4,83 | 4,21 | 7,67 | 5,64 | 4,88 | 6,14 | 5,76 |
| FeO | 8,19 | 8,37 | 7,25 | 8,65 | 6,17 | 4,82 | 4,66 | 3,91 | 1,14 | 6,85 | 3,37 | 4,68 | 6,81 |
| MnO | 0,25 | 0,16 | 0,30 | 0,16 | 0,25 | 0,13 | 0,14 | 0,18 | 0,15 | 0,21 | 0,33 | 0,25 | 0,13 |
| MgO | 4,48 | 9,35 | 5,94 | 9,46 | 3,18 | 8,16 | 6,38 | 10,71 | 11,71 | 5,19 | 3,82 | 5,29 | 3,10 |
| CaO | 8,60 | 8,57 | 8,00 | 9,36 | 8,00 | 9,18 | 12,01 | 10,95 | 2,50 | 10,04 | 9,78 | 10,22 | 6,11 |
| Na ₂ O | 3,47 | 2,91 | 2,88 | 2,24 | 5,26 | 2,90 | 3,00 | 0,66 | 0,90 | 4,99 | 3,71 | 4,62 | 5,00 |
| K ₂ O | 1,35 | 0,51 | 1,44 | 1,14 | 2,26 | 0,18 | 0,18 | 1,24 | 1,80 | 0,30 | 4,32 | 1,35 | 2,00 |
| P ₂ O ₅ | 1,37 | 0,23 | 0,59 | 0,55 | 1,01 | 0,04 | 0,10 | 0,02 | 0,17 | 0,68 | 0,60 | 0,72 | 1,20 |
| V ₂ O ₅ | - | - | 0,03 | - | 0,01 | - | - | - | - | 0,02 | - | - | - |
| Ni ₂ O5 | _ | 0,02 | 0,03 | 0,00 | - | - | · - | 0,02 | - | 0,005 | 0,004 | Сл. | - |
| CoO | - | 0,007 | 0,00 | 0,004 | - | - | - | 0,005 | - | - | - | - | - |
| CO2 | 0,36 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,83 | 0,00 | - | - | - | 0,00 |
| П.п.п. | 1,01 | 1,02 | 3,00 | 3,53 | 4,47 | 3,09 | 2,79 | 3,97 | 11,19 | 6,22 | 6,65 | 5,32 | 1,44 |
| Сумма | 99,40 | 99,44 | 99,95 | 99,79 | 99,82 | 100,23 | 99, 79 | 100,15 | 99,33 | 100,06 | 100,63 | 100,58 | 100,24 |

Таблица 4.1. Типичные химические анализы мезозойских магматических пород Сирии

Примечание. 1 – базальты, хр. Антиливан, дер. Блудан; 2, 3 – пиллоу-лавы района п. Загрин: 2 – оливиновый щелочной базальт, 3 – плагиофировый умереннощелочной базальт, Береговой хребет; 4 – авгитовый пикробазальт, район г. Наби Матта; 5 – тефрит, там же; 6–9 – офиолитовый комплекс Бассит: 6 – дайка из комплекса параллельных даек, 7 – нижние пиллоу-лавы, 8, 9 – верхние пиллоу-лавы ("сакаловиты"); 10–13 – "пластина" Тамима из офиолитового комплекса Бассит: 10 – анальцимовый базальт, 11 – авгитит, 12 – мончикит, 13 – фонолит. Анализы 2–9, 13 – из коллекции Е.В. Шаркова, выполнены в лаборатории "Укрчерметтеология", г. Керчь; 1 – заимствован у Моути и др. [Mouty et al., 1992], 10–12 – у В.П. Поникарова и др. [1969].



Рис. 4.1. Схема геологического строения диатремы Наби Матта (по [Шарков и др., 1992])

I – неогеновые умеренно-щелочные базальты; 2 – поток меловых титанистых пикробазальтов; 3 – известняки сеномана; 4 – пирокластика кимберлитоподобных пород; 5 – известняки апта-альба; 6 – известняки юры. На врезке: 1 – положение эруптивного центра Наби Матта; 2 – диатремы района г. Кердаха

Fig. 4.1. Geological map of the Nabi Matta region

I - Neogene alkaline basalts; 2 - flow of high-Ti picrobasalts of Cretaceous age; 3 - Cenomanian limestones; 4 - pyroclastics of kimberlite-like rocks; 5 - Aptian-Albian limestones; 6 - Jurassic limestones. On inset: 1 - position of Nabi Matta eruptive center; 2 - diatremes in the Kardakh region

держанные по простиранию лавовые потоки, изливавшиеся в подводных условиях, рои даек и небольшие субвулканические тела, образованные такими же умереннощелочными базальтами.

Так, например, два горизонта пиллоу-лав наблюдаются среди полого залегающих известняков верхнего альба близ их границы с сеноманскими отложениями в южной части Берегового хребта в районе г. Дрейкиш на территории около 450 км², непосредственно прослеживаясь по простиранию вдоль бортов долин и в дорожных выемках на расстояние 20–25 км. Они разделены прослоем известняков около 10 м мощностью и нигде не соединяются, выклиниваясь в районе горы Наби Матта, где устанавливается крупная меловая трубка взрыва. При этом нижний горизонт не достигает самой горы, а верхний – перекрывает пирокластику этой диатремы (рис. 4.1). С ним ассоциируют небольшие штоки тефритов.

Нижний горизонт пиллоу-лав по простиранию значительно варьирует по мощности – от 100 до 10 м – и образован измененными оливиновыми и плагиофировыми субщелочными базальтами. Судя по наблюдениям в обнажении у пос. Загрин, где мощность этого горизонта около 100 м, он состоит, по крайней мере, из трех потоков, причем оливиновые разновидности образуют средний из них. Верхний горизонт субщелочных авгитовых пикробазальтов более устойчив по мощности, которая не превышает 10 м. Его изотопный возраст составляет 93±2,8 млн лет (K-Ar метод [Mouty et al., 1992]). Химический состав базальтов и тефритов приведен в табл. 4.1. На всех классификационных диаграммах они ложатся в поле внутриплитных образований умеренно-щелочных базальтов и щелочных базальтоидов.

С меловыми базальтами обычно ассоциируют довольно многочисленные трубки взрыва, выполненные пирокластикой, среди которой иногда наблюдаются глубинные ксенолиты [Шарков и др., 1992; Shimron, 1994]; формирование этих трубок и связанных с ними пирокластических горизонтов часто также происходило в подводных условиях. Эти трубки будут специально рассмотрены ниже.

4.1.2. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ Района офиолитового комплекса бассит

Здесь выделяются два самостоятельных комплекса, пространственно совмещенных в результате обдукции при формировании офиолитового комплекса Бассит: 1) вулканические образования тектонического покрова Тамима, 2) пиллоу-лавы собственно офиолитового комплекса.

Меловые вулканиты преимущественно щелочного состава широко распространены в пределах так называемого покрова Тамима, образующего одну из чешуй среди тектонических покровов в пределах офиолитового комплекса Бассит [Книппер и др., 1988; Ганнум, 1993]. Эта "пластина" образована вулканогенно-осадочным комплексом преимущественно мелового возраста, где наблюдаются радиоляриты, аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы, мергели и известняки, переслаивающиеся с различными щелочными базальтоидами и их туфами. Здесь широко проявлены потоки щелочных лав (авгититы, мончикиты, тефриты, оливиновые тефриты, фонолиты и др.), а также связанные с ними мелкие субвулканические тела нефелиновых сиенитов; в районе дер. Тамима среди них встречена трубка взрыва (К.Б. Кепежинскас, А.-С. Туркмани, личное сообщение). Хотя возраст пород самой пластины Тамима, по данным [Книппер и др., 1988], варьирует от позднего триаса до позднего мела, возраст щелочного магматизма, если судить по отдельным К-Аг датировкам нефелиновых сиенитов, составляет около 122 млн лет [Поникаров и др., 1969], т.е. его формирование, скорее всего, происходило в середине мела. Магматические образования пластины Тамима мало чем отличаются по характеру проявления от рассмотренных выше местонахождений в пределах Берегового хребта и Антиливана, разве что большей глубиной моря на месте подводных излияний, на что может указывать наличие радиоляритов и кремнистых пород, и более высокой щелочностью магматических пород, которые также являются продуктами внутриплитного подводного вулканизма. Более существенным является тот факт, что, в отличие от Берегового хребта, образования плиты Тамима испытали значительные тангенциальные перемещения (судя по палеомагнитным данным, они формировались на палеошироте 2° с.ш. [Ганнум, 1993]).

От всех этих образований резко отличаются пиллоу-лавы самой **офиолитовой** ассоциации Бассит. В верхней части разреза этой ассоциации устанавливаются два горизонта пиллоу-лав альб-сеноманского возраста, содержащие прослои железомарганцевых отложений – "умберов" [Книппер и др., 1988]. Нижний из них образован толеитовыми базальтами, близкими по составу к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB). Близок к подобным базальтам и состав пород из комплекса параллельных даек, хотя они и отличаются повышенной глиноземистостью. Верхний горизонт пиллоу-лав образован своеобразными бонинитоподобными породами с повышенным содержанием клинопироксена ("сакаловитами" [Шарков, Синдеев, 1987]). В целом это типичная для офиолитовых комплексов задуговых морей ассоциация магматических пород [Магматические..., 1988].

4.1.3. ТРУБКИ ВЗРЫВА И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ, содержащие глубинный материал

В 1979 г. в процессе работ по изучению латеритов в южной части Берегового хребта в районе горы Наби Матта в 35 км к востоку от г. Тартус сирийскими геологами С. Али, Б. Хабибом и др. были обнаружены зеленовато-серые туфы мелового возраста, содержащие довольно крупные обломки мегакристов граната. Тогда это не привлекло особого внимания, и только с началом совместных российско-сирийских работ, с 1983 г., началось систематическое изучение этого объекта, где, помимо граната, были встречены довольно крупные ксенолиты гранатовых гранулитов и эклогитов [Шарков и др., 1992]. Впоследствии целый ряд таких трубок взрыва был обнаружен в районе г. Кердаха (Меркие, Смекте, Бургал, Рбанд, Ассуад, Мешхат, Жлаги и др.) в пределах того же Берегового хребта. Наиболее изученной в настоящее время является диатрема Наби Матта, на примере которой и будет рассмотрен этот тип магматизма.

Эксплозивный центр района Наби Матта представляет собой линзообразное тело пирокластического материала площадью около 40 км² и мощностью в южной части (районе поселков Мхельби и Клеа) до 100 м. Оно постепенно выклинивается на север, где его мощность составляет около 1 м в районе п. Хаб-Нымра. Толща пирокластики залегает между известняками апта-альба внизу и сеномана – наверху, что позволяет отнести эти образования к альбу и синхронизировать их по времени с охарактеризованными выше базальтами. В районе Мхельби-Клеа, как видно из рис. 4.1, на пирокластике залегают упомянутые выше верхние авгитовые пикробазальты, завершающие данный этап магматической активности. Все эти породы перекрываются потоками неогеновых базальтов.

