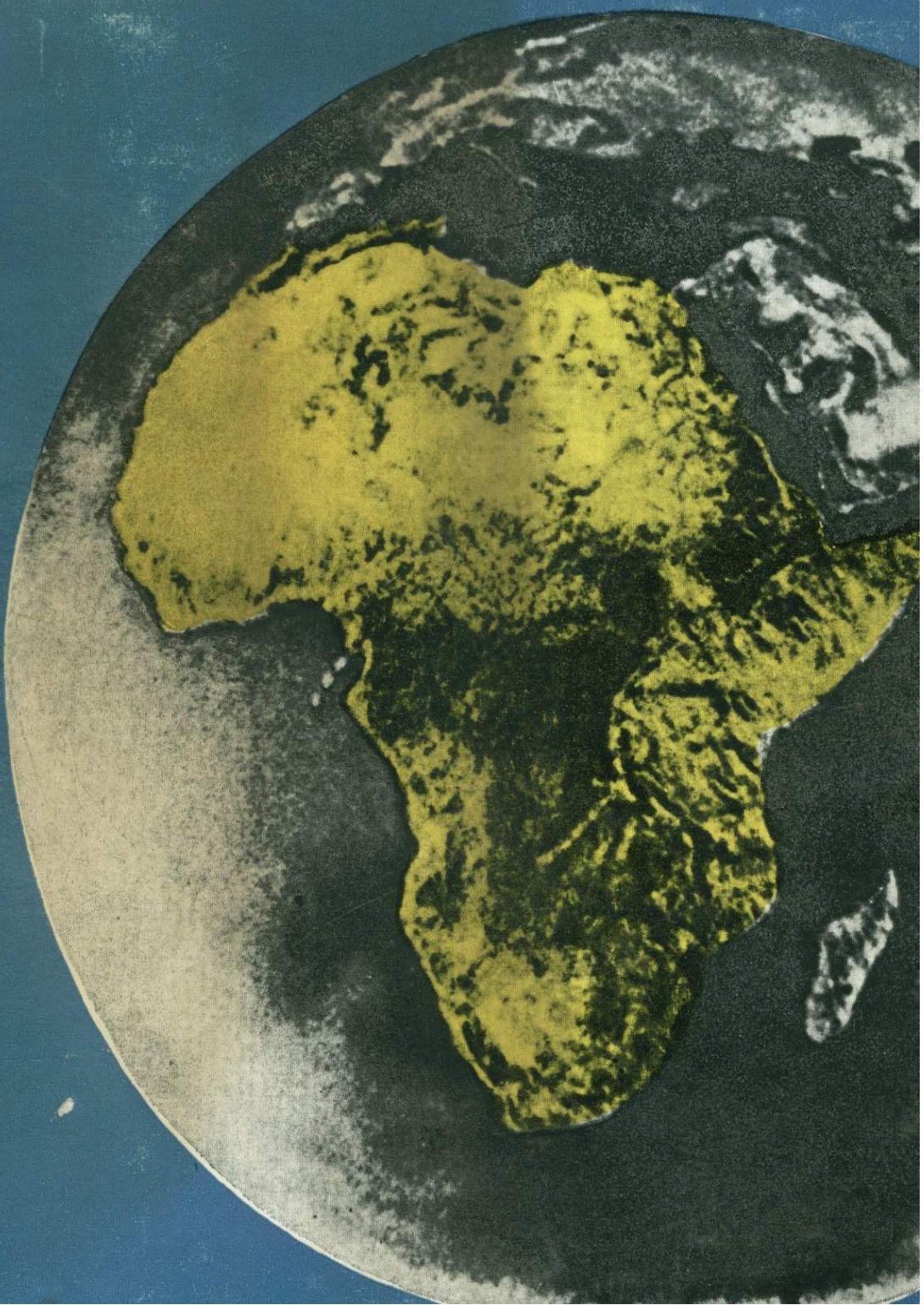
ИДРОГЕОЛОГИЯ АФРИКИ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ
ГЕОЛОГИИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН (НИЛЗарубежгеология)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ АФРИКИ

НАУЧНЫЙ РЕДАКТОР
Н. А. МАРИНОВ

2476

МОСКВА, «НЕДРА», 1978

УДК 556.3(6)

Гидрогеология Африки. Под ред. Н. А. Маринова, М., «Недра», 1978, 371 с. с ил.

Книга представляет собой первую сводку фактического материала по подземным водам Африки. Приводится краткая характеристика физико-географических условий и геологического строения материка как факторов, определяющих закономерности распространения и формирования подземных вод. Дается схема гидрогеологического районирования. Наиболее крупными единицами его являются гидрогеологические области, выделяемые преимущественно по единству поверхностного и подземного стока. В пределах областей выделены гидрогеологические районы и артезианские бассейны. Некоторые крупные и сложные по строению бассейны разделяются на более мелкие. Вследствие слабой в целом и неравномерной гидрогеологической изученности материка подземные воды некоторых бассейнов охарактеризованы менее подробно.

Большое внимание уделено формированию химического состава всех типов подземных вод и их зональности; ресурсам пресных подземных вод и водообеспеченности территории; формированию и закономерностям распространения минеральных и термальных подземных вод.

Книга рассчитана на специалистов геологического профиля и смежных с геологией наук. Она может быть использована в качестве учебного пособия при чтении курса региональной гидрогеологии, при планировании гидрогеологических исследований в развивающихся странах африканского материка.

Табл. 56, ил. 58, список лит. — 532 назв.

Г $\frac{20806-162}{043(01)-78}$ 29—78

© Издательство «Недра», 1978

ПРЕДИСЛОВИЕ

Общеизвестно, какое значение имеют подземные воды в жизни людей и в развитии экономики всех стран мира. В условиях же Африки, треть территории которой из-за неравномерного выпадения осадков лишена поверхностного стока и представляет собой пустыню, подземные воды в народном хозяйстве приобретают исключительное значение.

Настоящая книга — результат продолжающегося обобщения материалов по подземным водам отдельных стран и континентов, а также земного шара в целом, проводимого НИЛЗарубежгеологией. Первой такой работой, вышедшей в 1974 г., была «Гидрогеология Азии». Предлагаемая книга является второй из этой серии.

Прежде всего необходимо отметить, что подземные воды африканского материка изучены чрезвычайно слабо и неравномерно. Лишь для отдельных регионов северной части континента имеются небольшие сводные описания подземных вод («Гидрогеология Марокко», 1955; Богомолов, 1958; Archambault, 1960; Силин-Бекчурин, 1962). Для остальной территории сведения о подземных водах можно найти в статьях, помещенных в специализированных изданиях, или (чаще) в работах, посвященных географическому описанию отдельных районов материка, его почв, растительности, рек, озер, истории и др., т. е. в трудах, не связанных с подземными водами. Поэтому пришлось проделать большую работу по выявлению всех этих литературных источников. При подготовке рукописи к изданию были использованы также неопубликованные материалы специалистов стран африканского континента, хранящиеся в фондах Государственной библиотеки СССР им. В. И. Ленина.

В книге приводится краткая характеристика физико-географических факторов формирования подземных вод. Особенности геологического строения материка рассматриваются также с точки зрения влияния их на формирование подземных вод. Излагаются принципы гидрогеологического районирования территории Африки и дается схема этого районирования. Приводится характеристика подземных вод выделенных районов и артезианских бассейнов, а также субмаринных артезианских бассейнов, приуроченных к морям и шельфовой зоне океанов, омывающих материк. Описание построено по единому плану, но детальность его определяется имевшимся фактическим материалом.

Обсуждается проблема формирования химического состава подземных вод отдельно для зоны активного водообмена (преимущественно грунтовых вод) и зон затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов (глубоких подземных вод земной коры). Ресурсы пресных подземных вод территории Африки изучены недостаточно. При характеристике естественных ресурсов этих вод, сформировавшихся в зоне активного водообмена артезианских бассейнов, отличающихся устойчивым подземным стоком, широко использованы проработки, выполненные для африканского континента Г. Я. Карасик (Институт географии АН СССР). Ресурсы глубоких пресных подземных вод оценены качественно. Несмотря на это комплекс полученных данных позволил составить первую карту районирования территории Африки по условиям относительной водообеспеченности, которая в схеме, по мнению авторов, правильно отражает состояние обеспеченности материка пресными подземными водами. Большой раздел посвящен минеральным и термальным подземным водам, которыми особенно богаты Восточно-Африканская рифтовая и Атласская горно-складчатая области.

Работа представляет собой исследование, в котором впервые для африканского материка рассматривается широкий круг вопросов, относящихся к проблеме формирования и закономерностей распространения на его площади подземных вод. Она является определенным вкладом в региональную гидрогеологию Земли и окажет влияние на усиление гидрогеологических исследований в развивающихся странах Африки, а также поможет планированию этих исследований. Работа может быть использована и в качестве учебного пособия. Наконец, она будет полезна советским специалистам, работающим в развивающихся странах Африки, при решении многочисленных практических задач, связанных с использованием подземных вод в народном хозяйстве этих стран или при борьбе с их вредным влиянием.

Авторы благодарят И. В. Гармонова и В. И. Кононова за замечания, а также Ю. Я. Кузнецова за содействие в выполнении исследований.

СЛОВАРЬ МЕСТНЫХ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

Адрар (берб.) — горы

Айн (араб.) — источник, колодец

Бур (сомал.) — холм, возвышенность

Вади (араб.) — временные и пересыхающие водотоки, сухие русла

Дайя (араб.) — замкнутая котловина

Джебель (араб.) — гора, хребет, плато

Месета, мезета (исп.) — плоскогорье, плато

Нефуд (араб.) — пустыня, зона дюн, песчаная зона

Пэн, пан (англ., афр.) — котловина, плоское понижение

Рег (араб.) — равнинные пространства в пустыне, покрытые песчано-щебенчатым материалом

Сахара, сахра (араб.) — пустыня

Сахиль, сахель (араб.) — берег, переходная зона от пустыни к тропической саванне

Себха, себкра (араб.) — солончак

Серир (араб.) — равнинные пространства в пустыне, покрытые щебнем

Танезруфт (берб.) — большое пространство, лишенное воды и растительности

Тассили (берб.) — песчанистое плато

Телль (араб.) — холм, бугор

Тенере (берб.) — равнина, покрытая песком

Умм (араб.) — источник, родник

Уэд (араб.) — река, временный водоток, синоним вади

Хаммада (араб.) — плато, часто покрытое известковыми или гипсовыми корами

Хаммам (араб.) — горячий источник

Шотт (араб.) — соленое озеро

Эрг (араб.) — массив дюн

Глава I

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

РЕЛЬЕФ

По особенностям рельефа территория Африки делится на две части — низкую северо-западную с высотами преимущественно до 1000 м и высокую юго-восточную, поверхность которой часто располагается на отметках более 1000 м.

Общей характерной чертой рельефа материка является его выровненность. Последняя обусловлена длительным периодом континентального развития, в течение которого материк подвергался нивелировке, лишь изредка нарушавшейся кратковременными фазами тектонических движений, сопровождавшихся горообразованием, общим поднятием или опусканием отдельных его участков.

Со всех сторон Африка омывается водами морей и океанов. Так, на севере ее омывают воды Средиземного моря, на западе — Атлантического океана, на юго-востоке — Индийского и на северо-востоке — Красного моря с узким (26 км) Баб-эль-Мандебским проливом. Суэцкий перешеек, связывающий Африку с Азией, перерезан каналом (рис. 1, вкладка).

Остров Мадагаскар отделен от Африки Мозамбикским проливом. У восточных берегов ее находятся о-ва Занзибар, Мафия и Пемба, северо-восточнее п-ва Сомали — группа островов Сокотра. В Индийском океане к Африке относятся также Коморские, Амирантские, Сейшельские и Маскаренские острова, а на западе — в Атлантическом океане — Канарские, Зеленого Мыса, Мадейра, Аннобон, Фернандо-По, Сан-Томе, Принсипи, Вознесения и св. Елены.

В пределах Африки обычно выделяют следующие природные области: Атлас, Сахара с долиной Нила, Судан, Северо-Гвинейская возвышенность, бассейн Конго, Абессомали, Восточная Африка, Южная Африка, острова (Барков, 1953).

Атлас — горная страна, представляющая собой чередование высоких хребтов и обширных плоскогорий, окаймленная вдоль побережья Атлантики и Средиземного моря узкой полосой прибрежных равнин, расширяющихся в нижнем течении уэдов Себу, Мулуя и вдоль заливов Хаммамет и Габес в Тунисе. Атласские горы, протягиваясь в северо-восточном направлении более чем на 2000 км, на западе начинаются хребтами Высокого и Среднего Атласа с высотами, превышающими местами 3000—4000 м (гора Тубкаль, 4165 м). С юга к Высокому Атласу причленяется небольшой массив Антиатлас, продолжением которого служит хребет Сагро. Восточнее долины р. Мулуя Средний Атлас переходит в горы Телль-Атласа (Берегового, или Средиземноморского), вершины которого не поднимаются выше 2500 м. Севернее Высокого Атласа протягивается небольшой дугообразный хребет Эр-Риф, или Рифский Атлас, наивысшие вершины которого достигают 2450 м над уровнем моря. Верховья уэда Саура отделяют Высокий Атлас от системы хребтов Сахарского (Предсахарского) Атласа, расположенных восточнее. Между Средним и Рифским Атласом находится ступенчатое плоскогорье Марокканской мезеты, а между Телль-Ат-

ласом и Сахарским Атласом — Алжирское плоскогорье, или Высокие Плато. Поверхность последнего неровная, состоит из чередования замкнутых впадин и разделяющих их невысоких хребтов. Береговая низменность то достаточно широкая, то очень узкая обрамляет Атласские горы с севера.

Южные склоны Высокого и Сахарского Атласа постепенно спускаются к величайшей в мире пустыне Сахара, территория которой в целом характеризуется однообразным равнинным рельефом. В ней обычно различают Северную, Западную и Южную Сахару, Ливийскую и Западную пустыни, а к востоку от Нила — Аравийскую и Нубийскую.

Для Северной Сахары характерно широкое развитие песчаных массивов, известных под названием Большого Западного и Восточного Эргов, а также эргов Убари и Мурзук, разделенных приподнятыми каменистыми пустынями (хамадами) Дра, Гир, Тидикельт, Эль-Хамра и др.

Западная Сахара — однообразная столовая страна, приподнятая над уровнем моря в среднем на 300—400 м. Уэды в этой части Сахары встречаются редко, главным образом у побережья океана, но пологие понижения довольно многочисленны. Наиболее значительное из них — Эль-Джуф с оазисом Таудени находится в центральной части района на высоте около 120 м. Поверхность ее на большей части площади покрыта грядами песчаных дюн, среди которых пески эргов Игиди и Шеш образуют огромные скопления.

Южная Сахара охватывает пустынные пространства между плато Адрар-Ифорас и Аир и далее к востоку прослеживается до плато Эннеди, перед которым расположена значительных размеров котловина Боделе. В рельефе Ливийской пустыни наблюдаются обширные площади, покрытые щебнем и галечниками с одиноко поднимающимися столовыми горами, и огромные скопления песков в массивах Каланшо, Ребьяна и Большой песчаной пустыни.

В пределах Западной пустыни между песчаными массивами расположен ряд понижений, среди которых самым крупным является впадина Каттара. Наинизшая точка поверхности ее опущена на 134 м ниже уровня моря. Пески здесь, как и в других частях Сахары, по-прежнему занимают большие площади и образуют как сравнительно узкие, вытянутые преимущественно в северо-западном направлении гряды, так и неправильной формы массивы.

Аравийская и Нубийская пустыни, располагающиеся между долиной Нила, Красным морем и Суэцким перешейком, представляют собой среднегорное плато, вдоль Красного моря обрамленное горами с вершинами, поднимающимися до 1504—2259 м над уровнем моря.

Главные высоты в Сахаре находятся в центральной ее части — в нагорьях Ахаггар и Тибести. Вершины их поднимаются на высоту 2500—3400 м, они сложены базальтами и местами увенчаны конусами вулканов с огромными кратерами в центральных частях. От Ахаггара и Тибести на юг поверхность понижается и постепенно переходит в котловину оз. Чад.

Судан — довольно разнообразная в природном отношении область, занимающая площадь около 5 млн. км². Ее также преимущественно равнинная поверхность располагается на высоте 300—400 м, хотя отдельные горы поднимаются здесь до 500—600 м над уровнем моря. Территория области, граничащая с Сахарой, покрыта дюнными песками, однако наиболее характерным элементом рельефа области являются пологие котловины и впадины, развитые главным образом в ее южной части. Наиболее крупная среди них — тектоническая впадина оз. Чад, находящаяся в Среднем Судане. Поверхность ее имеет отметки 210—300 м над уровнем моря, но обрамляющие впадину со всех сторон возвышенности и плато достигают значительно больших высот. Сход-

ным устройством рельефа характеризуется и Восточный Судан, в орографии которого важнейшее значение имеет котловина Белого Нила. На севере последней находятся платообразные возвышенности Ваддаи, Дарфур, Кордофан с высотами 500—800 м, на западе котловина отделяется от оз. Чад горами Бонго, на юге ее обрамляют горы Азанде. Над выровненной поверхностью этих поднятий во многих местах возвышаются островные горы, сложенные плотными осадочными и вулканическими породами. Самой высокой является здесь гора-вулкан Марра (3088 м) с кратером диаметром 7 км и несколькими озерами с пресной и соленой водой внутри него.

На юге Суданская область обрамляется Северо-Гвинейской возвышенностью, водоразделом рек Конго и Шари и приподнятыми плато Ваддаи, Багирми и Дарфур.

Северо-Гвинейская возвышенность имеет среднюю высоту около 500 м, но отдельные горы и плато ее (Фута-Джаллон, Друпле, Нимба) поднимаются до 1854—2100 м. Восточнее Нигера располагаются плоскогорья Джос и Баучи с высотами до 2000 м. По направлению на восток, а также к океану и Гвинейскому заливу возвышенность постепенно понижается, образуя ряд ступеней и островных гор. Восточнее Вольты располагаются высокие горы Того.

Огромную площадь (около 3 млн. км²) в Южной Африке занимает чашеобразная впадина бассейна р. Конго. Внутренняя часть ее располагается на отметках 300—400 м и представляет собой слабо всхолмленную поверхность с полого поднимающимися на различную высоту краями. На юге естественной границей впадины является водораздел Конго — Замбези, или плато Лунда с высотами 1000—1600 м в западной и центральной частях и до 1800 м в восточной. Северо-западнее впадины располагается плато Камерун с горами Адамава, имеющими абсолютные отметки до 2000—3000 м. На юго-западе плато в углу Гвинейского залива находится самая высокая гора района — конус вулкана Камерун (4070 м). Горы Шайю с высотами 800—2000 м и Хрустальные (Кристальные) горы, прорезанные ущельем р. Конго, отделяют впадину на западе от Атлантического океана. На юго-востоке впадины находится плато Катанга, поднятое над уровнем моря в среднем на 900 м. Восточное обрамление впадины Конго образовано Синими горами и горами Митумба, Мужила и Кунделунгу, расположенными между озерами Мобуту-Сесе-Секо на севере и Мверу на юге. Абсолютные отметки указанных гор достигают 2000—3400 м.

Район Абессомали, включающий Абиссинское (Эфиопское) нагорье и Сомалийский полуостров, имеет площадь около 2 млн. км². Наиболее приподнятой частью его является Абиссинское нагорье, представляющее собой горстовое образование, самая высокая гора которого (Рас-Дашан) поднимается на 4620 м над уровнем моря. В северной части нагорья располагается тектоническая впадина с оз. Тана глубиной до 14 м. На северо-востоке района находится впадина Афар, отделенная от Красного моря массивом Данакильских Альп с абсолютными отметками отдельных вершин до 2000 м. Западнее этого хребта располагается Данакильская котловина («Соляная равнина») с отметками поверхности ниже уровня моря до 160 м. На юго-западе Афарская впадина постепенно переходит в высокогорную долину озер, горное обрамление которой достигает 3600—4200 м над уровнем моря. Полуостров Сомали — это ступенчатое плато, отделенное от Аденского залива горами с отметками до 1400—2400 м.

Восточная Африка протягивается в меридиональном направлении от южной границы Восточного Судана на севере до долины р. Замбези на юге. Западной границей ее служит цепь Великих Африканских озер с окаймляющими их горами, восточной — Индийский океан. Она явля-

ется частью Высокой Африки, располагающейся на высотах 1000—2500 м над уровнем моря.

В пределах Восточной Африки выделяется несколько подобластей — береговая зона, Восточное плато, плато Уньямвези-Уганда и рифтовые долины (Рифт-Валли).

Береговая зона, широкая на севере и юге, около Момбасы сужается до 30 км. Поднимаясь до отметки 500 м к плоскогорьям, она постепенно переходит в Восточное плато. В последнем выделяются глубокие тектонические впадины — рифтовые долины, часто с отвесными склонами, и разделяющие их обширные выровненные поверхности, сложенные покровами базальтов с возвышающимися над ними огромными вулканическими горами. Наиболее высокие вулканические конусы — Эльгон, находящийся севернее оз. Виктория, Килиманджаро и Кения — у восточного края грабена Найваша, поднимаются соответственно на 4322, 5895 и 5195 м над уровнем моря. Рифтовая долина Найваша продолжается на север и юг от плато Кения. Южнее указанного плато располагается вулканический район Килиманджаро и плато Масаи, расчлененное тектоническими впадинами и поднятиями. Вершины отдельных вулканических гор поднимаются выше снеговой линии и покрыты ледниками, спускающимися до высоты 4400—4550 м.

В пределах плато Уганда располагаются озера Виктория и Кьога, а само плато находится между Восточной и Центрально-Африканской зонами рифтовых долин. Рельеф плато неровный, местами с высокими останцовыми возвышенностями и горными кряжами высотой до 3000 м.

Западнее Уганды расположены Центрально-Африканское плато и долины озер. Рельеф этого района достаточно высокий и расчлененный. Севернее оз. Иди-Амин-Дада находится горный массив Рувензори с вершиной до 5118 м над уровнем моря. Южнее того же озера располагается группа вулканов Вирунга, максимальные абсолютные отметки которых достигают 3052—4500 м. Высота плато Руанда составляет 2700 м.

Поверхность рифтовых долин, как и других аналогичных долин Высокой Африки, неровная. В них на различных гипсометрических уровнях находятся озера Киву, Танганьика и другие, окруженные высокими и труднодоступными горами. От впадины оз. Танганьика отходит долина оз. Руква, отделенная на юге от впадины оз. Ньяса вулканическим массивом Мбея, имеющим высоту 2800—3100 м над уровнем моря. Северо-восточнее озера расположены сильно расчлененные горы Кипенгере и Ливингстона, поднимающиеся до высоты 3000 м, восточнее находится плато Ньика с высотами 1000—1500 м.

Южная Африка — это область площадью около 3,5 млн. км^2, располагающаяся южнее нижнего течения рек Кванза и Замбези. В ней выделяются Мозамбикская прибрежная низменность, Восточные плато, массив Басуто, южное субтропическое побережье и Капские горы, Большое и Малое Карру, Калахари, юго-западные плато и западное побережье.

Мозамбикская низменность шириной от 50 до 400 км на западе обрамляется платообразными поднятиями Матабела, Батока, Башкумбуз и др. с отметками 1200—1500 м. Центральная часть Южной Африки отделена от прибрежной зоны Большим уступом, по Л. Кингу (1967), образованным Драконовыми горами с массивом Басуто, поднимающимся на 3300—3600 м. От южного побережья центральная часть района отгорожена системой Капских гор. Средние отметки Большого и Малого Карру 500—1000 м, но отдельные вершины их достигают 1500 м. Для высоких равнин Калахари характерно наличие многочисленных различных по площади понижений, наиболее крупными из которых являются оз. Этоша и Макгадикгади, имеющие отметки до 900 м над уров-

нем моря. Вдоль Атлантического побережья протягивается прибрежная низменность с отметками до 400 м. Бóльшая часть ее занята пустыней Намиб, переходящей в плато и хребты Каокофелда, Дамараленда и Намаквaленда с высотами до 1500—2300 м.

Окружающие Африку немногочисленные острова невелики. Исключением является Мадагаскар, бóльшая часть которого представляет собой плато и нагорья с абсолютными отметками до 2800 м.

Рельеф Африки в целом тесно связан с особенностями тектонического строения ее территории и отражает эти особенности. Эта связь для отдельных частей материка или всей его площади в той или иной степени была подмечена многими исследователями (Барков, 1953; Хоутон, 1954; Schiffers, 1957; Горнунг, 1958; Капо-Рей, 1958; Furon, 1960; Кинг, 1967; «Рельеф Земли», 1967).

В общем почти для всей территории Африки установлено, что крупные формы ее рельефа весьма точно соответствуют основным структурным элементам. Синеклизы древней платформы выражены в рельефе, как правило, плоскими аккумулятивными равнинами, антеклизы — пологими поднятиями, глыбовыми горами, цокольными плато и нагорьями. По мнению А. С. Баркова (1953), И. Н. Олейникова и М. В. Горнунга («Рельеф Земли», 1967) и др., это обусловлено историей геологического развития и унаследованностью тектонических движений, происходивших на территории материка в разные геологические эпохи.

КЛИМАТ

Климатические условия Африки определяются преимущественно географическим положением — к северу и югу от экватора и нахождением огромных пространств в тропической зоне. Существенно влияют на формирование климата также рельеф и распределение внутриматериковых барических систем. Роль морей и океанов, омывающих Африканский материк, в связи с тем, что он почти полностью окружен горами и в целом, как отмечалось выше, расчленен слабо, в формировании климата не столь существенна. Лишь в северной и крайней юго-западной частях ощущается некоторое воздействие субтропических воздушных масс.

Для тропической зоны Африки характерны высокое положение солнца и сильная инсоляция, равномерно убывающая к северу и югу от экватора. Это приводит к образованию здесь восходящих токов воздуха и к одновременному понижению давления в нижних слоях атмосферы, благодаря чему сюда устремляются огромные воздушные массы со стороны субтропиков. В северной части Африки это перемещение масс осуществляется северо-восточными пассатами, а в южной — юго-восточными.

В течение года области барического максимума и минимума не остаются постоянными. Летом под влиянием более значительного прогревания воздуха на обширной площади северо-восточной части материка, соединяющейся на востоке с областью иранского барического минимума, устанавливается пониженное давление. На более высокой территории Африки в это время господствуют максимальные давления. Зимой картина меняется. Область низкого давления перемещается в высокогорную часть материка, а на севере преобладает антициклональный режим.

Африканский материк — самый жаркий на земле; климат его северной части более теплый, чем южной. В Северной Африке летняя среднегодовая изотерма +30° С проходит от северной оконечности Красного моря на запад через Атласские горы, оконтуривает Западную Сахару, пересекает излучину Нигера и оз. Чад, достигая на востоке

п-ва Сомали. По направлению к центральной части этой обширной области температуры воздуха закономерно повышаются до 35—40° С. В Южной Африке в это время господствует зима, температуры там постепенно понижаются с севера на юг, где они в среднем составляют 15° С.

В зимний период (в Южной Африке — в летний) распределение температур воздуха на площади материка обратное. Максимальными они являются в южной части его, где достигают 28° С. В Северной Африке в этот период температуры воздуха находятся в пределах 12—28° С.

Осадки в пределах Африки выпадают крайне неравномерно как по сезонам года и отдельным годам, так и по площади.

Тропическая зона в два дождливых сезона, приходящихся на начало и конец лета, получает наибольшее количество осадков, в среднем не менее 1000—1200 мм, а в отдельных районах повышающееся в несколько раз.

К северу и югу от тропической зоны количество осадков постепенно убывает. Так, на севере Африки в Ливийской пустыне в среднем за год выпадает не более 10—20 мм осадков, а в отдельные годы их совсем не бывает. В Западной Сахаре количество осадков составляет 20—50 мм, однако и здесь они выпадают чрезвычайно неравномерно и главным образом в виде ливней. Иногда за один ливень выпадает годовая норма осадков. В Южной Африке осадки также распределены неравномерно. В южной части ее количество осадков, приносимых пассатами Индийского океана, изменяется от 500 до 1000 мм, а местами и более. Западная часть Южной Африки получает от 0 до 500 мм осадков. В связи с этим здесь почти по всему западному берегу от Кейптауна на юге до устья р. Кунене на севере тянется засушливая зона.

Помимо дождевых осадков, в некоторых районах Африки осадки выпадают в виде снега. Снежный покров фиксируется в горах Высокого Атласа, где он сохраняется несколько месяцев, растаивая лишь к концу лета. В Южной Африке снег выпадает в горах у Кейптауна. Снежные шапки наблюдаются в пределах вулканических массивов Восточной Африки, а также в массиве Ахаггар в Северной Сахаре и в некоторых других районах.

Характерным элементом климата Африки являются туманы и росы. Они способствуют увеличению влажности воздуха и количества осадков, причем в некоторых районах, как, например, в пустыне Намиб, с туманами приносится в 2—3 раза больше осадков, чем с дождями (Boss, 1941). Континентальность климата способствует конденсации влаги из воздуха и инфильтрации ее в грунт. По данным Б. Р. Квияновича (Cvijanovitch, 1953), в песках Большого Западного Эрга у подножия песчаной гряды конденсируется от 40 до 45 $см^3$, а на вершине гряды 8—15 $см^3$ воды в день с 1 $м^2$ поверхности.

Влияние рельефа на распределение осадков выражается в неравномерном их выпадении на склонах гор разной экспозиции и на разных гипсометрических уровнях. Так, на северных и западных наветренных склонах Атласских гор выпадает 630—1200 мм осадков, в заливах и бухтах, защищенных горами, 300—400 мм, и на склонах, обращенных к Сахарской пустыне, 100—150 мм. В межгорных впадинах Малого и Большого Карру выпадает около 250—300 мм осадков, а на склонах, имеющих экспозицию к морю, 800—1200 м. Количество осадков увеличивается также с высотой гор. Например, в Ахаггаре это хорошо заметно до высоты 2300 м над уровнем моря, а далее до высоты 3000 м несколько уменьшается.

Большое значение для понимания формирования ресурсов подземных вод Африки имеет знание доли осадков, достигающих уровня грунтовых вод, т. е. непосредственно участвующих в их питании. Как по-

ТАБЛИЦА 1

КОЛИЧЕСТВО СОЛЕЙ, ПОСТУПАЮЩИХ НА ПОВЕРХНОСТЬ АФРИКИ С АТМОСФЕРНЫМИ ОСАДКАМИ В ГОД (КГ/ГА)

Район	Количество солей	Источник сведений
Нигерия, Лагос	2948	Brierly, 1965
Южная Африка, Блекфонтейн	4,5—5,7	То же
То же, Дурбан	73,7	„ „
То же, Грейамстаун	26,0	„ „
Конго	2,3—4,5	„ „
Юго-Западная Африка	79,4	Boss, 1941
Намиб	200—1000	Walter, 1936; Kaiser, 1926

казывает анализ имеющейся по данному вопросу литературы, эта доля в различных климатических зонах неодинакова. Например, в северной половине континента (Большой Западный Эрг, Низкая Сахара, Марокко, Тунис, Сахарский Атлас, Западная Африка), где количество осадков колеблется от 50 до 612 мм, коэффициент инфильтрации их изменяется от 5 до 58% (Тиксерон, 1958; Archambault, 1960; Degallier, 1962; Cornet, 1964); в Центральной Африке при количестве осадков от 46 до 2560 мм просачивается в грунт от 4 до 67% (Vageler, 1928; Keller, 1932; Herrmann—Giessen, 1967); в Восточной Африке, включающей засушливые районы Танганьики и Сомали, выпадает 400—600 мм осадков, но уровня грунтовых вод достигает лишь 10—30% (Dixey, 1957); наконец, в южной половине континента (ЮАР, Юго-Западная Африка, Калахари) при осадках, выпадающих здесь в количестве 100—800 мм, инфильтрация составляет 0—20% (Jaeger, Weibel, 1921; Фроммурзе, 1955; Dixey, 1957; Martin, 1962; Wyk, 1963).

