

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4:551.24 (569.1)

Н. Е. АСТАХОВ, В. Н. ДАЕВ

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
И НЕКОТОРЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ЗАПАДНОЙ СИРИИ

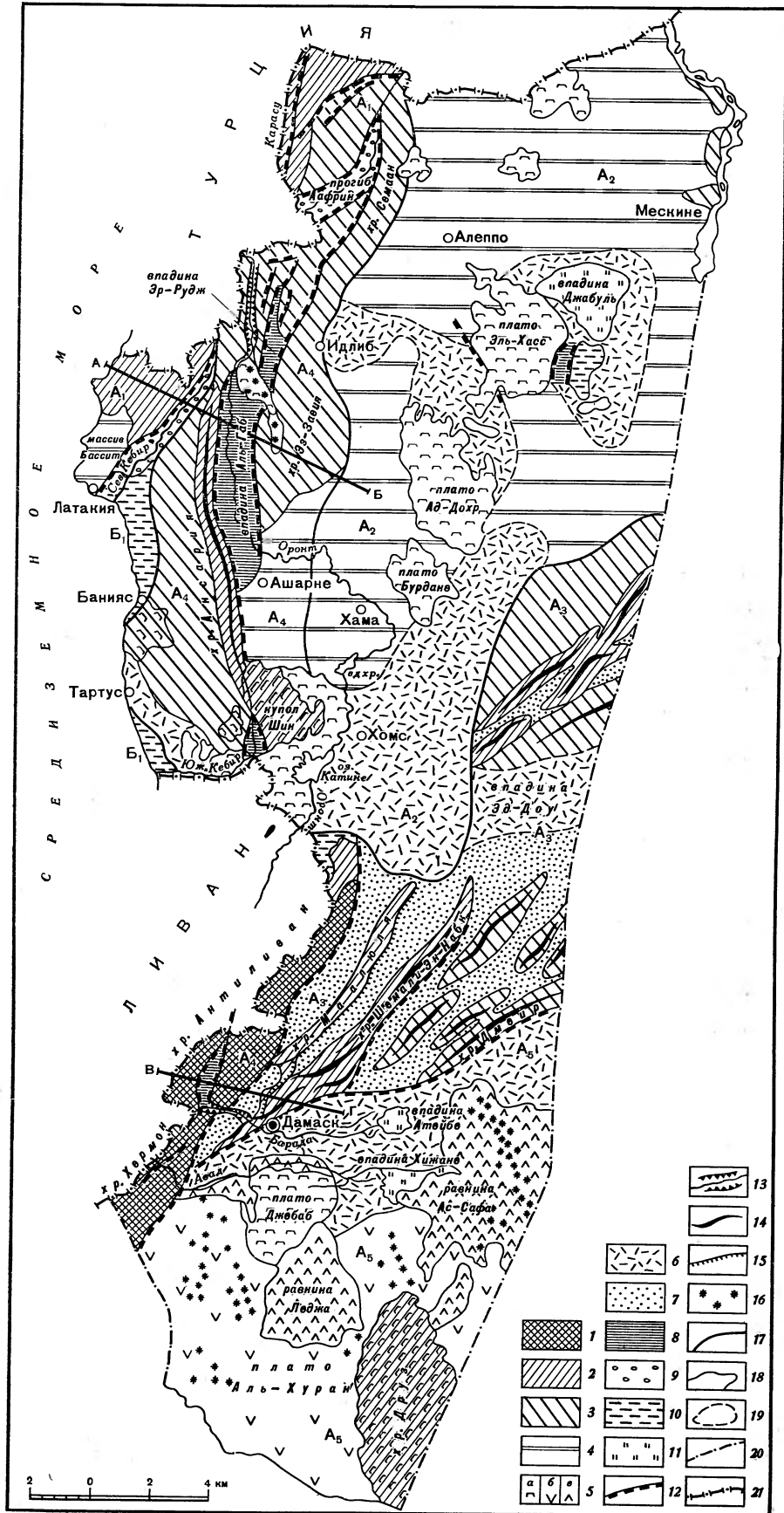
В 1974—1976 гг. авторы настоящей статьи совместно с сирийскими специалистами принимали участие в комплексном изучении природных условий Западной Сирии, предпринятом Организацией Больших Проектов САР в целях проектирования мелиоративных схем. На основании материалов детальных геоморфологических исследований Западной Сирии в данной статье освещаются структурно-геоморфологические особенности территории и их влияние на гидрогеологические условия.