Толща пирокластики имеет хорошо выраженную слоистость с маломощными (~10-30 см) горизонтами, содержащими в разной степени окатанную гальку известняков апта-альба, а также плохо окатанные обломки субщелочных базальтов, часто с включениями граната и керсутита. Ксенолиты обычно приурочены именно к таким горизонтам. Они представлены породами эклогит-гранулитовой серии, пегматоидными гранат-шпинелевыми пироксен-роговообманковыми породами, шпинелевыми габбро-норитами, мегакристами титан-алюмоавгита и керсутита, а также оплавленными мегакристами пиропового граната и гранат-клинопироксеновыми сростками. Ксенолиты наблюдаются только в прижерловой (?) части ареала, в районе с. Мхельби, хотя мелкие зерна граната и керсутита устанавливаются на значительной части площади, за исключением северного выклинивания ареала.

Указанные особенности диатремы Наби Матта, очевидно, свидетельствуют о том, что: 1) извержения имели подводный характер; 2) таких извержений было несколько, поскольку ксенолиты приурочены, по крайней мере, к 3-4 горизонтам; 3) извержения сопровождались излияниями небольших порций субщелочных базальтов. Очевидно, эти излияния происходили где-то рядом, так как эти породы наблюдаются только в виде обломков.

Вмещающий ксенолиты пирокластический материал очень сильно изменен – практически превращен в серпентин-хлорит-карбонатную породу с реликтами кластических структур. Иногда видны псевдоморфозы по оливину, реже пироксену, наблюдаются остатки сильно измененных пластинок флогопита. В породах присутствует большое количество рассеянного кальцита, часто образующего небольшие (до 1–2 см диаметром) скопления овальной формы, иногда сферолитового строения. По химическому составу породы близки к мончикитам – одной из разновидностей кимберлитоподобных пород, отличающихся от кимберлитов повышенной глиноземистостью (табл. 4.2).

Новые данные, полученные по диатреме Наби Матта, стимулировали пересмотр и ревизию подобных материалов на территории всей Сирии. В результате был выявлен целый ряд новых участков развития пирокластических пород, содержащих высокобарические минералы и ксенолиты глубинного материала. Они развиты главным образом в пределах Берегового хребта, в районе г. Кердаха. Здесь в известняках средней и верхней юры отмечаются крупные воронки, на дне которых наблюдаются выходы пирокластики с мелкими ксенокристами граната и керсутита, ксенолиты шпинелевых габбро-норитов и габбро, а также мелкие фрагменты вмещающих известняков и небольшие потоки базальтов. Диаметр воронок достигает 1–1,5 км при глубине до 300–500 м (рис. 4.2). В настоящее время выявлено около 20 таких проявлений, из которых наиболее крупными являются Рбанд, Смекте, Меркие, Бургал и др. Кроме того, встречен ряд трубок без четко выраженной воронки, содержащих глубинный материал, – Джебель Ассуад, Мешхат, Жлаги, группа трубок Кадмус и др. Все эти диатремы сконцентрированы на площади около 50 км². Их возраст оценивается от 106 до 137 млн лет [Шарков и др., 1988; Mouty et al., 1992].

| | | · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | | | | • | |
|--------------------------------|--------|---------------------------------------|--------|--------|--------------|-------|--------|
| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| | 138-1 | 122 | 75-8 | 125-2 | A1/233 | 4/269 | P3-1 |
| SiO ₂ | 28,70 | 35,30 | 49,58 | 49,20 | 36,10 | 31,40 | 40,42 |
| TiO ₂ | 1,78 | 0,84 | 2,36 | 1,42 | 2,30 | 1,69 | 3,40 |
| Al ₂ O ₃ | 7,20 | 9,61 | 15,09 | 15,59 | 12,20 | 10,30 | 12,85 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,023 | 0,053 | - | 0,065 | - | - | - |
| Fe ₂ O ₃ | 5,02 | 5,00 | 4,65 | 4,14 | 5 ,97 | 4,57 | 13,26 |
| FeO | 3,13 | 4,23 | 6,02 | 3,94 | 5,42 | 5,07 | - |
| MnO | 0,11 | 0,22 | 0,23 | 0,13 | 0,17 | 0,12 | 0,15 |
| MgO | 12,71 | 17,45 | 4,61 | 10,48 | 6,98 | 7,48 | 8,47 |
| CaO | 17,95 | 9,44 | 8,36 | 5,87 | 12,86 | 15,41 | 8,60 |
| Na ₂ O | 0,36 | 0,70 | 3,56 | 2,02 | 3,15 | 2,63 | 0,16 |
| κ ₂ Ο | 0,90 | 0,96 | 1,54 | 2,80 | 1,05 | 1,43 | 1,74 |
| P ₂ O ₅ | 0,38 | 0,50 | 0,32 | 0,17 | 0,45 | 0,37 | 1,00 |
| V ₂ O ₅ | 0,021 | 0,023 | - | 0,024 | - | - | |
| NiO | 0,026 | 0,021 | - | 0,014 | - | - | - |
| CoO | 0,006 | 0,006 | - | 0,005 | - | - | - |
| SO3 | - | 0,036 | 0,26 | 0,045 | - | - | - |
| CO ₂ | 12,77 | 6,43 | 0,22 | 0,36 | 7,06 | 11,82 | - |
| H₂O | 9,05 | 9,01 | 3,36 | 4,43 | - | 1,82 | - |
| Сумма | 100,34 | 100,14 | 100,16 | 100,70 | 99,65 | 99,39 | 100,23 |

Таблица 4.2. Состав пирокластики из меловых трубок взрыва Сирии

Примечание. 1-4 – пирокластический материал из диатремы Наби Матта; 5 – диатрема Рбанд; 6 – диатрема Бургал; 7 – трубка Р-3, район Кадмус. Образцы из коллекции Е.В. Шаркова и С. Ханна. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН.

В настоящее время не ясно, почему в современном рельефе часть этих меловых диатрем представляет собой глубокие воронки, которые, естественно, не могли сохраниться с того времени. Более того, в ряде трубок (Рбанд, Бургал, Смекте и др.) устанавливается, что верхняя часть пирокластики подверглась глубокому выветриванию латеритного профиля, аналогичному миоценовым корам выветривания по базальтам на территории Сирии. Это позволяет предположить, что уже, по крайней мере, в миоцене территория была поднята над уровнем моря и подвергалась воздействию атмосферных факторов (выветриванию, карстообразованию и др.). Формирование современных воронок, по-видимому, можно связывать с процессами длительного глубокого карстообразования и просадками более плотных магматических образований среди менее плотных известняков, хотя возможны и другие решения.

В большинстве этих трубок (Рбанд, Бургал, Кадмус и др.) содержание MgO в пирокластическом материале обычно ниже, чем в Наби Матта, составляя от 6 до 7,5 мас.%, при очень высоком содержании CO₂, достигающем 11–13 мас.% (см. табл. 4.2). Эти породы уже далеки от кимберлитов и могут рассматриваться как лампрофиры [Соболев и др., 1990]. Отличается в них и состав глубинных ксенолитов, среди которых преобладают шпинелевые габбро-нориты, а редкие мегакристы граната характеризуются значительно меньшими размерами и более железистым составом.

Таким образом, геологические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что возраст взрывного вулканизма практически не отличался от возраста подводных базальтовых излияний, которые являются одной из его разновидностей.



Рис. 4.2. Схема строения диатремы Рбанд (по С. Ханна)

I – русловые отложения временного водотока; 2 – кора выветривания по пирокластике, частично перекрытая озерными отложениями; З – пирокластика лампрофирового состава с ксенолитами и мегакристами; 4 – известняки и доломиты юры; 5 – края воронки

Fig. 4.2. Geological map of the Rband diatreme (after S. Hanna)

1 - lacustrine sediments; 2 - crust of weathering upon pyroclastics, partly covered by lacustrine sediments; 3 lamprophire pyroclastics with xenoliths and megacrysts; 4 - Jurassic limestones and dolomites; 5 - borders of the diatreme

Как известно, взрывной магматизм подобного типа характерен для внутриплитных ситуаций, устанавливаемых на континентах [Wilson, 1989]; в данном случае его отличием от типичных проявлений является подводный характер.

Все диатремы в той или иной мере содержат фрагменты глубинных образований – ксенолиты нижнекоровых пород и мегакристы граната, хромдиопсида, хромита, пикроильменита, керсутита и др. [Шарков и др., 1987]. Наиболее глубинные ксенолиты представлены в диатреме Наби Матта, где, в частности, присутствуют гранатовые гранулиты и эклогиты, формировавшиеся при температуре 960–1115° С и давлении около 14–16 кбар, что соответствует глубинам 42–50 км [Шарков и др., 1992]. Аналогичные ксенолиты были встречены в близкой по возрасту диатреме горы Кармель в районе г. Хайфа [Shimron, 1994].

Очевидно, эти ксенолиты представляют собой фрагменты нижней коры северо-запада Аравийской плиты, практически – всего восточного обрамления Средиземноморья, в то время – южной пассивной окраины Тетиса, или – северо-востока Африканского континента. Возраст этих образований сейчас не известен: их формирование могло быть связано или с позднедокембрийской Пан-Африканской орогенией, или с процессами андерплейтинга (подслаивания) на начальных стадиях раннемеловой активности, так как в промежутке между этими двумя эпохами регион был амагматичен. Характерно, что подобного рода образования, существовавшие во время мезозойской магматической активности, полностью отсутствуют среди ксенолитов в вулканитах кайнозоя, что, вероятно, свидетельствует о кардинальном изменении строения литосферы, по крайней мере, под областями новейшего вулканизма, произошедшем в течение кайнозоя.

Наличие в регионе взрывных диатрем кимберлитоподобных пород, среди которых наблюдаются фрагменты глубинного материала (ксенолиты пород гранулитэклогитовой серии и ксенокристы магнезиального граната и пикроильменита), а также находки хромдиопсида, хромита и пиропового граната среди минералов тяжелой фракции из осадочных образований кайнозоя (материалы С. Ханна) делают регион перспективным для поисков алмазов. Ближайшей аналогией данному региону может служить район Архангельска на севере европейской части России, где подобные дайки и диатремы кимберлитоподобных пород с ксенолитами нижнекоровых пород были известны еще с конца 1930-х годов, но кимберлитовые трубки с ювелирными алмазами были найдены только в конце 1970-х годов, под чехлом платформенных осадков в результате разбуривания локальных магнитных аномалий.

4.2. КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Позднекайнозойский базальтовый магматизм развит практически на всей территории Сирии (рис. 4.3). Лавовые плато образованы потоками, туфолавами, реже туфами титанистых базальтов нормальной, умеренной и повышенной щелочности [Поникаров и др., 1969; Шарков и др., 1994]. Размеры лавовых полей весьма различны – от единичных лавовых потоков до огромных лавовых плато площадью в сотни и тысячи до десятков тысяч квадратных километров. Наиболее крупным из них является Хауранско-Друзское плато, занимающее весь юг Сирии и уходящее за ее границы на юг и юго-восток; оно представляет собой северное окончание огромного Сирийско-Иорданского плато, продолжающегося на территорию Иордании и далее – в Саудовскую Аравию. Мощность таких лавовых плато обычно составляет сотни метров, достигая в пределах Хауранско-Друзского плато (район Джебель Араб) 1,5–3 км (по геофизическим данным).