Хотя приведенные для отдельных районов данные некоторые исследователи и оспаривают, для ориентировочной оценки величины инфильтрации ими все же можно пользоваться.

Атмосферные осадки являются одним из источников поступления солей на поверхность земли (рис. 2, табл. 1). Наибольшее количество солей, приносимых с осадками, приходится на прибрежные районы, в которых солевой состав их формируется за счет морских вод, а в некоторых районах и за счет туманов. Северная Африка и Калахари в Южной Африке, чрезвычайно бедные атмосферной влагой, получают и минимальное количество солей.

Таким образом, на территории Африки, согласно Б. П. Алисову (1950), А. С. Баркову (1953) и другим исследователям, можно выделить следующие семь климатических зон: экваториальную, общую для обоих полушарий, и в каждом полушарии по три аналогичные по названию, но разные по климатическим условиям зоны — экваториальных муссонов, тропических пассатов и субтропические.

Экваториальная зона расположена в центральной части материка на 5—6° широты по обе стороны от экватора. Осадки здесь носят преимущественно ливневый характер, выпадая главным образом во второй половине года. В среднем количество их составляет 1000—1200 мм в год, но на западных склонах Камеруна достигает 9000—12 000 мм. В целом зона характеризуется избыточным увлажнением.

Зона экваториальных муссонов северного полушария отличается меньшим количеством осадков, выпадающих за один дождливый сезон. Зона экваториальных муссонов южного полушария занимает лишь восточную часть последнего, осадков выпадает здесь от 500 до 4400 мм в год. Зона тропических пассатов северного полушария охватывает всю Сахару. Она отличается резко отрицательным балансом влаги, крайней сухостью воздуха, высокими температурами и относительно часто

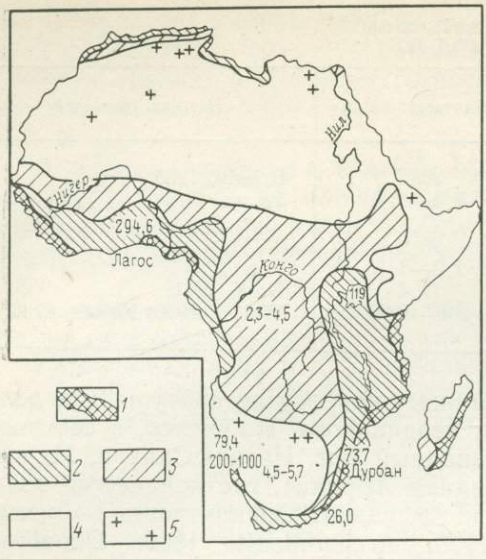


Рис. 2. Схема районирования Африки по количеству солей, приносимых атмосферными осадками (по Brierly, 1965)

1 — значительные количества солей (28—340 кг/га/год при экстремальных значениях до 3000—4000 кг/га/год); *2* — от умеренных до значительных (3,4—28 кг/га/год); *3* — равномерно низкое (3,4—5,67 кг/га/год); *4* — низкое, но неравномерное распределение солей (менее 3,4 кг/га/год с локальным увеличением вблизи соленых озер и солончаков); *5* — участки возможного увеличения количества солей

возникающими песчаными бурями. Зона тропических пассатов южного полушария включает пустыню Намиб, засушливые районы Анголы, Западную Калахари, береговую зону Южной Африки, примерно две (южные) трети Мадагаскара. Количество осадков в этой зоне достигает 500—700 мм, причем большая часть их приходится на лето. Температура воздуха невысокая, закономерно понижающаяся к югу.

Субтропическая зона северного полушария охватывает Атласские горы и узкую прибрежную зону Средиземноморья. Лето здесь характеризуется антициклональным режимом, высокими температурами. Осадки выпадают главным образом зимой, часто в виде снега; количество их изменяется от 1000 мм на севере до 200 мм на юге. Субтропическая зона Южной Африки занимает узкую и короткую береговую полосу. Осадки преобладают в летнее время и в основном в восточной части (500—650 мм), на западе осадков очень мало, причем частично в виде снега.

Климатические условия Африки оказывают огромное влияние на формирование ресурсов подземных вод и их химического состава. Подробно эта проблема рассматривается в главе V.

ГИДРОГРАФИЯ

Гидрографическая сеть Африки принадлежит бассейнам стока Индийского океана (5,403 млн. км², или 18,48%), Атлантического (10,541 млн. км², или 36,05%), Средиземного моря (4,351 млн. км², или 14,88%) и внутриматериковым бассейнам (8,940 млн. км², или 30,59%). Из общей площади последних около $^2/_3$ (6,4 млн. км²) приходится на Сахару, остальная площадь распределяется между бассейном Окаванго (Калахари), бассейнами озер Рудольф и Чоу-Бахр, депрессией Афар и другими, более мелкими.

Характерной особенностью речных бассейнов является тенденция постоянного увеличения площадей у бассейнов, имеющих сток в сторону морей и океанов, и уменьшения размеров бассейнов внутриматерикового стока, появившаяся, очевидно, в начале этапа неотектонического развития материка и продолжающаяся до сих пор. Так, благодаря этим процессам существенные изменения претерпели бассейны рек Нигер, Конго, Замбези. С этими же процессами связывают перехват малых рек крупными (например, Сенегалом р. Бафинг, Луанулой — р. Чамбези, принадлежавшей в прошлом бассейну р. Замбези), возникновение дугообразных поворотов рек («дуга Нигера» и «большая дуга Конго» и др.), заболоченных пространств в среднем течении рек, водопадов и порогов в нижнем (водопады Ливингстона в низовьях р. Конго, Виктория — на р. Замбези, Ауграбис — на р. Оранжевая и др.).

Бассейну стока Индийского океана из крупных рек принадлежат лишь Замбези и Лимпопо, а из более мелких — Джуба, Веби-Шебели, Руфиджи, Рувума, Сави и некоторые другие. К бассейнам стока Атлантического океана и Средиземного моря относятся системы рек Сенегал, Гамбия, Вольта, Нигер, Санга, Огове, Конго, Кванза, Кунене, Оранжевая, Нил, рек Атласа (Шелиф, Мулуя и др.). Из современных значительных по протяженности рек, принадлежащих бассейнам внутриматерикового стока, назовем Комадугу — Иобе, Логоне и Шари, впадающие в оз. Чад, а также Кубанго и Увито, образующие р. Окаванго в пустыне Калахари.

Наиболее густая гидрографическая сеть наблюдается в области максимального выпадения осадков. В пустынных районах она практически отсутствует. Так как все реки материка принадлежат в основном к группе дождевого питания, разница между минимальными и максимальными расходами их огромна.

Размер питания рек за счет подземных вод невысокий. Для Конго и Нигера он близок к 20% (Карасик, 1970). В гумидных условиях при хорошей водопроницаемости почв, как, например, на плато Лунда в Восточной Африке, подземный сток возрастает до 50—60%. В зоне влажных тропических лесов при значительном поверхностном стоке, но слабопроницаемых грунтах подземное питание рек уменьшается до 20—30%. Из этих данных видно, что подземный сток также отражает режим выпадения осадков. Вместе с тем следует иметь в виду, что некоторые реки Африки, характеризующиеся значительной протяженностью, пересекают разные климатические зоны и на разных отрезках своего течения обладают различным режимом. В аридных и семиаридных областях речные воды питают грунтовые. Так, Ж. Тиксерон (1958) считает, что в аридных районах Туниса на питание подземных вод расходуется до 50% поверхностного стока. Общий объем речного стока с Африканского материка составляет 4657 км^3, средний сток 156 мм, хотя местами он достигает 1500 мм и более.

Минерализация речных вод в целом по материку, особенно рек, формирующихся в богатых осадками районах, невысокая. Например, минерализация воды р. Нил у Хартума и Каира не превышает 0,25 г/л, примерно такую же минерализацию имеют воды Нигера и Голубого Нила, минерализация воды р. Сенегал в верховьях 0,06 г/л. Лишь минерализация воды рек, формирующихся в аридных районах, возрастает до нескольких граммов на литр (р. Свакоп в Южной Африке до 6,73 г/л, р. Веби-Шебели в Сомали до 1,36 г/л). В этих районах обычно наблюдается закономерное увеличение минерализации вниз по течению рек. В качестве примера укажем на минерализацию воды в русле одного из уэдов, находящегося на юге Марокко. Вблизи истока она составляла 1,62 г/л, в 4 км — 3,78 г/л, в 8 км — 4,8 г/л и в 13 км — 8,55 г/л. Воды рек экваториального пояса вследствие интенсивного вымывания растительных остатков и органических веществ из почв часто имеют светло-коричневую окраску.

На территории Африки имеется значительное количество озер, условно разделяющихся на две группы. Первую, наиболее многочисленную группу составляют реликтовые, усыхающие или усохшие озера, приуроченные, как правило, к древним синклинальным структурам и крупным прогибам. К ним относятся Алжиро-Тунисские соленые озера-шотты Мельгир, Джерид и др., а также оз. Чад. Вторую группу образуют озера, возникшие в рифтовых долинах и новейших прогибах. Одни из этих озер характеризуются кинжаловидным профилем, сильной вытянутостью, незначительной шириной и большой глубиной (Ньяса, Танганьика и др.), другие имеют малую глубину и расплывчатые очертания (например, Виктория).

В то время как котловины озер первой группы наполняются водой лишь после выпадения атмосферных осадков, озера второй группы постоянно имеют воду. Глубина и размеры озер, питающихся главным образом атмосферными осадками, после выпадения последних увеличиваются. Например, размеры оз. Чад в такие периоды возрастают в 2 раза; на 1,5 м после дождей поднимается уровень воды в подпруженном базальтами оз. Тана на Абиссинском нагорье (Барков, 1953).

Глубины озер также весьма сильно варьируют. Так, глубина оз. Виктория, по данным ряда исследователей, составляет 80 м, Танганьика — 1435 м, Ньяса — 706 м, Рудольф — 73 м, Мверу — до 14 м, Мобуту-Сесе-Секо — 48 м, Киву — 780 м, Чад — 7 м. Поверхность дна некоторых рифтовых озер неровная, что обусловлено, очевидно, неодинаковым опусканием отдельных блоков земной коры при тектонических движениях.

Минерализация озерных вод чрезвычайно пестрая и в некоторых озерах высокая. Например, вода всех озер Эфиопской рифтовой зоны гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава с минерализацией 1,6—158,9 г/л. Минерализация воды озер Западной рифтовой зоны в большинстве случаев до 1 г/л, с глубиной она возрастает, но слабо. Лишь воды оз. Катве, расположенного в трубке взрыва, представляют собой рассол с минерализацией около 380 г/л. Некоторые озера Восточной рифтовой зоны имеют примерно такую же минерализацию. Озера, располагающиеся вне рифтовой зоны Восточной Африки, пресные, что объясняется, по-видимому, интенсивным питанием их атмосферными осадками и стоком в них значительных количеств пресных поверхностных вод. Вода озер Атласа слабосолоноватая и соленая, вплоть до слабых рассолов с минерализацией до 64,5 г/л, вероятно, хлоридного натриевого состава. Минерализация воды озер прибрежной зоны Африки 3,5—17,5 г/л. Интересна вода оз. Чад — вблизи г. Нджамена она совершенно пресная с минерализацией около 0,1 г/л, а в польдерах северо-восточной части озера солоноватая (Dielman, Ridder, 1963; Дмитриевский, 1964 и др.). Эти особенности распределения минерализации воды отражают роль как поверхностных водотоков, так и испарения в формировании ее состава.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Описание геологического строения Африки составлено по данным Н. Н. Меньшикова (1956), А. Дю Тойта (1957), Л. Каэна (1958), М. Слански (Slansky, 1962); П. Мора (Mohr, 1962), Р. Фюрона (Furon, 1964; 1968); Ф. Хехта, М. Фюрста, Э. Клича (Hecht, Fürst, Klitzsch, 1964), С. Г. Хоутона (1966), В. В. Турсиной (1967), Н. В. Короновского (1967), Г. А. Логиновой (1969), Е. Е. Милановского (1970), В. Е. Хаина (1971), Ж. Шубера и А. Фор-Мюре (Choubert, Faure-Muret, 1971), В. Е. Хаина, Г. А. Логиновой и др. («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973) и др.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В геологическом отношении Африканский континент в основном представляет собой древнюю платформу, на юге которой располагается Капская складчатая область, сформировавшаяся в герцинскую эпоху, а на севере альпийские сооружения Атласа. Фундамент платформы образован архейскими и протерозойскими породами, смятыми в складки и прорванными интрузиями гранитоидов (рис. 3).

Южная часть Африки не затоплялась морем с кембрийского до настоящего времени и на протяжении всего этого периода являлась областью размыва и континентального осадконакопления. На территории Северной Африки в нижнем и среднем палеозое отмечаются как морские, так и континентальные образования. С карбона и до начала верхнего мела здесь формировались континентальные отложения (нубийская серия на востоке или промежуточная континентальная толща на западе). В верхнемеловое и частично палеогеновое время эта территория вновь покрывалась морем, и в морских бассейнах происходило накопление мощной толщи осадков. В неогеновый и четвертичный периоды здесь снова накапливались континентальные отложения. В целом для Северной Африки характерно сокращение мощностей осадочного чехла в восточном направлении при одновременном уменьшении глубины залегания кристаллического фундамента.

В ходе геологического развития континента имели место неоднократные вертикальные перемещения отдельных его блоков, сопровождавшихся образованием пологих изгибов большого масштаба, в результате чего сформировались обширные антеклизы и синеклизы преимущественно округлых очертаний, а в восточной половине платформы возникла Восточно-Африканская система рифтовых зон. С расколами фундамента в последних связано интенсивное проявление эффузивного магматизма.

В пределах платформы выделяются северная часть, или Сахарская плита, покрытая осадочным чехлом, где выступы фундамента играют подчиненную роль, и южная и юго-восточная части, представляющие собой Южно-Африканский мегащит, для которого характерно преимущественное распространение изверженных и метаморфических пород и подчиненное развитие осадочных. Между Сахарской плитой и этими двумя частями расположен Центрально-Африканский мегащит, также

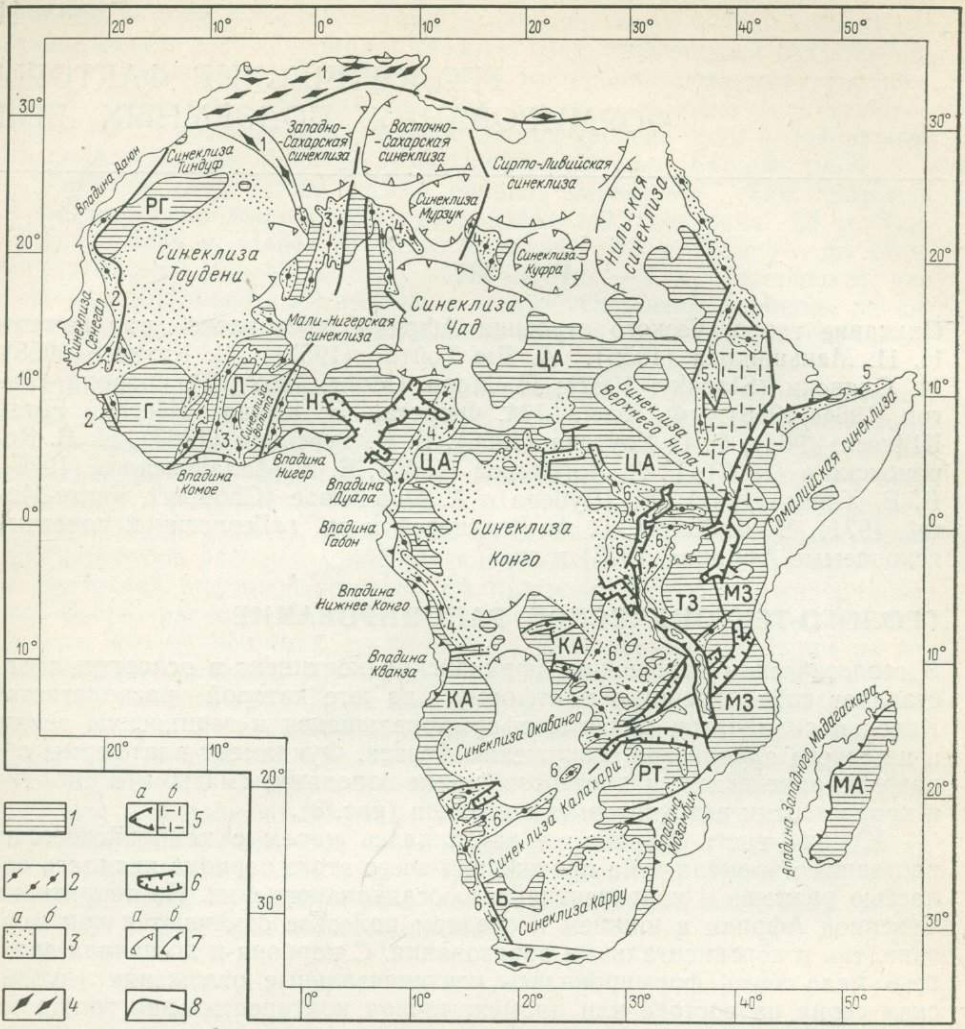


Рис. 3. Схема тектонического районирования Африки (по Ю. З. Елизарьеву, 1973)

1 — гранито-гнейсовые складчатые комплексы докембрийского фундамента платформы и выступы древнего основания в складчатых поясах фанерозоя; *2* — складчатые комплексы (слабо- и неметаморфизованные) докембрийского фундамента платформы и выступы древнего основания в складчатых поясах фанерозоя; *3* — комплексы чехла платформы: *а* — докембрийские, *б* — фанерозойские; *4* — складчатые комплексы фанерозойских поясов; *5* — рифтовые системы *(а)* и связанные с ними системы вулканитов *(б)*; *6* — грабены; *7* — границы синеклиз *(а)* и окраинно-континентальных впадин *(б)*; *8* — разломы. Массивы: РГ — Регибатский, Г — Гвинейский, Л — Липтако, Н — Нигерийский, Ц — Центральноафриканский, МЗ — Мозамбикский, КА — Касаи-Ангольский, ТЗ — Танзанийский, РТ — Родезийско-Трансвааальский, Б — Бушменский, МА — Мадагаскарский. Складчатые пояса: 1 — Атласский, 2 — Мавританский, 3 — Западноафриканский, 4 — Алжиро-Ангольский, 5 — Красноморский, 6 — Кибали-Дамарский, 7 — Капский

с преобладанием кристаллических пород. Выступы докембрийского фундамента, представленные Камерунским, Центрально-Африканским и Нубийско-Аравийским массивами, разграничивают две основные структуры Африканской платформы. В некоторых работах (Хаин, 1971) Центрально-Африканская и Южно-Африканская глыбы фундамента объединяются в огромный Капско-Аравийский щит, а Леоно-Либерийский и Дагомейско-Нигерийский кристаллические массивы относятся к Сахарской плите.

Характерной чертой докембрийского фундамента Центральной и Южной Африки является его мозаичное строение, обусловленное чередованием глыб, сложенных архейскими и нижнепротерозойскими мета-

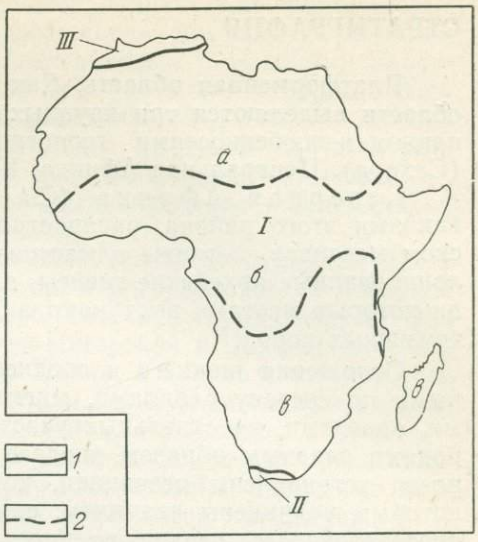


Рис. 4. Схема районирования территории Африки

I — платформа; II — Капиды; III — Атласиды *1* — границы между платформенной и складчатыми областями; *2* — то же, платформенными районами: *а* — Северная Африка (Сахара); *б* — Центральная Африка; *в* — Южная Африка и о. Мадагаскар

морфизованными и гранитизированными породами с расположенными между ними более молодыми складчатыми зонами, образованными породами верхнего протерозоя.

В пределах платформы выделяются несколько зон поднятий и прогибаний широтного и меридионального простирания, к которым относится, в частности, обширная полоса погружений, протягивающаяся от залива Габес на севере через синеклизы Мурзук, Чад, Конго, Окаванго, Калахари до Карру на юге.

На площади Сахарской плиты хорошо прослеживается широтная зона поднятий, включающая Регибатский, Туарегский (Ахаггар), Тибестийский и Джебель-Увейнатский докембрийские массивы, и субмеридиональная, к которой относится Мавритано-Сенегальский кряж. С юга Сахарская плита ограничена докембрийскими кристаллическими Леоно-Либерийским и Дагомейско-Нигерийским массивами.

Эти поднятия разделяют две субширотные зоны опусканий — Сахаро-Ливийскую на севере и Суданскую на юге. Первая зона образована синеклизами Тиндуф, Западно- и Восточно-Сахарской, Восточно-Ливийской и Каирской, вторая представлена синеклизами Таудени, Мали-Нигерской и Чадской.

К Центрально-Африканским кристаллическим массивам отнесены (с запада на восток) Леоно-Либерийский, Дагомейско-Нигерийский, Камерунский, собственно Центрально-Африканский, Шайю и Касаи. Массивы разделены либо обширными зонами опусканий (синеклиза Верхней Вольты, грабен Бенуэ), либо зонами разрывных дислокаций. На южную часть Центрально-Африканского мегащита наложена огромная синеклиза Конго, а на восточную — Верхнего Нила. К югу от массива Шайю протягивается Западно-Конголезская складчатая зона, отнесенная уже к Южно-Африканскому щиту. Помимо этой складчатой зоны на площади последнего располагаются массивы Бенгуэла, Танганьикский, Родезийский, Трансваальский и Мадагаскарский; складчатые системы — Дамаро-Катангская, Ломагунди, Кейс, Лимпопо; складчатые пояса — Намаквaленд-Кибарский и Мозамбикский, а также наложенные на эти структуры синеклизы Окаванго, Калахари, Карру и прогибы — Огове, Конго, Кванзы, находящиеся на западном побережье материка, и Мозамбикско-Мадагаскарский, расположенный на востоке.

Таким образом, Африканский материк по геотектоническим особенностям, являющимся одним из важнейших в формировании и распределении подземных вод, разделяется на три крупные структурно-геологические области — платформу и складчатые области Капид и Атласид.

На рис. 4 приведена схема районирования территории Африки, принятая при описании ее геологического строения.

2476

Библиотека ... Академии наук Армянской ССР

СТРАТИГРАФИЯ

Платформенная область. Как указывалось выше, в пределах этой области выделяются три крупных района, отличающихся структурным планом и особенностями геологического развития: Северная Африка (Сахара), Центральная Африка, Южная Африка и Мадагаскар.

Северная Африка (Сахара). Наиболее древними образованиями этого района, распространенными в Регибатском и Ахаггарском массивах, а также в массиве Тибести, являются интенсивно дислоцированные архейские гнейсы, амфиболиты, кварциты и сланцы, среди которых местами выступают значительные по площади массивы интрузивных пород.

Отложения нижнего и среднего протерозоя представлены различными по составу сланцами, мигматитами, кварцитами, конгломератами, аркозами, на отдельных участках прорванными интрузивными породами главным образом кислого состава. В разрезе верхнего протерозоя установлены песчаники, конгломераты, известняки, аргиллиты, которым подчинены кварциты, сланцы и эффузивы. Интрузии позднепротерозойского возраста распространены слабо.

Палеозойские отложения отмечаются в Антиатласе, в Ахаггарском и Тибестийском массивах, а также в краевых частях синеклиз Таудени и Мурзук. Выделяются следующие стратиграфические комплексы пород: нижне-среднекембрийский, нижне-среднеордовикский, верхнеордовикско-силурийский, девонско-нижне-среднекарбоновый, верхнекарбоново-пермский и пермский («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973).

Породы первого комплекса установлены в Антиатласе и в синеклизах Северной Сахары. Они состоят из песчаников, кварцитов, сланцев, реже конгломератов и известняков. Ордовикские и силурийские отложения выходят на поверхность в Антиатласе, в краевых частях Ахаггара, Тибести, плато Эннеди, в синеклизах Таудени, Сенегальской, Мали-Нигерской, Куфра, Мурзук и Каирской. Отложения образованы глинистыми сланцами, песчаниками и аргиллитами с прослоями алевролитов. Девон установлен в Антиатласе и в Центральной Сахаре, где породы его широкой полосой обрамляют нагорья Ахаггар и Тибести, плато Эннеди, а также участвуют в разрезах синеклиз Тиндуф, Западно- и Восточно-Сахарской, Таудени, Мали-Нигерской. Это в основном песчаники, глинистые сланцы, известняки, мергели, кварциты, быстро сменяющиеся как по латерали, так и в разрезе. В составе нижнего и среднего карбона установлены морские и континентальные отложения. Первые распространены главным образом на западе района, где они сложены песчаниками, сланцами, известняками и известковистыми мергелями.

Континентальные отложения карбона представлены красноцветными и угленосными образованиями, установленными во впадине Бешар, а также в Ливийской и Каирской синеклизах.

Отложения верхнего карбона — перми отмечены в разрезах синеклиз Тиндуф, Западно- и Восточно-Сахарской, Ливийской и Каирской, а также во впадине Бешар. Верхний карбон образован угленосной молассой, а пермские отложения — лагунными и лагунно-континентальными глинистыми и доломитизированными известняками с прослоями гипса.

Мезозойские отложения повсеместно распространены в равнинной Сахаре. Отложения триаса, как и пермские, представлены главным образом континентально-лагунными образованиями. В основании разреза их выделяются базальные песчано-глинистые отложения, а выше залегают отложения эвапоритового бассейна, состоящие преимущественно из ангидрита, доломитов и галита. Верхняя часть разреза сложена

красными соленосными глинами и песками и имеет уже нижнеюрский возраст. Южнее и юго-западнее эти отложения замещаются песчано-глинистыми осадками, а восточнее — песчаниками и морскими карбонатными породами. Юрские отложения установлены в Западно-Сахарской, Ливийской, Восточно-Сахарской, Сенегальской и Мали-Нигерской синеклизах, а также во впадине Куфра. Они сложены аргиллитами, песчаниками, глинами и известняками, местами с прослоями гипса.

Отложения мела четко делятся на континентальные нижнемеловые и преимущественно морские верхнемеловые.

Породы первой толщи выходят на поверхность по окраинам плато Тадемаит и Сахарского Атласа, от которых погружаются на большую глубину и вновь обнажаются на северо-востоке в горах Нефуса. Они установлены также в Сенегале, в Мали-Нигерской и Чадской синеклизах, на площади плато Аир, Тегама, в Ливии, в Египте и в некоторых других местах. В Алжире, Сенегале и Мали эти отложения носят название «промежуточной континентальной толщи», а в Ливии и в Египте — «серии нубийских песчаников». Во всех районах отложения представлены песками, песчаниками, глинами, конгломератами с прослоями мергелей и гравелитов, редко в разрезах их отмечаются известняки.

В разрезе морских верхнемеловых отложений преобладают известняки, доломиты, мел и глины. Лагунные и континентальные образования верхнего мела выходят на поверхность на плато Тадемаит, Мзаб, в хамадах Тингерт и Эль-Хамра, в синеклизах Мурзук, Ливийской, Каирской, Мали-Нигерской и Чадской, а также в Сенегальской впадине.

Кайнозойские отложения в Северной Сахаре распространены повсеместно. В разрезе палеогена отмечаются морские, лагунно-морские и континентальные отложения, известные в литературе как формация «конечной континентальной толщи», образовавшейся в конце эоцена до начала миоцена. Морские и лагунно-морские отложения в синеклизе Мурзук и во впадине Сирт сложены известняками, мергелями, доломитами, среди которых местами встречаются прослои и пачки гипса, ангидрита. В Каирской синеклизе в составе этих отложений установлены известняки, глины, пески, гравелиты, глинистые сланцы, иногда наблюдаются покровы базальтов. Разрез палеогена в синеклизе Тауденни представлен глинами с прослоями тонкозернистых песков и фосфоритов, в Мали-Нигерской синеклизе — это глины, известняки и доломиты, а на окраинах Чадской — преимущественно базальты и андезиты, развитые в массиве Тибести и южнее оз. Чад. Отложения «конечной континентальной толщи» сложены пестроцветными глинами, песками, железистыми оолитами, сидеритами, лигнитами, латеритовыми корами выветривания, песчаниками, лёссом, быстро сменяющимся в разрезе и по простиранию.

Неоген представлен осадочно-вулканогенными образованиями, состоящими из известняков, доломитов, глин, мергелей, песков, конгломератов, а также базальтов, реже фонолитов и их туфов, слагающих горы Эль-Харудж, Эс-Сода, Нефуса.

К четвертичным отложениям, повсеместно распространенным в Северной Сахаре, относятся рыхлые образования различного генезиса и основные эффузивы, слагающие небольшие поля в горах Ахаггар, Тибести и плато Дарфур.

Центральная Африка. В пределах этого региона располагаются (с запада на восток) Леоно-Либерийский, Дагомейско-Нигерийский, Камерунский, Шайю, Касаи и Центрально-Африканский докембрийские массивы, наложенные на них синеклизы Вольта, Конго и Верхнего Нила, Сомалийский и Танзанийский прогибы, грабены Среднего и Нижнего Нигера, Бенуэ.

Отложения раннего архея установлены в массивах Леоно-Либерийском, Центрально-Африканском и Касаи, где они состоят из кристал-

лических сланцев, железистых кварцитов, амфиболитов, гнейсов и метаэффузивов, прорванных крупными интрузивами гранитоидов. Позднеархейские образования имеют много общего с раннеархейскими. Они отмечаются в массивах Леоно-Либерийском, Дагомейско-Нигерийском, Камерунском и Шайю.

Протерозойские отложения, как и архейские, широко распространены в Центральной Африке. Нижне- и среднепротерозойские отложения представлены конгломератами, песчаниками, филлитами, кварцитами, кристаллическими, карбонатными и глинистыми сланцами, граувакками, металавами и туфами, прорванными интрузивами основного и кислого состава, а также габбро и дайковыми телами долеритов.

Верхнепротерозойские отложения, входящие в состав осадочного чехла платформы, установлены в синеклизах Вольта, Конго и в Атакорской складчатой зоне.

В синеклизе Вольта в разрезе верхнего докембрия (рифей, венд) выделяются две серии осадочных образований, состоящих преимущественно из песчаников в нижней серии и тиллитоподобных конгломератов, аргиллитов и алевролитов с прослоями известняков и доломитов в верхней. Разрез осадочного чехла в синеклизе Вольта заканчивается условно ордовикскими отложениями, состоящими из кварцевых песчаников. К востоку, в пределах Атакорской зоны, эти отложения переходят в метаморфизованные, смятые в складки кварциты и сланцы серии Того, которая здесь является нижней. Средняя серия — флишоидная — сложена песчанико-аргиллитовыми образованиями. Заканчивается разрез серией Буэм, сложенной тиллитоподобными конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами.

Синеклиза Конго — одна из крупных наложенных структур Африки. Она имеет протяженность по экватору более 800 км, а по меридиану до 1000 км. Фундамент ее сложен архейскими образованиями. Чехол начинается породами верхнего докембрия, в нижней части представленными тиллитами, известняками и сланцами, а в верхней — песчаниками. Выше в стратиграфической последовательности залегают отложения серий Лукуга (верхний карбон — пермь), Луалаба (верхняя юра — нижний мел), Кванго (верхний мел), полиморфных песчаников (палеоген) и охристых песков (неоген).