Комплексное геологическое изучение Сирии, проведенное в 1958—1963 гг. группой советских геологов, послужило базой для предлагаемого в статье морфоструктурного районирования (рис. 1). В соответствии с тектонической схемой Сирии, разработанной советскими геологами (Геология и полезные ископаемые..., 1969), нами выделен ряд крупных морфоструктур, в значительной мере определяющих гидрогеологические условия территории. Ниже приводится их краткая характеристика.

А. МОРФОСТРУКТУРЫ АРАВИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1. Средне- и низкорельефные складчато-глыбовые массивы и горстовые плато краевой северо-западной части Аравийской платформы расположены вдоль северо-западной границы Сирии в области активных поднятий, унаследованных с мезозоя. Они представлены средневысотным мозаично-горстовым массивом Бассит, а также горст-антиклинальными хребтами горной системы Курддаг — Кизилдаг. В пределах массива Бассит на дневной поверхности обнажаются породы фундамента, резко деформированные альпийскими движениями. Они раздроблены многочисленными трещинами и состоят преимущественно из метаморфического комплекса верхнего протерозоя и офиолитовой формации палеозоя — триаса.

Южнее мыса Бассит офиолиты перекрыты слабодислоцированной карбонатной толщей палеогена — неогена. Ею сложено моноклиналиное плато, переходящее на западе в приморскую равнину. Среднегорный массив Бассит, расчлененный коленчатыми притоками р. Северный Кебир, на северо-востоке ограничен крутым тектоническим уступом, отделяющим его от Северокебирской наложенной неогеновой впадины. Уступ трассируется вдоль Латакийского тектонического шва, который является



границей рифтовых структур на северной периферии Аравийской платформы.

В хребтах Курддаг и Кизилдаг также развиты тектонические клинья офиолитов. В рельефе они выражены прямыми и обращенными формами; кое-где они вскрыты эрозией на склонах хребтов, сложенных мел-палеогеновой карбонатной толщей. От Алеппского поднятия горная система Курддаг — Кизилдаг отчленена Аафринским плиоценовым прогибом, южный борт которого приподнят по разлому.

Подземные воды, связанные со сложнодислоцированным комплексом пород массива Бассит, имеют в основном трещинный характер. Зафиксировано множество мелких родников, выступающих по трещинам из ультраосновных пород, с дебитом, редко превышающим 1—2 л/сек. Колодцы, пройденные в триас-юрских отложениях, также малодобитны и едва обеспечивают бытовые потребности в воде отдельных населенных пунктов. Глубокие буровые скважины для целей водоснабжения здесь практически отсутствуют. Питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков; морфологические, структурные и литологические особенности строения массива не благоприятствуют накоплению существенных запасов подземных вод. На юго-востоке массив дренируется долиной р. Северный Кебир.

В горной системе Кизилдаг — Курддаг развит водоносный комплекс меловых и юрских отложений. Водовмещающими породами являются трещиноватые закарстованные известняки и доломиты, разбитые многочисленными разломами на блоки. Благодаря высокой водопроницаемости пород и их тектонической нарушенности подземные воды образуют мощный поток, разгружающийся в долины Аафрин на юге и р. Карасу на западе. Водоносный комплекс располагает сравнительно большими и постоянными запасами подземных вод, которые в настоящее время используются далеко не полностью, в основном для водоснабжения отдельных сел.

2. В рельефе Алеппского поднятия в подвижной части Аравийской платформы преобладают обширные приподнятые пластовые равнины и плато, однако здесь имеются и пологие плоскодонные впадины, заполненные плиоцен-четвертичными отложениями. Амплитуда рельефа на больших пространствах не превышает 200—250 м. Алеппское плато сложено слободислоцированными или субгоризонтально залегающими пластами мела и палеогена; во впадинах они перекрыты континентальными формациями плиоцена и четвертичными пролювиальными отложениями. Поверхность плато осложнена пологими синклиналими понижениями.

Рис. 1. Морфоструктурные районы и основные морфогенетические типы рельефа

Морфоструктурные районы. А. Морфоструктуры Аравийской платформы. А₁ — складчато-глыбовые горы краевой части подвижного склона Аравийской платформы (горные массивы Бассит и Курддаг); А₂ — приподнятые пластовые равнины и плато в подвижной части Аравийской платформы (Алеппское поднятие); А₃ — складчато-глыбовые горы Антиливан-Пальмирского авлакогена; А₄ — глыбовые горы и впадины Аравийской рифтовой системы (Ансария, Аль-Габ, Эз-Завия и др.); А₅ — подгорные равнины и вулканические плато в предгорном прогибе устойчивой части Аравийской платформы (Друзский прогиб).