Количество потоков в таких плато может достигать нескольких десятков. Эти потоки часто разделены элювиальными корами выветривания: преимущественно латеритного типа для миоцена и плиоцена [Новиков и др., 1993] и карбонатного типа для четвертичного периода. Вулканы центрального типа сравнительно редки, преобладает трещинный характер извержений. При этом, судя по наблюдениям в плато Шин [Шарков и др., 1987], вдоль единой магмоподводящей структуры может наблюдаться несколько центров извержений, действовавших неодновременно. Кроме того, в пределах четвертичных плато (например, Джиср-эш-Шугур и Хауранско-Друзского) или поблизости от них нередко наблюдаются маары, образующие кольцевые структуры диаметром 1–2 км, иногда окруженные по краям кольцевыми дайками (например, вулканический центр Сиз в Сирийской пустыне).

Все это создает сложную внутреннюю структуру самих лавовых плато, где потоки из разных центров сложно взаимодействуют друг с другом, что при вещественной и визуальной близости базальтов друг к другу и отсутствии маркирующих горизонтов осадочных пород крайне усложняет изучение стратиграфических соотношений внутри плато. На поверхности последних нередко наблюдаются цепочки шлаковых, шлаково-пирокластических и пирокластических конусов, обычно четвертичного времени, трассирующих трещины – подводящие каналы извержений – преимущественно север-северо-западного направления (аз. прост. 340-350°). Это относится как к Хауранско-Друзскому плато, так и к плато Джиср-эш-Шугур, а также к магмоподводящим структурам плато Шин. Шлаково-пирокластические и пирокластические конусы часто содержат ксенолиты мантийного вещества (главным образом шпинелевые лерцолиты, шпинелевые и гранат-шпинелевые вебстериты), а также нижнекоровых пироксеновых гранулитов - гранатовые гранулиты среди ксенолитов кайнозойских вулканов отсутствуют. Иногда мантийные ксенолиты наблюдаются и в самих лавовых потоках; в этом случае их размер не превышает 3-6 см, в отличие от пирокластических конусов, где размеры ксенолитов достигают 30-40 см и более.

Химический состав типичных разновидностей пород приведен в табл. 4.3. Судя по геологическим данным и результатам К-Аг датирования пород (табл. 4.4; рис. 4.4), на территории Сирии можно выделить, по крайней мере, 5 эпизодов магматической активности, по-разному проявленных в пределах конкретных базальтовых плато: от раннего миоцена до голоцена.



4.2.1. ХАУРАНСКО-ДРУЗСКОЕ ПЛАТО

Хауранско-Друзское плато, как уже указывалось выше, представляет собой северное окончание огромного Сирийско-Иорданского плато, протягивающегося в С-СЗ направлении примерно на 500 км при ширине 200-300 км. В пределах Сирии наибольшая мощность плато устанавливается в районе Джебель Араб, где, согласно геофизическим данным, достигает 3 км. Как установлено буровыми работами, эта мощность быстро уменьшается на восток, составляя около 750 м в пределах г. Суейда, 550 м – в районе г. Босра и сокращаясь до 10-20 м в районе Вади Ярмук, у границы Сирии с Иорданией и Израилем.

В пределах этого плато наблюдаются практически все возрастные группы базальтов. Главный объем плато образован базальтами позднего миоцена-плиоцена (около 60% объема) и четвертичными базальтами, на долю которых приходится около 25-30% объема, но которые слагают около 80% его поверхности. На долю ранне- и среднемиоценовых базальтов приходится не более 10-15% объема плато.

Раннемноценовые базальты расположены в северной части плато, к югу от Дамаска. Они несогласно налегают на отложения мела и палеогена и, в свою очередь, перекрываются плиоцен-четвертичными базальтами и континентальными неогеновыми и четвертичными осадками Дамаскского бассейна. Площадь выхода этих базальтов составляет около 200 км². Толща образована 20–25 потоками, нередко разделенными корами выветривания латеритного типа [Новиков и др., 1993]. По составу среди базальтов преобладают разновидности нормальной и умеренной щелочности, хотя отмечаются базаниты и тефриты (см. табл. 4.3). Возраст базальтов, согласно К-Аг датировкам, составляет 20–21 млн лет [Шарков и др., 1994; Giannérini et al., 1988; Mouty et al., 1992].

К северу от Хауранско-Друзского плато раннемиоценовые базальты перекрыты неоген-четвертичными отложениями Дамаскской впадины. Они вскрываются буровыми скважинами даже в центре этой депрессии на глубинах до 500 м, а местами обнажаются у самого южного борта Пальмирид, в зоне разлома, отделяющего их от Дамаскской впадины. В самих Пальмиридах раннемиоценовые базальты встречены на западном окончании впадины Эд-Дау и в районе Джебель Абдэ, где

I – платформа, практически не вовлеченная в альпийский тектогенез (А – Алеппское поднятие, Р – поднятие Рутба); 2 – краевые части платформы, заключающие альпийские аллохтонные массы (Б – блок Бассит-Латакия, К – блок Курд-Даг); 3 – миоценовая впадина (грабен?) Эль-Кабир (ЭК); 4 – плиоценчетвертичный грабен Эль Габ (ЭГ); 5 – сводовые поднятия и горсты Берегового хребта и зоны Левантского разлома; 6-8 – Пальмирская складчатая зона: 6 – Южные Пальмириды, деформированный и сорванный чехол, 7 – Северные Пальмириды, слабо деформированный и практически недеформированный чехол, 8 – впадины: Эд-Дау (ЭД), Дамаскская (Д); 9-12 – позднекайнозойские базальты: 9 – миоценовые, 10 – плиоценовые, 11 – четвертичные, 12 – голоценовые; 13 – разрывы; 14 – прочие геологические границы; 15, 16 – К-Аг возраст базальтов, млн лет: 15 – данные [Шарков и др., 1994, 1998], 16 – данные [Giannérini et al., 1988]

Fig. 4.3. Map of Western Syria showing geochronological units on late Cenozoic basalts and major tectonic elements (based on the [Geological map..., 1986]; tectonic elements are plotted after Yu.G. Leonov)

I – Platform, virtually unaffected by Alpine orogeny (with uplifts: A – Aleppo, P – Rutba); 2 – platform margins including Alpine allochthonous masses (Б – Bassit-Lattakia, K – Kourd-Dag); 3, 4 – rift belt: 3 – grabens of Miocene age (ЭК – El-Kabir graben), 4 – grabens of Pliocene-Quaternary age (ЭГ – El Ghab graben); 5 – arches and horsts; 6-8 – Palmiride fold zone: 6 – south Palmirides, deformed and detached cover, 7 – north Palmirides, poorly deformed or virtually undeformed sediments, 8 – inner and periferal (piedmont) molasse basins: ЭД – Ad-Daw Basin, Д – Damascus Basin; 9–12 – late Cenozoic basalts: 9 – Miocene, 10 – Pliocene, 11 – Quaternary, 12 – Holocene; 13 – faults; 14 – geological boundaries; 15, 16 – K-Ar ages of basalts, Ma: 15 – our data [Шарков и др., 1994; 1998], 16 – date borrowed from [Guannérini et al., 1988]

Рис. 4.3. Геохронологические комплексы позднекайнозойских базальтов Западной Сирии и основные тектонические элементы (использованы картографические материалы [Geological map..., 1986]; тектонические элементы даны по Ю.Г. Леонову)

| | Ранний миоцен | | | Средний миоцен | | | Поздний миоцен-ранний плиоцен | | | | | | |
|--------------------------------|---------------|---------|--------|----------------|-------|--------|-------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Компо- ненты | 812 | 90007/1 | 9008/3 | 801-1 | 808-2 | 811 | 809 | 128-2 | 77-4 | 66-11 | 66-1 | 2 | 3 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| SiO ₂ | 49,20 | 42,90 | 47,00 | 47,69 | 46,80 | 43,40 | 46,20 | 45,88 | 45,82 | 45,56 | 42,30 | 48,30 | 51,45 |
| TiO ₂ | 2,02 | 1,87 | 2,56 | 1,46 | 2,25 | 2,31 | 2,63 | 1,28 | 3,20 | 2,60 | 3,92 | 2,50 | 2,25 |
| Al ₂ O ₃ | 13,69 | 14,70 | 14,90 | 13,72 | 14,39 | 13,36 | 13,86 | 17,59 | 16,93 | 15,96 | 15,00 | 24,32 | 21,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,46 | 4,74 | 5,56 | 5,71 | 5,71 | 8,61 | 6,29 | 4,24 | 5,35 | 4,50 | 3,70 | - | - |
| FeO | 4,16 | 6,09 | 6,40 | 5,59 | 5,15 | 4,80 | 5,54 | 8,05 | 8,27 | 7,93 | 10,58 | 8,89* | 10,68* |
| MnO | 0,14 | 0,15 | 0,14 | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,16 | 0,33 | 0,18 | 0,16 | 0,20 | 0,12 | 0,10 |
| MgO | 6,20 | 6,87 | 5,57 | 6,22 | 6,76 | 6,23 | 8,32 | 5,95 | 4,31 | 6,40 | 6,92 | 6,60 | 5,77 |
| CaO | 10,31 | 13,50 | 8,28 | 11,51 | 11,22 | 13,16 | 10,04 | 9,43 | 10,34 | 10,48 | 11,02 | 6,47 | 5,10 |
| Na ₂ O | 3,41 | 3,07 | 4,40 | 2,91 | 3,95 | 3,69 | 4,21 | 3,00 | 3,25 | 2,05 | 2,82 | 2,80 | 2,60 |
| K ₂ O | 0,85 | 0,72 | 1,88 | 0,80 | 1,04 | 0,88 | 1,30 | 1,50 | 0,90 | 0,87 | 0,98 | 1,00 | 0,87 |
| P ₂ O ₅ | 0,39 | 0,24 | 0,89 | 0,24 | 0,38 | 0,53 | 0,64 | 0,71 | 0,10 | 0,64 | 0,45 | - | - |
| CO ₂ | 0,37 | 3,05 | 0,01 | 0,06 | 1,12 | 0,65 | 0,12 | 0,00 | 0,11 | 0,07 | 0,07 | - | - |
| П.п.п. | 2,94 | 1,98 | 2,53 | 3,45 | 1,44 | 2,71 | 1,34 | 1,81 | 1,02 | 2,45 | 1,74 | - | - |
| Сумма | 99,77 | 99,91 | 100,13 | 100,04 | 99,91 | 100,08 | 99,86 | 99,89 | 99,78 | 99,67 | 99,70 | 101,00 | 100,42 |
| Zr | 131 | - | - | - | 133 | 112 | 145 | - | - | - | - | - | - |
| Nb | 16 | - | - | - | 17 | 19 | 28 | - | - | - | - | - | - |
| Y | 19 | - | - | - | 17 | 18 | 20 | - | - | - | - | - | - |
| Sr | 259 | - | - | - | 361 | 382 | 469 | - | - | - | - | 500 | 500 |
| Rb | 7 | - | - | - | 10 | 10 | 13 | - | - | - | - | - | - |
| Ba | 2306 | - | - | - | 418 | 323 | 288 | - | - | - | - | <100 | <100 |

Таблица 4.3. Типичные составы позднекайнозойских вулканитов Сирии

* Суммарное железо как FeO.