Серия Лукуга на подстилающих породах докембрия залегает резко несогласно. Для основания серии характерны грубые разности пород и тиллиты, более высокие части разреза представлены сланцами, аргиллитами, песчаниками, отмечаются проявления угленосности. Выше несогласно располагаются породы серии Луалаба, образованные преимущественно пестроцветными аргиллитами, меньше песчаниками и конгломератами, составляющими, как правило, основание ее разреза. В составе нижней части серии Кванго наблюдаются главным образом песчаники и аргиллиты, а верхней — конгломераты, грубые песчаники, аргиллиты. Серия полиморфных песчаников палеогена в основании сложена базальными конгломератами, которые выше сменяются пестрыми окремнелыми песчаниками. Охристые пески неогена развиты лишь в южной части синеклизы, где они с размывом и несогласием залегают на всех более древних породах и местами подстилаются конгломератами. На этих песках располагается мощный чехол антропогеновых отложений.

В разрезе Верхне-Нильской синеклизы установлены породы серии «нубийских песчаников», кайнозойские отложения серии Умм-Руваба и четвертичные образования. В составе первой серии отмечаются пески, песчаники, аргиллиты, глины, изредка конгломераты. Кайнозойские (олигоцен — плейстоцен) отложения сложены глинами, суглинками, песком, гравием, глинистым известняком.

На крайнем востоке района располагаются Сомалийский и Танзанийский прогибы. Основание осадочного чехла их представлено отложениями системы Карру (палеозой — нижний мезозой), несогласно залегающими на породах докембрийского фундамента. Они образованы песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами, конгломератами, углями, лавами.

Отложения триаса — нижней юры в Сомалийском прогибе сложены загипсованными песчаниками, глинистыми сланцами и мергелями, а в Танзанийском — галитом с подчиненными прослоями аргиллитов, ангидритов и песчаников. Средняя и верхняя юра представлена известняками, песчаниками, глинами, глинистыми сланцами, мергелями, реже гравелитами и алевролитами. Меловые отложения образованы конгломератами, песчаниками, красными глинами, известняками, алевролитами, мергелями. Палеоген и неоген сложены известняками, глинами, глинистыми сланцами, песками, мергелями, песчаниками. Характерной для всего мезо-кайнозойского разреза прогибов является чрезвычайная изменчивость его состава по вертикали и простиранию, а также огромная мощность, достигающая нескольких тысяч метров.

Грабены Среднего и Нижнего Нигера и Бенуэ выполнены толщей морских и континентальных отложений мела и кайнозоя. Меловые отложения представлены конгломератами, песчаниками, известняками, мергелями, сланцами, алевролитами, аргиллитами, прослоями, линзами и пластами угля. Породы чрезвычайно не выдержаны в разрезе и по простиранию, местами сильно нарушены и прорваны интрузиями. Отложения палеогена состоят из глинистых сланцев, известняков, мергелей, песчаников. Условно переходные отложения от верхнего палеогена к миоцену сложены «лигнитовой серией», содержащей глины, пески и прослои лигнита. Заканчивается разрез осадочных отложений грабена плиоцен-четвертичными образованиями, в составе которых установлены пески желтые и белые, косослоистые с галькой, гравием и линзами песчанистых глин речного и морского происхождения.

Южная Африка и Мадагаскар. На территории этого региона установлены как архейские, так и протерозойские отложения. Отложения архея участвуют в строении массивов Бенгуэла, Танганьикского, Родезийского, Трансваальского и Мадагаскарского.

В массиве Бенгуэла архей образован гранито-гнейсами так называемого «комплекса основания». На площади Танганьикского массива он представлен своей верхней частью, в составе которой выделяются системы Ньянза и Кавирондий. Первая система сложена базальтами, долеритами, андезитами, реже риолитами, фельзитами, трахитами, железистыми кварцитами, туфами, брекчиями, агломератами, глинистыми сланцами, аргиллитами, филлитами. Отложения Кавирондия, несогласно залегающие на породах системы Ньянза, начинаются конгломератами, далее следуют сланцы, кварциты, граувакки, песчаники. Отложения обеих систем интенсивно дислоцированы и прорваны массивами разновозрастных интрузивных пород.

«Комплекс основания» Родезийского массива представлен гранитоидными породами, на которых располагаются поля слабометаморфизованных осадочно-вулканогенных образований. В их разрезах отмечаются сланцы, мраморы, серпентиниты, кварциты, базальты и андезито-базальты с тонкими прослоями конгломератов, железистых кварцитов, известняков и графитовых сланцев, а также граувакки, фельзиты и зеленокаменные породы. Отложения сильно дислоцированы в складки северо-западного простирания, а на контактах с гранитоидами метаморфизованы.

Ранний архей Трансваальского массива представлен осадочно-вулканогенными породами систем Свазиленд и Модис. В составе первой системы выделяются нижняя вулканогенная и верхняя кремнисто-гли-

нистая серии. Вулканогенная серия образована вулканитами кислого и основного состава, переслаивающимися с кремнистыми и глинистыми сланцами. Изредка в ней встречаются линзы известняков. Кремнисто-глинистая серия состоит из кремнистых, железисто-кремнистых и пестроцветных сланцев, яшм, меньше — конгломератов, гравелитов, граувакк, туфов. Отложения системы Модис несогласно залегают на породах системы Свазиленд. Они образованы конгломератами, гравелитами, кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами, реже яшмами и кремнистыми сланцами.

В других частях массива деление раннеархейских отложений несколько иное, но состав близок к описанному.

В позднем архее — раннем протерозое на площади массива происходило формирование самой мощной в мире 30-километровой вулканогенно-осадочной толщи, расчлененной (снизу вверх) на четыре системы — Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансваальская, причем из них только первая, распространенная в Западном Трансваале, относится к позднему архею, а остальные три — к протерозою.

Из изложенного следует, что в пределах Трансваальского массива геосинклинальные условия осадконакопления существовали до конца раннего архея, в то время как на территориях Родезийского и Танганьикского массивов они продолжались до конца верхнего архея, когда эти условия сменились орогенным режимом, завершившимся образованием молассоидов, складчатостью и внедрением гранитоидных интрузий.

Архейские образования широко распространены и на Мадагаскаре, где они образуют основание массива, протягиваясь широкой полосой с юго-запада на северо-восток. Массив сложен глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными породами андройской системы раннего архея, системами графитовой и Вохибори, а также кварцитовой серией позднего архея.

Породы андройской системы отмечаются в юго-юго-восточной части Мадагаскара. В составе их установлены гнейсы, кварциты, парапороды, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Породы дислоцированы в узкие изоклинальные складки с общим меридиональным простиранием осей. Графитовая система представлена гнейсами, кристаллическими сланцами, лептитами, кварцитами, часто в разрезе ее встречаются графитовые прослои, чарнокиты, амфиболиты, чипполино, мигматиты. Система Вохибори сложена амфиболовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и метавулканитами основного состава. Кварцитовая серия обнажается в центральной части острова, где образует неправильной формы пояс северо-западного простирания, прослеженный более чем на 400 км от широты Тананариве до Фарафангоны.

Протерозойские отложения распространены в пределах Бенгуэльского и Танганьикского массивов, а также участвуют в строении почти всех складчатых систем и поясов, обрамляющих кристаллические массивы Южной Африки.

В Бенгуэльском массиве эти отложения образуют глинисто-песчаниковую толщу серии «Нижнее плато», относящуюся к нижнему — среднему протерозою, на которой залегают аркозы, конгломераты, кварциты, сланцы, тиллиты, известняки, доломиты среднего — верхнего рифея и венда.

В Трансваальском массиве протерозой, как отмечалось выше, представлен отложениями систем Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансваальской. Породы первой системы развиты на огромной площади, включающей районы Витватерсранд, Ранд, Клерксдорп, золотоносные пространства Оранжевой республики, Восточный Трансвааль, Натал.

Это конгломераты, гравелиты, глинистые сланцы, железистые кварциты, а также песчаники (кварциты), составляющие около половины разреза системы. В разрезе системы Вентерсдорп установлены андезиты, кварцевые порфиры, брекчии, агломераты, реже в виде прослоев наблюдаются конгломераты, гравелиты, песчаники, кремнистые и глинистые сланцы, карбонатные породы. На подстилающей их системе Витватерсранд эти породы залегают и согласно, и резко несогласно.

Отложению Трансваальской системы предшествовал значительный перерыв. Породы ее занимают большую часть Центрального Трансвааля и территорию, расположенную к северу от р. Оранжевая. Выделяются три серии: Блэк-Риф — конгломераты, кварциты, миндалекаменные андезиты; доломитовая, сложенная главным образом доломитовыми известняками и известковистыми доломитами с подчиненными горизонтами глинистых и кремнистых пород, плитняков (пирокластические, туфогенные породы), железистых кварцитов и яшм; Претория — кварциты, глинистые сланцы, известняки, вулканиты, тиллиты. Первичные осадки системы накапливались в озерных и мелководных морских условиях. Осадконакопление носило циклический характер, причем каждый цикл начинался с формирования терригенных образований и завершался проявлениями вулканизма. На вулканитах системы Вентерсдорп и более древних образованиях Трансваальская система залегает несогласно.

Помимо Бенгуэльского и Танганьикского массивов, протерозойские отложения распространены в складчатых системах, обрамляющих кристаллические массивы.

Нижнепротерозойские отложения установлены в системах Лимпопо, Кейс и Ломагунди. Первая из них слагает пояс северо-восточного простирания шириной до 200 км и длиной более 900 км, образованный гнейсами и гранито-гнейсами. Складчатая система Кейс образует прерывистую полосу северо-западного простирания. В геологическом строении ее участвуют три серии отложений — Меридейл, Каайен и Уилгенхут-Дрифт. Первая и третья серии преимущественно вулканогенные с подчиненными пачками осадочных пород (сланцы, кварциты, гнейсы, конгломераты и др.), Каайен — главным образом осадочная, сложенная метаконгломератами, кварцитами, сланцами, гнейсами и др. Породы собраны в изоклинальные складки северо-западного простирания, местами опрокинутые на северо-запад и прорванные основными и ультраосновными интрузиями, а также массивами гранитоидных пород. Складчатая система Ломагунди ограничивает Родезийский массив с северо-запада. Образующие ее серия Пиривири и системы Деверас и Ломагунди состоят: первая — из мощной толщи филлитов и слюдяных сланцев с прослоями графитовых сланцев, песчаников, кварцитов, известняков; вторая — из вулканогенно-осадочных пород с горизонтом базальных конгломератов в основании; третья — из кварцитов, доломитов, сланцев, песчаников.

В среднем протерозое осадконакопление происходило в краевых прогибах Трансваальского и на площади Родезийского массивов, а также в складчатых поясах Рузизи-Убенди и Бугандо-Торо-Кибали, обрамляющих Танганьикский массив. Отложения прогибов представлены красноцветными образованиями молассоидных формаций, сложенных конгломератами, песчаниками и кварцитами с подчиненными им глинистыми сланцами, залегающими с размывом или несогласно на всех более древних образованиях.

Среднепротерозойские отложения Родезийского массива образованы неметаморфизованными песчано-глинистыми отложениями, известняками, доломитами, средними и основными лавами, выполняющими грабены или пологие прогибы.

Складчатый пояс Рузизи-Убенди обрамляет Танганьикский массив с юго-запада. Он сложен вулканитами, кварцитами, известняками, местами кристаллическими сланцами и филлитами. Породы сложно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитоидов. С севера и северо-запада Танганьикский массив обрамлен складчатым поясом Бугандо-Торо-Кибали. Пояс образован сильно гранитизированными кварцитами, сланцами, гнейсами и гранито-гнейсами. Породы дислоцированы в крутые изоклинальные складки северо-восточного, восток-северо-восточного и северо-северо-восточного простирания.

Отложения позднего докембрия распространены в Западно-Конголезском, Намаквaленд-Кибаро-Бурундийском и Катангском складчатых поясах.

В пределах Западно-Конголезского пояса, протянувшегося вдоль Атлантического побережья почти на 1200 км, выделяются две системы — Сансиква-Бамба (нижний — средний рифей) и Западного Конго (венд). Рифей внизу представлен сланцами и кварцитами с подчиненными песчаниками, а вверху — кварцито-песчаниками, филлитами, железистыми кварцитами и аргиллитами. Система Западного Конго сложена тиллитами, песчаниками, сланцами, кварцитами, аргиллитами, известняками, конгломератами.

Намаквaленд-Кибаро-Бурундийский пояс протяженностью около 1500 км образован аргиллитами, кварцитами и конгломератами, к которым добавляется небольшое количество вулканитов и карбонатных пород, относящихся к нижне-среднерифейским системам Кибара, Карагве-Анколе, Урунди и Бурунди.

Южнее Бенгуэльского массива начинается Дамаро-Катангская складчатая система, протягивающаяся в северо-восточном направлении на многие сотни километров через синеклизу Окаванго. Восточнее последней система поворачивает на юго-восток, где заканчивается Катангским поясом. Система сложена породами верхнего докембрия (средний — верхний рифей, венд), состоящими в нижней части из кварцитов, фельзитов, диабазов, доломитов, мраморов, тиллитов и сланцев, а в верхней — из красноцветных песчаников и гравелитов. В ряде мест породы прорваны интрузиями гранитов. Катангский пояс образован мощным комплексом главным образом осадочных пород того же возраста, среди которых установлены аркозы, конгломераты, кварциты, сланцы, доломиты, известняки, тиллиты, местами отмечаются андезитовые долериты.

Как отмечает Н. А. Божко («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973), внутренняя структура Катангид является сложной. Отложения их собраны в серию линейных складок с ундулирующими шарнирами, местами образуют мульды и куполообразные поднятия, в ядрах которых выступают архейские и доверхнепротерозойские граниты. Большую роль в структуре Катангид играют разрывные дислокации, разбившие территорию ее на систему блоков. В центральной части Южной Африки располагаются обширные синеклизы Карру, Калахари и Окаванго.

Синеклиза Карру сложена осадками одноименной системы, относящейся к верхнему карбону — нижней юре. В ее разрезе выделяются серии Двайка, Экка, Бофорт и Стормберг. В составе первой серии установлены внизу глинистые сланцы, тиллиты и вверху сланцы с маломощными прослоями песчаников и известняков. Согласно залегающая на ней серия Экка сложена главным образом глинистыми сланцами, которым подчинены песчаники, аргиллиты, известняки, пласты углей. Серия Бофорт выполняет осевую часть синеклизы, где к ней относятся песчаники, аргиллиты и глинистые сланцы. Серия Стормберг состоит из глинистых сланцев и аргиллитов с прослоями массивных песчаников и заканчивается продуктами траппового вулканизма.

Отложения системы Карру встречены также на западном борту синеклизы Калахари, по окраинам синеклизы Окаванго и в погребенных грабенах, где они представлены аналогичными фациями.

Эти отложения перекрываются континентальными образованиями верхнего мела, состоящими из песков с прослойками лигнитов. Заканчивается разрез породами палеоген-неогена системы Калахари. В изученной части ее (примерно до глубины 150 м) система состоит из песков, гравелитов и известковистых песчаников.

Мозамбикско-Мадагаскарский прогиб Мозамбикским проливом разделяется на две части — мадагаскарскую и собственно мозамбикскую. Мадагаскарская часть прогиба располагается на западе и северо-западе одноименного острова. Докембрийский фундамент здесь погружается на глубину 7—8 км. На его размытой поверхности залегают отложения системы Карру, представленные сланцами, конгломератами, тиллитами, углями, песчаниками, глинами, известняками. Постбайосские отложения образованы морскими мергелями и известняками, а также континентальными песчаниками и аргиллитами с прослоями морских и лагунных известняков. Меловые отложения сложены прибрежно-морскими фациями. В составе их отмечаются песчаники, известняки, мергели и глины. Заканчивается разрез осадочного чехла палеогеновыми доломитизированными известняками.

Мозамбикская часть прогиба выполнена мезо-кайнозойскими отложениями, состав которых сходен с одновозрастными образованиями мадагаскарской части прогиба.

Складчатая область Капид располагается на крайнем юге континента, где в плане образует клин, протягивающийся с запада на восток более чем на 700 км, суживающийся на востоке и отделенный от синеклизы Карру системой тектонических нарушений. В геологическом строении ее участвуют отложения силура, девона и нижнего карбона, в разрезе которых выделяются серии Столовой горы, Боккевелд и Виттеберг. Первая серия образована гравелитами, тиллитами, сланцами, песчаниками, местами базальными конгломератами, условно относящимися к верхнему силуру. На этих породах согласно располагаются отложения девона серии Боккевелд. Последняя состоит из темных сланцев и аргиллитов с прослоями песчаников. Разрез заканчивается кварцитами, глинистыми сланцами, известняками и гравелитами нижнего карбона серии Виттеберг. Отложения интенсивно дислоцированы в позднегерцинскую эпоху в складчатые структуры широтного простирания на южном побережье, субмеридионального и северо-западного на западном.

На размытой поверхности палеозойских отложений в небольших наложенных мульдах — прогибах залегают меловые и палеоген-неогеновые образования, представленные конгломератами, мергелями, песчаниками, глинами, известняками. Заканчивается разрез Капской системы рыхлыми четвертичными отложениями.

Складчатая область Атласид располагается на севере Африканского материка, отделяясь от Сахарской плиты Южно-Атласским региональным разломом. В структуре области выделяются три части — марокканская, алжирская и тунисская.

В марокканской части в свою очередь выделяются Атласская и Рифская зоны, отделенные друг от друга Предрифским прогибом. В Атласскую зону входят складчатые горы Среднего и Высокого Атласа, Марокканская и Оранская плитообразные структуры (месеты).

Средний и Высокий Атлас рассматриваются как две ветви юрского прогиба, наложенные на складчатый герцинский фундамент. Юрские известняково-доломитовые толщи, слагающие Высокий Атлас, образуют узкие антиклинали, чередующиеся с широкими синклиналями. Эти структуры осложнены разломами, к которым приурочены послеюр-

ские интрузии и местами диапиры триаса. В сложении Среднего Атласа наряду с юрскими участвуют и более молодые отложения. Вдоль его главной цепи эти отложения образуют серию небольших антиклиналей, разбитых разломами, местами пронизанных диапировыми структурами соленосного триаса, и погружающихся на северо-восток под миоценовые отложения впадины Герсиф. На северо-западе Средний Атлас обрамляет Марокканскую глыбу, а на юго-востоке к нему примыкают синклинальные структуры долины р. Мулуи.

Марокканская глыба включает Марокканскую месету (плато Рехамна и Фосфоритовое), горы Джебилет, западную часть Высокого Атласа и полосу прибрежных равнин. На складчатом палеозойском фундаменте глыбы, местами прорванном интрузиями, слабонаклонно залегают отложения юры, мела и кайнозоя, выполняющие впадины Шауя, Хауса, Тадла, Бени-Меллаль.

Оранская глыба включает плато Эр-Реккам, марокканскую часть Высоких плато и долину р. Мулуи. На палеозойском основании плато залегают юрские отложения. Долина Мулуи выполнена меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями, дислоцированными в небольшую синклинальную складку. Синклинальную структуру имеет и восточная часть Высоких плато, сложенная миоценовыми и плиоцен-четвертичными отложениями. Северная часть Оранской глыбы известна под названием горстового района. Здесь сами горсты образованы палеозойскими и юрскими отложениями, а находящиеся между ними грабены сложены неоген-четвертичными породами.

Рифская зона входит в состав собственно альпийской Рифо-Телльской складчатой, или Северо-Атласской покровно-складчатой системы. В ней выделяются подзоны: береговых палеозойских массивов, на которые с юга надвинуты тектонические чешуи, сложенные мезозойскими и палеогеновыми известняками; «Рифских покровов», образованных меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями с прослоями триасовых галогенных пород, имеющих ширину 10—40 км и местами перекрытых дислоцированными отложениями миоцена; внешней части «Рифских покровов», надвинутых на породы миоцена Предрифского прогиба и перекрытых отложениями плиоцена; Предрифского, или Южно-Телльского прогиба, приуроченного к тектоническому шву, выраженному впадинами Гарб и Сайс, выполненными мезо-кайнозойскими отложениями и разделенными Пририфскими складками.

В Алжирской части складчатой области, с юга ограниченной Сахарским Атласом, а с севера Береговой флексурой, выделяются четыре зоны — Кабилийская, Телль-Атласская, Высоких плато и Сахарского Атласа.

Первая зона орографически выражена горными цепями Малой и Большой Кабилии и Нумидийским хребтом, образующими сложную геоантиклинальную структуру с докембрийским ядром в центральной части. Телль-Атласская зона представляет собой геосинклинальный прогиб, который с конца олигоцена превратился в приподнятую область. От устойчивого выступа Высоких плато обе зоны отделены системой субширотных разрывных дислокаций типа надвигов и шарьяжей. Зона Высоких плато сложена пологодислоцированными мезокайнозойскими отложениями, залегающими на складчатом палеозойском основании. От Сахарского Атласа она отделена серией сбросов, флексур и опрокинутых складок. Сахарский Атлас представляет собой геосинклинальный прогиб, выполненный 10-километровой толщей мезокайнозойских отложений, который во время эоценовой и олигоценовой фаз альпийской складчатости превратился в складчатую область. Возникшие в результате этих дислокаций складки имеют северо-восточное простирание и в ядрах антиклинальных структур сложены породами юры.

В Тунисской части Атласид также установлены четыре структурно-геоморфологические зоны — Северная, Южно-Телльская, Южно-Атласская и Предсахарская. Первая зона сложена породами юры и нижнего мела, образующими тектонические чешуи, последовательно надвинутые на докембрий, выступающий в ядрах антиклиналей. Орографически эта зона представлена горами Крумириа и Могод. Южно-Телльский прогиб отделяет альпийскую складчатую зону от эпигерцинской платформы. Он выполнен мощной (свыше 2500 м) толщей континентальных отложений неогена и в основном совпадает с долиной р. Меджерда. Отложения впадины осложнены разломами и диапировой тектоникой. В пределах Южно-Атласской складчато-глыбовой зоны на метаморфизованных отложениях палеозоя располагается чехол осадочных отложений мезозоя и кайнозоя мощностью до 5000—6000 м. Породы чехла сложно дислоцированы в систему складок северо-восточного простирания. Предсахарский прогиб находится в зоне сочленения Атласской складчатой области и Сахарской платформы. Протягиваясь от Бискры в сторону Габеса, он имеет пологий южный склон и крутой северный. В рельефе прогиб выражен системой отдельных впадин (соленые озера — шотты Мельгир, Джерид, Феджадж и др.), выполненных неогеновыми и четвертичными отложениями.

Таким образом, территория Атласид в тектоническом отношении представляет собой неоднородное образование. Марокканская и Оранская глыбы, а также зоны Высоких плато ее Алжирской части и Южно-Атласская — Тунисской могут рассматриваться в качестве герцинских складчатых областей, испытывающих тектонические движения и в послегерцинскую эпоху, вплоть до современной. Остальная площадь Атласид относится к альпийской покровно-складчатой системе.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные породы на территории Африки пользуются широким распространением и в подавляющем своем большинстве относятся к докембрию. Проявления палеозойского и кайнозойского интрузивного магматизма здесь отсутствуют, а интрузивные образования мезозойского возраста развиты чрезвычайно слабо.

Среди докембрийских интрузий выделяются ранне- и позднеархейские, ранне- и среднепротерозойские.

Интрузии начального этапа магмообразования раннего архея представлены главным образом основными и ультраосновными породами, среди которых установлены амфиболиты, базиты, гипербазиты, серпентиниты, диабазы, габбро, реже диориты, чарнокиты и гранодиориты. Они отмечаются почти повсеместно на площади Экваториальной и Южной Африки. В пределах образуемых этими породами массивов, но несколько меньше распространены и интрузии конечных этапов магмообразования. Последние сложены преимущественно породами кислого состава, состоящими из нормальных и метасоматических гранитов, гранито-гнейсов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, биотитовых гранитов, реже гранодиоритов и сиенитов.

Массивы раннеархейских интрузий часто имеют большие размеры и изометричную в плане форму, в некоторых случаях с отчетливыми контактами. Обычно это куполообразные тела, приуроченные, как правило, к осевым частям геоантиклинальных структур, иногда штоки и пластообразные тела.

В позднем архее в некоторых районах Центральной и Южной Африки, например в Трансваале и Ботсване, интрузивная деятельность сокращается, а на площади Родезийского, Танганьикского и Мадагаскарского массивов получает более широкое развитие. В эту эпоху также отмечаются два этапа магматизма. Первому этапу отвечает

формирование основных и ультраосновных интрузий, а второму —диоритов, гранитов, нормальных гранит-мигматитов, гнейсо-гранитов, пегматитов. Гранитоидные интрузии чаще всего образуют купола, размеры которых достигают 30—80 км в поперечнике. К кенорской тектономагматической фазе этой эпохи приурочено внедрение Большой, или Великой, дайки Родезии, протягивающейся с юга на север через весь Родезийский массив примерно на 515 км при ширине от 1,3 до 11 км. Она внедрилась по трещинной зоне, принадлежащей системе древнейших рифтовых структур. Верхняя часть дайки сложена габбро и норитами, главное тело — измененными пироксенитами и серпентинитами, а нижняя часть образована гарцбургитами и дунитами. С этой фазой связана также гранитизация вулканогенно-осадочных пород, проявлявшаяся на больших площадях.

В протерозое интрузивная деятельность по сравнению с археем несколько затухает. Начальные этапы этой магматической эпохи, как и в архее, характеризуются формированием интрузий среднего, основного и ультраосновного составов, широко распространенных на площади Леоно-Либерийского и Центрально-Африканского массивов.

Интрузии следующего этапа магмообразования представлены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и граносиенитами, образующими батолитоподобные тела. К более поздней фазе этого этапа относятся небольшие массивы гранитов, гранодиоритов, мусковитовых, реже биотитовых гранитов. Эти интрузии установлены в Касаи, Леоно-Либерийском и Камерунском массивах. В складчатом поясе Лимпопо и на площади Родезийского массива нижнепротерозойские интрузии образованы нормальными гранитами и гранито-гнейсами, слагающими батолиты, а также небольшие изолированные и сложные тела. К концу нижнего и началу среднего протерозоя приурочено внедрение многофазного Бушевельдского лополита в Трансваале, занимающего площадь 51 тыс. км^2, мощностью до 8 км.

В среднем протерозое наблюдается дальнейшее сокращение проявлений интрузивной магматической деятельности. Среднепротерозойский магматизм в Экваториальной Африке представлен пластовыми и интрузивными телами основного состава. Это долериты, габбро, реже габбро-нориты и нориты. Лишь в массивах Касаи и Майомбе известны интрузивные граниты. В Южной Африке в складчатых системах Рузизи-Убенди и Бугандо-Торо-Кибали широко развиты амфиболиты, гранитоиды различного состава, от мигматитов и гнейсо-гранитов до интрузивных гранитов, гранодиоритов и тоналитов, отмечаются анортозиты. Единичные массивы гранитов, прорывающие среднепротерозойские континентальные толщи, установлены в пределах Трансваальского массива и в некоторых других районах.

Мезозойский магматизм представлен главным образом вулканитами и очень слабо интрузивными образованиями, кайнозойский — исключительно эффузивами. При характеристике магматизма этих двух эпох обычно выделяют магматические проявления донеогенового и неоген-четвертичного возраста.

Магматизм мезозойской эпохи в свою очередь разделяется на карруский и посткарруский. Проявления карруского интрузивного магматизма широко распространены на всей территории Южной Африки, за исключением Капской складчатой области. Последние представлены долеритами, особенно интенсивно развитыми на востоке и значительно меньше на западе впадины Карру. Они образуют силловые залежи, а более молодые их представители — дайковые тела. Мощность последних достигает 300 м, а площадь силлов — 13 000 км^2. На контакте с этими интрузиями вмещающие их породы сильно метаморфизованы, но тектонически нарушены слабо. Наряду с долеритами в составе ин-

трузивных пород Карру местами отмечаются граниты, сиениты и карбонатиты.

В пределах Южной Африки широко проявился и посткарруский магматизм. В одних районах ее он представлен основными и кислыми щелочными породами, гранитами и карбонатитами, слагающими некки, жерловины и кольцевые структуры. В других районах центральные части последних образованы дунитами, серпентинитами, ийолитами, уртитами и карбонатитами, а внешние — сиенитами и нордмаркитами. Наконец, в третьих районах имеются кольцевые структуры, состоящие из гранитов и сиенитов. Столь пестрый состав пород кольцевых структур указывает на питание их из разных магматических очагов. Все структуры размещаются, как правило, в узлах пересечения разрывных дислокаций, в которых иногда наблюдаются и небольшие тела молодых гранитоидных интрузий. Проявления посткарруского магматизма датируются обычно меловым периодом, хотя некоторые исследователи высказываются и в пользу более молодого, палеогенового, возраста его.

Неоген-четвертичная эпоха магматизма характеризуется колоссальной вулканической деятельностью, наиболее интенсивно проявившейся на площади Восточно-Африканской рифтовой области, значительно меньше в Центральной Африке и еще слабее в складчатой области Атласид. По мнению Н. В. Короновского («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973), проявления вулканизма этой эпохи не столько связаны с разрывными дислокациями, сколько «с областями крупных сводовых поднятий и локализуются в центральных частях сводов либо ассоциируются с перегибами, флексурами и тектоническими ступенями на их крыльях» (с. 416). Представлены эти вулканиты главным образом базальтами.

НЕОТЕКТОНИКА

Позднекайнозойское время на территории Африки характеризуется активными, но неравномерными в плане и по вертикали неотектоническими движениями. Согласно Е. Е. Милановскому («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973), платформенная область Западной и Центральной Африки испытывала малодифференцированные слабые или умеренные поднятия с амплитудой 0,25—1 км, на фоне которых отдельные участки поднимались на более значительную величину, а другие несколько опускались. На территории Южно-Африканской подобласти амплитуда новейших поднятий возрастает до 1—1,5 км и лишь во впадинах Окаванго и Калахари она не превышает 1 км, однако далее на юг в экваториальной подобласти размах неотектонических движений снова несколько уменьшается, составляя 0,2—1 км. Наиболее приподнятым в этой части Африки (до 1—1,5 км) является район Камерунского массива. В Северо-Африканской подобласти амплитуды новейших поднятий не превышают 0,25—0,5 км, хотя и здесь имеются отдельные «островные» участки с амплитудой, достигающей 1,5 км. Поднятия Антиатласа, а также Ахаггара, Тибести и Дарфура отличаются большей средней амплитудой воздымания (1—1,5 км) и проявлением наземного вулканизма.