Б. Морфоструктуры Средиземноморской впадины. Б₁ — приморская равнина и шельф в зоне сочленения с рифтовой системой.

Морфогенетические и морфометрические характеристики. I. Горно-долинный эрозионно-тектонический рельеф возрожденных в плиоцене — плейстоцене горных сооружений на мезозой-кайнозойской карбонатной толще, триас-юрской офиолитовой формации и миоцен-плиоценовых эффузивах. 1 — высокогорный (2000—2800 м); 2 — среднегорный (1000—2000 м); 3 — низкогорный (600—1000 м). II. Равнинный аридно-денудационный рельеф. 4 — пластовые равнины и плато (300—600 м) на мел-палеогеновой и миоценовой карбонатной толще; 5 — вулканические плато (400—600 м), возвышенности (500—1000 м) и равнины (300—400 м); а) на миоцен-плиоценовых базальтах, б) на раннеплейстоценовых базальтах; в) на позднеплейстоценовых и голоценовых базальтах. III. Аридно-аккумулятивный рельеф: 6 — пролювиальные равнины в предгорных и внутриплатформенных прогибах (N—Q₁); 7 — аллювиально-пролювиальные и аллювиально-озерные равнины в межгорных синклиналих понижениях (N—Q₁); 8 — аллювиально-пролювиальные и аллювиально-озерные равнины в долинах-грабенах (Q₁—Q₂); 9 — аккумулятивно-эрозионные долины в межгорных впадинах (N—Q₁); 10 — приморская террасированная равнина на аллювиально-морских формациях (Q₁—Q₂); 11 — озерно-солончаковые равнины (Q₂—Q₄). **Некоторые морфоструктурные элементы.** 12 — тектонический уступ; 13 — антедецидентные долины; 14 — оси антиклинальных хребтов; 15 — денудационные уступы моноклинальных хребтов; 16 — вулканические конусы. **Дополнительные обозначения.** 17 — границы главных морфоструктурных районов; 18 — границы структурно-морфологических элементов; 19 — контуры внутренних прогибов; 20 — граница Западной Сирии; 21 — государственная граница

На севере находится тектогенная впадина Джабуль, соответствующая синеклизе, а на юге, у границы с Антиливан-Пальмиридским горным поднятием — Хомсский неогеновый прогиб, заполненный плиоценовой континентальной толщей конгломератов и глин. В пределах последнего выделяется насаженный вулканический купол Шин, сложенный наслоением миоценовых базальтовых потоков. В зоне сочленения с восточным склоном хребта Ансария разсечен главным рифтовым разломом.

В рельефе Алеппского поднятия выделяются также обширные низкие плато с крутыми склонами (столовые горы) Бурдане, Ад-Дохр, Эль-Хасс и др., образованные покровами миоценовых базальтов. В околорифтовой полосе, вдоль разлома, над долиной-грабенем Аль-Габ расположено ступенчатое плато Ашарне, представляющее приподнятую часть котловины, заполненной плиоценовыми конгломератами.

В целом Алеппское поднятие сформировалось на подвижном склоне Аравийской платформы в результате контрастных неотектонических движений малых амплитуд, сопровождаемых трещинными излияниями базальтов по активизированным разломам.

Алеппское поднятие характеризуется относительно слабыми водопроявлениями. Отложения палеогена представлены здесь слабоводопроницаемыми глинистыми известняками и мергелями. Формирующиеся в них воды приурочены либо к поверхностной зоне выветривания, либо к отдельным изолированным водоносным слоям, залегающим на глубине. Более значительные водопроявления наблюдаются в плиоценовых отложениях, выполняющих впадины Хомскую и Ашарне. Воды эти используются для снабжения населенных пунктов и орошения. Наиболее крупный родник Тель-уюн с расходом $6 \text{ м}^3/\text{сек}$ расположен в зоне разлома, по которому происходит разгрузка подземных вод мелового водоносного горизонта. В пределах плато Шин распространены трещинные воды базальтов.

3. Складчато-глыбовые горные сооружения Антиливан-Пальмиридского авлакогена представляют систему линейно-вытянутых в северо-восточном направлении кулисообразно расположенных хребтов. Они соответствуют коробчатым или односторонне взброшенным антиклиналям и сложены меловыми известняками. Между антиклинальными хребтами расположены широкие синклинальные понижения, выполненные плиоцен-плейстоценовыми континентальными отложениями.