Примечание. 1, 8–11 – плато Шин; 4–7 – Алеппское плато; 2, 3, 14–18, 22–24 – Хауранско-Друзское плато; 19, 20 – плато Джиср-эш-Шугур; 12, 13 – плато Дор-Сафра; 21, 25–27 – вулкан Телль Данун, Хауранско-Друзское плато: 21 – вмешающие пикробазальты из бомбы в пирокластике, 25, 26 – ксенолиты шпинелевых лерцолитов, 27 – ксенолит гранат-шпинелевого вебстерита. Анализы: 1–11, 14–16, 19, 20, 22 – по [Шарков и др., 1994]; 12, 13 – по [Маhfout, Веск, 1987]; 21, 25–27 – по [Шарков и др., 1989]; 17, 18, 23, 24 – выполнены в химлаборатории "Укрчерметгеология", г. Керчь. 1, 2, 8, 9, 11, 12, 17, 23, 24 – умеренно-щелочные базаниты; 3, 5, 7, 15, 16, 19, 20, 22 – базаниты и тефриты; 4, 6, 10, 13 – толентовые базальты; 18 – трахит.

| | | Позднеплиоцен-раннечетвертичный | | | | | | | | Голоцен | | | Ксенолиты мантии из вулкана Телль Данун | | |
|--------------------------------|--------|---------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|---------|-------|--------|--|---------|--|
| Компо- ненты | 818 | 814-2 | 815 | 21-11 | 22-1 | 805 | 807 | 149-1 | 9011/1 | 15 | 29-2 | 149-3 | 149-2 | 149-4 | |
| | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | |
| SiO ₂ | 42,80 | 44,20 | 44,80 | 46,66 | 59,88 | 42,20 | 42,08 | 42,20 | 44,50 | 46,50 | 45,64 | 45,60 | 46,00 | 46,36 | |
| TiO ₂ | 2,86 | 2,82 | 2,44 | 2,48 | 0,34 | 3,18 | 3,32 | 1,34 | 3,24 | 3,38 | 2,44 | 0,10 | 0,03 | 0,06 | |
| Al ₂ O ₃ | 15,09 | 14,59 | 15,09 | 15,61 | 18,61 | 13,83 | 12,88 | 14,47 | 13,70 | 15,63 | 15,47 | 2,05 | 3,38 | 13,69 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,60 | 4,32 | 2,24 | 5,50 | 2,96 | 5,04 | 8,60 | 5,09 | 5,54 | 2,46 | 2,10 | 1,40 | 2,48 | 2,39 | |
| FeO | 7,84 | 7,82 | 9,05 | 6,20 | 3,19 | 5,63 | 6,03 | 6,93 | 7,38 | 9,58 | 10,02 | 6,74 | 6,14 | 1,76 | |
| MnO | 0,12 | 0,17 | 0,16 | 0,18 | 0,14 | 0,15 | 0,16 | 0,38 | 0,17 | 0,18 | 0,13 | 0,14 | 0,13 | 0,30 | |
| MgO | 9,00 | 9,33 | 7,78 | 6,21 | 0,26 | 7,62 | 7,54 | 12,70 | 6,05 | 7,01 | 9,65 | 42,38 | 37,31 | 16,45 | |
| CaO | 9,00 | 9,33 | 7,78 | 6,21 | 0,26 | 7,62 | 7,54 | 12,70 | 6,05 | 7,01 | 9,65 | 42,38 | 37,31 | 16,45 | |
| Na ₂ O | 4,34 | 4,58 | 3,89 | 2,81 | 6,20 | 3,84 | 4,24 | 2,38 | 4,32 | 2,55 | 2,80 | 0,19 | 0,33 | 0,79 | |
| K ₂ O | 1,69 | 1,41 | 1,13 | 0,84 | 3,90 | 1,39 | 2,04 | 1,22 | 1,76 | 0,74 | 0,70 | 0,02 | 0,11 | 0,12 | |
| P ₂ O ₅ | 0,76 | 0,66 | 0,60 | 0,46 | 0,13 | 1,62 | 0,93 | 0,83 | 1,31 | 0,50 | 0,50 | 0,05 | 0,03 | 0,06 | |
| CO ₂ | 0,11 | 0,10 | 0,56 | 0,07 | 0,18 | 0,29 | 0,35 | 0,00 | 0,02 | 0,11 | 0,18 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| П.п.п. | 0,70 | 1,36 | 0,77 | 1,25 | 1,28 | 5,40 | 2,31 | 3,39 | 0,62 | 1,16 | 0,63 | 0,22 | 0,15 | 0,78 | |
| Сумма | 100,37 | 100,42 | 99,90 | 100,08 | 99,76 | 100,02 | 100,18 | 99,33 | 99,94 | 100,21 | 99,85 | 100,24 | 99,86 | 99,86 | |
| Zr | 21 | 215 | 189 | - | - | 188 | 212 | - | - | - | - | - | - | - | |
| Nb | 6 | 26 | 27 | - | - | 54 | 45 | - | • | - | - | - | - | - | |
| Y | 12 | 22 | 23 | - | - | 22 | 21 | - | - | - | - | - | - | - | |
| Sr | 44 | 529 | 409 | - | - | 960 | 686 | - | - | - | - | - | - | , — | |
| Rb | 8 | 8 | - | - | - | 16 | 17 | - | 3 | - | - | - | - | - | |
| Ba | 100 | 307 | - | - | - | 588 | 442 | - | 372 | - | - | - | - | - | |

Таблица 4.3 (окончание)

| № обр. | Местонахождение | Содержан | ие в образце | ⁴⁰ Ar в опыте, | Возраст, млн лет | |
|--------|---|-------------------|--------------------------------------|---------------------------|------------------|--|
| | | К, мас.% | ⁴⁰ Аг _р , нг/г | % | | |
| | Хауранско | -Друзское плато | | | | |
| 9007/1 | Пос. Джебель эль-Кальб, лавовый поток | 0,54±0,02 | 0,761±0,011 | 55,6 | 20,4±0,8 | |
| 9008/3 | Пос. Менкат эль-Хатаб, лавовый поток | 1,55±0,03 | 2,20±0,03 | 88,3 | 20,4±0,5 | |
| 9008/1 | Там же, лавовый поток | 1,46±0,03 | 2,13±0,03 | 80,3 | 20,9±0,5 | |
| 9011/1 | Северо-западная часть, пос. Маесс, лавовый поток | 1,48±0,03 | 0,031±0,015 | 1,8 | 0,3±0,2 | |
| 818 | Южная часть, г. Шахба, пос. Шакка, лавовое плато | 1,32±0,03 | 0,10±0,01 | 7,7 | 1,07±0,12 | |
| 814-2 | Южная часть, г. Шахба, пос. Нимра, шлаковый конус | 0,96±0,02 | 0,099±0,010 | 8,4 | 1,49±0,15 | |
| 815 | Там же, лавовое плато | 0,91±0,02 | 0,139±0,006 | 16,4 | 2,19±0,10 | |
| 9025 | Пос. Мазраид-Адхам | 0,57±0,02 | 0,540±0,09 | 50,9 | 13,6±0,5 | |
| 9113/1 | В 10 км к югу от Дамаска | 0,83±0,02 | 1,153±0,014 | 77,8 | 19,9±0,5 | |
| 9030/3 | В 15 км к югу от Дамаска | 0,505±0,02 | 0,710±0,011 | 59,6 | 20,2±0,9 | |
| 9031/1 | Правый берег р. Авадж | 1,19±0,03 | 0,053±0,004 | 11,6 | 0,64±0,05 | |
| | Плато Ши | и (Хомский ареал) | | | | |
| 128-1 | Пос. Эйн-Кут, гора Ив-Алкуд, лавовый поток | 1,12±0,03 | 0,372±0,08 | 44,4 | 4,79±0,17 | |
| 128-2 | Там же, лавовый поток | 1,23±0,03 | 0,449±0,007 | 55,4 | 5,25±0,15 | |
| 148-1 | Пос. Эйн-Загра, лавовый поток | 0,91±0,02 | 0,308±0,006 | 45,0 | 4,87±0,15 | |
| 148-3 | Там же, лавовый поток | 0,81±0,02 | 0,317±0,18 | 46,4 | 5,63±0,18 | |
| 77-4 | Пос. Хаддие, лавовый поток | 1,06±0,03 | 0,395±0,012 | 26,2 | 5,4±0,2 | |
| 66-12 | Пос. Бахур, лавовый поток | 0,85±0,02 | 0,300±0,006 | 37,0 | 5,08±0,16 | |
| 66-11 | Там же, лавовый поток | 1,18±0,03 | 0,427±0,009 | 46,9 | 5,21±0,17 | |
| 66-1 | Там же, лавовый поток | 0,79±0,02 | 0,340±0,007 | 44,7 | 6,2±0,2 | |
| 813-3 | Пос. Аль-Зараа, лавовый поток | 0,55±0,02 | 0,242±0,013 | 12,8 | 6,3±0,2 | |
| 813-1 | Там же, лавовый поток | 0,50±0,02 | 0,338±0,014 | 15,9 | 9,7±0,6 | |
| 811 | Пос. Тахунет-эль-Вахшие, лавовый поток | 0,59±0,02 | 0,525±0,015 | 26,4 | 12,8±0,6 | |
| 812 | Пос. Картель, лавовый поток | 0,80±0,02 | 0,967±0,019 | 40,9 | 17,3±0,6 | |
| 9208/1 | Западное окончание плато | 1,06±0,03 | 0,408±0,008 | 47,9 | 5,54±0,19 | |
| | , Плато I | 【жиср-эш-Шугур | | | | |
| 805 | Г. Джиср-эш-Шугур, лавовый поток | 1,06±0,03 | 0,10±0,007 | 1,5 | 1,3±0,9 | |
| 807 | Пос. Габ-Нор, конус Телль Авар, лавовый поток | 1,56±0,03 | 0,12±0,02 | 5,3 | 1,1±0,2 | |

Таблица 4.4. Результаты определения К-Аг возраста позднекайнозойских базальтов Западной Сибири