На востоке Африки располагается Аравийско-Восточно-Африканская рифтовая система, протянувшаяся на 6000 км от северо-восточного угла Средиземного моря на севере до Мозамбикского пролива на юге. Как отмечает Е. Е. Милановский, она «представляет собой самую грандиозную, сложную и типично выраженную активную зону грабенов и других структур растяжения в пределах материковой коры и несомненно наиболее своеобразную и интересную в неотектоническом отношении область Африки» («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973, с. 400). Рифтообразование охватило главным образом зону про-

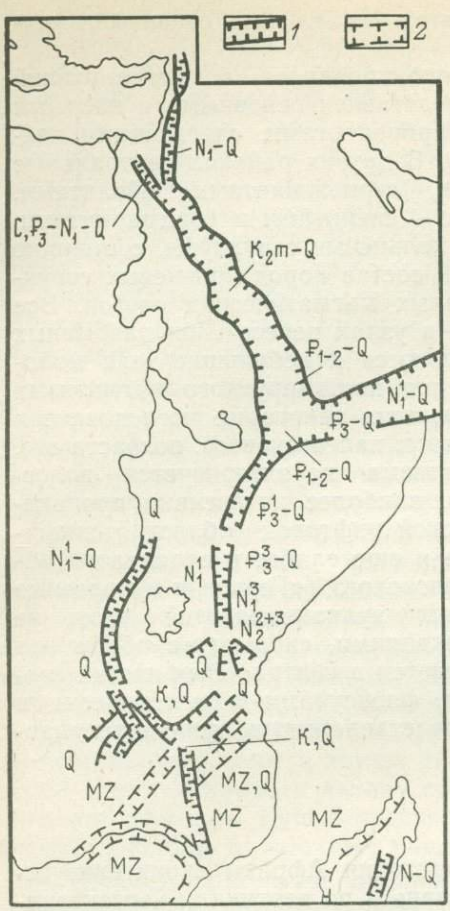


Рис. 5. Время заложения и развития звеньев рифтовой системы Восточной Африки и Аравии (по Е. Е. Милановскому, 1973)

1 — кайнозойские рифтовые впадины и зоны односторонне наклоненных блоков; *2* — мезозойские грабены. Индексами показаны основные периоды развития рифтовых зон

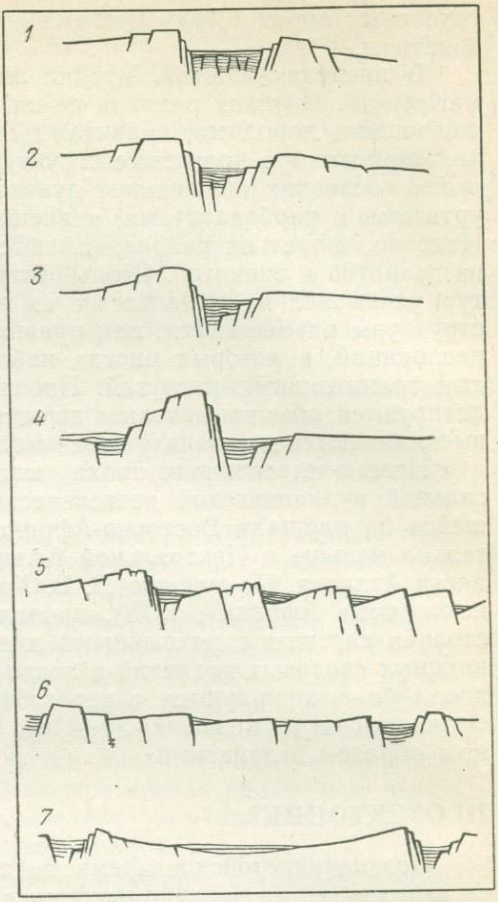


Рис. 6. Характерные типы новейших структур рифтовой системы Восточной Африки в поперечном разрезе (по Е. Е. Милановскому, 1973)

1 — симметричный грабен; *2* — асимметричный грабен с двумя приподнятыми плечами; *3* — то же с одним приподнятым и одним нейтральным плечом; *4* — горст, ограниченный грабенами меньшей амплитуды; *5* — система односторонне наклоненных блоков; *6—7* — малодеформированные блоки между отдельными рифтовыми зонами (срединные массивы)

терозойской складчатости, носило унаследованный характер и было неодновременным в пределах этой обширной области (рис. 5). Наиболее энергично и повсеместно оно проявлялось в миоцене и особенно в плиоцен-четвертичное время. С севера на юг выделяются следующие рифтовые зоны: Западно-Аравийская (Левантинская), Суэцкого залива, Красного моря, Аденского залива, Эфиопская, Восточная (Грегори), Западная (Альберта-Танганьики), Руаха-Руфинди (зона разломов), Ньяса-Шире, Упемба-Кунделунгу-Мверу. Структуры рифтовых зон показаны на рис. 6. Как видно из рис. 6, наиболее распространенной структурой является ступенчатый осевой грабен, ограниченный односторонним поднятием, к менее распространенным относятся структуры односторонних горстов-грабенов, узких и односторонних горстов и др. Рифтообразование в пределах описываемого района сопровождалось интенсивной и сложной вулканической деятельностью, которая местами и предшествовала ему. Эта деятельность на начальных этапах прояв-

лялась на всей площади рифтовой зоны, захватив и крылья будущих рифтов, а затем локализовалась только в рифтах.

Мозамбикский прогиб — это широкая и глубокая зона погружения и, как предполагает Е. Е. Милановский, растяжения земной коры, заложившаяся в конце карбона и окончательно сформировавшаяся в неоген-антропогене. Отделенный от него Мозамбикским проливом о. Мадагаскар представляет собой асимметричное поднятие с пологим западным берегом и крутым и узким восточным, ограниченным зоной разломов северо-восточного простирания. Системой разломов северо-западного направления поднятие расчленено на три блока, из которых наиболее приподнятым является северо-восточный (с амплитудой до 2 км и более), а наиболее низким, с амплитудой не более 0,5—1 км, юго-западный. Неотектонические движения здесь, как и на материке, сопровождались активным основным вулканизмом.

Современная морфоструктура Атласской области также сформировалась в неотектонический этап развития. Дифференцированные вертикальные движения происходили здесь с конца среднего миоцена и завершились в среднеплейстоценовое время.

Глава III

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ, РАЙОНОВ И АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Первая схема гидрогеологического районирования значительной части Северной Африки принадлежит А. И. Силину-Бекчурину (1962). На этой схеме с учетом возраста слагающих пород автор выделил гидрогеологические массивы и платформенные артезианские бассейны.

В 1967 г. Н. И. Толстихин при районировании земного шара объединил артезианские бассейны в шесть поясов — Арктический, Средиземноморский, Бореальный, Экваториальный, Южный и Тихоокеанский. На территории Африки прослеживаются Средиземноморский, Экваториальный и Южный пояса, включающие: первый — Алжиро-Тунисский и Ливийский артезианские бассейны, Тиндуф, Таудени, Бешар, Танезруфт, всего более 15; второй — артезианские бассейны Конго, Верхнего Нила, Чад и Западно-Африканского побережья; третий — артезианские бассейны Карру, Калахари, Мозамбикский. Под артезианским бассейном этот исследователь понимает отрицательную тектоническую структуру, включающую внутреннюю область питания, область напора и разгрузки подземных вод.

Следующая схема гидрогеологического районирования всего материка составлена М. Дижоном (Dijon, 1969). На этой схеме выделены складчатые регионы Атласа (Магреба) и Капских гор, докембрийские кристаллические массивы, артезианские бассейны Сахары и Южной Африки. Упомянутое районирование весьма схематично и в полной мере не отражает особенностей формирования и распределения подземных вод на площади материка. В 1972 г. Е. А. Востокова, Н. А. Маринов и Л. И. Флерова опубликовали новую схему гидрогеологического районирования Африки. При этом районировании за первичную единицу принят район, т. е. участок поверхности и недр земли, в составе которого имеется одна или несколько артезианских структур, включающих внешнюю и внутреннюю области питания, накопления и разгрузки подземных вод, и который характеризуется в верхней гидродинамической зоне, а возможно и в зоне затрудненного водообмена, общей направленностью подземного и поверхностного стока.

Гидрогеологические районы образуют гидрогеологические области, которые также выделяются преимущественно по условиям единства поверхностного и подземного стока относительно омывающих Африканский материк морей и океанов, а также внутриматериковых бассейнов.

Авторы считают, что эти принципы гидрогеологического районирования позволят всесторонне осветить гидрогеологические условия материка, выявить на его площади основные закономерности распространения и формирования различных типов подземных вод и дать сравнительную характеристику выделенных артезианских бассейнов. Эти принципы гидрогеологического районирования в основном сохранены и в настоящем труде. Однако сама схема районирования (рис. 7), по

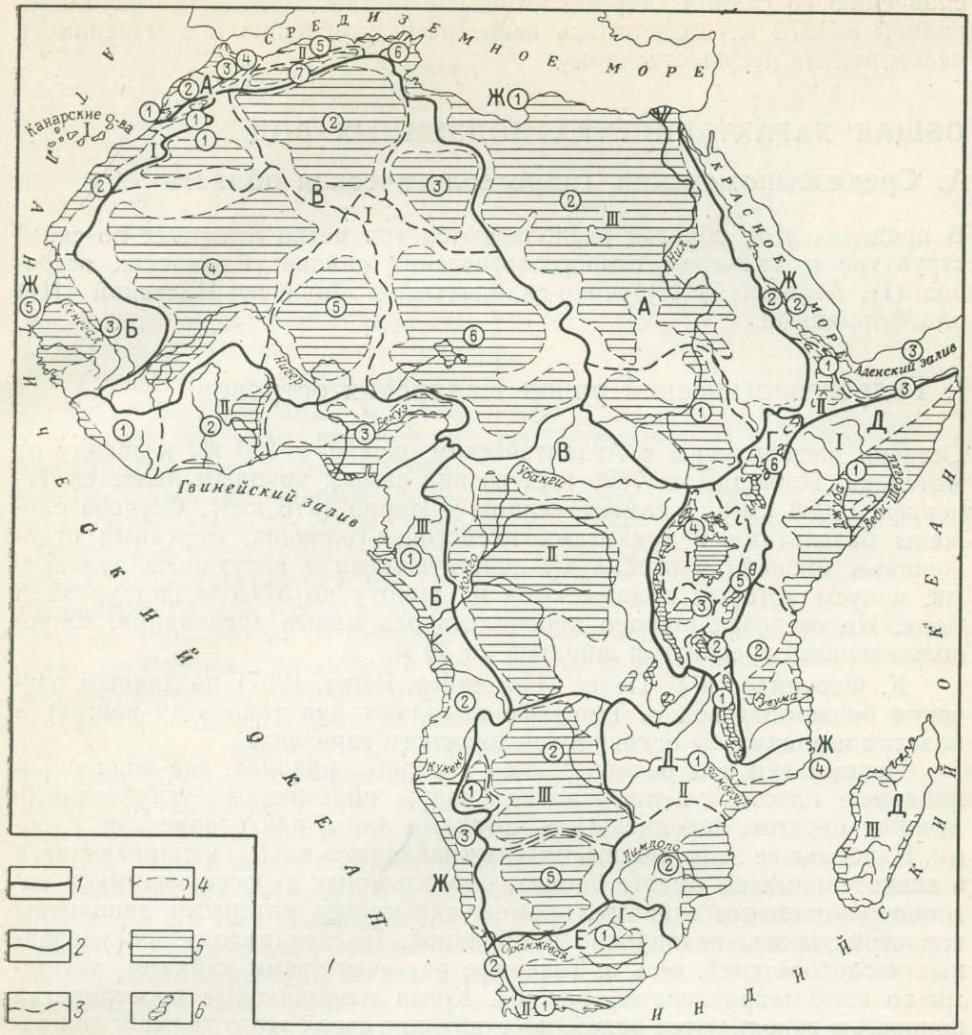


Рис. 7. Схема гидрогеологического районирования территории Африки (составили Е. А. Востокова, Н. А. Маринов, Р. И. Ткаченко, Л. И. Флерова)

Границы: *1* — гидрогеологической области; *2* — гидрогеологического района; *3* — артезианского бассейна; *4* — области внутреннего питания, накопления и разгрузки подземных вод артезианского бассейна; *5* — область внутреннего питания, накопления и разгрузки подземных вод бассейнов; *6* — наиболее крупные озера.

А — Средиземноморская гидрогеологическая область: I — гидрогеологический район Канарских островов; II — Атласский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Сусский, *2* — Касабланкский, *3* — Эр-Рифский, *4* — Мулуинский, *5* — Телль-Атласский, *6* — Тунисский, *7* — Высоких плато; III — Ливийско-Нильский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Верхне-Нильский, *2* — Ливийско-Египитский сложный. Б — Атлантикоокеаническая гидрогеологическая область: I — Северо-Приатлантический гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Дра, *2* — Рио-де-Оро, *3* — Сенегальский; II — Гвинейский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Гвинейско-Либерийский, *2* — Вольтский, *3* — Нигерийский; III — Южно-Приатлантический гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Камеруно-Габонский, *2* — Анголо-Конголезский, *3* — Намибский. В. Гидрогеологическая область Внутренней Африки: I — Сахарский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Тиндуфский, *2* — Алжиро-Тунисский, *3* — Мурзукский, *4* — Тауденийский, *5* — Мали-Нигерский, *6* — Чадский; II — Конголезский гидрогеологический район (артезианский бассейн); III — Калахарийский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Этошский, *2* — Оковангский, *3* — Калахарийский. Г — Гидрогеологическая область Африкано-Аравийского рифтового пояса: I — Восточно-Африканский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Ньяса, *2* — Руква, *3* — Танганьикский, *4* — Виктория, *5* — Эяси-Найваша, *6* — Рудольфа; II — Красноморско-Аденский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Афарский, *2* — Красноморский, *3* — Аденский. Д — Индоокеаническая гидрогеологическая область: I — Сомали-Танзанийский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Сомалийский, *2* — Дар-эс-Саламский; II — Мозамбикский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Замбезийский, *2* — Лимпопо. Е. Южно-Африканская гидрогеологическая область: I — гидрогеологический район Карру (артезианский бассейн); II — Капский гидрогеологический район, артезианские бассейны: *1* — Капский, *2* — Кейптаунский. Ж. Субмаринные артезианские бассейны: *1* — Средиземноморский, *2* — Красноморский, *3* — Аденский, *4* — Индийского океана, *5* — Атлантического океана

сравнению со схемой гидрогеологического районирования, опубликованной в 1972 г., подверглась некоторому уточнению и изменению, в целом весьма несущественному.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

А. Средиземноморская гидрогеологическая область

В пределах этой области располагаются три резко отличных по своей структуре и размерам гидрогеологических района: Канарских островов (I), Атласский (II) горно-складчатый и Ливийско-Нильский (III) платформенный.

I. Гидрогеологический район Канарских островов

Острова расположены в Атлантическом океане, в 160 км к западу от материка. Площадь их 7828 км², из них самым крупным является Тенерифе (2058 км²), а самым мелким — Иерро (278 км²). Острова сложены базальтами и трахитами плейстоцен-голоцена, морскими отложениями миоцена и изобилуют действующими и потухшими вулканами, конусы которых поднимаются на высоту до 3718 м над уровнем моря. На островах широко проявились разрывные дислокации, сопровождающиеся трещинами шириной до 30 м.

К. Фернандес и Г. Перес (Fernandez, Perez, 1967) по данным изучения подземных вод о. Тенерифе выделяют два типа этих вод: 1) в пластах и дайках, 2) основного водоносного горизонта.

Первый тип вод распространен в горных районах, где водонепроницаемые пласты, удерживающие воду, образованы углублениями древних оврагов, заполненными потоками лавы, или глинистыми слоями. Наибольшее значение имеют «междайковые» воды, скапливающиеся в значительных по высоте блоках, образованных пересекающимися водонепроницаемыми дайками, промежутки между которыми заполнены пористой хорошо водопроницаемой лавой. По предположению указанных исследователей, весь о. Тенерифе рассечен этими дайками, идущими во всех направлениях (рис. 8). Когда междайковые пространства полностью заполняются водой, поступающие сверх этого талые и дождевые воды образуют родники, изливающие воду на поверхность земли. Каптаж вод осуществляется совместным использованием штолен или галерей и буровых скважин. Родники, каптированные таким образом, в зависимости от ресурсов воды в блоках и величины выпускного водотока функционируют от нескольких до 30 лет. В 1967 г. из таких галерей на острове добывалось 0,5 м³ воды в день.

Воды основного водоносного горизонта — это грунтовые пресные воды, движущиеся в направлении к морю и образующие крупную линзу, плавающую на соленой воде. Основные скопления этих вод отмечаются в прибрежной зоне острова, сложенной скальными водонепроницаемыми породами, затрудняющими сток пресных вод в море.

Питание подземных вод Канарских островов осуществляется главным образом за счет дождевой воды и воды от таяния снега, просачиванию которой в недра земли способствуют чрезвычайно высокие фильтрационные свойства вулканических пород.

Подземные воды на островах начали эксплуатировать более 100 лет назад. По состоянию на 1967 г. с этой целью здесь построено 3625 буровых колодцев глубиной от первых метров до 318 м (чаще 150—200 м). Некоторые колодцы имеют диаметр до 3 м и оборудованы горизонтальными лучевыми фильтрами длиной 20—30 м. Кроме того, здесь сооружены 962 водосборные галереи длиной до 4 км и осуще-

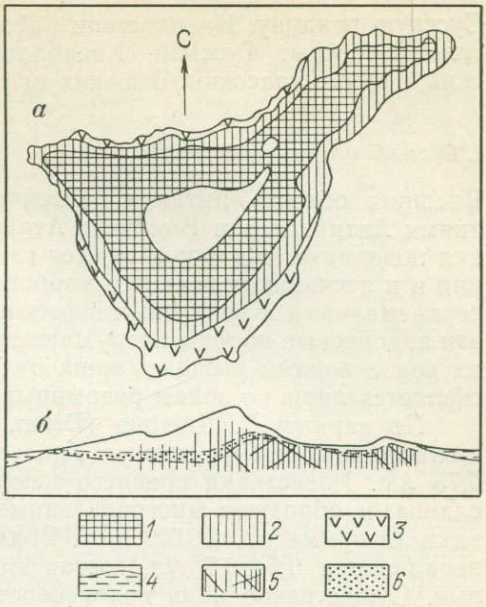


Рис. 8. Распространение подземных вод на о. Тенерифе, Канарские о-ва (Fernandez, Perez, 1967)

а — распространение подземных вод в плане: *1* — подземные воды верхней части основных эффузивов и даек; *2* — то же, нижней части; *3* — площади распространения соленых подземных вод; *б* — схематический разрез острова: *4* — океан; *5* — формация даек; *6* — горизонт подземных вод

ствлен каптаж более 1200 родников, из них около 1000 с дебитом менее 1 л/с.

Общее водопотребление на островах достигло 18,22 м³/с, из них почти все это количество (18,18 м³/с) приходится на подземные воды. Вследствие большого извлечения ресурсов подземных вод уровень их на некоторых островах снижается со скоростью 10 м в год и местами упал на 150—300 м от статического. Удельные дебиты скважин при этом понизились с 35 до 5 л/с при динамическом уровне, находящемся соответственно на глубине 60 и 200 м.

Воды пластов и даек по составу анионов преимущественно гидрокарбонатные и карбонатные, местами с небольшим содержанием углекислоты. Хлор- и сульфат-ионы присутствуют в них в небольших количествах. Катионы в этих водах располагаются в такой последовательности: Na>Mg>Ca>K. Эти соотношения в пользу магния нарушаются лишь в водах с повышенной минерализацией.

Химический состав воды основного горизонта зависит от высоты залегания его над уровнем моря. В колодцах, расположенных на участках со значительной его мощностью, влияние морской воды не сказывается и химический состав воды горизонта сходен с составом воды галерей, т. е. она является гидрокарбонатной натриевой. В колодцах, расположенных в прибрежных зонах, ощутимо влияние морской воды. Из анионов в воде их преобладает хлор-ион, а из катионов — натрий, кальций и магний, концентрации которых соотносятся в том же порядке, что и в морской воде.

В связи с сильным падением уровня подземных вод на ряде прибрежных участков, повлекшим за собой подсасывание соленых морских вод и снижение обеспеченности существующих водозаборов ресурсами пресных подземных вод, на островах проводятся большие работы по охране воды от засоления и истощения (Fernandez, Perez, 1967; Dingman, Núnez, 1969). Р. С. Уильямс и Д. Фернандопулле (Williams, Fernandopullé, 1972) установили, что в прибрежной зоне на долю подземного стока приходится лишь 10%, остальные 90% его формируются за счет воды тепловых электростанций, промышленных и ирригационных источников. Указанные авторы считают, что при прогнозе водоснабжения островов подземные воды учитывать не следует.

II. Атласский гидрогеологический район

Этот район площадью 537 187 км² включает одноименную складчатую область и примыкающие к ней на юго-западе северные склоны Антиатласа, а также расположенную между этими горными сооружениями

Сусскую впадину. На площади района находятся следующие артезианские бассейны: Сусский, Касабланкский, Западно-Рифский, Мулуинский, Телль-Атласский, Высоких плато и Тунисский.

1. Сусский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена горными сооружениями Антиатласа и Высокого Атласа. В первом значительные скопления подземных вод формируются главным образом в известняках кембрия и в песчаниках верхнего карбона, а в Высоком Атласе — в юрских, верхнемеловых и эоценовых известняках. В направлении к долине Суса эти водоносные породы погружаются на очень большие глубины и связь их вод с водами вышележащих отложений, если и имеется, то осуществляется лишь по зонам разрывных дислокаций.

По данным Р. Дижона (Dijon, 1968), водоносность известняков нижнего кембрия невысокая. Удельные дебиты скважин не превышают 0,75 л/с. Известняки среднего кембрия на контакте с глинистыми сланцами образуют многочисленные, но с небольшими дебитами родники (в сумме около 100 л/с). Вода имеет температуру 24—26° С, минерализация 0,5—0,7 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Существенно иная водоносность известняков отмечается там, где они закарстованы, например у Аулуза. Здесь суммарный дебит родников составляет несколько сотен литров воды в секунду.

Верхнеюрские известняки Высокого Атласа питают около 70 родников с общим дебитом 500—600 л/с. Наиболее высокими дебитами (до 130 л/с) обладает группа родников Амесхуд. Вода пресная гидрокарбонатная кальциевая. Сеноман-туронские известняки характеризуются слабой водоносностью. Удельные дебиты скважин не превышают 1 л/с и лишь в отдельных пунктах составляют 2—7 л/с. Дебиты родников также невысокие. Например, суммарный дебит трех родников группы Тильди равен 3 л/с. По составу вода аналогична воде верхнеюрских известняков. Слабоводоносными являются и известняки эоцена.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена Сусской впадиной. Нижний этаж ее образован породами пермо-триаса и юры, верхний — меловыми и эоценовыми отложениями. Сведения о подземных водах, формирующихся в породах нижнего этажа, отсутствуют.

Подземные воды меловых (сеноманских и туронских) отложений связаны с песчаниками и известняками, местами доломитизированными. Воды этих отложений (главным образом известняков) широко используются для водоснабжения. Вода залегает на глубине 8—25 м. Наиболее трещиноватой и водоносной является верхняя 30-метровая часть известняков. Максимальные дебиты скважин достигают 500 л/с. Дебиты скважин в Улад-Бу-Рбия составляют 50—80 л/с, в пос. Хаффайя — 150—200 л/с при понижениях уровней на 2—11 м. Минерализация воды 0,4—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Водоносный горизонт в известняках верхнего мела — эоцена, протягивающийся вдоль Высокого Атласа от Аулуза до Агадира, питает небольшие, но с постоянным дебитом родники, с водой хорошего качества.

В мощной (до 300 м) толще континентальных отложений неоген-четвертичного возраста, слагающей осевую часть долины Суса, установлено несколько водоносных горизонтов. Воды в раковинных известняках и песчаниках плиоцена, развитых в окрестностях Агадира, залегают на глубине 20—80 м. Удельные дебиты скважин 7—20 л/с, минерализация воды 1,7 г/л. В пачках конгломератов, перемежающихся с мергелями плиоцена, встречено четыре водоносных горизонта, причем верхний является единым с горизонтом грунтовых вод, сформиро-

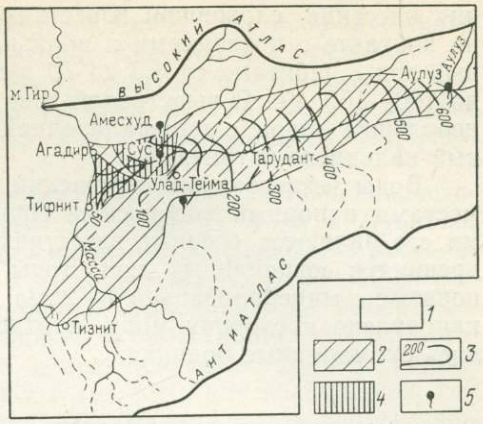


Рис. 9. Схематическая гидрогеологическая карта Сусского артезианского бассейна (Dijon, 1968)

1 — внешняя область питания подземных вод бассейна; *2* — внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна; *3* — гидроизопьезы водоносного горизонта плиоцен-четвертичных отложений; *4* — участки распространения подземных вод с минерализацией более 1 г/л; *5* — выходы крупных родников или их групп

вавшимся в плейстоценовых галечниках (формация Суса). Воды остальных горизонтов напорные, залегают соответственно на глубинах 100—140, 180—220 и 260—300 м. Удельные дебиты скважин 0,3—2 л/с, минерализация воды не превышает 0,5 г/л.

Верхний горизонт грунтовых вод четвертичных отложений вблизи реки залегает на глубине 5—10 м, иногда 15 м, но южнее и севернее последней глубина залегания его быстро возрастает, достигая в предгорьях 100 м. Водовмещающие породы горизонта представлены галечниками, конгломератами, озерными известняками, быстро сменяющимися и в разрезе, и по простиранию.

Карта гидроизогипс, построенная для этого горизонта (рис. 9), показывает наличие многих направлений естественного дренажа, совпадающих с современными или древними ложами Суса и его притоков. Средний уклон грунтового потока уменьшается с востока на запад от 0,02 вблизи Аулуза и Улад-Баррехиль до 0,002 у пос. Хаффайя. Скорости движения воды в горизонте изменяются от 20 до 200 м/сут, что связано как с неоднородностью состава водовмещающих пород, так и с выполаживанием уклона потока. Водоносность пород также меняется от гор к побережью. По данным Р. Дижона (Dijon, 1968), расход потока на 1 км^2 его сечения вблизи гор составляет около 3000 л/с, примерно в средней части (у Таруданта) уменьшается до 150—200 л/с и в низовьях (вблизи Улад-Тейма) не превышает 40 л/с. Дебиты скважин и колодцев колеблются от 1 до 4 л/с, удельные дебиты — от 0,1 до 1 л/с.

В предгорьях минерализация воды составляет 0,4 г/л, по направлению к побережью она местами повышается до 1—2 г/л, состав ее при этом изменяется от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридно-сульфатного магниево-натриевого.

Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, паводковых вод, подтока воды из нижележащих водоносных горизонтов в местах литологических окон. Разгрузка их происходит через родники, путем эвапотранспирации, стока в океан, а также при помощи многочисленных шахтных и буровых колодцев, забирающих воду для различных народнохозяйственных нужд.

Значительные ресурсы грунтовых вод, пригодных для водоснабжения, скапливаются в аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса, сформировавшихся в устьях уэдов в предгорьях Антиатласа и Высокого Атласа, а также в песчаных массивах дюн на побережье Атлантического океана. Грунтовая вода здесь находится на глубине от первых метров до первых десятков метров. Дебиты скважин достигают десятков литров воды в секунду (Dijon, 1968).

На юге Сусского бассейна располагается «котловина» Тизнит, которая вместе с обрамляющими ее невысокими возвышенностями образует артезианский бассейн второго порядка. Во внешней области пита-

ния бассейна, сложенной известняками и сланцами нижнего кембрия, на контакте с последними и вблизи сбросов отмечаются родники пресных вод с дебитами от 1,5 до 70 л/с, в отдельных местах (уэд Амагуз) до 100—150 л/с. В выветрелой зоне сланцев подземные воды образуют небольшие линзы с минерализацией 2—10 г/л, состав этих вод хлоридный кальциево-натриевый.

Воды четвертичных отложений бассейна образуют прерывистый, местами напорный водоносный горизонт. Водовмещающими породами его являются озерные известняки, уплотненные галечники, пески древних и современных дюн. Воды обычно пресные, реже слабо солоноватые с минерализацией 1—2 г/л. Движение подземных вод бассейна направлено в сторону моря, в отдельных пунктах которого наблюдались субмаринные родники.

2. Касабланкский артезианский бассейн

Внешней областью питания бассейна служат северные и северо-западные склоны Высокого и частично Среднего Атласа, горы Джебилет и южная часть Марокканской месеты.

Палеозойские сланцы и кварциты, слагающие горы Джебилет, слабо водоносны лишь в верхней части. В предгорьях Высокого Атласа в песчаниках среди соленосных отложений пермо-триаса слабо напорная подземная вода встречена южнее линии Агадир — Бу-Ашиба и в долине уэда Тессаут на глубине 42—65 м. В первом пункте минерализация воды составляла 2 г/л, а дебит скважин достигал 3—6 л/с, во втором соответственно 52—115 г/л и 1 л/с (Verdier, 1971). Температура воды 16—22° С. Однако наиболее широким распространением в Высоком и Среднем Атласах пользуются подземные воды, накапливающиеся в известняках и доломитах нижней и средней юры. Минерализация их 0,25—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Например, таков состав воды в роднике Айн-Ассердун вблизи г. Бени-Меллаль. На контакте известняков лейаса с подстилающими соленосными отложениями пермо-триаса минерализация воды повышается и она становится хлоридно-сульфатной натриево-кальциевой (родник Айн-Амассин). Известняки сильно закарстованы, поэтому приуроченные к ним родники отличаются, как правило, высокими дебитами. Так, дебит родника Айн-Ассердун составляет 2000 л/с, группы родников, находящейся в верховьях уэда Умм-эр-Рбия, 6000 л/с, а группы родников Ими-Ниффи 100 л/с.

На площади Фосфоритового плато подземные воды формируются в меловых отложениях. Воды нижнего мела изучены слабо. Установлено лишь, что минерализация их свыше 3 г/л. В сеноман-туронских известняках вода вскрывается на глубине 125—150 м, дебиты скважин составляют 2,8—3,3 л/с, минерализация воды не превышает 0,5 г/л. Такой же минерализацией обладают и воды, формирующиеся в сенонских известняках и песчаниках. Дебиты скважин не более 0,8 л/с. Для подземных вод меловых отложений плато характерно присутствие фтора, появляющегося за счет выщелачивания фосфоритов. Движение подземных вод направлено на юго-юго-запад в сторону долины Умм-эр-Рбия.

Четвертичные отложения, представленные аллювием рек и уэдов, реже озерно-речными известняками, заключают пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна включает плато Марракешская Хауза, Тадла, Бахира и прибрежные равнины Абда, Дуккала, Шауя.

Подземные воды здесь приурочены к отложениям юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Общая мощность

этих отложений 2000—5000 м, а возможно достигает и 8000 м. Однако подземные воды изучены лишь в пределах 200—500 м их разреза.

В юрских песчаниках и известняках, содержащих прослои загипсованных мергелей, встреченных на глубине 80—200 м, содержатся солоноватые воды с минерализацией 2—5 г/л хлоридного натриево-магниево-кальциевого состава.

В разрезе нижнемеловых отложений водоносны сильно закарстованные известняки неокома, развитые на равнинах Абда и Дуккала, а в прибрежной зоне — между городами Сафи и Эс-Сувейра — песчаники готерива, заключенные в глинах и имеющие мощность 30—50 м. Известняки питают многочисленные родники, выходящие на побережье. Суммарный дебит родников, находящихся в окрестностях г. Сафи, достигает 40 л/с. Песчаники готерива менее водоносны. Дебиты родников, связанных с ними, не превышают 1 л/с. Вода как известняков, так и песчаников пресная, минерализация 0,5—0,6 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Водовмещающие породы верхнего мела представлены преимущественно известняками. В южной части внутренней области питания на подземных водах известняков основано водоснабжение г. Эс-Сувейра (Могодор). Производительность построенного здесь водозабора 30 л/с. Минерализация воды изменяется от 0,16 до 1,2 г/л, а состав соответственно от гидрокарбонатного кальциевого до гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого. На севере области в связи с наличием в известняках гипсоносных прослоев минерализация воды возрастает до 1,5—3 г/л. Водоносность их становится более слабой, дебиты родников и колодцев 0,3—3 л/с.

Севернее гор Джебилет в толще кремнистых известняков маастрихта — эоцена, разделенных прослоями фосфоритоносных мергелей, содержатся воды с минерализацией до 0,6 г/л хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава. По мере движения к побережью минерализация воды увеличивается до 1,5 г/л, а в результате выщелачивания мергелей в значительных количествах появляется фтор. Водоносность известняков слабая.