Эта система среднегорных хребтов отделена от глыбовых высоких гор осевой (рифтовой) зоны Антиливана широкими межгорными понижениями. В пределах наиболее крупного из них — Эмджар-Эль-Ассаль — возвышается денудационный моноклиальный хребет Маалуля. Самый восточный антиклинальный хребет Шемали-Эн-Набк господствует над обширным плоскودонным синклинальным понижением Джейруд и ограничен с юго-востока крутым тектоническим уступом (так называемый Дамасский разлом). Южнее хребта Шемали-Эн-Набк протягиваются кулисообразно расположенные короткие антиклинальные хребты Абу-Ата, Каламун, Батра, Кассиун и др. Хребет Кассиун, возвышающийся над Дамасской Гутой, пропилен глубоким и узким каньоном р. Барада. Восточные склоны перечисленных хребтов срезаны крутым уступом Дамасского разлома, который является тектоническим швом между Антиливаном, Друзским прогибом и Пальмиридами.

Южные Пальмириды образуют цепи преимущественно низкогорных узких антиклинальных хребтов с выходами меловых известняков в гребневых частях. Они, так же как хребты Антиливана, разделены широкими плоскودонными синклиналями, выполненными плиоценовыми и четвертичными континентальными отложениями. Юго-восточные хребты крутым тектоническим уступом Южно-Пальмиридского разлома граничат с Друзским прогибом. На севере склоны южных Пальмирид, постепенно снижаясь, переходят в обширную широтную впадину Эд-Дау, сопряжен-

ную на севере со склонами Северных Пальмирид, состоящих из коротких брахиантклинальных среднегорных хребтов, разделенных относительно узкими понижениями. Северные и западные склоны Пальмирид сочленяются с Алеппским плато и Хомской предгорной впадиной.

Гидрогеологические условия этой морфоструктуры сложны и очень разнообразны. Основные водоносные горизонты приурочены к отложениям четвертичной, неогеновой, палеогеновой, меловой и юрской систем. В пределах среднегорных сооружений Антиливана и Пальмирид выпадает сравнительно большое количество осадков (700—800 мм/год) и существуют благоприятные геологические и геоморфологические условия для формирования мощных водоносных горизонтов. Большие водосборные площади и широкое распространение трещиноватых и закарстованных известняков юрского и турон-сеноманского комплексов обуславливают накопление больших запасов подземных вод. Разгрузка их в основном происходит по крупным тектоническим разломам и в межгорных синклинальных прогибах. Наиболее перспективны для водоснабжения Южно-Пальмиридская зона разломов и межхребтовые синклинальные впадины.

4. Глыбовые горные поднятия и впадины Аравийской рифтовой системы разделяются на северную и южную области. Северная среднегорная область включает горстовые хребты Ансария и Эз-Завия, разделенные глубокой плоскодонной долиной-грабеном Аль-Габ.

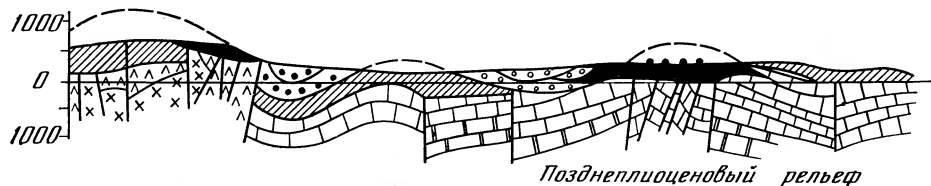
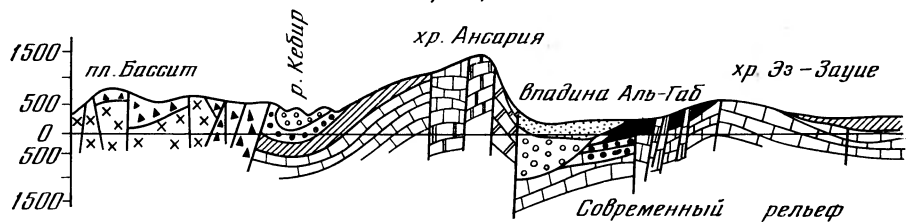
Односторонне взброшенный антиклинальный хребет Ансария ограничен с запада пологим склоном, сопрягающимся с приморской равниной; крутой и обрывистый восточный склон совпадает с главным разломом Аравийской рифтовой системы. В ядре антиклинали обнажаются юрские известняки, на западном крыле — карбонатная толща мела, а в предгорьях — палеогеновая карбонатно-мергелистая свита, которая в зоне сочленения с приморской равниной перекрыта субгоризонтальными слоями миоцена и плиоцена.