Алеппское плато

| 809 | Пос. Шех Эль-Касун, лавовый поток | 0,87±0,02 | 0,469±0,014 | 21,6 | 7,8±0,3 |
|--------|---|--------------------------|-------------|------|----------------------|
| 808-1 | Пос. Айвар, лавовый поток | 0,92±0,02 | 0,692±0,012 | 48,7 | 10,8±0,3 |
| 808-2 | Там же, лавовый поток | 0,78±0,02 | 0,65±0,02 | 23,4 | 12,0±0,5 |
| | Лавовое п | лато в районе г. Баниаса | | | |
| 9505 | Плато Маркаб, лавовый поток | 0,67±0,2 | 0,251±0,007 | 20,2 | 5,4±0,02 |
| 9205/1 | Там же, лавовый поток | 0,545±0,02 | 0,164±0,006 | 18,6 | 4,35±0,22 |
| | 1 | Район г. Сафита | | | |
| 9206/1 | Г. Сафита | 1,21±0,03 | 0,455±0,008 | 52,7 | 5,42±0,16 |
| 9207/1 | Дер. Джаб-Амлаз | 0,475±0,02 | 0,159±0,013 | 10,4 | 4,81±0,43 |
| | | Пальмириды | | | |
| 9527/1 | Джебель Рус, восточная часть впадины Эд-Дау | 0,35±0,02 | 0,61±0,01 | 32,1 | 24,7±1,4 |
| 9528/1 | Джебель Абдэ, столбчатые базальты | 0,92±0,02 | 1,67±0,13 | 8,6 | 26,2±2 |
| | E | Впадина Эль Габ | | | |
| 9212/1 | Эз-Завия, дер. Халюби | 0,902±0,02 | 0,106±0,003 | 20,9 | 1, 69±0,06 |
| 9213/1 | Там же, 2 км к западу от дер. Халюби | 1,76±0,03 | 0,238±0,004 | 59,9 | 1,95±0,05 |
| 9215/1 | Там же, дер. Аукнак | 0,578±0,02 | 0,062±0,004 | 11,3 | 1,51±0,12 |
| 9516/1 | Дер. Каркур, лавовый поток | 1,57±0,03 | 0,194±0,004 | 29,0 | 1,8±0,01 |
| 9517/1 | Дер. Фрики, лавовый поток | 0,73±0,02 | 0,096±0,003 | 16,3 | 1, 9±0 ,1 |
| | Лавовые п | ютоки долины р. Евфрат | | | |
| 9237/1 | Дер. Джемаа | 1,02±0,03 | 0,062±0,004 | 10,9 | 0,88±0,07 |
| 9531/1 | Там же | 1,04±0,03 | 0,11±0,02 | 5,0 | 1,5±0,03 |
| 9239/1 | Дер. Халабие | 0,967±0,02 | 0,185±0,005 | 32,6 | 2,76±0,09 |
| 9530/1 | Там же | 0,85±0,02 | 0,167±0,005 | 18,6 | 2, 9± 0,1 |

Примечание. Представленные данные являются средневзвешенными значениями, полученными при измерении аргона в 10 спектрах. Измерение проводилось на низкофоновом аппаратурном комплексе (масс-спектрометр МИ-1330, работающий в статическом режиме, с автоматической системой управления и регистрации на базе IBM, и модернизированная выделительная установка АУ-7) методом изотопного разбавления с ³⁸Ar. Точность определения контролировалась периодическими измерениями эталонных проб и изотопного состава атмосферного аргона. При расчете возраста использовались константы: λ_β = 4,962 · 10⁻¹⁰ л⁻¹, λ_ε = 0,581 · 10⁻¹⁰ л⁻¹, ⁴⁰K/K = 0,01167 ат.%. Содержание калия определялось методом пламенной спектрометрии. Определения возраста выполнены в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ РАН В.В. Иваненко, В.А. Лебедевым и М.И. Карпенко.



Рис. 4.4. Результаты К-Аг датирования позднекайнозойских базальтов Сирии

Fig. 4.4. Results of K-Ar dating of the late Cenozoic basalts of Syria

формируют тело с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью; возраст этих образований 25±1,5 и 26±2 млн лет соответственно (см. табл. 4.4). На юг и на восток, согласно буровым данным [Шарков и др., 1994], эти базальты уходят под покровы плиоценовых и четвертичных базальтов, достигая гг. Суейда и Босра (профессор С. Галеб, личное сообщение). Обращает на себя внимание то, что раннемиоценовые базальты неизвестны к востоку от района Джебель Араб.

Единичные датировки базальтов с возрастом 13 млн лет в восточной части Дамаскской впадины [Шарков и др., 1994] свидетельствуют о том, что в пределах плато имеются и среднемиоценовые базальты, однако масштабы их развития сейчас неизвестны.

Позднемноцен-раннеплиоценовые базальты занимают значительно большую площадь в юго-восточной части изученного плато. Возраст базальтов здесь колеблется от 7 до 3 млн лет [Giannérini et al., 1988]. По-видимому, строение этой части плато намного

сложнее, чем предполагалось ранее, и требует повторного изучения, так как, вероятно, здесь имеются нерасчлененные образования двух этапов магматизма. Как и в случае раннемиоценовых базальтов, лавовые потоки здесь часто разделены латеритными корами выветривания. Среди базальтов преобладают субщелочные разновидности, тефриты встречаются реже; в некоторых базальтовых потоках (например, в разрезе г. Джебель Манаа) содержатся небольшие ксенолиты шпинелевых лерцолитов [Шарков и др., 1987].

Значительно больше данных имеется по позднеплиоцен-четвертичному этапу магматизма. Эти данные позволяют считать, что возраст лавовых потоков здесь колеблется, по крайней мере, от 2,19±0,10 до 1,1±0,2 млн лет, а наиболее древние шлаково-пирокластические конусы имеют возраст 1,49±0,15 млн лет (гора Телль Абу Лаз, район пос. Нимра в 10 км к югу от г. Шахба). Среди изверженных пород преобладают титанистые базальты умеренной щелочности, гавайиты и муджиериты, а также базаниты и тефриты; местами, к югу от Суейды и в районе г. Салхад, среди базальтов наблюдаются небольшие (площадью 1–2 км²) штокообразные тела трахитов. Наиболее сохранившиеся шлаково-пирокластические конусы, содержащие мантийные ксенолиты, в частности, наиболее известное их местонахождение – вулкан Телль Данун [Шарков и др., 1989] – имеют раннечетвертичный возраст.

Коры выветривания также широко развиты по четвертичным базальтам, но в отличие от предшествующих эпох здесь преобладают карбонатные коры типы ка-

личе, свидетельствующие о смене климата с гумидного и семиаридного на аридный.

Судя по геологическим данным [Поникаров и др., 1969], голоценовые базальты образуют самостоятельный огромный покров в северо-восточной части плато (см. рис. 4.3). Датирование К-Аг методом наиболее молодых образований затруднено изза технических трудностей при определении сравнительно низких содержаний K_2O , однако, судя по литературным данным, извержения базальтов в районе вулканического центра Сафа наблюдались монахами еще в XVII в. [Гущенко, 1979]. В этом же районе, на неолитической стоянке Хербет эль-Амбаши, установлено, что верхний базальтовый покров залегает на культурных горизонтах неолита, что дает основание считать возраст этих базальтов не древнее голоцена. Радиоуглеродное датирование культурного слоя дало возраст 4075 \pm 160 лет [Lexique..., 1963]. Вместе с тем экстраполяция этих данных на все обширное базальтовое поле к юго-востоку от Дамаскского бассейна, показанное на геологической карте маштаба 1:200 000 [Geological map..., 1963] голоценовым возрастом, сохраняет много нерешенных вопросов.

4.2.2. ПЛАТО ШИН И БАНИАС

Плато Шин (Хомский ареал) расположено к югу от рифта Эль Габ, на S-образном изгибе Левантского разлома, к востоку от него. К западу от разлома, уже в пределах Берегового хребта, аналогичные по возрасту и составу базальты бронируют вершины гор, в частности, Наби Матта. Очевидно, это свидетельствует о том, что первоначально плато Шин располагалось на оси Левантского разлома, но в дальнейшем его западная часть была приподнята и эродирована, сохранившись лишь в качестве реликтов [Шарков и др., 1996].

Современное плато Шин в плане имеет форму, близкую к овальной, и площадь около 1200 км². Мощность базальтового покрова составляет в центре около 350 м, на периферии – до 50 м. Плато сформировано серией базальтовых потоков, количество которых в его центральной части достигает 25–30. Излияния происходили из нескольких центров извержений, расположенных вдоль крупного разлома СЗ простирания. Мощность лавовых потоков варьирует от 0,5 до 10–12 м, они часто разделены корами выветривания латеритного типа [Новиков и др., 1993].

В пределах горизонтов кор выветривания хорошо видны многочисленные маломощные (0,3–2,0 м) дайки тех же базальтов, обычно крутопадающие; по-видимому, они представляют собой подводящие каналы извержений. Среди лав дайки прослеживаются значительно хуже. В восточной части плато, в правом крыле разлома, они имеют северо-западное простирание (аз. прост. 330–340°), а в западной части плато, в левом крыле – субширотное, реже северо-восточное. Такая ориентировка даек согласуется с кинематическим полем напряжений, возникающим при левом сдвиге, и, очевидно, свидетельствует о синкинематичности магматических и тектонических процессов этого времени на данном участке Левантского разлома.

Плато Шин образовано в основном титанистыми щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами, а также базанитами с возрастом от $6,3\pm0,2$ до $4,76\pm0,17$ млн лет. На его северо-восточной периферии бурением были установлены базальты с возрастом $9,7\pm0,6$ млн лет. Также вблизи северо-восточной периферии плато Шин, на р. Тахунег эль-Вазшин у дер. Телль Амри, встречен базальтовый поток мощностью 5–6 м, который залегает на образованиях среднего эоцена и перекрывается озерными отложениями плиоцена. Его возраст оценивается в $12,8\pm0,6$ млн лет. И, наконец, в районе пос. Картель встречены базальты, имеющие возраст $17,3\pm0,6$ млн лет.

Таким образом, в районе плато Шин наблюдаются образования трех этапов магматизма – раннемиоценового, среднемиоценового и позднемиоцен-раннеплиоценового. Четвертичные вулканиты, в отличие от Хауранско-Друзского плато, здесь отсутствуют. Вдоль восточного побережья Средиземного моря, между городами Тартус и Баниас, устанавливается ряд небольших позднемиоцен-раннеплиоценовых базальтовых плато, в том числе Дор-Сафра с возрастом 4,35±0,22 млн лет и Баниасское плато с возрастом 5,4±0,2 млн лет [Шарков и др., 1996]. По возрасту они близки к возрасту плато Шин, хотя вряд ли связаны с его формированием. Судя по результатам 5-го рейса НИС "Академик Страхов" [Kogan, Stenin, 1994], в конце миоцена-начале плиоцена северо-западная часть Аравийской плиты испытала дробление и погрузилась под уровень моря; наиболее поднятые ее фрагменты сохранились в виде подводной горы Эратосфен и активного в плиоцене-плейтосцене Западно-Тартусского хребта; на суше остатки структур этого времени сохранились в форме грабена Нахр эль-Кабир. Скорее всего, эти лавовые поля представляют собой базальты, возникшие на Тартусском поднятии в процессе образования современной восточной окраины Средиземного моря.

Особенностью оливиновых базальтов плато Дор-Сафра является необычно высокая глиноземистость пород, достигающая 21–24 мас.% Al₂O₃, при относительно высокой титанистости и щелочности пород (см. табл. 4.3), позволяющая отнести их к субщелочным лейкобазальтам. Это свидетельствует об определенной специфике формирования данных пород, отличающей их от всех других магматических образований кайнозоя Сирии.

4.2.3. ПЛАТО ДЖИСР-ЭШ-ШУГУР И АЛЕППСКОЕ

Плато Джиср-эш-Шугур расположено в северной части грабена Эль Габ. Здесь развиты плиоцен-четвертичные базальты и базаниты. Размеры плато невелики – это первые сотни квадратных километров. Однако, судя по искусственным выемкам, часть лавовых полей, перекрытая плиоцен-четвертичными отложениями, выдвинута за пределы плато. Характерная особенность – большое количество лавовопирокластических вулканических построек, которые нередко содержат глубинные ксенолиты (преимущественно шпинелевые лерцолиты и вебстериты). Возраст базальтов плато 1,3±0,9 млн лет, а одного из конусов (Телль Авар) – 1,1±0,2 млн лет.