Проявления водоносности эоценовых известняков в виде родников с дебитами до 1 л/с установлены на плато Марракешская Хауза, между Марракешем и Шишавой, а также около г. Марракеша. В последнем пункте скважиной в известняках встречена напорная вода с установившимся на глубине 18 м уровнем, дебит скважины составлял 4 л/с.

Водовмещающие плиоцен-четвертичные отложения образованы преимущественно прослоями озерных известняков, конгломератов и песчаников виллафранка и нижнего плейстоцена, а разделяющие их водоупорные — прослоями мергелей, глин и песчанистых глин. Максимальная мощность отложений отмечается на равнине Тадла, где она достигает первых сотен метров. В верхней части разреза их распространены гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,4—0,6 г/л. На орошаемых участках минерализация воды возрастает до 1 г/л и более. Примерно такую же минерализацию и хлоридно-гидрокарбонатный магниево-кальциево-натриевый состав имеют воды, формирующиеся в известняках плиоцена на равнине Бахира, расположенной западнее Тадлы. Основными причинами появления здесь этих вод являются наличие гипсоносных прослоев в водовмещающих породах и испарительная концентрация благодаря близкому залеганию их от дневной поверхности в центральной части равнины. К краевой части равнины в плиоценовых конгломератах минерализация воды не превышает 0,7 г/л. Водоносность известняков высокая, дебиты скважин и колодцев достигают 5,5—14 л/с, и лишь там, где вместо известняков появляются мергелистые породы, они уменьшаются до

ТАБЛИЦА 2

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИБРЕЖНЫХ РАВНИН АБДА, ДУККАЛА, ШАУЯ («ГИДРОГЕОЛОГИЯ МАРОККО», 1955)

Возраст водовмещающих пород	Состав	Равнина	Сухой остаток, г/л	Гидростатический уровень, м	Дебиты основных родников, л/с
Верхняя юра	Известняки и мергелистые известняки	Абда	2,0—5,0	30—160	0,1—1,0
Нижний мел	Известняки	Абда	0,5	0—80	2—20
	Мергелистые известняки	Дуккала	2,0—2,5	10—100	0,3—3
	Прослои галечников	Шауя	4,0	20	3,3
Сеноман	Известняки	Мазаган	1,5—3,0	20—80	0,3—3,0
Маастрихт — эоцен	Кремнистые известняки	Ганнтур	0,6—1,5	0—100	0,3—2,2
Плиоцен-четвертичный	Конгломераты, песчаники	Дуккала	2,0—8,0	50—70	0,1—2,2
	Песчаники	Беррешид	1,0—2,5	Нет св.	5,6—28
	Раковинный известняк	Абда	0,4	0—40	0,1—1,1
Четвертичный	Линзы песка и гравия	Дуккала	0,6—1,0	10—50	0,1—1,0

1,4 л/с. Дебиты родников, выходящих из конгломератов между уэдами Тесаут и Эль-Абид, составляют около 200 л/с. Движение подземных вод описываемых отложений направлено на запад к побережью и к себхе Меджнун, служащей местным очагом разгрузки («Гидрогеология Марокко», 1955).

Значительные ресурсы пресных грунтовых вод в плиоцен-четвертичных отложениях формируются в южной части внутренней области питания бассейна. Дебиты родников, выходящих в береговых обрывах, составляют 20—30 л/с, суммарные расходы построенных в долине Тенсифта водозаборов подземных вод достигают 4700 л/с. Движение грунтовых вод здесь также направлено к морскому побережью, а в восточной половине — к уэду Тенсифт. В окрестностях Марракеша покровные суглинки затрудняют просачивание осадков, питание грунтовых вод осуществляется главным образом за счет паводковых вод уэдов, что приводит к ухудшению качества грунтовых вод, особенно в центральной части равнины, где минерализация их возрастает до 3—5 г/л. Некоторые сводные данные о подземных водах внутренней области питания бассейна приведены в табл. 2.

Из изложенного видно, что в пределах изученных глубин Касабланкский бассейн обладает значительными ресурсами пресных подземных вод. Наиболее водоносны юрские закарстованные доломиты и известняки, питающие родники с дебитом до 2000 л/с. Важное практическое значение имеют здесь также воды меловых известняков и песчаников. Дебиты скважин, каптирующих эти воды, до 30—40 л/с. Высокой водоносностью характеризуются и плиоцен-четвертичные отложения, в которых сформировался мощный горизонт грунтовых вод, на которых основано водоснабжение многих населенных пунктов. Таким образом, можно считать, что этот бассейн обеспечен пресными подземными водами достаточно хорошо.

Огромная мощность мезо-кайнозойских отложений, наличие в разрезе этих отложений и в подстилающих их породах лагунных соленосных образований дают основания утверждать, что в глубоких горизонтах бассейна распространены высокоминерализованные термальные во-

ды и рассолы хлоридного натриевого, кальциево-натриевого и, возможно, кальциево-магниево-натриевого состава с иодом, бромом, бором и другими микрокомпонентами.

3. Западно-Рифский артезианский бассейн

Внешнюю область питания бассейна образуют горные сооружения Эр-Рифа, Среднего Атласа и Марокканская месета.

В палеозойских сланцах, кварцитах, гранитах, реже известняках подземные воды имеют спорадическое распространение, обусловленное неравномерной трещиноватостью пород. Пресные воды незначительных ресурсов установлены в прослоях известняков и кварцитов, а также в зоне выветривания гранитов. В сланцах развиты солоноватые воды с содержанием хлора 2—3 г/л.

На севере и северо-западе внешней области питания бассейна в связи с широким распространением шарьяжных покровов водоносные горизонты носят прерывистый характер. В предгорьях Эр-Рифа и верховьях долин Верга и Себу (уэд Инавен) останцовые горы, сложенные юрскими отложениями, заключают небольшие количества пресных подземных вод. К останцу Джебель-Залах, расположенному севернее г. Фес, приурочены выходы 47 родников с дебитами от 0,05 до 5 л/с и с суммарным дебитом летом до 25 л/с (Combe, 1971). Северо-западнее г. Мекнес между уэдами Бет и Себу водоносными в составе юрских отложений являются «песчаники Зерхун», дренирующиеся уэдом Р'Дом. Дебиты родников 1—3 л/с. Наиболее крупный из них — Айн-Зебзар каптирован и вода его используется для водоснабжения г. Сиди-Касем. Скважины, заложенные в долине Р'Дом, в песчаниках на глубине 110—225 м вскрыли воду с дебитом от 0,2 до 13 л/с и минерализацией 1,2—2,5 г/л. Однако интенсивная откачка воды из скважин привела к резкому сокращению дебита родника Айн-Зебзар.

Скважины, пробуренные на плато Фес-Мекнес, вскрыли юрские известняки и доломиты на глубине более 900 м. Эти породы подстилаются здесь соленосными отложениями пермо-триаса и имеют мощность свыше 200 м. Дебиты скважин достигают 30—125 л/с, температура воды 24—35° С.

В Среднем Атласе основные ресурсы подземных вод также заключены в юрских доломитах и известняках. Суммарный дебит нисходящих родников в предгорьях, например группы Айн-Себу, до 3500 л/с. Восходящие родники и родники «переполнения» отличаются меньшими дебитами. Воды обычно пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Лишь там, где юрские водоносные отложения соприкасаются с подстилающими их соленосными породами пермо-триаса, наблюдается повышение минерализации воды и изменение ее состава на хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый (Combe, 1971).

Меловые отложения, слагающие предгорья Эр-Рифа, образованы преимущественно мергельно-глинистыми отложениями с подчиненными им кремнистыми известняками и песчаниками. Дебиты родников, связанных с известняковым флишем, 0,015—0,1 л/с, колодцев 0,3 л/с. Минерализация воды меловых отложений, распространенных западнее Танжера, 2—4 г/л (Thauvin, 1971а). По данным того же автора (1971б), более водоносны в окрестностях Танжера нумидийские песчаники олигоцена. На контакте со сланцами или аргиллитами из них выходят многочисленные родники с дебитами от десятых долей до 2—3 л/с. Ресурсы подземных вод этих песчаников оцениваются в 50—100 л/с. Вода хлоридно-сульфатного или хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава с минерализацией 0,2—0,8 г/л.

Северо-западнее г. Уэззана песчанисто-мергелистые отложения олигоцена образуют мульду площадью около 25 км^2, в центре сложен-

ную миоценовыми водонепроницаемыми мергелями. По окраинам этой структуры выходят родники с пресной водой, дебиты 0,1—0,6 л/с; в центральной части ее под мергелями скважинами на глубине 75 м вскрываются напорные воды с дебитами до 5 л/с. На этих водах основано водоснабжение г. Уэззана. Воду добывают с помощью галерей, дающих 1000 м³/сут зимой и 500 м³/сут летом (Combe, 1971).

Преимущественно в мергелистой толще миоцена местами встречаются водоносные прослои песчаников. В долине среднего течения уэда Верга последние, залегая в небольших плоских синклиналях, содержат пресные, часто напорные воды. Такие воды, в частности, вскрыты на глубине 220—246 м вблизи г. Тафранта, дебит скважины 0,3 л/с. Более водоносными эти отложения оказались около пос. Мджары. Пройденная здесь скважина вскрыла их примерно на той же глубине, но дебит ее был равен 2,5 л/с при снижении уровня на 30 м. Правда, вода оказалась солоноватой, содержание хлористого натрия 5 г/л. Солоноватые воды с дебитом до 2 л/с были получены с глубины до 200 м из песчаников бурдигала, развитых в междуречье Себу и Бет, севернее Мекнеса (Combe, 1971).

Вблизи Танжера пески и песчаники мио-плиоцена мощностью до 350 м образуют небольшую синклинальную структуру Шарф-эль-Акаб. В ней формируется горизонт пресных и солоноватых вод с естественными ресурсами (в зависимости от распределения осадков по годам) 1,7—2,6 млн. м³/год. Усиленный отбор воды из этого горизонта до 1951 г. привел к сработке запасов его, резкому падению уровней и, как следствие, прекращению деятельности родников. Пришлось прибегнуть к закачке паводковых вод уэда Мархар в водоносный горизонт, в результате чего уровень его повысился и деятельность родников возобновилась. В настоящее время водоснабжение Танжера основано зимой на использовании поверхностных вод, а летом — подземных вод структуры Шарф-эль-Акаб при ежегодной закачке паводковых вод в нее в количестве 0,5 млн. м³ (Thauvin, 1971б).

Северо-западнее г. Уэззан на мергелях миоцена под четвертичными суглинками распространены водоносные галечники виллафранка, собранные в небольшую синклиналь. Мощность галечников на краях последней 50 м, но в центральной части увеличивается до 100—200 м. В этом горизонте формируются напорные пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, дебиты скважин составляют 5,4—10 л/с. Ресурсы горизонта оцениваются в $3—10 \cdot 10^6$ м³ воды в год.

Аллювиальные отложения уэдов характеризуются небольшой мощностью и вследствие особенностей состава слабой водоносностью. Формирующиеся в них грунтовые воды имеют минерализацию от 1,1 до 5,2 г/л и поэтому для водоснабжения не используются.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна охватывает равнины Гарб и Нижнего Лукоса, а также плато Мамора, относящиеся к Предрифскому краевому прогибу. Последний заполнен отложениями неоген-четвертичного возраста, залегающими на складчатом фундаменте мезозоя.

На плато Мамора и местами на равнине Гарб единичными скважинами вскрыт маломощный водоносный горизонт в песчаных прослоях верхнего миоцена. Вследствие высокой (3,3—7 г/л) минерализации воды практического интереса этот горизонт не представляет.

Выше располагается повсеместно распространенный водоносный горизонт, сформировавшийся в песках, песчаниках и известняках плиоцен-виллафранкского возраста.

На плато Мамора в горизонте выделяются три зоны: прибрежная со стоком к океану, восточная, дренируемая уэдом Бет, и центральная со стоком к равнине Гарб. В последней благодаря наличию глинистых прослоев различают грунтовые солоноватые воды типа верховодки и

напорные, залегающие под ними на глубине 30—70 м. Мощность этого горизонта 30—70 м, но местами увеличивается до 100 м. Вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,4 г/л. Пьезометры показывают, что движение подземных вод горизонта направлено к побережью и в сторону равнины Гарб на север. Средний коэффициент фильтрации водовмещающих пород горизонта равен $4 \cdot 10^{-4}$ м/с. По данным Ж. Товена (Thauvin, 1966), естественные ресурсы его оцениваются в $154 \cdot 10^6$ м³/год, из них $19 \cdot 10^6$ м³ разгружаются в море, $45 \cdot 10^6$ м³ уходят на пополнение ресурсов горизонта равнины Гарб, остальные расходуются на орошение, водоснабжение и дренируются уэдами Бет и Себу.

На равнине Гарб в песчаных отложениях плиоцена — виллафранка развиты хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 0,5 г/л, образующие достаточно выдержанный горизонт. Последний перекрывается толщей четвертичных отложений мощностью до 100 м, в нижней части водоупорных, отделяющих его от горизонта грунтовых вод, сформировавшегося в верхней части разреза четвертичных образований. В отличие от напорного водоносного горизонта плиоцена — виллафранка грунтовые воды четвертичных отложений в связи с близким залеганием их от поверхности и застойным режимом имеют местами минерализацию до 36 г/л и выше («Гидрогеология Марокко», 1955).

На равнине Нижнего Лукоса мощность водоносного горизонта плиоцен — виллафранкских отложений в зависимости от глубины залегания водоупорных миоценовых мергелей изменяется от 20 до 70 м. Залегает он обычно на глубине 5—10 м. Коэффициент фильтрации водоносных песков и песчаников равен $3 \cdot 10^{-4}$ м/с, естественные ресурсы подземных вод горизонта оцениваются в $250 \cdot 10^6$ м³/год, амплитуда колебания уровня его составляет 2—3 м, минерализация воды менее 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Движение воды горизонта направлено к долине р. Лукос и ее притоку Сак-Сок.

Мощность аллювиальных отложений речных долин изменяется от 20 до 50 м, грунтовые воды залегают в них на глубине 1—3 м на низких террасах и на несколько большей на высоких. В верховьях минерализация воды составляет 0,5—1 г/л, в низовьях увеличивается до 3, редко до 10 г/л, состав воды здесь хлоридно-сульфатный натриевый. В прибрежной части равнины и в понижениях рельефа минерализация воды возрастает до 30—60 г/л (Thauvin, 1971a).

В дюнных песках, развитых на побережье, формируются линзы пресных и солоноватых грунтовых вод с минерализацией до 2 г/л, добываемых с помощью колодцев и галерей для водоснабжения. Вблизи Танжера из таких водозаборов получают до 4—5 л/с.

Из приведенной характеристики следует, что в целом бассейн достаточно хорошо обеспечен ресурсами пресных подземных вод. Основным водоносным горизонтом, за счет которого здесь осуществляется водоснабжение, является плиоцен-виллафранкский, а во внешней области питания бассейна могут быть использованы воды юрских (лейасовых) и палеогеновых (олигоценовых) отложений.

Однако бассейн богат, по-видимому, не только ресурсами пресных подземных вод, но и высокоминерализованных термальных, формирующихся в глубоких горизонтах. Выходы термальных вод различных типов, приуроченные к зонам разрывных дислокаций, известны на нескольких участках. Так, на площади Марокканской месеты отмечены проявления термальных и субтермальных углекислых вод на контакте гранитов с кайнозойскими базальтами. Минерализация воды их составляет 1—2 г/л, а дебиты 1—20 л/с (Combe, 1969). Второй участок с проявлениями минеральных вод из известняков лейаса находится в пред-

горьях Среднего Атласа. Эти источники имеют дебиты от 2 до 450 л/с, температура воды их изменяется от 27 до 53° С, а минерализация от 1 до 30,7 г/л.

4. Мулуинский артезианский бассейн

Этот небольшой прибрежный артезианский бассейн разделяется на два меньших по размерам и несколько отличных друг от друга бассейна — Северо-Рифский и собственно Мулуинский.

Северо-Рифский бассейн располагается в западной части территории. Он включает мелкие межгорные впадины, занятые уэдами Мартиль, Лау, Некор, Керт и Селуан.

Сложный характер взаимосвязи шарьяжных покровов триаса, юры, нижнего мела и тортона с автохтонными горизонтами палеозоя, мезозоя и кайнозоя во внешней области питания бассейна и широкое развитие в разрезе глинистых сланцев, флиша и глинисто-мергельных толщ обусловливают в целом слабую их водоносность и спорадическое распространение подземных вод. Палеозойские сланцы практически безводны. Наиболее водоносны юрские известняки, слагающие массивы осевой зоны Эр-Рифа. Дебиты связанных с ними родников 5—10 л/с, но в интенсивно закарстованных разностях возрастают до нескольких сотен литров в секунду (группа родников около Шавена до 500 л/с; уэд Лау 800 л/с). Воды гидрокарбонатные, иногда гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые. В прослоях песчаников нижнемелового флиша встречаются родники с дебитами 1—10 л/с, минерализация воды до 1 г/л (Thauvin, 1971, а).

Межгорные впадины бассейна, образующие внутреннюю область питания его, выполнены озерными и аллювиально-пролювиальными отложениями четвертичного возраста мощностью от первых десятков метров до 400 м. Сформировавшиеся в этих отложениях воды преимущественно грунтовые, залегающие на глубине 2—5 м в низовьях уэдов до 40—50 м в предгорьях. Мощность водовмещающих горизонтов изменяется от 10 до 60 м. Водоносность их зависит от состава пород, поэтому дебиты колодцев и скважин колеблются от первых единиц литров до 30 л/с, в единичных случаях достигают 70 л/с (рис. 10).

Минерализация воды в верховьях уэдов 0,4—1 г/л, а по направлению к морю возрастает до 5—7 г/л при одновременном увеличении с глубиной. Состав воды хлоридно-гидрокарбонатный магниево-натриевый, хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый.

Питание подземных вод бассейна осуществляется за счет атмосферных осадков и паводковых вод уэдов; разгрузка помимо подземного стока в море происходит еще путем отбора значительного количества воды на орошение. В целом бассейн является достаточно водообеспеченным пресными подземными водами. Например, для равнины Гареб и Бу-Арег к югу от Мелильи ресурсы их оцениваются в $29{,}5 \cdot 10^6$ м^3/год, причем из этого количества $11 \cdot 10^6$ м^3/год расходуется на эвапотранспирацию и орошение, а остальные $18 \cdot 10^6$ м^3/год стекают в прибрежную себху и в море (Thauvin, 1971, а).

Собственно Мулуинский артезианский бассейн располагается восточнее Северо-Рифского. Горные сооружения Высокого и Среднего Атласа, Эр-Рифа и Высоких плато образуют внешнюю область питания его, а межгорные впадины и понижения, дренируемые уэдом Мулуя, составляют внутреннюю область его питания, накопления и разгрузки. В связи с блоковым строением последней, усложняющим общую структуру бассейна, в его пределах выделяется несколько более мелких бассейнов второго порядка: Верхней, Средней и Нижней Мулуи; последний охватывает впадину Герсиф и равнины Ангад и Триффа.

В выветрелой зоне палеозойских гранитов внешней области пита-

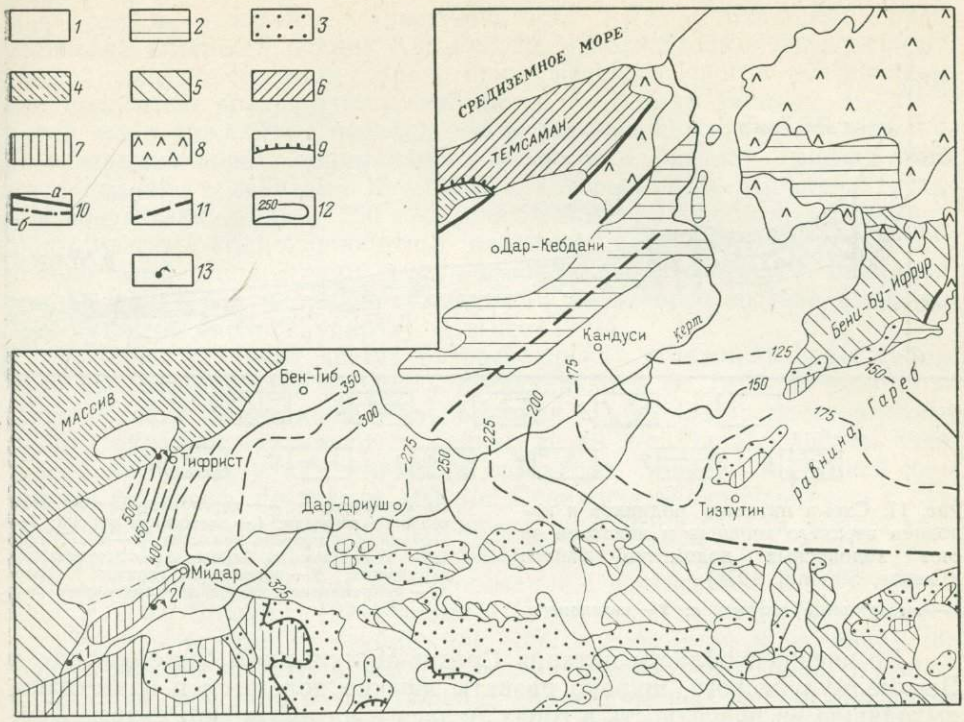


Рис. 10. Схематическая геолого-гидрогеологическая карта долины уэда Керт (Thauvin, 1971)

1 — виллафранкские и четвертичные отложения; *2* — миоцен-плиоценовые отложения (мергели); *3* — миоценовые мергели, прослои песчаников и конгломератов; *4* — миоценовые карбонатные сланцы и силикатные мраморы; *5* — юрские и меловые сланцы, песчаники, мергели; *6* — палеозойские метаморфические сланцы; *7* — горизонт интрарифского шарьяжа; *8* — базальты, андезиты, трахиты, риолиты; *9* — тектонические нарушения пологие; *10* — то же, крутые (прослеженные и предполагаемые); *11* — ось погружения миоценового бассейна; *12* — гидроизогипсы, м; *13* — родники

ния первого из бассейнов развиты грунтовые воды, питающие родники с дебитами 0,1—1 л/с. К известнякам и доломитам юры, обнажающимся в горах, приурочено множество родников, особенно высокодебитных на границе с хребтами Атласа (Анзад-у-Фуне 1000 л/с, Айн-Ларе 250 л/с). Ближе к внутренней области питания дебиты родников уменьшаются до 0,1—5 л/с. Минерализация воды колеблется от 0,5 до 0,76 г/л, температура — от 14 до 38° С, причем максимальная относится к родникам, приуроченным к зоне разлома в известняках. Вода гидрокарбонатная кальциево-магниевая, сероводородная (Combe, 1969).

Известняки турона менее водоносны, чем юрские. Суммарный дебит более чем 250 родников, получающих питание из них, равен 600 л/с, что в среднем немного превышает 2 л/с на каждый родник. Минерализация воды их аналогична минерализации воды юрских известняков.

В олигоцен-миоценовых отложениях бассейна водоносны линзовидные прослои конгломератов, залегающих преимущественно в толще мергелей. Фильтрационные свойства их слабые: проницаемость $1 \cdot 10^{-7}$ м/с, водопроводимость около $1 \cdot 10^{-5}$ м^2/с. Дебиты колодцев и скважин, забирающих воду из этих отложений, 0,01—1 л/с, суммарный водоотбор 200 л/с. Минерализация воды около 0,3 г/л.

С плиоцен-четвертичными конгломератами и известняками, а также аллювием уэдов внутренней области питания бассейна связаны подземные воды, эксплуатируемые большим числом колодцев. Вода залегает в среднем на глубине 6,5 м, отбор ее из конгломератов около 50 л/с. Минерализация воды 0,5—0,8 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, температура 18—20° С (Combe, Simonot, 1971).

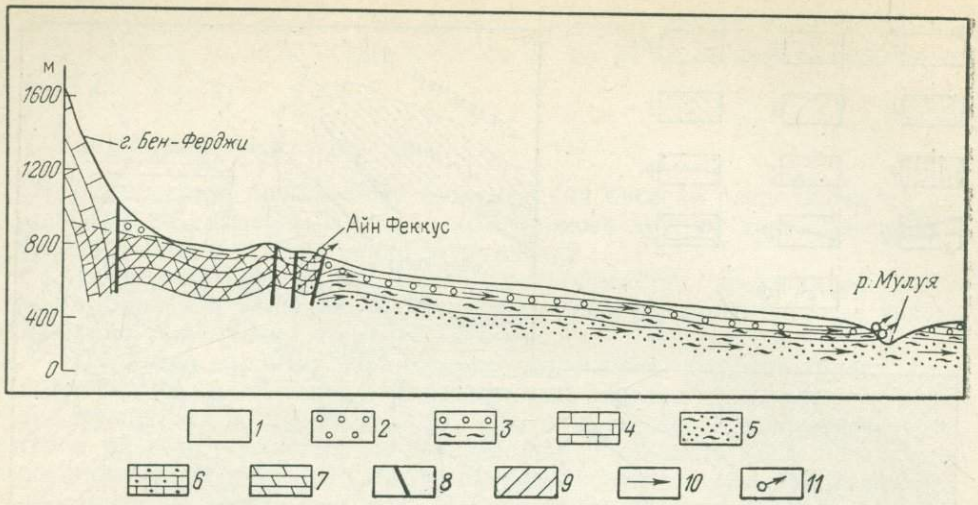


Рис. 11. Схема питания родников и колодцев верхнего миоцена и келловея за счет водоносных доломитов байоса (Combe, Simonot, 1971)

1 — четвертичные отложения; *2* — конгломераты виллафранка; *3* — конгломераты и мергели верхнего миоцена; *4* — известняки турона; *5* — песчаники и мергели келловея; *6* — известняки бата; *7* — доломиты байоса; *8* — тектонические нарушения; *9* — водоносный горизонт байоса; *10* — направление движения подземных вод; *11* — родник

Во внешней области питания Средне-Мулуинского бассейна, как и Верхне-Мулуинского, широко развиты юрские доломиты и известняки, выходящие на поверхность в горах Атласа и на плато Эр-Реккам. Суммарный дебит родников, питающихся водами этих пород, достигает 800 л/с, из них дебит самого крупного — Айн-Тиссаф около Утат-эль-Хадж составляет 240 л/с. На северо-востоке бассейна напорная вода в юрских известняках вскрыта скважинами глубиной 270—700 м, дебит скважин 30—60 л/с. На отдельных участках водоносными оказались и юрские песчаники, переслаивающиеся с мергелями. Они образуют пачки мощностью 10—60 м. Однако водоносность их значительно ниже водоносности известняков. Дебиты родников и скважин 0,001—2 л/с. Минерализация воды юрских отложений изменяется от 0,25 до 3 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатный кальциево-магниевый.

На плато Эр-Реккам подземные воды приурочены к меловым известнякам. Дебиты родников, связанных с ними, 1—2 л/с, дебит скважины, пройденной около Миссура, 0,3 л/с, минерализация воды 0,9 г/л.

Долина Мулуи сложена конгломератами миоцена и плиоцен-четвертичного возраста, а также четвертичными аллювиально-пролювиальными и аллювиальными отложениями (рис. 11).

Дебиты родников и скважин, каптирующих воду миоценовых конгломератов, обычно не превышают первых литров в секунду, минерализация ее 0,5—2 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатный. Дебиты родников и колодцев, питающихся водами плиоцен-четвертичных отложений, колеблются от 0,5 до 3 л/с, минерализация воды 1—7 г/л, состав сульфатный и хлоридно-сульфатный натриевый.

Нижне-Мулуинский артезианский бассейн включает небольшие межгорные впадины Герсиф и Таурирт-Уджда, а также прибрежную равнину Триффа, являющиеся внутренними областями питания бассейнов более высокого порядка, чем бассейн в целом. В горах Среднего Атласа, Высоких плато, Бени-Бу-Махид и Бени-Снассен, составляющих внешнюю область питания бассейна, распространены подземные воды метаморфических сланцев и кварцитов палеозоя, известняков и сланцев триаса и карбонатных пород юры.

Данные о водоносности палеозойских и триасовых отложений отсутствуют. Основными водоносными породами здесь являются извест-

няки и доломиты юры. Дебиты родников зависят от режима выпадения осадков, а также от трещиноватости и закарстованности пород. Наиболее интересен родник Айн-Регада, находящийся в зоне разлома, проходящей по северному краю Бени-Снассена. Иногда деятельность его полностью прекращается, иногда он дает воду лишь на 1—3 ч в сутки, но в дождливые периоды дебит увеличивается до 100—500 л/с. В указанных горах, обрамляющих впадины и равнину Триффа, имеются родники с дебитами 15—100 л/с, которые после выпадения осадков возрастают до 150—250 л/с, много также малодебитных родников. Воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые, на контакте с соленосными отложениями триаса солоноватые и соленые с минерализацией до 11 г/л, хлоридно-сульфатного натриевого состава (родники Айн-Гуттитир около Таурирта) (Carlier, 1971).

В более глубоких частях разреза юрских отложений воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 9—15,5 м. Водоносность известняков неравномерная. Наиболее распространенные дебиты скважин варьируют от единиц до 40 л/с. Однако дебиты скважин, пройденных в известняках и доломитах нижней и средней юры вблизи г. Герсиф, достигают 100 л/с. Скважина около Эль-Аюна с глубины 200 м давала 2 л/с при понижении уровня на 14 м, а дебиты трех скважин западнее г. Уджды, вскрывших известняки лейаса на 100—150 м, примерно при том же понижении, достигали 4 л/с (Nguyen Quang Trac, Simonot, 1971). Вместе с тем одна из скважин в районе пос. Беркан, вскрыв на глубине 280—350 м доломиты, залегающие под мергелями, не встретила воду, а другая в этом же районе глубиной лишь 63 м пересекла в этих породах две водоносные зоны и оказалась высокодебитной. Минерализация воды в верхней части разреза 0,4—0,7 г/л, состав гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый. Вниз по разрезу минерализация и температура воды возрастают, состав ее изменяется на хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый.

Водоносность миоценовых отложений установлена во впадине Герсиф. Водовмещающие породы представлены песчанистыми известняками и конгломератами, заключенными между водоупорными мергелями. Воды напорные, дебиты скважин невысокие. Слабыми дебитами обладают и родники, питающиеся водами этих отложений и выходящие на поверхность в береговых обрывах Мулуи и ее притоков. В целом ресурсы подземных вод миоцена оцениваются здесь в 50 л/с, минерализация их колеблется от 0,5 до 3 г/л, состав пестрый. Миоценовые отложения равнины Триффа и впадины Таурирт-Уджда до изученной глубины 60—700 м образованы мергелями, вода в них практически отсутствует.

Неоген-четвертичный комплекс содержит несколько водоносных горизонтов. На равнине Бу-Хурия между Эль-Аюном и Удждой в толще четвертичных отложений мощностью до 100 м, состоящей из конгломератов, суглинков и озерных известняков, распространены грунтовые воды. В зависимости от сезона года уровень их располагается на глубине от 22 до 28 м, мощность водовмещающих пород варьирует от 2 до 45 м. Запасы этих вод оцениваются в 150—225 млн. м^3, а ежегодно возобновляемые естественные ресурсы изменяются от 7,5 до 15 млн. м^3 (Nguen Quang Trac, Simonot, 1971). Минерализация воды колеблется от 0,35 до 1,1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, реже хлоридный натриевый.