Хребет Эз-Завия построен более сложно. Так же как и хребет Ансария, он имеет структуру односторонне взброшенной антиклинали, но обратно ориентированной, с обрывистым западным склоном и пологим восточным; осевая зона хребта сложена меловыми известняками с тектоническими клиньями юрских карбонатных отложений. В гребневой части и на восточном склоне хребта развиты покровы базальтов с эруптивными шлаковыми конусами. Восточное крыло антиклинали погружается под палеогеновую карбонатно-мергелистую толщу, а северная периклинальная часть перекрыта известняками гельвета — тортона.

Глубокие плоскодонные долины-грабены Аль-Габ и Эр-Рудж расположены между тектоническими уступами западного склона хребта Эз-Завия и восточного склона хребта Ансария. В грабене Аль-Габ выработана широкая (до 15 км) меридиональная долина р. Оронт. Грабен Эр-Рудж образует замкнутую плоскодонную впадину с пересыхающими озерами, подпруженными лавой. В грабене Аль-Габ суммарная амплитуда смещения подошвы миоценовых отложений достигает 2000 м. В раннюю фазу неотектонической стадии хребты Ансария и Эз-Завия, очевидно, представляли единый пологий свод (рис. 2). Позже, в плейстоцене, при активизации смещений по разломам рифтовой зоны свод был расколот и его опущенные блоки образовали оба грабена. Севернее хребта Эз-Завия околорифтовые поднятия представлены низкими грядами преимущественно горст-антиклинального строения, на уплощенных сводах которых обнажаются известняки миоцена.

На границе хребта Ансария и массива Бассит, вдоль Латакийского разлома, в рельефе выделяется наложенная неогеновая впадина, заполненная интенсивно дислоцированной вдоль Латакийского тектонического шва миоцен-плиоценовой молассой. На юге эта впадина, дренируемая р. Северный Кебир, сливается с приморской равниной, а на северо-во-

Профили А-Б



Профили В-Г

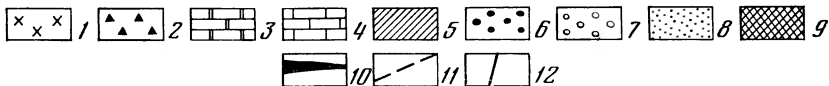
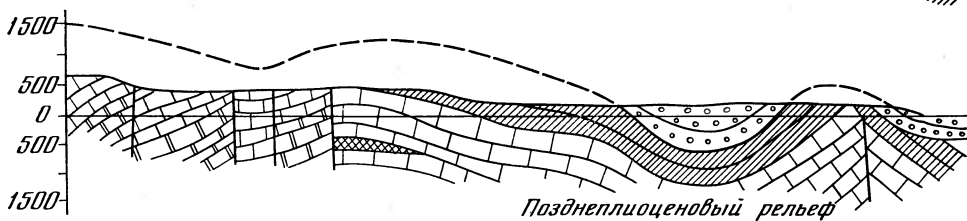


Рис. 2. Схематические профили

1 — метаморфический комплекс докембрия — триаса; 2 — офиолитовая формация; 3 — карбонатная толща юры; 4 — карбонатная толща мела; 5 — карбонатно-мергелистая толща палеогена; 6 — молассовая толща миоцена; 7 — конгломераты, карбонатные песчаники и глины плиоцена; 8 — аллювиально-пролювиальные и озерные отложения плейстоцена; 9 — базальтоиды мела; 10 — миоценовые базальты; 11 — поверхность миоценового рельефа; 12 — разломы

стоке морфологически замыкается околорифтовыми поднятиями, которые служат водоразделом между antecedentным участком долины р. Оронт и верховьями р. Северный Кебир на северном периклинальном замыкании Ансарийской антиклинали. Аналогичную структуру имеет Аафринская впадина между южными и юго-восточными отрогами хребта Курддаг и западным обрывом хребта Семаан (околорифтовое поднятие краевой части Алеппского плато). На юго-западе эта впадина сочленяется с широким грабеном Карасу (в пределах Турции). Эти межгорные прогибы также принадлежат к зоне разломов Аравийской рифтовой системы.