Алеппское плато расположено между городами Алеппо и Саламия. Оно образовано рядом покровов, разделенных горизонтами кор выветривания. Мощность плато невелика – от 10 до 50 м. На его поверхности местами сохранились остатки вулканических шлаково-пирокластических конусов высотой до 20 м. Два изотопных датирования базальтов плато дали возраст от $12,0\pm0,5$ до $10,0\pm0,3$ млн лет, возраст одного из конусов (Шех эль-Касун) существенно моложе – $7,8\pm0,3$ млн лет. Повидимому, это плато образовалось во время средне-позднемиоценового этапа магматизма.

В отличие от других базальтовых плато, здесь преобладают базальты нормальной щелочности (толеиты); субщелочные базальты и базаниты встречаются в подчиненном количестве.

Интересно отметить, что образования среднего миоцена, аналогичные Алеппским, встречены в основании Сирийско-Иорданского плато в восточной части Иордании примерно на той же долготе. Это позволяет думать, что формирование базальтов этого времени, как и раннемиоценовых, подчинялось субмеридиональным мантийным структурам.

4.2.4. БАЗАЛЬТЫ ДОЛИНЫ р. ЕВФРАТ

Базальты долины р. Евфрат формировались в интервале от 2,76±0,09 до 0,88±0,07 млн лет назад; это дает основание считать, что излияния базальтов происходили здесь не только в плейстоцене, как считалось ранее и отражено на геологической карте Сирии, но и раньше – в позднем плиоцене.

4.2.5. ЭТАПЫ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА СИРИИ

Таким образом, в настоящее время на основании всех имеющихся изотопно-геохронологических данных можно выделить, по крайней мере, 5 этапов позднекайнозойского базальтового вулканизма на территории Сирии и прилегающих регионов:

1) ранний миоцен – от 25 до 17 млн лет назад; развит преимущественно в северной части Хауранско-Друзского плато (северо-восточное окончание огромного Сирийско-Иорданского плато) и частично в основании плато Шин;

2) средний миюцен – от 14 до 11 млн лет назад; Алеппское плато, частично плато Шин, западная часть Хауранско-Друзского плато и нижние базальты западного берега р. Иордан [Heimann, Ron, 1993]. Вместе они образуют широкую прерывистую полосу, протягивающуюся в субмеридиональном направлении под небольшим углом к более молодому Левантскому трансформному разлому;

3) поздний миоцен-ранний плиоцен – от 10 до 4,5 млн лет назад; базальтовый магматизм этого времени широко распространен в пределах Сирийско-Иорданского плато, в особенности в его центральной части, а также представлен базальтовыми плато, расположенными на оси Левантского разлома по обе стороны от складчатой системы Пальмирид: на севере это плато Шин, в основном сложенное базальтами этого возраста, а на юге – плато Коразим и западного берега р. Иордан. Близкий возраст имеют лавовые поля в прибрежной части Средиземного моря. Обращает на себя внимание синхронность этого пика магматической активности вдоль Левантского разлома с погружением северо-западной окраины Аравийской плиты под уровень моря;

4) поздний плиоцен-плейстоцен – с 3,6 до 0,3 млн лет назад; Хауранско-Друзское плато (включая блок Коразим и долину р. Иордан [Heimann, Ron, 1993; Siedner, Horowitz, 1974]), базальтовое плато грабена Эль Габ, а также некоторые базальтовые поля в долине Евфрата;

5) голоценовые и современные базальты широко развиты в пределах Хауранско-Друзского плато и, вероятно, на северо-востоке Сирии, преимущественно в районе долины Евфрата.

4.2.6. ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ В БАЗАЛЬТАХ

Базальты практически всех возрастных групп (за исключением голоценовых) содержат ксенолиты мантийного (астеносферного) вещества. Набор ксенолитов обычен для областей внутриплитного магматизма и представлен образованиями так называемых "зеленой" и "черной" серий [Шарков и др., 1989]. Породы "зеленой", или Сг-диопсидовой, серии представлены главным образом обычными для подобных ситуаций шпинелевыми перидотитами (преимущественно лерцолитами, меньше гарцбургитами) и пироксенитами (шпинелевые и гранат-шпинелевые вебстериты), образующими жильные тела среди перидотитов. Преобладающие по количеству перидотиты, по-видимому, являются фрагментами вещества из верхней части астеносферного диапира, а пироксениты представляют собой продукты кристаллизации новообразованных расплавов, грассирующих пути их миграции в теле диапира, подводящие каналы извержений [Шарков и др., 1996].

Образования "черной", или алюмотитанавгитовой, серии (горнблендиты, роговообманковые клинопироксениты, верлиты) также наблюдаются в виде жил разной мощности; во вмещающих их мантийных перидотитах вдоль контактов наблюдается появление новообразованного керсутита, иногда сопровождаемого мелкими зернами флогопита и ильменита, а также тонкозернистого материала, отвечающего по составу ортоклазу. Породы имеют крупнозернистую структуру с переходом в гигантозернистую. Многочисленные мегакристы керсутита, алюмотитанавгита, ильменита, санидина и др., по-видимому, представляют собой фрагменты таких гигантозернистых пород [Шарков и др., 1989]. Образования "черной" серии резко отличаются от пород "зеленой" серии по составу: они характеризуются повышенной железистостью, титанистостью, значительным содержанием щелочей, особенно калия, а также повышенным содержанием легких РЗЭ. Очевидно, они представляют собой продукты кристаллизации мантийных высокоплотных флюидов в трещинообразных разрывах в растекающейся верхней части ("голове") астеносферного диапира. Подобные флюиды являются главным агентом мантийного метасоматоза в областях внутриплитного магматизма, играя важную роль в формировании здесь базальтовых расплавов [Шарков и др., 1996].

Кроме всех этих образований, в подчиненном количестве встречаются также ксенолиты нижнекоровых пироксеновых гранулитов, вероятно, образовавшихся в результате базальтового андерплейтинга под вулканами. Обращает на себя внимание отсутствие среди ксенолитов в позднекайнозойских базальтах как нижнекоровых гранатовых гранулитов, наблюдавшихся в меловых трубках взрыва, так и образований "гранитного слоя": из верхнекоровых пород наблюдаются только ороговикованные ксенолиты кварцевых песчаников миоцена (вулкан Хадур-Мтам, к югу от г. Салхад, район Джебель Араб).

4.2.7. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО И кайнозойского магматизма сирии

Как уже указывалось, главной разновидностью магматических пород мезозоя и кайнозоя Сирии являются умеренно-щелочные базальты, причем в середине мела существенную роль играли разнообразные диатремы лампрофиров и кимберлитоподобных пород, выносившие на поверхность фрагменты глубинных пород из древней континентальной литосферы. В отличие от мезозоя, когда имели место только небольшие по масштабам подводные излияния базальтов на южном шельфе Тетиса, позднекайнозойский континентальный магматизм проявился очень мощно на всей территории, и не исключено, что настоящее время представляет собой временный перерыв между извержениями, которые продолжатся в будущем. Подобные перерывы, судя по наличию кор выветривания между потоками, отнюдь не являлись редкостью в процессе 25-миллионной истории региона – только в плиоцене Хауранско-Друзского плато устанавливается около 30 таких кор.

Развитые на изученной территории базальты являются типичными внутриплитными образованиями. Они представлены преимущественно щелочными Fe-Ti базальтами (оливиновыми и авгитовыми базальтами, меньше гавайитами и муджиеритами, иногда наблюдаются трахиты, а также базаниты и тефриты, отмечаемые практически во всех возрастных группах позднего кайнозоя). Подобные базальты характерны для мантийных плюмов, с которыми связан внутриплитный магматизм фанерозоя. Это подтверждается изотопными исследованиями мезо-кайнозойских базальтов на смежной территории Израиля [Stein, Hofmann, 1992]. Согласно данным этих исследователей, Nd-Sr-Pb изотопные составы всех этих пород варьируют в узких пределах, составляя: ENd(T) = +3.9 + +5.9; 87 Sr/ 86 Sr(T) = 0.70292-0.70334; 206 Pb/ 204 Pb(T) = 18.88-19.99; 207 Pb/ 204 Pb(T) = 15.58-15.70 и 208 Pb/ 204 Pb(T) = 38.32-39.59. Их Nb/U (43+/-9) и Ce/Pb (26+/-6) отношения идентичны нормальным океаническим базальтам, свидетельствуя о том, что базальты не подверглись контаминации континентальным коровым материалом. Все базальты по изотопным характеристикам не отличаются от базальтов, связанных с астеносферными плюмами.

Как указывалось выше, только некоторые базальтовые поля на территории Сирии отличаются заметным своеобразием – это среднемиоценовые базальты Алеппского плато, которые преимущественно относятся к типу железо-титанистых континентальных толеитов, и высокоглиноземистые базальты раннего плиоцена плато Дор-Сафра на побережье Средиземного моря. Причины такого своеобразия пока неясны.

Обращает на себя внимание то, что магматическая активность на территории

Сирии в раннем и среднем миоцене была сосредоточена преимущественно вблизи будущего Левантского разлома (к востоку от него), очевидно, свидетельствуя о наличии в этом месте линейного субмеридионального выступа астеносферы. Это, вероятно, и предопределило появление здесь в позднем миоцене трансформного разлома, продолжающего свое развитие и в настоящее время. И только после этого стали формироваться лавовые плато Шин, Коразим и р. Иордан, уже контролируемые структурой разлома. При этом ориентировка даек (подводящих каналов лавовых покровов) в пределах плато Шин совпадает с кинематическим полем напряжений, возникающим при левом сдвиге, что, очевидно, свидетельствует о синкинематичности магматических и тектонических процессов в зоне Левантского разлома, по крайней мере на этом участке.

Согласно М.Л. Коппу и др. [1994], возникновение складчатой системы Пальмирид связано с неоднократностью левосдвиговых смещений по Левантскому разлому в миоцене. Обращает на себя внимание наличие определенных связей между развитием этой структуры и магматизмом. В частности, появление этой структуры приводит к прекращению вулканизма на этом участке и его резкому усилению к северу и к югу от нее. По-видимому, это может служить указанием на реорганизацию глубинной структуры района, связанную с "вдавливанием" корней Пальмирид в кровлю астеносферного плюма, и, как следствие, на прекращение магмообразования на этом участке. В свою очередь, это могло привести к перетеканию астеносферного вещества к северу и югу от Пальмирид, приведя к формированию локальных выступов, обеспечивших появление плато Шин, Коразим и долины р. Иордан. По-видимому, по мере дальнейшего развития складчатой системы Пальмирид (и соответственно дальнейшего погружения их корней в СЗ направлении), магматическая активность в районе плато Шин прекратилась. После некоторого перерыва, уже в позднем плиоцене-плейстоцене, она возобновилась вдоль северной и северовосточной периферий Пальмирид, где, очевидно, возникли новые выступы на кровле астеносферы и образовались новые вулканические плато в районах Джиср-эш-Шугур и долины Евфрата. К югу от Пальмирид такой перестройки не происходило и извержения практически не прекращались. Как уже указывалось, современный базальтовый вулканизм был сосредоточен главным образом в северо-восточной части Сирийско-Иорданского плато, к югу от Пальмирид, а также в зоне Левантского разлома и в самой северо-восточной части Сирии. Это, очевидно, свидетельствует о том, что общие тенденции к активному влиянию продолжающих формироваться орогенных структур Пальмирид на рельеф поверхности астеносферного диапира сохраняются, контролируя развитие вулканических процессов в регионе. Поэтому именно в этих местах следует ожидать возобновления активного вулканизма, которое может привести к катастрофическим последствиям для данных территорий.