На равнине Ангад северо-западнее г. Уджды водовмещающие породы плиоцен-четвертичного возраста представлены вулканическими туфами, пеплами, базальтами, озерными известняками, конгломератами и глинистыми песками с гравием. Проницаемость пород колеблется от 1 до $10 \cdot 10^{-4}$ м/с, водопроводимость $1{,}1—3 \cdot 10^{-2}$ м^2/с. Вода находится

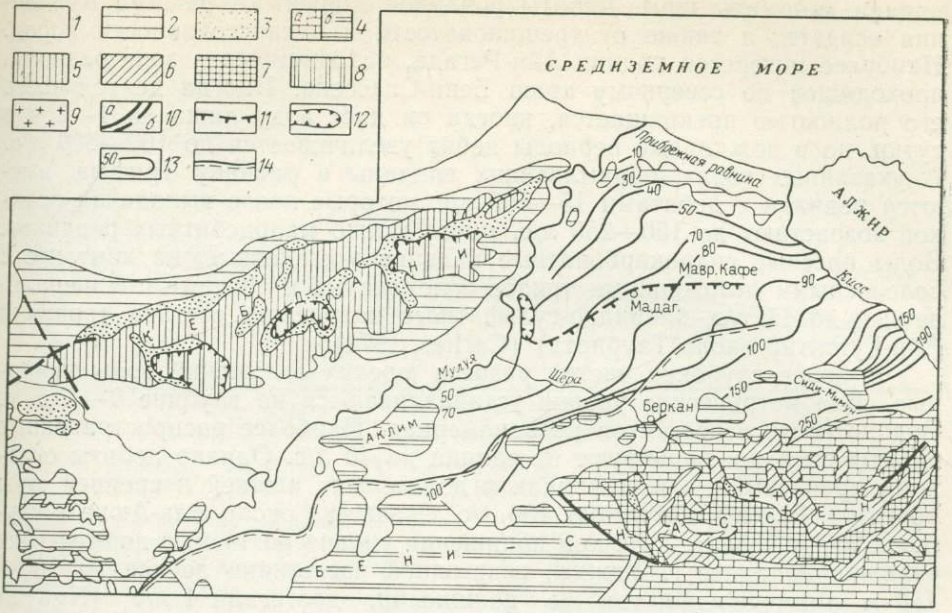


Рис. 12. Схематическая гидрогеологическая карта равнины Триффа, Нижняя Мулуя (Carlier, 1971)

1 — плиоцен-четвертичные отложения; *2* — неогеновые отложения; *3* — нижнемиоценовые отложения; *4* — юрские отложения: *а* — лейас, *б* — мальм или доггер; *5* — юрские отложения нерасчлененные; *6* — пермо-триасовые отложения неразделенные; *7* — палеозой; *8* — серия Сенхаджа (палеозой, триас, юра); *9* — диориты; *10* — тектонические нарушения: *а* — установленные; *б* — предполагаемые; *11* — флексурообразное залегание; *12* — несогласное залегание; *13* — гидроизогипсы, м; *14* — основной канал

на глубине от 15 до 75 м. Ресурсы ее оцениваются в 2—2,5 тыс. л/с, причем около половины их расходуется на орошение, эвапотранспирацию и дренируется уэдом Исми, остальная часть через уэд Тафла и равнину Марния стекает в Средиземное море. Минерализация воды 1—3 г/л, изредка встречаются воды с минерализацией до 1 г/л и соленые с минерализацией до 5 г/л. Состав изменяется от гидрокарбонатного кальциево-магниевого до хлоридно-сульфатного натриевого.

На равнине Триффа, расположенной севернее Бени-Снассена и отделенной от моря небольшим поднятием Улад-Мансур (рис. 12), водоносны континентальные и озерные плиоценовые и четвертичные отложения. В районе пос. Мадаг до глубины 125 м в указанных отложениях встречено четыре водоносных горизонта, располагающихся на глубине 16, 48, 96 и 115 м. Два первых объединяются в единый водоносный горизонт и считаются четвертичными, два последних относятся к отложениям плиоцена или понта. Эксплуатируются два верхних горизонта. К началу пятидесятых годов здесь было построено около 400 буровых колодцев. За 10 лет эксплуатации общий дебит откачиваемой из этого горизонта воды увеличился примерно с 1800 до 2300 л/с, снижение статического уровня за то же время составило около 6 м. Глубина шахтных колодцев на востоке равнины 25—30 м, на западе 10—12 м («Гидрогеология Марокко», 1955). Более поздние исследования Ф. Карлье (Carlier, 1971) показали, что водопроводимость вмещающих пород колеблется от 2,59 до 1555 м²/сут, т. е. является достаточно высокой. Как видно из рис. 12, поток подземных вод направлен от массива Бени-Снассен на север и северо-запад. Уклон его изменяется от 0,025 вблизи предгорий до 0,003 на равнине.

Колебания уровня воды зависят от режима выпадения осадков и паводков на реках, а на отдельных участках и от поступления ирригационных вод. Амплитуда колебаний уровня весьма значительна (0,75—

13,5 м). Резкие колебания последней нивелируются лишь вблизи долины Мулуи, где происходит разгрузка подземных вод и на поверхность выходят родники, дебиты которых в зависимости от времени года изменяются от 200 до 1000 л/с (данные по четырем родникам, находящимся к западу от Мадага). Ресурсы подземных вод равнины оцениваются в $52—57 \cdot 10^6$ м^3/год. Минерализация воды колеблется от 0,5 до 11 г/л.

Приморская равнина характеризуется чередованием на ее террасах, сложенных почти исключительно песками, водоносных горизонтов с пресной и соленой водой, образовавшихся вследствие инфильтрации морской воды.

5. Телль-Атласский сложный артезианский бассейн

Этот вытянутый вдоль Средиземноморского побережья на многие сотни километров бассейн состоит из четырех меньших бассейнов — Шелифского, Митиджского, Аннабинского и Меджердинского.

Шелифский бассейн пространственно тяготеет к западной части Предтелльского прогиба и примыкающей к нему с севера одноименной наложенной впадине. Эта впадина, совпадающая с нижним течением р. Шелиф и Оранскими равнинами, служит внутренней областью питания бассейна, а обрамляющие ее хребты Трара, Тлемсен, Дая, Саида и массивы Дахра и Варсенис с разделяющими их Тлемсенской, Белль-Абесской и Маскаринской межгорными равнинами составляют его внешнюю область питания.

Локально развитые метаморфизованные отложения палеозоя и песчано-глинистые соленосные образования пермо-триаса слабо водоносны. Доминирующие во внешней области питания карбонатные породы юры и мела характеризуются широким развитием карста. Благодаря этому они обладают высокой водоносностью и питают большое число родников, приуроченных чаще всего к контактам различных по проницаемости пород или к зонам разрывных дислокаций. Крупные родники имеются в горных массивах Варсенис, Дахра, Трара, Тлемсен. Так, дебит родников Себду в предгорьях Трары около 800 л/с. Наилучшим качеством воды отличаются родники массива Варсенис. Минерализация ее не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. На контакте с загипсованными породами пермо-триаса наблюдается повышение минерализации, состав воды изменяется на сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный (Calembert, 1940).

В пределах межгорных равнин внешней области питания юрские и меловые породы погружаются на большую глубину под отложения миоцена. Отрывочные данные по скважинам на нефть указывают, что глубокие воды названных пород отличаются высокой минерализацией. Например, скважина, расположенная западнее г. Сиди-Бель-Аббес, в интервале 1688—4036 м вскрыла воду в юрских карбонатных породах с минерализацией 26—47 г/л. Развитые здесь отложения миоцена также содержат высокоминерализованную воду. Такая вода с минерализацией от 100 до 150 г/л была встречена в песчаниках на глубине 1022—1247 м скважиной около Маскары («Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов», 1971).

Описанные воды глубоких горизонтов юры, мела и неогена являются, по-видимому, высокотермальными, на что указывают проявления термальных источников, связанные с зонами разломов, секущих породы юры и неогена. Например, температура воды источников Айн-Ментила, находящихся южнее Эль-Аснама, 33° С, минерализация 159,8 г/л. Горячая вода в источниках Бен-Шиейф около Тлемсена и др.

Важное значение во внешней области питания имеют грунтовые воды аллювиальных отложений уэдов и конусов выноса предгорий.

В частности, на Северо-Тлемсенской равнине воды аллювиальных галечников широко используются для водоснабжения, здесь построены сотни шахтных колодцев и пробурено много скважин глубиной от 8 до 40 м. Дебиты последних достигают двух и трех десятков литров воды в секунду. Воды, обладая повсеместно минерализацией до 1 г/л, отличаются хорошими вкусовыми качествами.

Внутренняя область питания бассейна сложена меловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Сведения о подземных водах пород мелового возраста отсутствуют. Отложения неогена (вероятно, преимущественно миоцена) мощностью до 1500 м представлены известняками, загипсованными мергелями, конгломератами, песками, трепелами. В них сформировались подземные воды с минерализацией 13—80 г/л («Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов», 1971). Наличие в Шелифской впадине и на сопредельных площадях нефтяных месторождений позволяет предполагать, что эти воды по составу хлоридные натриевые или натриево-кальциевые, термальные, содержащие азотно-метановые газы.

В отложениях нижнего плиоцена, иногда объединяемых с верхней частью разреза миоцена, до глубины 200 м распространены пресные напорные воды, в то время как в породах верхнего плиоцена и четвертичных распространены грунтовые воды с минерализацией не ниже 1,5—5 г/л, сформировавшиеся под влиянием испарительной концентрации. Пресные и слабосолоноватые воды встречаются здесь лишь в аллювиальных отложениях р. Шелиф и других более мелких уэдов, где они залегают на глубине 1—6 м. Однако и в этих отложениях с глубиной минерализация воды возрастает. Так, на второй террасе указанной реки на глубине 50 м встречены хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 1,1—2,8 г/л (Durand, 1956).

Помимо пресных и высокоминерализованных вод и рассолов, а также термальных вод бассейн богат углекислыми минеральными водами. Здесь в окрестностях Орана расположены наиболее известные месторождения их — Хаммам-Бу-Хаджер, Сент-Антуан и Хаммам-Селлама. Содержание углекислоты в воде составляет 1,5—2,6 г/л, минерализация ее 3,5—16,9 г/л (Cuigue, 1952).

Внешняя область питания Митиджского бассейна представлена горами Титери, Атлас-Блида, Бибан и сильно расчлененным палеозойским массивом Большой Кабилии, а внутренняя — одноименной межгорной впадиной.

Палеозойские образования сложены сланцами, алевролитами и мергелями. В коре выветривания этих пород распространены грунтовые воды, залегающие на глубине 2—10 м. Водоносность пород слабая, минерализация воды колеблется от 0,4 до 3 г/л.

Высоководоносными, как и в Шелифском бассейне, являются карбонатные породы юры и мела, питающие ряд мощных родников, содержащих как пресную, так и слабосолоноватую, а в случаях, если выходы их приурочены к контакту известняков с соленосными отложениями пермо-триаса, то и соленую воду (Хаммам-Ксенна 5,5 г/л, Хаммам-Мелуан 29,4 г/л). Высокой водоносностью характеризуются и палеоген-неогеновые отложения, слагающие внешнюю область питания и представленные преимущественно песчаниками.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна сложена породами плиоцена и четвертичного возраста. Первые представлены мергелями, песчаниками, конгломератами, алевролитами, составляющими толщу мощностью в несколько сотен метров.

Подземные воды их изучены слабо. По данным скважины на нефть, пройденной в г. Музайя, известно лишь, что эти воды в интервале 168—177 м содержат 0,5 г/л хлористого натрия, а на глубине 909—1086 м — 38 г/л («Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов», 1971).

Основные ресурсы пресных подземных вод в бассейне приурочены к виллафранкским и четвертичным отложениям. В составе последних водоносны аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и делювиально-элювиальные образования.

Воды в пойменных частях долин рек Иссер, Ауджа, Мерджа, по данным Л. И. Степанищева, залегают на глубине 0,3—10 м, в дельтово-лагунных участках они приобретают местный напор 1—30 м. Водоносность пород высокая. На надпойменных террасах долин грунтовые воды располагаются на глубине 0,25—14,7 м. Водоносность отложений слабая, дебиты родников и колодцев 0,0004—0,01 л/с, минерализация воды 0,2—0,8 г/л. Минерализация воды валунно-галечниковых отложений конусов выноса уэдов Ауджа и Мерджа 0,4—1,1 г/л. В элювиально-делювиальных отложениях вода находится на глубине 2—10 м, мощность обводненной части их в среднем 6 м. Водоносность пород слабая, минерализация воды пестрая — 0,4—2,9 г/л, иногда до 5 г/л.

В бассейне известны проявления разнообразных по газовому составу минеральных вод — углекислых, сероводородных и азотных, приуроченных большей частью к зонам разрывных дислокаций.

Аннабинский бассейн отличается от двух вышеописанных значительными размерами внешней области питания, охватывающей горы Ходна, Бибан, Константины, Меджерды, Нумидийский хребет, возвышенности Малой Кабилии.

В зоне выветривания гнейсов и гранитов докембрия мощностью 10—15 м распространены грунтовые воды. Они питают несколько родников с дебитами до 0,5 л/с. Минерализация воды 0,15—0,3 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Вода родников, выходящих из массивов, сложенных ультраосновными породами, имеет минерализацию до 0,7—0,8 г/л и гидрокарбонатный магниевый состав. Значительно выше водоносность этих пород в зонах разрывных нарушений, где дебиты скважин колеблются от 0,5 до 1,5 л/с. Минерализация воды пестрая, но в целом более высокая, чем вне зон разломов; вблизи сульфидных месторождений воды сульфатные, кислые с микрокомпонентами.

Песчаники и известняки пермо-триаса, развитые в надвиговых структурах на севере Нумидийского хребта, питают родники с дебитами 0,01—0,1 л/с. Минерализация воды 1,2—2 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый. К водоносным загипсованным мергелям и доломитам, распространенным к востоку от Гельмы и в отрогах Большой Кабилии, приурочены родники с дебитами 1—3 л/с, вода жесткая сульфатного кальциевого состава, минерализация 1,5—4 г/л.

В карбонатных отложениях юры отмечаются свободные трещинные и трещинно-карстовые подземные воды, которые при погружении под меловой флиш или водоупорные породы олигоцен-миоцена приобретают напор, величина которого достигает нескольких сотен метров. Дебиты скважин 1—6 л/с, но после дождей возрастают до нескольких десятков, а иногда и сотен литров в секунду. Воды пресные гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые. С глубиной минерализация и температура воды возрастают, на что указывают родники, выходящие в зонах разломов. Например, минерализация воды родника Хаммамин, находящегося юго-восточнее г. Скикда, равна 3 г/л, температура 47° С (Waring, 1965). Водоносность мелового флиша слабая, подземная вода в нем отмечается спорадически, дебиты родников составляют десятые доли литра в секунду.

В горах Малой Кабилии, Бибан и Гергур выделяется водоносный комплекс неразделенных сеноман-эоценовых отложений, образованных известняками и песчаниками. Высокая водоносность этих пород фиксируется в зонах разрывных дислокаций, где притоки воды в скважины достигают 10—20 л/с, а дебиты родников 400 л/с (группа родников Ле-Хама к северу от г. Константина) (Juigue, 1952), Минерализация

воды 0,5—1,5 г/л, состав гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый.

Олигоценовые отложения, развитые во внешней области питания, состоят из глин, аргиллитов и песчаников. Водоносны песчаники. Дебиты скважин менее 1 л/с, минерализация воды 0,5—4 г/л.

Неогеновые песчаники и конгломераты с резко подчиненными прослоями мергелей и глин водоносны либо в верхней выветрелой зоне, либо в зонах разрывных нарушений. Дебиты родников вне зон разломов 0,1—0,2 л/с, дебиты скважин в зонах разломов 2—5 л/с. Воды пресные и слабосолоноватые, особенно на участках проявлений сульфидного оруденения.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна, совпадающей с синклинальной структурой равнины Аннаба, водоносны отложения неогена и четвертичного возраста.

Данные о подземных водах неогена отсутствуют. Можно лишь предполагать, что в них имеются напорные воды, по-видимому, пресные в краевой части синклинали и более минерализованные существенно иного состава в ее центральной части.

Из четвертичных отложений равнины наибольший интерес представляют аллювиальные воды уэдов. Максимальная мощность обводненного аллювия отмечается в дельтах долин, однако водоносность его пестрая. Так, по данным Л. И. Степанищева, в дельте уэда Гебли (Колло) дебиты колодцев и скважин колеблются от 0,7 до 14,7 л/с при понижении уровня до 5 м, а в дельте уэда Саф-Саф дебиты скважин составляют 5—7 л/с.

Аллювиально-пролювиальные отложения образуют конусы выноса в предгорьях Телльского Атласа. Они представлены песчано-щебенистыми и суглинистыми накоплениями, весьма не выдержанными как в разрезе, так и по простиранию. Вследствие этого водоносность их довольно пестрая и в целом невысокая (дебиты колодцев составляют десятые доли литра в секунду). Минерализация воды изменяется от 0,4 до 3,8 г/л, состав — от гидрокарбонатно-хлоридного до хлоридного натриевого.

В прибрежной зоне бассейна грунтовая вода, часто солоноватая, формируется в дюнных песках около городов Джиджелли, Скикда и юго-восточнее г. Аннаба. Ресурсы ее невелики.

В целом можно считать, что Аннабинский бассейн пресными подземными водами обеспечен достаточно хорошо. Наряду с этими водами в нем широко распространены высокоминерализованные воды и рассолы, а также минеральные воды. Среди последних установлены термальные, азотные и углекислые приуроченные, как правило, к зонам тектонических нарушений.

Меджердинский артезианский бассейн на юге ограничен Тебесским и Тунисским хребтами, а на западе и северо-западе — Тунисским, или Береговым Атласом, образующими внешнюю область его питания. Бассейн приурочен к зоне сочленения Северо-Атласской покровно-складчатой и Южно-Атласской глыбово-складчатой систем, разделенных Южно-Телльским краевым прогибом, наиболее погруженные участки которого совпадают с современной долиной Меджерды. Последняя является внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна.

Во внешней области питания бассейна развиты преимущественно карбонатные и песчаниковые породы юры и мела, но подземные воды их изучены слабо. Дебиты родников в зависимости от трещиноватости пород колеблются от 0,1 до 4 л/с. Наиболее высокая водоносность отмечается на участках интенсивной закарстованности известняков или в зонах разрывных дислокаций. Воды большей частью пресные, однако в местах выхода или неглубокого залегания соленосных отложений

пермо-триаса минерализация родниковой воды возрастает до 1,7—52,8 г/л, а температура до 22—50° С (Djellouli, 1969). Водоносны во внешней области питания также карбонатные породы эоцена, песчаники и конгломераты олигоцена. Там, где в кровле этих пород залегают мергели, вода приобретает напорный режим, минерализация 0,5—1 г/л.

Во внутренней области питания и накопления подземные воды связаны с отложениями мио-плиоцена и четвертичного возраста. Мио-плиоценовая континентальная моласса мощностью до 2500 м содержит горизонты пресных и солоноватых подземных вод, которые на глубине метаморфизуются и становятся солеными, а возможно, рассолами. Значительные ресурсы пресных подземных вод скорее всего можно ожидать на участках развития виндобонского яруса миоцена. Из четвертичных отложений преимущественно пресные грунтовые воды встречаются в аллювиальных отложениях долины Меджерды, хотя и здесь на участках близкого залегания их от дневной поверхности под влиянием эвапотранспирации они приобретают повышенную минерализацию и становятся солоноватыми и солеными. В прибрежной зоне бассейна грунтовые воды, связанные с плиоцен-четвертичными песками, характеризуются пестрой минерализацией и прерывистым распространением. В эоловых песках побережья установлены линзы пресных грунтовых вод, особенно крупные, со значительными ресурсами, к востоку от г. Табарки и в окрестностях г. Бизерты (Gosselin, 1951).

6. Тунисский артезианский бассейн

Этот бассейн площадью 67 500 км² расположен на крайнем востоке описываемого района. Внешняя область питания его образована Тунисским и Тебессайским хребтами, а также возвышенностями Сахарского Атласа. Внутренняя область питания приурочена к равнинным пространствам, известным под названием Низкой степи, или Сахеля.

Сложность тектонического строения внешней области питания и особенности ее рельефа обусловили наличие здесь мелких гидрогеологических структур более высокого порядка с местными очагами разгрузки по зонам тектонических нарушений. Подземные воды связаны главным образом с породами мезо-кайнозойского возраста.

Триас представлен глинами, гипсами, доломитами, каменной солью. Приуроченные к ним воды отличаются высокой минерализацией и чаще всего относятся к крепким рассолам.

Юрские карбонатные породы, слагающие отдельные горные массивы, заключают пресные воды, питающие крупные родники или группы их. С глубиной минерализация воды юрских известняков увеличивается. В меловых отложениях установлено два водоносных горизонта, отделенных от юрских известняков и миоценовых песков прослоями аргиллитов и глин. Водовмещающие породы представлены песками и песчаниками готерива и баррема, а также известняками кампан-маастрихта. Водоносность пород высокая, родники, связанные с ними, имеют устойчивые дебиты 3—4 л/с (Despois, 1955). В разрезе эоценовых отложений водоносны известняки и песчаники, содержащие преимущественно пресные воды. Там, где указанные породы перекрываются глинами или другими водоупорными образованиями, воды становятся напорными. Выходящие из пород эоцена в отрогах Тунисского хребта многочисленные родники имеют дебиты 3—6,5 л/с, минерализация воды 0,4—0,6 г/л, иногда до 1,4 г/л (Gosselin, 1951; Despois, 1955). Миоценовые пески, песчаники и карбонатные породы отличаются слабой водоносностью. Небольшими ресурсами пресных грунтовых вод обладают и четвертичные отложения уэдов и конусов выноса.

Распределение и динамика подземных вод внешней области питания зависят от особенностей тектонического строения. По Л. К. Датчеру и К. Э. Томасу (Dutcher, Thomas, 1968), в многочисленных мелких синклинальных структурах, сложенных отложениями мела и палеоген-неогена, скапливаются подземные воды в количестве 250—300 л/с (в каждой). С многочисленными разрывными нарушениями Г. Кастани (Castany e. a., 1952) связывает образование здесь так называемых гидравлических порогов. Один из таких порогов установлен им в районе г. Кассерина, где складчатые структуры Тунисского Атласа, сложенные меловыми и миоценовыми породами и ориентированные в северо-восточном направлении, обрываются сбросовой долиной, заполненной толщей четвертичных песчано-глинистых образований мощностью до 300 м. Сформировавшийся в песчаниках миоцена и известняках сеномана подземный поток с расходом до 400 л/с, двигаясь с юга на север и встречая зону разлома, разгружается в виде восходящих родников, при этом уровень подземных вод резко снижается, образуя порог высотой до 20 м. Аналогичные пороги установлены Г. Кастани в районе Гафса и Хаджиб-аль-Айун. Автор рассматривает их в качестве естественных подземных барражей. А. И. Силин-Бекчурин (1962) считает их «подземными каналами, в которых под влиянием гидростатического напора происходит разгрузка подземных вод в виде восходящих источников» (с. 63).

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна сложена пермо-триасовыми, юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями. Многочисленными зонами разрывных дислокаций она разделена на небольшие бассейны следующего порядка, среди которых наиболее крупные — Кайруан-Сахель и Эль-Джем-Махдия (Dutcher, Thomas, 1968).

Наличие соленосных пород в разрезе пермо-триаса предполагает формирование в нем соленых вод или высококонцентрированных рассолов. Юрские отложения содержат слабосолоноватую или пресную воду лишь на участках близкого залегания их от дневной поверхности или там, где они обнажаются в тектонических блоках. На более значительных глубинах вода в этих отложениях, как и в пермо-триасовых, по-видимому, высокоминерализованная и термальная. Косвенно это предположение подтверждается наличием родников, приуроченных к зонам разломов. Например, родник Хаммам-Салхин, находящийся юго-западнее г. Кайруан, имеет минерализацию воды 28,06 г/л и температуру 65° С; Айн-Ребау — соответственно 5,4 г/л и 28° С (Djellouli, 1969).

Водовмещающие породы меловой системы представлены преимущественно известняками, отделенными от выше-и нижележащих водоносных пород юры и палеогена мощными пачками аргиллитов и глин. Водоносность известняков высокая, дебиты родников колеблются от 3 до 7,5 л/с. Вода как в родниках, так и в скважинах слабосолоноватая с минерализацией 1,6—4 г/л, увеличивающейся с глубиной (Despois, 1955).

В разрезе палеогена (эоцена и олигоцена) водовмещающими являются известняки, пески и песчаники. Судя по родникам, выходящим из указанных пород, водоносность последних пестрая. Например, родники, питающиеся водой эоценовых песчаников, имеют дебиты от 3 до 6,5 л/с. Известняки эоцена более водоносны. На этих водах основано, в частности, водоснабжение г. Тунис. Минерализация воды 0,4—0,6 г/л, иногда до 1,4 г/л.

В отложениях миоцена, сложенных известняками, песчаниками и песками, разделенных прослоями аргиллитов, гипса и глин, имеется несколько напорных горизонтов, образующих водоносный комплекс, распространение которого показано на рис. 13. Водоносность пород в це-

лом высокая, дебиты скважин в среднем достигают 10 л/с. Две скважины вблизи г. Сфакс, вскрывшие напорные воды на глубине 500 м, имели дебиты 112 и 116 л/с. Дебит водозабора, построенного северо-восточнее г. Кассерин, составляет 160 л/с, а отбор воды из небольшой синклинали, сложенной миоцен-плиоценовыми известняками и песками западнее г. Кайруан, достигает, по данным Л. К. Датчера и Х. Э. Томаса (Dutcher, Thomas, 1968), 250 л/с. Наряду с пресными подземными водами, широко используемыми для водоснабжения, в отложениях неогена на некоторых участках отмечаются соленые воды с минерализацией в понижениях рельефа до 10 г/л (Despois, 1955).

Поток подземных вод, сформировавшийся во внутренней области питания бассейна, как видно из рис. 13, направлен в сторону Средиземного моря. Кроме того, имеются очаги разгрузки их и в пределах самой области питания, представленные такими крупными себхами, как Сиди-эль-Хани, Мата-эль-Мокнин и др., где она осуществляется путем эвапотранспирации. На некоторых участках глубокие водоносные горизонты разгружаются через зоны разломов, значительное количество воды извлекается из недр бассейна для орошения земель и водоснабжения населенных пунктов.

7. Артезианский бассейн Высоких плато

Этот сложный артезианский бассейн имеет площадь около 136,3 тыс. км^2. От соседних бассейнов он отделен горами и хребтами Высокого Атласа, Телль-Атласа и Сахарского Атласа. В тектоническом отношении Высокие плато являются частью Южно-Атласской складчато-глыбовой системы, в строении которой участвуют породы докембрия и палеозоя, слагающие фундамент бассейна, а также мезозойские и кайнозойские отложения, образующие его осадочный чехол мощностью в несколько тысяч метров.

В пределах этого крупного бассейна выделяется шесть более мелких бассейнов второго порядка: Фигигский, Бергентский, Шергинский, Шеллалинский, Ходна и Высоких равнин Константины.

Фигигский бассейн, очень небольшой по площади, расположен в пониженной зоне между Высоким и Сахарским Атласами. Горы Груз и Эль-Ксур на юге и юго-востоке, Клах и Дуг (к северу от г. Бу-Арфа) на севере и небольшие водораздельные поднятия по восточному краю равнины Тамлельт на западе образуют внешнюю область питания бассейна. Внутренняя область питания его приурочена к равнине одноименного оазиса.

В тектоническом отношении площадь бассейна представляет собой часть древнего прогиба у южного края Высокого Атласа. В строении его участвуют в основном известняково-доломито-мергельные толщи нижней и средней юры, залегающие на породах пермо-триаса и перекрытые тонким чехлом четвертичных суглинков. Юрские отложения смяты в складки и разбиты рядом разломов.

Известняки и частично доломиты юры содержат солоноватые воды с минерализацией 1,2—1,4 г/л и более, хлоридного кальциево-натриевого состава. Довольно многочисленные, но малодебитные родники всегда связаны с зонами разрывных дислокаций. Родники в районе г. Бу-Арфа, где дебит наиболее крупного из них достигает 4—5 л/с, в периоды засухи прекращают свою деятельность. Родники в оазисе Фигиг каптированы галереей — фоггара, дающей до 160 л/с воды, однако этот постоянный водоотбор постепенно приводит к общему понижению уровня водоносного горизонта. Температура воды некоторых родников достигает 33° С («Гидрогеология Марокко», 1955).