Гидрогеологические условия северной области Аравийской рифтовой системы обусловлены распределением хребтов и впадин. В гребневой и пригребневой частях горной системы Ансария в юрских и меловых известняках и доломитах широко развит карст. Наиболее крупные карстовые воронки (долины) в диаметре достигают 1—2 км при глубине 350—400 м. Среднегодовое количество осадков на западном склоне хребта

составляет 1200—1500 мм. В пределах абс. отметок 900—1500 м на склонах происходит почти полная инфильтрация атмосферных осадков в глубь горного массива. Просочившиеся вглубь осадки формируют основной поток подземных вод, движущийся по карстовым пустотам юрских известняков как в сторону моря, так и в восточном направлении. Выклиниваясь на побережье, эти воды питают мощные родники с расходом свыше 30 тыс. м³/час. Разгрузка юрского водоносного комплекса на востоке осуществляется во впадину Аль-Габ, вдоль западного борта которой имеются многочисленные источники с расходами от 1 до 1000 м³/час.

Во впадине Эр-Рудж к зонам тектонических нарушений в кавернозных известняках миоцена приурочены крупные родники, расположенные у подножия хребта Эз-Завия.

На юге зона разломов Аравийской рифтовой системы выражена высокогорным горст-антиклинальным хребтом Антиливан, разделенным поперечными разломами на глыбовые хребты Эш-Шейх с кульминационной вершиной Хермон (2800 м), Мансур, Аш-Шекиф, Манара, Барух и др. Они сложены юрскими и меловыми известняками, местами имеющими пологое залегание, местами же вдоль второстепенных разломов — сильно дислоцированными. В последнем случае они срезаются ступенчатыми денудационными поверхностями. Между глыбовыми поднятиями Мансур и Аш-Шекиф расположен глубокий грабен Зебедани, выполненный плиоценовой обломочной континентальной толщей. Суммарная величина опускания подошвы плиоцена за плиоцен и четвертичный период достигает 2500—3000 м (см. рис. 2).

Высокогорья Антиливана играют ведущую роль в формировании подземных вод юго-западной Сирии. Большое количество осадков (до 1500 мм) и наличие раздробленных многочисленными разломами трещиноватых закарстованных известняков юры и мела способствуют накоплению значительных запасов подземных вод, разгружающихся мощными родниками в долине-грабене Зебедани, в antecedentном ущелье р. Барада, а также вдоль Ливано-Сирийского разлома. Расходы наиболее значительных родников составляют: Фидже — 20 000 м³/час, Барада — 90 000 м³/час.

5. Равнины и плато в предгорном прогибе устойчивой части Аравийской платформы (Друзский прогиб) имеют весьма сложное строение. Обширная предгорная равнина образовалась в результате опускания блоков вдоль Дамасского и Южно-Пальмиридского разломов. На юге, в пределах предгорной равнины выделяются насаженные морфоструктуры вулканических равнин и плато, увенчанных молодыми экструзивными лавовыми и шлаковыми конусами. Последние располагаются по линиям, вытянутым в субмеридиональном направлении вдоль западной и восточной границ впадины. По-видимому, эффузивные аппараты располагаются вдоль глубинных разломов; центральная часть предгорной равнины имеет характер широкого, сложно построенного грабена. В пределах последнего возвышается более чем на 1000 м насаженный вулканический хребет Друз.

В северной части Друзского прогиба, примыкающей к Антиливан-Пальмиридскому авлакогену, простирается денудационно-пролювиальная равнина Сахль-Сахра с озерно-солончаковыми впадинами, в которых теряются воды рек Барада и Авадж. Южнее расположены низкие гряды, образованные мелкими горстовыми поднятиями небольших амплитуд с выходом на поверхность миоценовых базальтов (грядово-котловинное плато Джебаб). Юго-западнее простираются вулканическое плато Аль-Хуран и равнины, сложенные верхнечетвертичными базальтовыми потоками, заполнившими древние сухие долины и озерные котловины (Леджа, Ас-Сафа и др.). На юго-востоке с пролювиальной равниной Сахль-Сахра граничит очень пологое куполовидное плато,

увенчанное многочисленными и крупными экстрозивными и шлаковыми конусами голоценовых базальтов. Амплитуда смещения миоценовой поверхности в наиболее глубокой части Друзского прогиба составляет более 200 м.

В пределах Друзской предгорной впадины условия для формирования подземных вод неблагоприятны; с северо-запада впадина ограничена зоной Южно-Пальмиридских разломов, где водопроницаемые породы турон-сеноманского комплекса контактируют с глинистыми известняками, мергелями и глинистыми конгломератами палеоцена и эоцена, образующими барьер на пути движения подземных вод. Небольшое количество осадков (до 500 мм) и наличие в трещиноватой эффузивной толще, слагающей центральную часть прогиба, прослоев плотных разновидностей базальтов (водупоров) препятствуют формированию сколько-нибудь значительных горизонтов подземных вод. Однако результаты изысканий показывают, что под среднемиоценовыми базальтами распространены водоносные известняки среднего эоцена. Коллекторами подземных вод здесь должны служить также и многочисленные древние речные долины и озерные котловины, погребенные под верхнечетвертичными базальтовыми потоками.