Наличие новейшего вулканизма в пределах грабенов вдоль оси Левантского разлома (Эль Габ, Тибериадское озеро, долина р. Иордан), а также на их периферии (Голанские высоты), очевидно, свидетельствует о наличии под грабенами локальных выступов кровли астеносферного диапира, растекание головных частей которых и должно приводить к появлению над ними подобных депрессий рельефа. Это позволяет думать, что нарушение сплошности литосферы, связанное с развитием Левантского разлома, также приводит к изменению рельефа поверхности диапира, провоцируя перетекание астеносферного вещества и способствуя тем самым усилению его активности. Таким образом, имеющиеся данные по новейшему вулканизму в зоне этой уникальной структуры свидетельствуют о том, что, как и в случае складчатой области Пальмирид, здесь имеет место активное взаимодействие как собственно коровых, так и мантийных процессов, которые в результате этого усиливают друг друга, приводя к появлению и развитию континентального трансформного разлома.

Поскольку территория Сирии является одним из участков пассивной окраины как новообразующегося океана (Красное море), так и продолжающего свое разви-

тие бассейна Средиземного моря, приведенные в работе данные могут служить хорошим примером развития геологических структур в подобных ситуациях. В отличие от осевой части океанической спрединговой зоны, здесь не происходит разрыва коры, но, по-видимому, имеет место активное механическое взаимодействие с ней кровли мантийного плюма. Судя по закономерной миграции районов магматической активности, такое взаимодействие может приводить к перетеканию локальных выступов кровли астеносферы и в значительной мере предопределяет появление и развитие таких структур, как трансформные разломы, определяет длительность развития и локализацию конкретных лавовых плато и процессы деструкции континентальной коры пассивных окраин продолжающих свое развитие морских бассейнов.

выводы

 Магматизм мезо-кайнозоя Сирии четко распадается на два эпизода, разделенных ных амагматичным периодом около 70 млн лет: позднемезозойский, связанный с поздними стадиями формирования океана Тетис, и позднекайнозойский, связанный с раскрытием Красноморского рифта. Магматические породы этих двух эпизодов близки друг к другу по составу и представлены главным образом базальтами разной щелочности.

2. Пик развития мезозойского магматизма связан с серединой мела; считавшиеся ранее юрскими базальты имеют изотопные даты не выше 120 млн лет и, вероятно, представляют собой более молодые силлы. Заведомо меловые базальты представляют собой немногочисленные потоки пиллоу-лав среди сравнительно мелководных известняков середины мела и глубоководных осадков Тетиса (пластина Тамима среди тектонических покровов в районе офиолитового комплекса Бассит). Особую разновидность меловых базальтов представляют собой пиллоу-лавы самого офиолитового комплекса Бассит. В отличие от образований Берегового хребта и Антиливана породы в районе офиолитового комплекса испытали значительное перемещение в пространстве. Все базальты мелового возраста, очевидно, формировались в результате подводных извержений, а часть из них, вероятно, представляла собой силлы в более древних юрских отложениях.

3. По своим геохимическим характеристикам мезозойские вулканиты представлены умеренно-щелочными базальтами и щелочными базальтоидами и относятся к типичным внутриплитным образованиям. Исключение составляют пиллоу-лавы толеитового и бонинитоподобного состава, развитые в верхней части разреза офиолитовой ассоциации Бассит.

4. Характерной особенностью мезозойского вулканизма является тееная связь с ним многочисленных трубок взрыва, иногда содержащих ксенолиты пород нижней коры того времени (гранатовые гранулиты и эклогитоподобные породы) и мегакристы пиропового граната. Пирокластический материал этих трубок сильно варьирует по составу от кимберлитоподобных пород до лампрофиров. Судя по наблюдениям в наиболее изученной диатреме Наби Матта, их извержения также происходили в подводных условиях.

5. Позднекайнозойский вулканизм начался в раннем миоцене и, в отличие от мезозойского, происходил в наземных условиях в течение около 25 млн лет. Это привело к формированию на территории Сирии разнообразных лавовых плато, наиболее крупным из которых является Хауранско-Друзское на юге Сирии, представляющее собой северную часть огромного Сирийско-Иорданского плато. Судя по наличию межпотоковых кор выветривания и геохронологическим данным, формирование этих плато происходило в течение длительного времени, по крайней мере нескольких миллионов лет. Дольше всего – от раннего миоцена до исторического времени – продолжалось формирование Сирийско-Иорданского плато.

6. На основании имеющихся изотопно-геохронологических данных можно выделить, по крайней мере, 5 этапов позднекайнозойского базальтового вулканизма на территории Сирии и прилегающих регионов: а) ранний миоцен – от 25 до 17 млн лет; развит преимущественно в северной части Хауранско-Друзского плато, Пальмиридах и частично в основании плато Шин; б) средний миоцен – от 14 до 11 млн лет; Алеппское плато, частично плато Шин, западная часть Хауранско-Друзского плато и нижние базальты западного берега р. Иордан; в) поздний миоцен-ранний плиоцен – от 10 до 4,5 млн лет; базальтовый магматизм этого времени широко распространен в пределах Сирийско-Иорданского плато, в особенности в его центральной части, а также представлен базальтовыми плато, расположенными на оси Левантского разлома по обе стороны от складчатой системы Пальмирид: на севере это плато Шин, в основном сложенное базальтами этого возраста, а на юге – плато Коразим и западного берега р. Иордан. Близкий возраст имеют лавовые поля в прибрежной части Средиземного моря; г) поздний плиоцен-плейстоцен - с 3,6 до 0.3 млн лет; Хауранско-Друзское плато (включая блок Коразим и долину р. Иордан, базальтовое плато грабена Эль Габ, а также некоторые базальтовые поля в долине Евфрата; д) голоценовые и современные базальты широко развиты в пределах Хауранско-Друзского плато и, вероятно, на северо-востоке Сирии.

7. Состав вулканитов слабо менялся во времени; преобладающей разновидностью пород являются Fe-Ti базальты разной щелочности, менее широко представлены базаниты и тефриты; нередко отмечаются трахиты, чаще всего в форме небольших субвулканических интрузивов (штоков). По своим геохимическим характеристикам это типичные внутриплитные образования.

8. Широкое развитие базальтового магматизма на территории Сирии предполагает наличие здесь астеносферного диапира, фрагменты вещества которого (преимущественно шпинелевые лерцолиты) часто наблюдаются в качестве ксенолитов в базальтах. По-видимому, базальтовые плато развивались над выступами кровли этого диапира. Из этого следует, что изучение распределения базальтовых извержений во времени и в пространстве может позволить определить динамику развития рельефа поверхности этого диапира.

9. Наблюдаемая отчетливая взаимосвязь между локализацией извержений и формированием главных неотектонических структур в регионе (складчатой области Пальмирид и Левантского трансформного разлома) позволяет думать, что земная кора отнюдь не являлась пассивным участником мантийных процессов, а активно взаимодействовала с кровлей диапира, предопределяя характер миграции центров вулканической активности, длительность формирования конкретных плато, а также, по-видимому, предопределяя и способствуя развитию таких структур, как трансформные разломы и пассивные окраины новообразующихся бассейнов океанического типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Ганнум И. Структура и геодинамические обстановки образования аллохтонных комплексов Баер-Басситского района (Северо-Западная Сирия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 1993. 17 с.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира: Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.
- Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукие М. Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии // Геотектоника. 1988. № 1. С. 92–104.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Там же. 1994. № 3. С. 61–76.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е. Лазько и Е.В. Шарков. М.: Наука, 1988. 501 с.
- Новиков В.М., Шарков Е.В., Чернышев И.В. и др. Геохронология кор выветривания платобазальтов Сирии и эволюция палеоклимата региона за последние 20 млн лет // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 66–74.

- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран: Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.
- Соболев Н.В., Абу Ассале Г., Кепежинскаяс В.В. и др. Лампрофиры меловых диатрем Сирийского рифта // ДАН СССР. 1990. Т. 314. С. 435-438.
- Шарков Е.В., Синдеев А.С. Сакаловиты офиолитового комплекса Бассит (Северо-Западная Сирия) клинопироксеновый аналог бонинита // Геохимия. 1987. № 12. С. 1721–1739.
- Шарков Е.В., Лазько Е.Е., Федосова С.П., Ханна С. Ксенолиты четвертичного вулкана Телль-Данун (Южная Сирия) в связи с проблемой внутриплитного магматизма // Геохимия. 1989. № 11. С. 1609-1623.
- Шарков Е.В., Лазько Е.Е., Ханна С. Глубинные включения эксплозивного центра Наби-Матта (Северо-Западная Сирия) // Там же. 1992. № 9. С. 1241–1261.
- Шарков Е.В., Синдеев А.С., Али С. и др. Петрология Хомского базальтового ареала (Западная Сирия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 61-71.
- Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А. и др. Геохимические особенности астеносферы под Аравийской плитой по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Телль-Данун, Сирийско-Иорданское плато, Южная Сирия // Геохимия. 1996. № 9. С. 819–835.
- Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сибири // Петрология. 1994. Т. 2. № 4. С. 439–448.
- Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских базальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 1. С. 96–99.
- Geological map of Syria (I-36-XXIV, I-37-XIX). V.D. Moscow: Technoexport, 1963.
- Geological map of Syria, 1:1 000 000. Damascus: Technoexport, 1986.
- Giannérini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem B. Deformattions intraplaques et volcanisme associe: Exemple de la bordure NW de plaque Arabique au Cenozoique // Bull. Soc. géol France. 1988. N 6. P. 938–947.
- Heimann A., Ron H. Geometric changes of plate boundaries along part of the Northern Dead Sea transform: Geochronologic and paleomagnetic evidence // Tectonics. 1993. Vol. 12, N 2. P. 477-491.
- Kogan L.E., Stenin A.M. // Geological structure of the Eastern Mediterranean / Ed. V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem, 1994. P. 99-112.
- Lexique atratigraphique international. Vol. 3. Asie: Liban, Syrie, Jordane / Sous la dir. de L. Dubertret. P., 1963. P. 78-81.
- Mahfout F.R., Beck J.N. High-Al₂O₃ basalt from Syria // Syrian Geol. J. 1987. Vol. P. 73-82.
- Mouty M., Delaloye M., Fontignie D. et al. The volcanic activity in Syria and Lebanon between Jurassic and Actual // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1992. Vol. 72. P. 91–105.
- Shimron A.E. Tectonic setting of late Mesozoic magmatism in the Levant: The Hermon Range as an example // Intern. volcanol. congr. IAVCEI, Ankara, 1994: Abstracts. Ankara, 1994. Theme 3: Magmatism within-plates.
- Siedner G., Horowitz A. Radiometric ages of late Cainozoic basalts from northern Israel: Chronostratigraphic implications // Nature. 1974. Vol. 250, N 5461. P. 23-26.
- Stein M., Hofmann A.W. Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere? // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 114. P. 193-209.
- Wilson M. Igneous petrogenesis. Boston etc.: Unvin Hyman, 1989. 466 p.