Бергентский бассейн самый западный в районе Высоких плато. В его состав входят горы Бу-Арфа на юге, Дебду — Джерада на се-

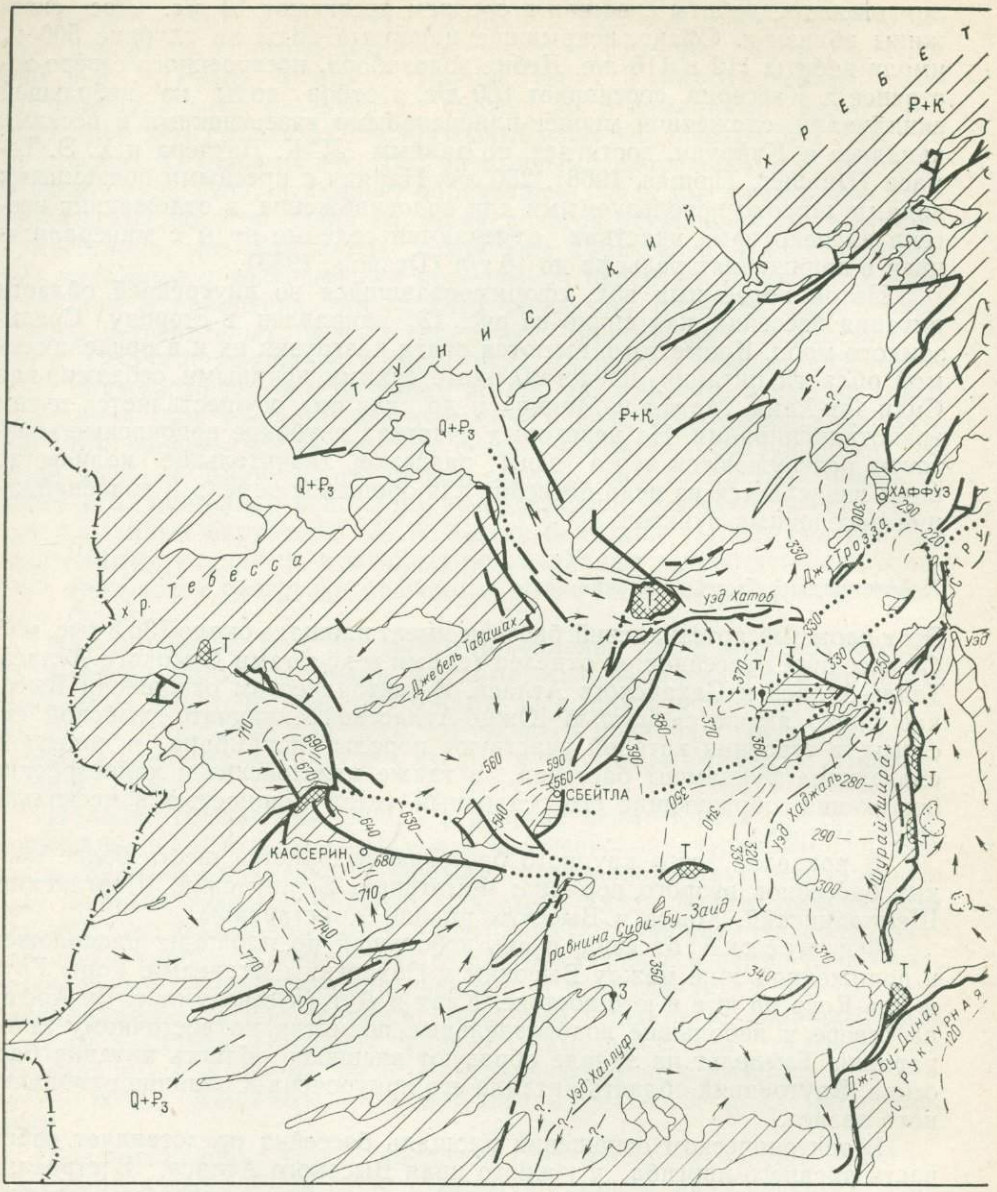
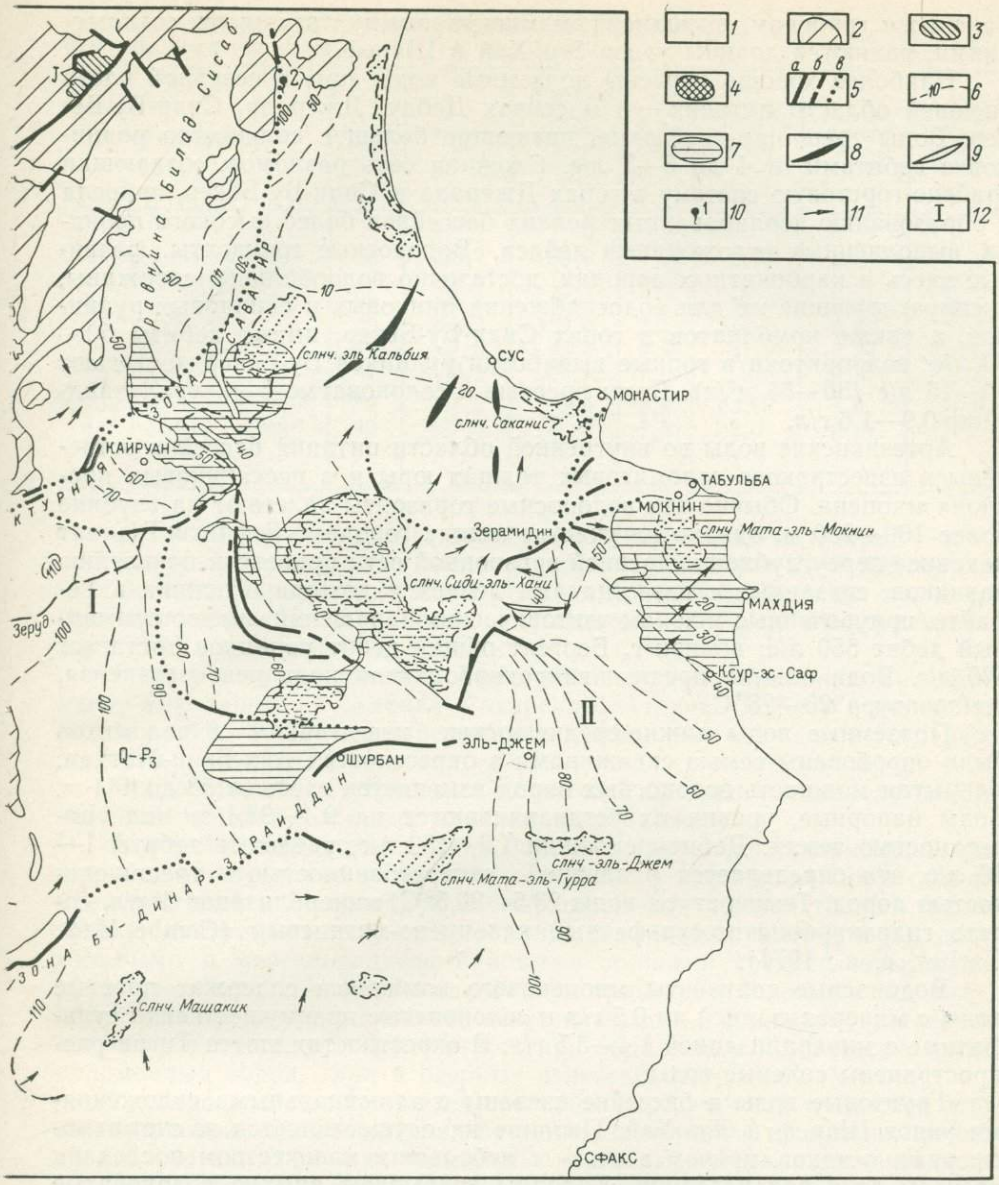


Рис. 13. Схематическая гидрогеологическая карта Тунисского артезианского бассейна (Dutcher, Thomas, 1968)

1 — комплекс олигоцен-четвертичных отложений; *2* — палеоген и мел; *3* — юра; *4* — триас; *5* — тектонические нарушения: *а* — прослеженные, *б* — скрытые, *в* — предполагаемые; *6* — гидроизогипсы миоценового водоносного комплекса, м; *7* — площади, где статические уровни миоценового водоносного комплекса устанавливаются выше поверхности земли; *8* — оси антиклиналей; *9* — оси синклиналей; *10* — крупные родники (1 — Хаммам-Салхин, 2 — Айн-Гарси, 3 — Айн-Ребау); *11* — направление движения подземных вод в миоценовом комплексе; *12* — артезианские бассейны: I — Кайруан-Сахель, II — Эль-Джем-Махдия

вере, плато Эр-Реккам на западе и обширная наклонная равнина Эд-Дахра, дренируемая уэдом Шареф с притоками, входящими в систему уэда Эль-Хай (притока р. Мулуи). Участок от г. Бергент до г. Гефайт вдоль уэда Эль-Хай до конца древнечетвертичного времени был огромным шоттом, на что указывают характер отложений, заполняющих котловины, а также места выходов древних родников, в настоящее время иссякших. Проход Гефайт, образовавшийся во время последнего эрозионного цикла, соединяет бассейн с долиной р. Мулуи, однако в настоящее время никакой связи между подземными водами глубоких горизон-



тов долины р. Мулуи и впадающим в нее уэдом Эль-Хай не существует, что позволяет провести здесь границу бассейна и отнести сам бассейн к бессточной области Высоких плато («Гидрогеология Марокко», 1955).

Таким образом, внешней областью питания подземных вод бассейна можно считать узкие полосы горных массивов Сиди-Бу-Бекер, Джерада и Дебду, сложенные лейасовыми доломитами и известняками, с выходящими в ядрах структур породами карбона, горы Бу-Арфа на юге, юрский массив Эр-Реккам и палеозойский сланцевый массив Мекам на западе. Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна — равнина Эд-Дахра сложена юрскими известняково-доломитовыми и мергельными породами, меловыми известняками и глинами, а также песчано-глинистыми породами олигоцена, миоцена и плиоцена.

В тектоническом отношении наиболее сложно построенными являются горы Джерада, Сиди-Бу-Бекер и верхняя часть уэда Эль-Хай, представляющие собой зону горстов и грабенов различной величины.

Таким же грабеном, выполненным миоценовыми лагунными отложениями, являются долины уэдов Эль-Хай и Шареф.

Наиболее хорошо изучены подземные воды юры в северной части внешней области питания — в массивах Дебду, Джерада, Сиди-Бу-Бекер. Воды трещинно-карстовые, питающие большое количество родников с дебитами от 1 до 6—7 л/с. Сложная сеть разломов, создающая грабено-горстовую систему в горах Джерада и Сиди-Бу-Бекер, привела к образованию изолированных мелких бассейнов более высокого порядка, выполненных отложениями лейаса. Водоносные горизонты, развитые здесь в карбонатных породах, достаточно водообильны; скважины, эксплуатирующие их для водоснабжения цинковых и свинцовых рудников, а также комбинатов в горах Сиди-Бу-Бекер, имеют дебиты 50—60 л/с; водопритоки в горные выработки рудников Бу-Бекер достигают 10—15 л/с (36—54 м³/ч). Воды пресные и солоноватые с минерализацией до 0,9—1,6 г/л.

Артезианские воды во внутренней области питания бассейна встречены в известняково-доломитовых толщах юры и в песчаниковых прослоях миоцена. Обычно эти водоносные горизонты залегают на глубине более 100—200 м, однако на участке между городами Гефайт и Бергент недавнее переуглубление древней эрозионной сети привело к появлению родников, связанных с известняками лейаса и доггера. Родники в Гефайте, приуроченные к зонам тектонических нарушений, имеют суммарный дебит 550 л/с; вблизи г. Бергент общий дебит родников достигает 520 л/с. Вода обычно пресная гидрокарбонатная кальциево-магниевая, температура 20—25° С.

Подземные воды нижне-среднеюрских известняков и доломитов были опробованы семью скважинами в окрестностях Айн-Бени-Матхар. Вскрытая мощность водоносных пород изменяется здесь от 58 до 444 м. Воды напорные, уровни их устанавливаются на 2,4—38,1 м над поверхностью земли. Дебиты скважин 1,2—150 л/с, удельные дебиты 1—40 л/с, что определяется различной закарстованностью и трещиноватостью пород. Температура воды 23,5—29,5° С, минерализация 1 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый (Combe, 1969; Carlier, e. a., 1971).

Водоносные горизонты миоценового комплекса содержат пресные воды с минерализацией до 0,5 г/л и солоноватые преимущественно сульфатные с минерализацией 1,4—3,5 г/л. В окрестностях шотта Тигри распространены соленые воды.

Грунтовые воды в бассейне связаны с аллювиальными отложениями уэдов Шареф и Эль-Хай. Питание их осуществляется за счет атмосферных осадков, причем в связи с небольшим количеством последних ресурсы этих вод невелики. Колодцы вскрывают обычно солоноватые или соленые воды, качество которых улучшается после периода дождей и паводков.

Шергинский бассейн расположен в западной части Высоких плато. В его состав входят на юге отроги Сахарского Атласа (горы Ксур и частично Амур), на севере горы Дая и Саида, а также обширные межгорные пространства, в значительной своей части представляющие равнину, полого наклоненную к центру, в сторону котловин, занятых солеными озерами; главное из них Эш-Шерги площадью 2000 км².

Горные хребты Дая, Саида, Ксур и Амур являются внешними областями питания бассейна. В геологическом строении их участвуют отложения пермо-триаса, юры, мела и палеоген-неогена. Основными водовмещающими породами являются юрские и нижнемеловые известняки и песчаники. Так, по данным И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, скважина, заложенная у пос. Вагран южнее г. Саида, вскрыла в юрских отложениях два водоносных горизонта: первый приурочен к верхнеюр-

ТАБЛИЦА 3

ДАННЫЕ ОПРОБОВАНИЯ СКВАЖИН, ВСКРЫВШИХ ВОДОНОСНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕЙ ЮРЫ

Местонахождение	Скважина	Глубина, м	Глубина статического уровня воды, м	Дебит, л/с	Понижение уровня, м	Минерализация воды, г/л	Температура воды, °С
Северная часть бассейна, вблизи г. Саида	36	283,7	96,9	11,53	0,03	0,51	21,5
	37	163,0	72,8	0,25	17,0	—	20,5
	38	202,5	85,0	0,7	15,0	0,88	20,6
	39	263,3	120,0	3,5	10,0	0,67	20,5
	40	321,5	68,1	3,0	71,9	0,37	20,6
	41	330,1	80,4	17,3	9,6	0,5	20,5
Южная часть бассейна, вблизи г. Телах	42	231,3	52,0	2,0	63,0	1,0	21,0
	43	397,0	43,0	1,81	52,0	0,51	21,5

ским песчаникам и залегает на глубине 141,5—148,6 м, второй — к известнякам средней юры и располагается в интервале 214—295 м. При опробовании первого горизонта получен удельный дебит 22 л/с, а при совместном опробовании обоих горизонтов — 16 л/с. Минерализация воды 0,84 г/л, температура 22° С.

Водоносные нижнемеловые песчаники питают многочисленные родники, выходящие на склонах Сахарского Атласа. Дебиты их колеблются от 0,05 до 30 л/с, минерализация воды — от 0,1 до 1 г/л, реже до 3 г/л.

Воды плиоцен-четвертичных отложений пресные и солоноватые, интенсивно используются для мелкого водоснабжения.

Внутренняя область питания бассейна приурочена к обширной синклинальной структуре с пологим северным и крутым южным склонами, сложенной пестроцветной соленосной и гипсоносной толщей пермотриаса, пестроцветными загипсованными глинами нижней юры, доломитовыми и мергельно-известняковыми толщами средней юры. Верхнеюрские и меловые отложения распространены в основном на юге и представлены песчано-глинисто-известняковыми фациями. Палеоген-неогеновые континентальные отложения образованы комплексом грубообломочных пород, глин и озерных известняков.

Глубокозалегающие подземные воды пермо-триаса и нижней юры во внутренней области питания бассейна не изучены, но можно предполагать, что они содержат термальные и высокоминерализованные воды.

Основные водоносные горизонты приурочены к доломитам средней юры, песчаникам верхней юры, глинистым песчаникам нижнего мела, известнякам верхнего мела, прослоям известняков и грубозернистых песков в кайнозойских отложениях.

По данным С. М. Голубева, наиболее водоносны доломиты средней юры. Сведения о некоторых скважинах, вскрывших воды этих отложений, по И. Я. Пантелееву и С. М. Голубеву, приведены в табл. 3. Воды напорные с минерализацией 0,4—1 г/л и температурой 20,5—21,5° С, обычно хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого или натриево-магниевого состава. С увеличением глубины залегания водоносных горизонтов возрастают минерализация и температура подземных вод, что подтверждается наличием по краям шотта Эш-Шерги термальных источников с минерализацией воды более 1 г/л. Так, наиболее крупный из них — источник Скруна с дебитом до 500 л/с имеет следующий состав:

$$M\,1{,}4\ \frac{Cl\,51\ SO_4\,40}{Ca\,42\ Na\,38\ Mg\,20}\ T\,31^{\circ}\,C.$$

Источники Тидд и Суан характеризуются более высокой минерализацией воды (до 1,7—3,2 г/л).

Подземные воды остальных стратиграфических комплексов изучены очень слабо. Известно, что все они обладают небольшими ресурсами пресных и солоноватых вод с минерализацией 0,8—3 г/л, сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого состава.

Основной областью разгрузки подземных вод бассейна является шотт Эш-Шерги. Разгрузка происходит путем вертикальной фильтрации и перетока воды в вышележащие водоносные горизонты через литологические окна и в зонах разрывных нарушений с последующим испарением вод с поверхности шотта (Gautier, 1953; Силин-Бекчурин, 1962). Дополнительная разгрузка осуществляется через родники, расположенные по краям шотта, общий дебит которых достигает 1000 л/с. Воды родников быстро испаряются, образуя на поверхности земли налеты и покровы солей. По подсчетам М. Готье (Gautier, 1953), общая сумма солей, выносимых и отлагаемых источниками, достигает 65 т в год.

Шеллакский артезианский бассейн расположен в центральной части Высоких плато. На севере в него входят горы Варсенис и Титери, относящиеся к Телль-Атласу, на юге — горы Сахарского Атласа (Амур и Улад-Наиль).

Бассейн сложен отложениями триаса, юры, мела, палеогена и неогена, дислоцированными в пологие антиклинальные складки, осложненные разрывными дислокациями, по которым пласты смещены на несколько сотен метров. В центре бассейна прослеживается антиклинальная структура, условно делящая бассейн на две части, не изолированные друг от друга, но все же с затрудненной гидравлической связью водоносных горизонтов.

Внешняя область питания подземных вод бассейна приурочена к южным склонам горных массивов Варсенис и Титери, а на юге к горам Амур и Улад-Наиль. Западная и восточная ее границы проходят по небольшим, слабо выраженным в рельефе возвышенностям.

Подземные воды здесь приурочены в основном к известняково-доломитовым и песчаниковым толщам юры и мела. Разгрузка этих вод происходит через родники, выходящие в предгорьях в зонах тектонических нарушений или в долинах мелких уэдов. Воды обычно пресные и солоноватые.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод, по данным С. М. Голубева и И. Я. Пантелеева, выделяется до 12 водоносных горизонтов и комплексов, связанных с отложениями верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичного возраста.

Сведения о водоносности отложений триаса, нижней и средней юры отсутствуют. Подземные воды в отложениях келловея и оксфорда солоноватые с минерализацией от 1,1 до 3,2 г/л, по составу хлоридно-сульфатные магниево-натриевые. Горизонт в целом слабо водоносен, дебиты родников в среднем составляют 0,1 л/с при крайних значениях от сотых долей литра до 1,6 л/с.

Кимериджский водоносный горизонт, развитый преимущественно на западе и в центральной части бассейна, связан с трещиноватыми, а иногда и закарстованными доломитами, мощность которых изменяется от 150 до 350 м. Воды горизонта напорные, однако в верхних частях при отсутствии мергелистых перекрытий они приобретают характер грунтовых. На склонах плато Тага зафиксированы многочисленные родники с дебитами от сотых долей литра до 3—6 л/с. Кроме того, на этом плато известны еще две группы родников — Сифсилла и Кросни с дебитами 30 и 10—11 л/с соответственно. Высокодебитные родники отмечаются также в пределах Шеллалинской горной гряды, где самый крупный из них — Зергин — имеет дебит 124—184 л/с. Воды гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые с минера-

лизацией 0,4—0,7 г/л. Питание подземных вод происходит главным образом за счет атмосферных осадков, что подтверждается изменением дебитов родников в зависимости от сезона года и повышением минерализации воды до 1—1,29 г/л к середине лета.

Отложения титонского яруса также широко развиты в районе и представлены известняками, песчаниками, доломитами и мергелями, по водопроницаемости весьма различными. Водоносность этих отложений может быть охарактеризована по ряду родников и скважин. На юге, в окрестностях г. Сиди-Бу-Зид, о водоносности песчаников свидетельствует тот факт, что уэд Мелах на всем участке пересечения этих песчаников шириной около 2,5 км имеет постоянный водоток. В пределах юрского плато Тага имеется несколько нисходящих родников с дебитами от 0,005 до 1,6 л/с, приуроченных к верхней части титона. Минерализация воды не превышает 0,8 г/л, состав обычно гидрокарбонатный.

В пределах Шеллалинской гряды известна группа восходящих родников, связанных с отложениями титона (Крадра, Фритисса, Абадия и др.) с дебитами от 1 до 38 л/с. Минерализация воды 0,3—1,8 г/л. На равнинных участках воды титонского горизонта, вскрываемые колодцами, имеют минерализацию до 1,4—3,8 г/л, здесь состав воды хлоридно-сульфатный магниево-кальциевый. При погружении горизонта под более молодые отложения воды приобретают значительный напор. Скважины, пробуренные в предгорьях Шеллалинской горной гряды, вскрывают титонский горизонт на глубинах 12—384 м. Удельные дебиты их изменяются от 0,003 до 1,7 л/с.

Подземные воды валанжина и готерива связаны с маломощными прослоями песчаников и известняков. Сведений о их водоносности мало. Известно только, что грунтовые воды этого горизонта эксплуатируются скважинами и колодцами на востоке плато Тага; воды хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 1—1,6 г/л.

Наиболее хорошо изучен водоносный горизонт, приуроченный к песчаникам баррема, апта и альба. В пределах Шеллалинской гряды и в юго-западной части бассейна известны родники с пресной водой (0,4—0,7 г/л), по составу гидрокарбонатно-хлоридной натриево-кальциевой. Дебиты их достигают 15—29 л/с, а в долине уэда Уэрх суммарный дебит родников Рмель, Хамин и Анбах превышает 300 л/с.

В местах неглубокого залегания баррем-альбский водоносный горизонт содержит грунтовые воды с минерализацией от 0,2 до 6,8 г/л; воды сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные пестрого катионного состава. При погружении на глубину подземные воды приобретают значительный напор, иногда скважины фонтанируют. Дебиты их колеблются от 2 до 50 л/с, удельные дебиты — от 0,1 до 8 л/с. Воды пресные и солоноватые, с глубиной минерализация возрастает до 4,9 г/л и более, тип воды изменяется от хлоридно-гидрокарбонатного кальциевого до хлоридно-сульфатного натриевого-кальциевого.

Воды туронских отложений распространены лишь в южной части внутренней области питания бассейна, где они связаны с известняками. В долине уэда Туиль родники Рас-эль-Ма и Бу-Шутния, питающиеся водами этих пород, имеют дебиты соответственно 39—65 и 41—72 л/с. Колебания последних в различные сезоны года свидетельствуют о зависимости питания водоносного горизонта от атмосферных осадков, что подтверждается и повышением минерализации воды от 0,7—1,1 до 1—2,4 г/л в летний период. Немногочисленные скважины, эксплуатирующие этот горизонт, вкрывают напорные воды в известняках, дебиты обычно небольшие.

Подземные воды олигоцена известны на двух небольших участках на южных склонах Телль-Атласа, где они приурочены к сильно дисло-

цированной пачке песчаников мощностью до 300 м. В ряде мест к контакту этих пород и подстилающих их мергелей приурочены нисходящие родники с дебитами 0,05—0,19 л/с. Колодцы, расположенные в эрозионных врезах, вскрывают воду в нижней части песчаников на глубине от 1 до 12,3 м. Воды, как правило, солоноватые, минерализация 1,3—5,8 г/л.

Подземные воды песчаников и известняков миоцена вскрываются колодцами и скважинами на глубине от 4 до 53 м, иногда несколько глубже в долине уэда Васель и к югу от него, в направлении к Шеллалинской горной гряде. Минерализация воды 0,8—4,4 г/л, состав хлоридно-сульфатный магниево-натриевый. Дебиты родников, дренирующих этот горизонт в указанной долине, изменяются от 0,005 до 0,8 л/с.

Плиоцен-четвертичные отложения, представленные толщей переслаивающихся глин, песков, галечников и конгломератов общей мощностью до 70—100 м, содержат горизонты грунтовых вод с минерализацией 0,6—1,3 г/л. Дебиты колодцев достигают 3 л/с и более. В долине уэда Туиль прослеживается ряд родников, дренирующих этот горизонт, с дебитами несколько десятков литров воды в секунду. В той же долине Туиль в четвертичных отложениях грунтовые воды вскрываются многочисленными колодцами на глубине от 2,4 до 16 м. Водоносны прослои и линзы щебенисто-дресвяного материала, песков, галечников и озерных известняков. Минерализация воды колеблется от 1 до 7,9 г/л, состав сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый. Питание грунтовых вод происходит за счет атмосферных осадков и частично подтока воды из водоносных горизонтов миоцена. Разгрузка осуществляется путем перетока вод в аллювиальные отложения долин уэдов, а на площадях, занятых обширными себхами, путем эвапотранспирации. В связи с этим на подобных участках грунтовые воды, как правило, соленые и солоноватые, минерализация 4—17 г/л, изредка 1,2 г/л. В аллювиальных отложениях уэда Туиль и его притоков развиты воды пестрой минерализации: пресные в верховьях долины и солоноватые с минерализацией до 2—3 г/л, иногда 5 г/л в центральной части бассейна, где преобладают процессы испарения. По анионному составу они обычно сульфатные и хлоридно-сульфатные, по катионам смешанные.

Как видно из изложенного, для глубоких горизонтов юры и мела бассейна характерно наличие гидрохимической зональности, выражающейся в увеличении минерализации воды с глубиной и в смене гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых вод хлоридно-сульфатными и хлоридными натриевыми. В верхних горизонтах разреза осадочной толщи (верхний мел, палеоген-неоген) формируются подземные воды, минерализация и химический состав которых, как и водообильность пород, зависят в основном от количества осадков и распределения их по сезонам, а также высоких летних температур, ведущих к интенсивным процессам испарения и засоления грунтовых вод. Для воды родников и колодцев, связанных с горизонтами верхнего мела — миоцена, отмечается уменьшение дебитов и возрастание ее минерализации к концу сухого сезона. В южной и центральной частях бассейна, на участках развития себх, процессы интенсивного испарения приводят к формированию грунтовых вод высокой минерализации (до 17 г/л).

Следующим к востоку артезианским бассейном второго порядка является Ходна. Внешняя область питания его располагается в горах Титери, Ходна, Улад-Наиль, Белезма, Орес, окружающих одноименную слабонаклоненную равнину с соленым озером (шоттом). Последняя представляет собой внутреннюю область питания, накопления и разгрузки подземных вод бассейна.

ТАБЛИЦА 4

ДАННЫЕ О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НЕОГЕНОВОГО КОМПЛЕКСА

Скважина	Глубина, м	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Глубина статического уровня, м	Дебит, л/с	Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с
4	1600,4	78,9—121,8	—2,67	26,0	36,0	0,7
27	253,4	164—230	+20,0	21,8	19,6	1,11
28	370,58	4,5—92	—21,6	2,1	46,0	0,04
29	370,0	40—145	—3,1	3,2	27,25	0,12
30	222,24	80—215	+10,75	5,0	10,6	0,47
32	155,0	17,5—155	+7,2	5,5	7,2	0,76

В геологическом строении внешней области питания участвуют пестроцветные породы триаса, известняки, доломиты и мергели юры мощностью более 1500 м, песчано-карбонатные породы мела мощностью до 1000 м, карбонатно-глинистые отложения палеогена и песчано-глинистые отложения неогена общей мощностью до 3000 м.

Подземные воды известняков и доломитов верхней юры, а также известняков и песчаников нижнего мела питают многочисленные родники, первые — на склонах гор Ходна и в предгорьях Сахарского Атласа, вторые — юго-западнее и западнее г. Бу-Саада. Дебиты родников составляют соответственно несколько литров и примерно сотни литров в секунду, минерализация воды во всех случаях не превышает 0,5—1 г/л, состав ее гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый (Guiraud, 1969).

Во внутренней области питания бассейна достаточно водоносны доломитизированные известняки верхнего мела, с которыми связаны крупные восходящие родники с пресной водой, однако по направлению к шотту минерализация последней увеличивается до 4—6 г/л. В восточной половине бассейна из зон разломов, проходящих по контакту верхнемеловых и миоценовых отложений, выходят родники Айн-Тинибуайн, Н'Каус, Айн-Сафиан и другие с дебитами 30—150 л/с. Вода пресная. Скважина около г. Мдукаль вскрыла напорную воду в верхнемеловых отложениях на глубине 480—489 м, удельный дебит ее составил 1 л/с, минерализация воды 2,7 г/л (Guiraud, 1969).

Водовмещающие породы неогенового комплекса, широко распространенного в бассейне, представлены песками, галечниками, песчаниками, конгломератами, не выдержанными как в разрезе, так и по простиранию. Формирующиеся в них воды в верхней части являются свободными, на глубине приобретают напор и широко используются для водоснабжения. Добыча воды осуществляется при помощи большого числа скважин глубиной от 100 до 370 м. Гидрогеологические данные о некоторых из этих скважин, по И. Я. Пантелееву и С. М. Голубеву, приведены в табл. 4.

Как видно из табл 4, в некоторых скважинах пьезометрические уровни устанавливались значительно выше их устьев, водоносность пород достаточно высокая, но в целом неоднородная, что связано, по-видимому, с весьма изменчивым составом пород. Воды в большинстве случаев пресные, преимущественно гидрокарбонатные натриевые, реже сульфатно-хлоридные кальциево-магниево-натриевые.

В песках и гравийно-галечных отложениях четвертичного возраста и в самой верхней части разреза плиоценовых отложений формируются грунтовые воды спорадического распространения, образующие неболь-

шие линзы или небольшие по простиранию водоносные горизонты. Аридные условия района и наличие огромного шотта Эль-Ходна обусловливают развитие в центральной части бассейна грунтовых вод высокой минерализации. Шотт Эль-Ходна представляет собой область разгрузки подземных вод бассейна.

Внешняя область питания артезианского бассейна Высоких равнин, расположенного в крайней восточной части Высоких плато, образована соответствующими склонами гор Константины, Ходна, Тебесса и Орес, а заключенные в их обрамлении высокие равнины и впадины — это внутренняя область питания, накопления и разгрузки подземных вод бассейна.

В геологическом строении последнего участвуют пестроцветные отложения триаса, карбонатные породы юры и мела общей мощностью свыше 3000 м, отложения палеогена мощностью 250—500 м и неогена, состоящие из песчаников, известняков, мергелей и глин общей мощностью от первых десятков метров до 400 м.

В соленосных отложениях триаса формируются соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава. В породах юры и мела распространены, как правило, пресные воды с минерализацией 0,3—1 г/л и слабосолоноватые с сухим остатком 1,3 г/л. Дебиты родников, питающихся водами этих пород, изменяются от долей литра до 2,5, реже до 10 л/с. Лишь дебиты родников, находящихся в зонах разрывных дислокаций, проходящих в известняках юры и мела в предгорьях Сахарского Атласа, достигают 75 л/с (например, родник в с. Аррис восточнее г. Батны в горах Орес). В горах Константины вблизи Айн-Млила подземные воды в нижнемеловых известняках залегают в небольших межгорных впадинах, имеют гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый и хлоридно-сульфатный натриево-магниевый состав и минерализацию 0,6—2,2 г/л.

По данным С. М. Голубева и И. Я. Пантелеева, дебиты скважин, пройденных в этих породах, изменяются от 25 до 121 л/с, удельные дебиты 9—87 л/с, что свидетельствует о весьма высокой водоносности известняков. Температура воды, измеренная в скважине на глубине 798 м, была равна 28° С.

Подземные воды триаса и юры во внутренней области питания бассейна практически не изучены. В разрезе нижнего мела водоносна толща известняков, разделенная прослоями водоупорных глин и мергелей на ряд напорных водоносных горизонтов. Там, где такие водоупоры отсутствуют, воды нижнего мела образуют с водами палеогена и неогена единую систему. На участках неглубокого залегания вода пресная с температурой 18—20° С, по мере увеличения глубины минерализация ее возрастает. Данные о некоторых скважинах, вскрывших воды нижнемеловых отложений, по И. Я. Пантелееву и С. М. Голубеву, приведены в табл. 5.

Обращает на себя внимание пестрая водоносность известняков, обусловленная, по-видимому, их неравномерной трещиноватостью. Состав воды также довольно разнообразный, хотя минерализация ее во всех случаях практически не изменяется. Родники, питающиеся водами меловых отложений, редки, дебиты их обычно не превышают 0,2 л/с, минерализация менее 1 г/л.

Подземные воды палеогена формируются также в известняках. Однако в отличие от верхнемеловых последние более водоносны. Приуроченные к ним родники, в частности Буту-Кваш, имеют дебиты до 15 л/с, вода пресная.

Водовмещающие породы неогена представлены известняками, песчаниками и конгломератами, разделенными водоупорными прослоями глин и мергелей. Вода в них напорная, вскрывается на глубине от 25 до 140 м и устанавливается на 10—20 м ниже поверхности. Водонос-

ТАБЛИЦА 5

ДАННЫЕ О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НИЖНЕМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА

Скважина	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Глубина статического уровня, м	Дебит, л/с	Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с	Формула химического состава
5	32,8—105,1	15,65	66	12	5,5	$M\,0{,}8\,\frac{Cl\,40\ SO_4\,38\ HCO_3\,22}{Mg\,44\ Ca\,35\ (Na+K)\,21}$
6	29,0—93,35	19,4	70	7,6	9,2	$M\,0{,}7\,\frac{HCO_3\,50\ Cl\,38\ SO_4\,12}{Ca\,45\ Mg\,29\ (Na+K)\,26}$
8	80—295	18,4	30	24,5	1,2	$M\,0{,}8\,\frac{HCO_3\,44\ SO_4\,28\ Cl\,28}{Ca\,48\ Na\,27\ Mg\,25}$

ность пород неравномерная, изменяется как в разрезе, так и по простиранию. Дебиты скважин колеблются от 1 до 8 л/с. По данным С. М. Голубева и И. Я. Пантелеева, вода солоноватая и соленая с минерализацией до 10 г/л. Разгрузка подземных вод неогеновых отложений осуществляется главным образом путем испарения на участках себх и расходования их для различных народнохозяйственных нужд.

В разрезе четвертичных отложений, представленных озерно-аллювиальными и аллювиальными образованиями, развиты грунтовые воды, залегающие обычно на небольшой глубине, чаще всего соответствующей высоте капиллярного подъема в грунтах. Поэтому они повсеместно являются солоноватыми или солеными, по составу хлоридными. Например, минерализация этих вод в аллювии северной части бассейна изменяется от 1 до 5,5 г/л, а в озерно-аллювиальных отложениях Высоких равнин, по данным Л. И. Степанищева,— от 1,1 до 3,5 г/л. Лишь в аллювиальных отложениях уэдов минерализация воды снижается иногда до 0,5—1,6 г/л. Водоносность пород пестрая, на некоторых участках вода в них вообще отсутствует. Дебиты колодцев, пройденных южнее г. Сетиф, достигают 10 л/с при понижении уровней на 2,5 —3 м, в других местах северной половины бассейна они составляют десятые доли литра в секунду. Колодцы, каптирующие воду аллювиальных отложений уэдов Высоких равнин, дают притоки 0,2—0,5 л/с.