Б. МОРФОСТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Средиземноморская впадина, элементы которой сопряжены с зоной горного поднятия рифтовой системы на краевой части Аравийской платформы, в пределах Сирии образует узкую полосу приморской террасированной равнины и шельфа. В южной части, в зоне сочленения горных поднятий Ливана и хребта Ансария приморская равнина, расширяясь, сопрягается с межгорной впадиной Аккар.

В северной части плоский равнинный рельеф Аккарского понижения осложнен наслоением неогеновых базальтовых потоков, связанных с трещинными излияниями в районе насаженного вулканического купола Шин.

Между отрогами хребта Ансария и Латакийским мысом расположена низменная приморская равнина. Шельф здесь имеет ширину порядка 3—4 км (в пределах глубин до 100 м); ниже прослеживается сначала пологий, а севернее — крутой подводный уступ. Севернее мыса Латакия шельф сужается так, что изобата 100 м проходит в 400—200 м от крутого обрывистого берега. Есть основания предполагать, что этот подводный уступ имеет тектоническое происхождение, так как его направление на этом участке почти параллельно Латакийскому тектоническому шву.

Приморская террасированная равнина вместе с полосой шельфа у Латакии является областью разгрузки мощного потока подземных вод, идущего со стороны хребта Ансария. Между городами Латакия и Банияс подземные воды, встречая барраж из глинистых водонепроницаемых пород плиоцена и верхнего мела, образуют, не доходя до моря, series крупных родников.

По данным гидрогеологического обследования и материалам аэрофотосъемки, в районе городов Латакия и Тартус наблюдается подводная разгрузка подземных вод через систему воклюз. На севере область разгрузки приурочена к породам среднего эоцена, на юге — к комплексу пород сеноман-туронского возраста. В скважине глубиной 342 м, пробуренной на о. Аруад, расположенном вблизи г. Тартус в 3 км от берега, из известняков сеномана получен самоизлив с расходом 25 м³/сек.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУР

В соответствии с данными геологических исследований, общая схема развития морфоструктур Западной Сирии рисуется следующим образом. Складкообразование в мезозойском седиментационном бассейне завер-

шилось в начале миоцена, и на большей части территории установился стабильный континентальный режим. Часть Алеппского плато, Аафринская и Северокебирская впадины в миоцене и плиоцене представляли морской залив, занимавший северную часть Алеппского плато до Евфрата, в этом заливе в гельвет-тортонское время отлагались рифовые известняки. В конце миоцена в пределах Алеппского плато залив осушается. Море омывает лишь западные отроги хребта Ансария и занимает Северокебирскую межгорную впадину. В начале плиоцена происходят интенсивные поднятия по унаследованным глубинным разломам вдоль рифтовой зоны и умеренные поднятия в районе Алеппского плато, северная часть которого причленяется к суше. Одновременно формируются морфоструктуры краевой части Аравийской платформы (Бассит, Кизилдаг, Курддаг) и Антиливан-Пальмиридского авлакогена.

Таким образом, в начале плиоцена образовался основной каркас современных горных сооружений. Западное горное обрамление Алеппского поднятия, горы Курддага, Антиливана, Пальмирид и массива Бассит претерпели длительную денудацию, в результате которой в предгорных и межгорных впадинах и синклинальных котловинах накопилась толща конгломератов и глин. Глыбовые поднятия Антиливана, Ансарийского свода и Курддага также были пенепленизированы.

В результате плиоценового поднятия вся территория Алеппского плато необратимо вступила в континентальную фазу развития. На месте Идлибско-Аафринского миоценового прогиба остались реликтовые впадины, в которых накапливались континентальные молассовые отложения, сносимые с приподнятой части плато. Слагавшие его гельветские известняки подвергались интенсивной денудации, продолжавшейся в течение всего плиоцена и плейстоцена, в результате чего произошло «откапывание» из-под толщи морских отложений древнего миоценового пенеплена. Дифференцированные тектонические движения малых амплитуд в пределах Алеппского плато вызвали прогибание отдельных участков с последующим накоплением в них известковистых глин и конгломератов, озерных песков и гравелитов, а также трещинных излияний базальтов, потоки которых образовали столовые горы Ад-Дохран, Бурдане, Эль-Хассан и др.