СОДЕРЖАНИЕ

| ВВЕДЕНИЕ. Ю.Г. Леонов | 5 |
|--|-----|
| 1. ТЕКТОНИКА. М.Л. Konn, Ю.Г. Леонов | 7 |
| 1.1. Основные тектонические единицы Сирии | 8 |
| 1.2. Строение и этапы фомирования платформенного чехла | 10 |
| 1.3. Область недеформированной платформы | 16 |
| 1.4. Структуры Месопотамского прогиба | 18 |
| 1.5. Слвиг Мертвого моря (Левантский трансформный разлом) | 21 |
| 1.5.1. Общая характеристика | 21 |
| 152 Система глабенов мериционального простирания | 26 |
| 1.5.3. Система полнятий рифтового пояса (Береговой хребет, полнятия Эз-За- | 20 |
| вия-Массиаф, Антиливан) | 32 |
| 1.5.4. Структура и механизм образования грабена Эль Габ | 36 |
| История вопроса | 36 |
| Макроструктура грабена | 37 |
| Данные по мезоструктуре | 40 |
| Модели формирования грабена | 47 |
| Разрастание Левантского разлома и проблема трансформации раскры- тия Красного моря | 52 |
| 1.6. Пальмирская зона (Пальмириды) | 54 |
| 1.6.1. Общая характеристика | 54 |
| 1.6.2. Структурные парагенезы Юго-Восточных Пальмирид | 60 |
| Вводные замечания | 60 |
| Геологический очерк | 61 |
| Анализ макроструктуры (складки и флексуры) | 65 |
| Анализ макроструктуры (разрывные нарушения) | 71 |
| Результаты мезоструктурных наблюдений | 82 |
| Структурные парагенезы | 85 |
| Выводы | 93 |
| 1.7. Связь внутриплитной деформации с неоднородным сдвиговым смещением по Левантскому разлому | 94 |
| Литература | 102 |
| 2. СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ. К.И. Кузнецова, М.Р. Доброва | 105 |
| 2.1. История изучения | 109 |
| 2.2. Биостратиграфия юрских отложений | 110 |
| 2.2.1. Принципы выделения фораминиферовых и остракодовых зон | 110 |
| 2.2.2. Нижняя юра | 113 |
| 2.2.3. Средняя юра | 114 |
| Ааленский и байосский ярусы | 114 |

| Байосский ярус | 114 |
|--|-------|
| Батский ярус | 115 |
| Нижний батский подъярус | 119 |
| Верхний батский подъярус | 120 |
| Келловейский ярус | 120 |
| 2.2.4. Верхняя юра | 121 |
| Оксфордский ярус | 121 |
| Нижний оксфорд | 121 |
| Верхний оксфорд | 121 |
| Кимериджский ярус | 122 |
| Титонский ярус | 123 |
| 2.2.5. Нижний мел-неоком | 124 |
| 2.2.6. История геологического развития | 124 |
| Литература | 127 |
| | 121 |
| 3. СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. Е.В. Девяткин, А.Е. Додонов | 129 |
| 3.1. История изучения | 129 |
| 3.2. Морские верхнеплиоценовые и четвертичные отложения Латакийского прогиба | 132 |
| 3.3. Континентальные неогеновые и четвертичные отложения | 140 |
| 3.3.1. Впадина Эль Габ | 140 |
| 3.3.2. Дамаскский бассейн | 149 |
| 3.3.3. Впадина Эд-Дау | 153 |
| 3.3.4. Аллювий рек Нахр эль-Кабир, Оронто и Евфрат | 162 |
| 3.4. Сопоставление этапов развития основных депрессионных структур в зоне Ле- вантского разлома и в Пальмиридах | 168 |
| 3.5. Стратиграфическая последовательность и корреляция морских, аллювиальных и пролювиальных террас | 171 |
| Литература | 173 |
| | • • • |
| 4. МЕЗОЗОИСКИИ И КАИНОЗОИСКИИ БАЗАЛЬТОВЫИ МАГМАТИЗМ. | 1.77 |
| Е.В. шарков | 1// |
| 4.1. Мезозойский магматизм | 178 |
| 4.1.1. Вулканические породы Берегового хребта и Антиливана | 178 |
| 4.1.2. Вулканические породы района офиолитового комплекса Бассит | 181 |
| 4.1.3. Трубки взрыва и пирокластические ареалы, содержащие глубинный | 101 |
| | 101 |
| ч.2. Каннозонский вулканизм | 100 |
| 4.2.1. Лауранско-друзское плато | 18/ |
| | 193 |
| 4.2.5. Плато джиср-эш-шугур и Алеппское | 194 |
| 4.2.4. Базальты долины р. Евфрат | 194 |
| 4.2.5. этапы позднекайнозойского оазальтового вулканизма Сирии | 19: |
| 4.2.0. І лубинные ксенолиты в базальтах | 195 |
| 4.2.7. Некоторые общие особенности мезозойского и кайнозойского магма- | 104 |
| тизма Сирии | 190 |
| Выводы | 198 |
| * | 100 |

CONTENTS

| INTRODUCTION. Yu.G. Leonov | 5 |
|---|-----------|
| 1. TECTONICS. M.L. Kopp, Yu.G. Leonov | 7 |
| 1.1. Main tectonic untis of Syria | 8 |
| 1.2. Stratigrafic complexes and stages of the platform cover formation | 10 |
| 1.3. Area of non-deformed platform cover | 16 |
| 1.4. The Mesopotamian foredeep | 18 |
| 1.5. The Dead Sea (Levant) transform fault | 21 |
| 1.5.1. General characteristics | 21 |
| 1.5.2. System of grabens of meridional orientation of the riftbelt | 26 |
| 1.5.3. System of rises of the rift belt (Coastal Ridge, Ez-Zavia-Missiaf and Ar | nti- |
| Lebanon heights) | 32 |
| 1.5.4. Structure and mechanism of formation of the El Ghab graben | 36 |
| History of the problem | 36 |
| Macrostructure of the graben | 37 |
| Mesostructure of the graben | 40 |
| Analysis of models of the graben formation | 47 |
| Northward propagation of the Levant fault and a problem of space accomore | ia- |
| tion of the Red Sea opening | 52 |
| 1.6. The Palmyra foldbelt (Palmyrides) | 54 |
| 1.6.1. General characteristics | 54 |
| 1.6.2. Structural parageneses of the South Eastern Palmyrides | 60 |
| Introduction | 60 |
| Geological characteristics | 61 |
| Macrostructural analysis (folds and flexures) | 65 |
| Macrostructural analysis (faults) | 71 |
| Mesostructural observations | 82 |
| Main structural parageneses | 85 |
| Conclusions | 93 |
| 1.7. Relation of intraplate deformation of the hererogeneous simple shear along the Leva fault zone | ant 94 |
| References | 102 |
| 2. STRATIGRAPHY OF THE JURASSIC SEDIMENTS. K.I. Kuznetsova, M.R. Dobrow | a. 105 |
| 2.1. History of Investigation | 109 |
| 2.2. Biostratigraphy of the Jurassic Sediments | 110 |
| 2.2.1. The Principle of subdivision of foraminiferal and ostracod zones | 110 |
| 2.2.2. The Lower Jurassic | 113 |
| 2.2.3. The Middle Jurassic | 114 |
| The Aalenian and the Bajocian | 114 |
| The Bajocian | 114 |
| | |

| The Bathonian | . 115 |
|--|--------------|
| The Lower Bathonian | . 119 |
| The Upper Bathonian | . 120 |
| The Callovian | . 120 |
| 2.2.4. The Upper Jurassic | . 121 |
| The Oxfordian | . 121 |
| The Lower Oxfordian | . 121 |
| The Upper Oxfordian | . 121 |
| The Kimmeridgian | . 122 |
| The Tithonian | . 123 |
| 2.2.5. The Lower Cretaceous-Neocomian | . 124 |
| 2.2.6. History of the geological development | . 124 |
| References | . 127 |
| | |
| 3. STRATIGRAPHY OF THE NEUGENE AND QUATERNARY DEPOSITS. | 120 |
| 2.1. History of Investigation | 129 |
| 3.1. History of investigation | . 129 |
| 3.2. Marine Opper Photene and Quaternary deposits of Lamakia depression | 1.152 |
| 3.5. Neogene and Quaternary tenestrial deposits | . 140 |
| 2.2.2 The Democrate Regin | , 140 140 |
| 2.2.2. The Ed Daw Depression | 149 |
| 2.3.4 Allowing of the Nobr El Kohiz Orontes and Al Eurot rivers | . 155 |
| 3.3.4. Antividin of the Ivan El-Kaon, Orones and Al-Fulat lives | , 102 |
| 5.4. Contration stages of evolution of the main depression structures in the Levant trans- | 168 |
| 3.5. Stratigraphical succession and correlation of marine, alluvial and proluvial terraces | . 171 |
| Dafarancer | 172 |
| | . 175 |
| 4. MESOZOIC AND CENOZOIC MAGMATISM. E.V. Sharkov | . 177 |
| 4.1. Mesozoic magmatism | . 178 |
| 4.1.1. Volcanic rocks of the Coastal Ridge and Anti-Lebanon | . 178 |
| 4.1.2. Volcanic rocks of the Bassit ophiolite complex area | . 181 |
| 4.1.3. Diatrems and pyroclastic areals, contained deep-seated material | . 181 |
| 4.2. Cenozoic magmatism | . 185 |
| 4.2.1. The Hauran-Druze Plateau | . 187 |
| 4.2.2. The Shin and Banias plateaux | . 193 |
| 4.2.3. The Djisr-ash-Shugur and Aleppo plateaux | . 194 |
| 4.2.4. Basalts of the Al-Furat | . 194 |
| 4.2.5. Stages of the late Cenozoic basalts magmatism of Syria | . 195 |
| 4.2.6. Deep-seated xenoliths in basalts | . 195 |
| 4.2.7. Some general features of the Mesozoic and Cenozoic magmatism of Syria | . 196 |
| Conclusions | . 198 |
| References | 100 |
| | . 177 |

Научное издание

ОЧЕРКИ ГЕОЛОГИИ СИРИИ

Труды ГИН, вып. 526

Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического института РАН

Зав. редакцией А.А. Фролова Редактор Т.А. Никитина Художественный редактор Г.М. Коровина Технический редактор З.Б. Павлюк Корректоры Г.В. Дубовицкая, Н.П. Круглова, Н.И. Харламова

Набор и верстка выполнены в издательстве на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 15.05.2000 Формат 70 × 100 ¹/₁₆. Гарнитура Таймс Печать офсетная Усл.печ.л. 17,87. Усл.кр.-отт. 18,6. Уч.-изд.л. 20,1 Тираж 300 экз. Тип. зак. 3348

Издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография "Наука" 199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

Отерки ГЕОЛОГИИ СИРИИ

Ближний Восток интересен как Пальмирой и древними храмами, так и геологией этого уникального региона. В книге представлены новейшие материалы совместных российско-сирийских исследований 1970-1994 гг.: тектоника страны, зональная стратиграфия мезозоя и кайнозоя. Применены новые методы геохронологии для датирования археологических культур. Детально исследованы кайнозойские и мезозойские базальты.