В начале плейстоцена активизировались дифференцированные движения по разломам, которые сопровождались интенсивным вулканизмом в Друзском прогибе. Контрастные движения в рифтовой зоне продолжались в течение всего четвертичного времени и также сопровождались излияниями базальтов во впадинах. В сводовом поднятии Ансария—Эз-Завия в конце плейстоцена образовались грабены Аль-Габ и Эр-Рудж, а в Антиливане—грабен Зебедани, в которых плиоценовые отложения глубоко погружены. Денудационные поверхности, наоборот, воздымались по разломам. Их фрагменты выявлены в гребневой зоне хребтов Антиливана, Ансария и Эз-Завия на разных гипсометрических уровнях; на хребтах Эш-Шейх и Мансур они наблюдаются на абс. высотах 2000 и 2400 м.

На севере Алеппского плато в результате дифференцированных движений пологий синклинальный прогиб, в котором в плиоцене отлагались континентальные конгломераты, причленился к поднятию, располагавшемуся южнее. Впадина Джабуль и Хомсский предгорный прогиб, наоборот, развивались унаследованно, оставаясь и в настоящее время областями аккумуляции и устойчивых малоамплитудных погружений.

По грубым подсчетам денудационный срез горной области Антиливана составляет около 1000 м (за плиоцен), а Ансарийского поднятия—порядка 500—700 м. Эти цифры, по-видимому, должны соответствовать объему материала, накопившегося в предгорных и межгорных впадинах. Наличие грубообломочных отложений в основании континентальной толщи плиоцена свидетельствует о значительной контрастности миоце-

нового рельефа. Постепенное измельчение материала снизу вверх по разрезу плиоценовых отложений во впадинах указывает на снижение гор к началу четвертичного периода.

Сопоставление современного гипсометрического положения поздне-плиоценовой денудационной поверхности и сохранившихся на горных поднятиях элементов миоценового рельефа (рис. 2) свидетельствует о том, что суммарная амплитуда контрастных движений в рифтовой зоне достигает 3000 м и более, в пределах Пальмирид — 1500—2000 м, в Друзском прогибе — около 500 м, а на Алеппском поднятии — 200—400 м.

Большое разнообразие форм рельефа в значительной мере определено гидрогеологические особенности отдельных районов и сказалось на питании, накоплении, распределении и оттоке подземных вод, глубине их залегания и ресурсах.

Формирование подземных вод на территории Западной Сирии началось, очевидно, в конце миоцена с установлением устойчивого континентального режима и образованием основных горных сооружений. К этому же времени можно отнести и зарождение гидрографической сети. Интенсивность тектонических движений и процессов денудации в плиоцене и плейстоцене способствовали проникновению атмосферных осадков в толщ горных пород. Под воздействием экзодинамических факторов в карбонатных породах, слагающих горные сооружения Ансария и Антиливан, стал интенсивно развиваться карст, что создавало благоприятные условия для циркуляции подземных вод. В межгорных и внутригорных прогибах в результате денудации накопилась толща конгломератов и обломочных пород, способствующих аккумуляции подземных вод. В грабенах Аль-Габ, Эр-Рудж и Зебедани, образовавшихся в конце плейстоцена, также происходит накопление и интенсивная разгрузка значительных запасов подземных вод.

В течение всего четвертичного периода одновременно с формированием современного рельефа происходило окончательное оформление как гидрографической сети, так и горизонтов подземных вод Западной Сирии.

ЛИТЕРАТУРА

Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. М., «Недра», 1969.

Грузгипроводхоз

Поступила в редакцию
17.XI.1977

MORPHOSTRUCTURAL SUBDIVISION AND SOME FEATURES OF HYDROGEOLOGY OF WEST SYRIA

N. E. ASTAKHOV, V. N. DAEV

Summary

Hydrogeological conditions at the West Syria area are controlled by morphostructures. The morphostructural evolution was inherited from the end of Miocene, since most part of the area came into continental stage and the mountain frame was formed. During Pleistocene the mountains were eroded which resulted in the planation of the relief. Differentiated tectonic movements took place again along the inherited faults, as well as volcanism. Most contrasting topography was formed at the Arabian rift zone in the end of Pleistocene. Comparison of the present hypsometric position of the Upper Pliocene planation surface and remnants of Miocene topography in the mountains reveals the contrasting tectonic movements amplitude being about 1500—2000 meters within Antilebanon-Palmiric avlakogene, up to 3000 meters within the rift zone and about 200—400 meters at the Aleppo uplift.