III. Ливийско-Нильский гидрогеологический район

Этот огромный гидрогеологический район на юге обрамляется горными возвышенностями Нефуса, Эль-Хамра, Эс-Сода, Бен-Гунейма, Тибести, Эннеди и Дарфур, далее граница его проходит по Средне- и Центрально-Африканскому водоразделам, отделяющим бассейны Белого и Голубого Нила.

На основании особенностей геолого-тектонического строения, геоморфологических условий, особенностей поверхностного и подземного стока в районе выделяются два артезианских бассейна: Верхне-Нильский и сложный Ливийско-Египетский.

1. Верхне-Нильский артезианский бассейн

Этот бассейн, расположенный на крайнем юге района, включает равнины Бахр-эль-Газаль, Белого Нила и Собата, представляющие собой внутреннюю область питания и накопления подземных вод его, а также окружающие их возвышенности и горы, являющиеся внешней областью

питания бассейна. Последняя сложена метаморфическими образованиями, гранитами докембрия и четвертичными отложениями.

Породы докембрия представлены сланцами, гнейсами и кварцитами, в которых, как и в гранитах, вода накапливается в зоне экзогенной трещиноватости, чаще всего прослеживающейся на глубину 50—80 м. Питание подземных вод бассейна осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, поэтому водоносность пород, развитых, например, на севере его (плато Дарфур, горы Нуба), где осадков выпадает мало и сильны процессы испарения, слабая. До 60% буровых скважин на воду, пройденных здесь, оказались безводными или маловодными (Ахмадана, 1973). Проведенными работами установлено, что вследствие неравномерной трещиноватости пород водоносность их носит локальный характер и наблюдается обычно в понижениях рельефа или вблизи вади. Глубины скважин варьируют от 15 до 100 м, колодев — от 3 до 15 м. Подземная вода встречается чаще всего на глубине от 3 до 60 м. Дебиты скважин изменяются от сотых долей литра до 2 л/с. Минимальные значения их характерны для сухого сезона, максимальные — для сезона дождей. Минерализация воды колеблется от 0,2 до 1,6 г/л. Несмотря на ограниченные ресурсы подземных вод, скапливающихся в коре выветривания пород, эти воды достаточно широко используются для водоснабжения. В частности, за счет этих вод в значительной степени осуществляется водоснабжение городов Эль-Фашер и Эль-Обейд.

В аллювиально-пролювиальных отложениях вади и хоров внешней области питания распространены пресные и солоноватые грунтовые воды. Они залегают на глубине 6—10 м, местами глубже и используются лишь для водоснабжения небольших поселений.

В геологическом строении внутренней области питания бассейна участвуют палеозойские (серия Нава), нубийские, плиоцен-плейстоценовые и четвертичные отложения.

Предположительно к палеозойской серии Нава относятся аргиллиты, песчаники, известняки и глины общей мощностью около 140 м, выполняющие ряд небольших грабенообразных впадин южнее г. Эль-Обейд. Скважины, пройденные на станции Нава, встретили напорную воду в этих отложениях на глубине около 100 м, водоносность пород слабая. Минерализация воды 2,6 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый (Ахмадана, 1973).

Породы нубийской серии мощностью до 500 м широко развиты в северной части бассейна. Водовмещающими среди них являются пески, песчаники и конгломераты, образующие водоносные горизонты мощностью от 5 до 100 м, разделенные пачками глин. Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 25—100 м, к центру Верхне-Нильской впадины они уменьшаются. Водоносность пород достаточно высокая, дебиты скважин при понижениях уровней на 0,1—6 м составляют 0,4—6,3 л/с. В окрестностях г. Эн-Нахуд, где нубийские отложения выполняют небольшую впадину, дебиты скважин варьируют от 1,2 до 3 л/с, в краевой ее части они резко падают вследствие наличия в разрезе прослоев глин. Общий объем воды, отбиравшейся из этих пород для водоснабжения указанного города в 1972 г. при 6—10-часовой работе скважин, составлял 650 тыс. м^3/сут. Состав воды гидрокарбонатный натриево-кальциевый, минерализация 0,2—0,6 г/л, местами до нескольких граммов на литр. В воде присутствуют кремнекислота (8—40 мг/л), фтор (0,2—0,8 мг/л) и азотистые соединения, свидетельствующие о ее загрязнении.

Подземные воды плиоцен-плейстоцена изучались в Эль-Мужладской и Умм-Рувабской впадинах в северной части бассейна. Эти отложения имеют здесь мощность до 500 м и содержат ряд водоносных горизонтов, вскрывавшихся на глубине от 10 до 100 м. Водовмещающие

породы представлены озерно-аллювиальными песками и песчаниками, а водоупорные — глинами, быстро сменяющимися как в разрезе, так и по простиранию. Водоносность пород пестрая, дебиты скважин колеблются от сотых долей литра до первых литров воды в секунду. Минерализация воды в Эль-Мужладской впадине составляет 0,4—0,9 г/л, в Умм-Рувабской — 0,1—1,5 г/л, но на востоке она возрастает до 18 г/л. В соответствии с этим состав воды изменяется от гидрокарбонатного натриево-кальциевого до хлоридного натриевого (Rodis e. a., 1968; Ахмадана, 1973).

В аллювиальных отложениях долины Белого Нила мощностью до 100 м распространены грунтовые воды, гидравлически тесно связанные с речными. Вода залегает на глубине от первых метров до 10—15 м. Дебиты колодцев, по-видимому, из-за небольшого углубления в водонасыщенные пески аллювия находятся в пределах 1—4 л/с.

Аллювиально-пролювиальные отложения, выполняющие долину Собата и вади, расположенные к северу от нее, содержат пресные и солоноватые воды, глубина залегания, ресурсы и минерализация которых изменяются по сезонам года. На равнине Бахр-эль-Газаль, занятой обширными заболоченными пространствами — седдами, развиты пресные грунтовые воды, питающиеся главным образом паводковыми водами Белого Нила, имеющими минерализацию около г. Джуба 0,02 г/л.

2. Ливийско-Египетский сложный артезианский бассейн

На площади этого большого бассейна выделяются четыре артезианских бассейна второго порядка: Джефарский, Ливийский, Куфрский и Каирский.

Джефарский бассейн приурочен к одноименной впадине и северной части Триполитанского свода. От депрессии Северо-Сахарских шоттов бассейн отделен структурным валом Тобага. Внешняя область питания его представлена невысокими горами Эль-Ксур и Нефуса, обрывающимися к впадине Джефара по разлому.

В геологическом строении бассейна участвуют отложения триаса, юры, мела, неогена и четвертичной системы.

Водовмещающие породы представлены песчаниками, вскрытыми колодцами в г. Меденин. Дебиты колодцев достигают 10 л/с, вода пресная и солоноватая, широко используется для водоснабжения (Gosselin, 1951). Водоносность юрских известняков и нижнемеловых песчаников и известняков отмечается по склонам гор Нефуса, где они частично дренируются уэдами. В связи с падением пород на юго-запад движение подземных вод происходит в том же направлении в сторону Восточно-Сахарской синеклизы и лишь частично к морю. Воды нижнемеловых отложений, кроме того, вкрыты скважинами около г. Эль-Хамма западнее г. Габес, в пределах Алжиро-Тунисского бассейна. Водовмещающие породы — пески и песчаники, разделенные водоупорными глинами. Воды напорные, хорошего качества, температура их на глубине 680—840 м составляет 68° С. Подобные воды в этих отложениях распространены, по-видимому, и на площади самого Джефарского бассейна. Восточнее водовмещающие породы верхнего мела представлены трещиноватыми и кавернозными известняками, в которых также формируются напорные воды. На побережье залива Габес уровни воды устанавливаются на глубине 27—60 м, дебиты скважин колеблются от 93 до 145 л/с, температура 28—30,5° С, минерализация 2—5 г/л, состав хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый и натриево-кальциевый (Силин-Бекчурин, 1962). Родники, приуроченные к зонам разрывных дислокаций в верхнемеловых отложениях, очевидно, имеют высокие дебиты, температура воды 25—26° С.

В отложениях неогена (миоцена) напорная вода в прослоях песчаников, песков и известняков, залегающих среди глин, вскрыта на глубине 75—225 м, пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 20 м. Дебиты скважин достигают 50—80 л/с. В окрестностях городов Габес и Бен-Гардан минерализация воды 5—7 г/л, в других районах несколько меньше (Gosselin, 1951).

В районе Триполи миоценовые закарстованные известняки и пески плиоцена образуют единый, гидравлически связанный комплекс безнапорных вод мощностью до 100 м, движущихся в направлении к морю с уклоном 0,002. Вода залегает на глубине 56—66 м, водоносность пород высокая, дебиты скважин колеблются от 4,6 до 10 л/с. Ресурсы вод комплекса, подсчитанные для участка площадью 1147 га, расположенного в 30 км южнее Триполи, составили 1866 м³/сут. Воды сульфатно-хлоридные с минерализацией 0,93—1,58 г/л и температурой 22° С (Страчков, 1970).

Широко распространены грунтовые воды и в плиоцен-четвертичных отложениях. В морских песчано-известняковых образованиях, развитых в окрестностях Габеса, они залегают неглубоко от поверхности земли и широко используются для полива пальмовых плантаций. Минерализация воды обычно около 5 г/л. Между Триполи и Сабрата на площади около 200 км² заложено 375 скважин и более 1500 колодцев со средним дебитом соответственно 1,4—2,8 и 0,3 л/с, забирающих воду из известняков и песчаников. Минерализация воды колеблется от 0,12 до 1,4 г/л (Siwek, 1976).

В аллювиальных отложениях уэдов формируются небольшие «подвешенные» линзы и потоки пресных и слабосолоноватых вод, питающихся за счет инфильтрации паводковых вод и подтока воды из более глубоких горизонтов мела и миоцена. Большое практическое значение имеют линзы пресных грунтовых вод, сформировавшиеся на соленых водах в эоловых песках, развитых на побережье моря. Мощность линз колеблется от 3 до 7 м, под ними минерализация воды быстро возрастает до 10—30 г/л. Водозабор, заложенный в дюнах для водоснабжения г. Зуар (29 неглубоких скважин и галерея), давал до 100 м³/сут воды (Underhill, Atherton, 1964).

Несмотря на значительные ресурсы подземных вод, в целом в Джефарском бассейне остро ощущается недостаток пресных вод, встречающихся преимущественно в нижнемеловых и миоценовых отложениях и в четвертичных эоловых песках.

Ливийский артезианский бассейн. Внешняя область питания бассейна образована горами и массивами Эс-Сода, Бен-Гунейма, Харудж-эль-Асвад, северной частью нагорья Тибести, плато Эрди и Гильф-эль-Кебир. Эти возвышенности сложены мощными толщами песчаников кембро-ордовика, силура, девона и карбона, песчаниками, конгломератами, аргиллитами и алевролитами мела, палеогена и неогена, а также вулканогенными образованиями кайнозоя. Подземные воды этих пород изучены крайне слабо. Однако вследствие нахождения в климатическом поясе тропических пустынь, где в среднем за год выпадает менее 10 мм осадков, условия для формирования ресурсов подземных вод здесь крайне неблагоприятны. Лишь плато Эль-Ахдар в Киренаике, на площади которого выпадает 300—400 мм осадков, в этом отношении находится в несколько лучших условиях. Вода в этом районе скапливается в карбонатных породах эоцена, олигоцена и миоцена, главным образом в трещинах напластования, карстовых пустотах и зонах разрывных нарушений. Воды обычно напорные, но местами, где в разрезе встречаются прослои или линзы глин и водоупорных сланцев, образуются свободные «подвешенные» воды. Глубина залегания воды в удаленной от морского берега части бассейна 31—265 м, на побережье в известняках миоцена она уменьшается до 5—40 м. В ок-

рестностях г. Дерны из эоценовых закарстованных известняков мощностью 100—200 м выходят многочисленные родники с большими дебитами, минерализация воды 1,5—4,5 г/л, состав гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный натриевый (Siwek, 1975).

Основным водоносным горизонтом бассейна является миоценовый, содержащий слабонапорные воды с минерализацией 0,6—6 г/л, гидрокарбонатного или хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава. С глубиной минерализация воды возрастает, и в скважине южнее г. Бенгази, например, на глубине 350 м она составляла 11,2 г/л (Newport, Haddor, 1963).

Движение подземных вод направлено в основном к побережью, где осуществляется их разгрузка, контролируемая наземными и субаквальными родниками. Кроме того, последняя происходит путем перетока в перекрывающие четвертичные отложения и в результате отбора воды многочисленными скважинами и колодцами. В связи с неравномерной трещиноватостью и закарстованностью известняков дебиты скважин изменяются от 0,4 до 12 л/с. Однако в целом водоносность горизонта весьма высокая. На участке к востоку от Дерны до Умм-эр-Разам общий сток подземных вод в море оценивается в 0,5 м^3/с, а южнее Бенгази между Сиди-Халифа и Тульмайтой в 1,8 м^3/с. Суммарный забор воды для водоснабжения Бенгази составлял 11,8 тыс. м^3/сут (137 л/с), а общий дебит 200 скважин, пройденных на побережье, достигает 3 тыс. м^3/сут. Однако интенсивное потребление воды вызывает постепенную сработку ресурсов подземных вод горизонта и подток соленых вод. Так, даже для карстового родника Вайяна около Сиди-Халифа отмечено возрастание минерализации воды до 15 г/л (Newport, Haddor, 1963; Siwek, 1975).

Воды спорадического распространения с минерализацией до 3—6 г/л, развитые на побережье в песках и песчаниках плейстоцена, добываются колодцами для водоснабжения. Местами встречаются линзы пресных или слабосолоноватых вод, «подвешенные» в дюнах над прослоями глин или плавающие на соленых водах. Глубина залегания их обычно колеблется от 2 до 4 м.

О водоносности пород внутренней области питания бассейна сведения отсутствуют, однако наличие здесь многочисленных месторождений нефти и газа, вскрытых на больших глубинах в отложениях кембро-ордовика, мела и палеогена, дает основания утверждать, что в этой закрытой и плохо промываемой или совсем не промываемой части бассейна развиты высокоминерализованные воды и рассолы хлоридного натриевого или натриево-кальциевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с иодом, бромом, бором и другими микрокомпонентами. В газовом составе этих вод преобладают газы органического происхождения.

Расположенные в южной части бассейна оазисы Тазербо и Зиган получают воду из песчаников нижнего мела, что позволяет предполагать возможное развитие в последних пресных и солоноватых, но пригодных для питья вод, поступающих со стороны предгорий Тибести или из смежного с описываемым Куфрского бассейна (Fisher, 1953; Jones, 1966).

Неогеновые отложения, широко развитые на площади бассейна, содержат значительные ресурсы подземных вод, приуроченных преимущественно к песчаникам и известнякам миоцена. Воды этих отложений в прибрежном районе у залива Сидра напорные, широко используются для водоснабжения и орошения. Глубина залегания их между Суртом и Каср-Бу-Хади составляет 35—44 м, воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 3 г/л. Последняя по хлору возрастает от 0,8 г/л на глубине 50 м до 4,8 г/л на глубине 515 м и по падению пластов в направлении к морю от 0,15 г/л в Каср-Бу-Хади до

2,7 г/л на расстоянии нескольких километров к северу. Дебиты скважин колеблются от 0,75 до 4 л/с (Ogilbee, 1964).

В местах неглубокого залегания миоценовых отложений в рельефе прослеживается ряд депрессий, к которым приурочены группы оазисов Джалу (Ауджила, Бу-эт-Тифль, Зельтен) и джагбуб, продолжающиеся на восток в пределы Каирского бассейна к оазису Сива. Вода в них вскрывается колодцами и скважинами на глубине от 6 до 20 м, пресная и солоноватая с сухим остатком до 4—5 г/л, по составу хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая (Jones, 1966).

Питание подземных вод миоцена происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет подтока поверхностных вод из вади, но не каждый сезон, а только после интенсивных и продолжительных ливней; разгрузка осуществляется в солончаках, благодаря усиленной эвапотранспирации, а также через наземные и субаквальные родники.

Пресные грунтовые воды, часто в виде изолированных линз с очень ограниченными ресурсами, встречаются в аллювиальных отложениях вади, где образование их связано с инфильтрацией атмосферных осадков и паводковых вод. Линзы пресных или солоноватых грунтовых вод распространены также в прибрежных дюнах. Одна из таких линз, находящаяся у пос. Заафран западнее г. Сурт, была разведана. Грунтовая вода в ней залегает на глубине около 10 м и имеет гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый состав, однако в сухие сезоны, когда осадков длительное время практически не выпадает и воздух сух, при том же отборе воды минерализация ее увеличивается до 4—5 г/л (Ogilbee, 1964). Небольшие линзы грунтовых вод, залегающие на глубине 0,5—1 м, установлены на обширных пространствах в песчаных массивах Каланшо и Ребьяна.

Куфрский артезианский бассейн располагается южнее Ливийского. Породы, его слагающие, собраны в пологую мульдообразную складку, в строении которой принимают участие преимущественно континентальные образования нижнего палеозоя, карбона, пермо-триаса и нубийской серии, залегающие на докембрийском фундаменте.

Восточнее и северо-восточнее массива Тибести, образованного интрузивными и метаморфическими породами докембрия, осадочными толщами нижнего палеозоя и эффузивами неоген-четвертичного возраста, располагаются сложенные различными стратифицированными толщами возвышенности Эрди и Долма, являющиеся областями питания соответствующих водоносных комплексов. Область питания нижнемелового комплекса, по-видимому, совпадает с областью его распространения.

Подземные воды бассейна в целом изучены слабо, однако отдельные исследования позволяют дать их предварительную качественную и количественную характеристику. В центральной части бассейна в верхах разреза при средней мощности слагающих его осадочных отложений около 500 м, площади 150×400 км и эффективной пористости 10%, запасы подземных вод оцениваются в 10^{12} м^3 (Dietrich, 1976). На участках к востоку и югу от оазиса Эль-Куфра удельные дебиты скважин, пробуренных до 250 м, составляют 2,7—7 л/с. Качество воды в верхних горизонтах хорошее, сухой остаток обычно до 0,2 г/л, но вблизи поверхности повышается до 1 г/л и более. В центральной части бассейна минерализация этих вод, в частности вод древних водоносных комплексов, увеличивается с глубиной.

На участках питания подземные воды свободные, но по мере погружения они приобретают напор. Разгрузка их осуществляется по зонам разломов, путем эвапотранспирации, а также в пониженных участках рельефа, например в оазисах Эль-Куфра и Тазербо, где их отбирают

многочисленными колодцами и скважинами для ирригационных целей. Так, известно, что общий дебит колодцев в оазисе Эль-Куфра составляет 162 л/с (Schiffers, 1951).

Основное направление движения подземных вод — северо-восточное. Наиболее важным является вопрос восполнения ресурсов подземных вод этого бассейна, расположенного в условиях экстраридного климата. Определение возраста воды с помощью радиокарбона показало, во-первых, отчетливую связь между глубиной залегания горизонта и возрастом воды (в верхах разреза возраст ее около 10 тыс. лет, на глубине 500 м — 30 тыс. лет) и, во-вторых, практическое отсутствие современного питания в центральной части бассейна (Dietrich, 1976).

Из четвертичных отложений, в которых возможно скопление некоторого количества грунтовых вод, укажем на эоловые пески и аллювиально-пролювиальные отложения вади, берущих начало в горах Тибести.

Таким образом, как видно из изложенного, ресурсы пресных подземных вод бассейна невелики и эксплуатация их требует рационального подхода.

Каирский артезианский бассейн — один из наиболее крупных бассейнов Африки, располагается в северной ее части и занимает площадь около 2,5 млн. км^2.

В геологическом строении его участвуют метаморфические и интрузивные образования докембрия, составляющие фундамент бассейна, а также палеозойские, мезозойские и кайнозойские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения мощностью несколько тысяч метров, слагающие его чехол.

Внешняя область питания бассейна в современном рельефе выражена приподнятыми плато и возвышенностями Эрди, Эннеди, Дарфур, Нубийского массива и Эфиопского нагорья. В геологическом строении ее участвуют метаморфические и интрузивные породы докембрия, кайнозойские плато-базальты и четвертичные отложения.

В докембрийских породах вода накапливается в зоне экзогенной трещиноватости, мощность которой варьирует от 5 до 100 м. Водоносность пород пестрая и помимо их трещиноватости она также тесно связана с режимом выпадения осадков. Например, в части Аравийской пустыни, расположенной между Нилом и Красным морем, воду из указанных пород добывают при помощи колодцев лишь после сезона дождей, в остальное время под влиянием испарения ресурсы ее быстро иссякают, минерализация повышается до 5—8 г/л и она становится непригодной для водоснабжения. В Судане, на плато Дарфур, воды в породах фундамента вскрываются на глубине 20—60 м, дебиты колодцев и скважин в сезоны дождей составляют 1,5—2 л/с, осенью, когда выпадение осадков прекращается, они уменьшаются до 0,03 л/с, минерализация воды при этом изменяется от 0,2 до 1,6 г/л.

В кайнозойских базальтах, распространенных на плато Дарфур, установлены пресные и солоноватые воды, которые используются мелкими потребителями для водоснабжения. Ресурсы их пополняются за счет атмосферных осадков и, возможно, подземных вод глубоких горизонтов, поднимающихся по зонам разрывных дислокаций (Whiteman, 1971).

Среди четвертичных отложений наиболее водоносны аллювиальные образования речных долин Нила, Атбары, Гаш и их притоков. Формирующиеся в них воды обычно пресные, но режим их зависит от выпадения осадков и от речных вод. Наиболее значительные изменения уровней и минерализации грунтовых вод характерны для долин, имеющих временные водотоки. Например, амплитуда колебания уровня грунтовых вод в долине р. Гаш, имеющей водоток в период июнь —

сентябрь, достигает 7,5—9 м, минерализация их по направлению к внутренней дельте возрастает от 0,25 г/л у г. Кассалы до 18,5 г/л у пос. Харделия, дебиты колодцев и скважин изменяются от десятых долей литра до 1—3 л/с (Taieb, 1972).

Аллювиальные отложения вади и хоров представлены разнозернистыми песками, супесями и глинами с прослоями гравия. Вода в них в сезон дождей залегает на глубине десятков сантиметров, в сухой период она погружается на глубину до 30 м. Водоносность пород пестрая. Дебиты колодцев и скважин изменяются от 0,5 до 5 л/с. Воды пресные и солоноватые, часто загрязненные органическими веществами (Whiteman, 1971; Ахмадана, 1973).

Внутренняя область питания бассейна сложена отложениями нубийской серии, верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Мощность нубийских отложений в южной части бассейна составляет первые сотни метров, по направлению на север, где эти отложения погружаются под верхнемеловые образования, она возрастает до 1000—1500 м и более. Водовмещающие породы — песчаники, пески и конгломераты, разделенные глинами и аргиллитами. В общей толще этих отложений они образуют, как правило, напорные водоносные горизонты, мощность которых изменяется от 3 до 50 м. В отдельных районах они достаточно выдержаны и распространяются на больших площадях, в других быстро выклиниваются и замещаются водонепроницаемыми породами.

В южной части бассейна, несколько севернее плато Дарфур, подземные воды нубийской серии широко используются для водоснабжения. Водовмещающие породы, представленные песками, содержат напорные воды, пьезометрические уровни которых устанавливаются на глубине 25—100 м. Коэффициенты фильтрации песков 1,1—10,9 м/сут, пьезопроводность изменяется от 15 до 276 м²/сут, дебиты скважин — от 0,4 до 6,3 л/с. Вода на большей площади пресная с минерализацией 0,1—0,6 г/л, с глубиной она несколько увеличивается. На отдельных участках вскрываются воды с минерализацией 1—3 г/л. Состав пресных вод гидрокарбонатный, солоноватых — хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый, в них присутствует кремнекислота — от 8 до 40 мг/л (Rodis a. o., 1968; Whiteman, 1971).

Севернее подземные воды нубийских отложений изучались на площади трех наиболее крупных оазисов Египта — Харга, Дахла и Бахария. Водовмещающие породы представлены здесь белыми, желтыми и буроватыми песками, песчаниками и конгломератами, разделенными красными и зелеными глинами и глинистыми сланцами.

В оазисах Харга и Дахла в этих отложениях выделяется до 30 водоносных горизонтов, правда некоторые из них маломощные и быстро выклиниваются по простиранию. Результаты опробования некоторых скважин, вскрывших эти воды, по данным И. Химида (1964), приведены в табл. 6.

Как видно из табл. 6, подземные воды нубийских отложений в оазисах Харга и, по-видимому, в Дахла и Вахария являются напорными. Пьезометрический уровень их устанавливается почти на 40 м выше поверхности земли. Водовмещающие породы отличаются чрезвычайно высокой водоносностью. Дебиты скважин в редких случаях ниже 10 л/с. Несмотря на относительно большую глубину залегания подземных вод от поверхности земли они в большинстве случаев являются пресными. Ниже помещены формулы химического состава их по некоторым из приведенных в табл. 6 скважинам.

Махарик 1 $$M\,0{,}4\,\frac{HCO_3\,63\;Cl\,32}{(Na+K)\,75\;Ca\,15\;Mg\,10}$$

ТАБЛИЦА 6

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРОБОВАНИЯ СКВАЖИН, ВСКРЫВШИХ НУБИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОАЗИСАХ

Оазис	Скважина	Глубина опробования, м	Индекс водоносного горизонта	Дебит, л/с	Глубина статического уровня, м	Дебит, л/с	Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с
Харга	Махарик 1	491—643	G, F	122,6	+23	94,4	—	—
	Махарик 4	470—729	H, G, F	12,9	—	5,0	0,3	1,7
	Шериха 1	406—662	H, G, F	38,2	+6	23,2	—	—
	Насер 1	135—394	E, D, C	92,9	+29,5	92,5	6,11	15,1
	Гинах 3	386—830	H, G, F, E	77,5	+39	62,5	8,75	7,2
	Гурмашин 1	221—551	I, D, C, B	86,6	+35,2	86,6	9,90	8,67
	Берис 1	372—491	K, J	31,8	+22	31,8	—	—
	Берис 2	351—579	K, J	185,1	+32,0	164,2	—	—
	Берис 9	448—652	K, J	14,3	+38	14,3	—	—
Дахла	Балат 1	155,5—319	D	86,6	—	—	—	—
	Калашон 1	210—300,7	D	101,8	—	—	—	—
	Гедида 1	180,5—300,8	D	115,7	—	—	—	—
Бахария	Абъяр-эль-Бегим	1750—1800	—	0,6—5,8	—	—	—	—
	Бир-Аэм-Хаддат	50	—	11,5	—	—	—	—
		107	—	10,4	—	—	—	—
	Бир-эль-Серир	100	—	2,8	—	—	—	—

Махарик 4 $M\,0{,}6\,\dfrac{HCO_3\,52\;Cl\,45}{(Na+K)\,81\;Ca10}$

Берис 9 $M\,0{,}4\,\dfrac{Cl\,56\;HCO_3\,31\;SO_4\,12}{(Na+K)\,44\;Mg\,36\;Ca\,20}$

Балат 1 $M\,0{,}7\,\dfrac{Cl\,62\;SO_4\,32}{(Na+K)\,54\;Ca\,29\;Mg\,17}$

Абъяр-эль-Бегим $M\,0{,}3\,\dfrac{Cl\,46\;HCO_3\,40\;SO_4\,13}{(Na+K)\,70\;Mg\,28}$

Бир-эль-Серир $M\,3{,}2\,\dfrac{Cl\,75\;SO_4\,24}{(Na+K)\,76\;Mg\,12}$.

Как видно из формул, в составе пресных подземных вод нубийских отложений названных оазисов выделяются два типа — гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый и реже кальциевый. Лишь одна скважина вскрыла слабосолоноватую воду с минерализацией 3,2 г/л хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого состава, свидетельствующую, видимо, о засоленности водовмещающих пород. Температура воды колеблется от 25 до 39° С, в газовом составе ее преобладает азот.

В направлении к Средиземному морю наблюдается дальнейшее погружение нубийского комплекса при одновременном резком возрастании минерализации воды. Так, в оазисе Каттара водоносные горизонты этого комплекса в интервале 1800—2600 м заключают соленые воды и рассолы с содержанием хлора 17—120 г/л, хлоридного натриевого и хлоридного натриево-кальциевого состава (Химида, 1964).

Движение подземных вод в нубийском водоносном комплексе происходит от областей питания к Средиземному морю, являющемуся, очевидно, областью региональной разгрузки бассейна. Частично последняя осуществляется и в современных депрессиях Западной пустыни в оазисах Каттара, Сива и др., где подземные воды поднимаются по

ТАБЛИЦА 7

ДАННЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НУБИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Местонахождение	Водопункт	Возраст, лет
Оазис Харга	Айн-Металла	19 400 ± 1 200
	Берис 2	24 700 ± 2 500
	Махарик 1	25 400 ± 1 300
„ Дахла	Эззаб-эль-Оаср	Более 25 300
	Рашда	„ 23 200
„ Бахария	Бахария	26 000 ± 3 500
„ Сива	Айн-Дакрур	30 000 ± 3 500
Восточный берег Суэцкого залива	Айн-Муса	Более 30 900

зонам разрывных нарушений, теряя при этом свои высокие напоры. Родники, питающие в этих оазисах соленые озера, имеют минерализацию до 6—8 г/л и более, что указывает, вероятно, на связь их с водами глубоких горизонтов.

Формирование ресурсов подземных вод нубийского комплекса осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих как во внешней, так и во внутренней областях питания бассейна. Вопрос этот долгое время являлся дискуссионным, было неясно, каким образом в условиях аридного климата при резком дефиците влаги атмосферные осадки могут участвовать в современном питании подземных вод, в связи с чем предполагался весьма древний их возраст. Однако определение последнего, выполненное К. О. Мюннихом, И. К. Фогелем (Münnich, Vogel, 1962) и Г. Кнетшем (Knetsch, 1966) с помощью радиоактивного метода, показало, что эти воды имеют молодой возраст, изменяющийся от южных оазисов к северным в интервале 20—35 тыс. лет. Результаты этого приведены в табл. 7.

Таким образом, можно предполагать наличие нескольких циклов водообмена в плейстоцене, причем эпохами восполнения ресурсов служили плювиалы, возможно, сопоставимые с европейскими эпохами похолодания, а увеличение возраста вод нубийского комплекса в направлении на север подтверждает движение их в этом направлении.

Подземные воды верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений, образующих верхний водоносный комплекс на севере бассейна, изучены слабо. Мощность этого комплекса колеблется в широких пределах и у побережья достигает 1800 м. Водовмещающие породы его представлены известняками и песчаниками, а разделяющие их водоупорные — глинами, мергелями и аргиллитами. В среднем минерализация этих вод составляет 3—7 г/л, но в ближайших к поверхности земли горизонтах, находящихся на глубине 10—30 м, по-видимому, под влиянием аридного климата увеличивается до 10—20 г/л, а на глубине более 100 м в известняках падает до 1,6 г/л и ниже. Состав вод гидрокарбонатно-хлоридный и сульфатно-хлоридный магниево-натриевый. Температура воды 21,1—26,7° С (Химида, 1964).

Подземные воды эоцена, олигоцена и миоцена в северных оазисах Египта — Сива, Гарра и Каттара питают многочисленные родники с дебитами от 0,03 до 4—5 л/с. Минерализация воды некоторых родников первого оазиса составляет 1,8—2 г/л, температура 28—31,6° С, в оазисе Гарра соответственно 3,3—6,8 г/л и 24° С. В оазисе Каттара подземные воды в эоценовых отложениях вскрыты скважиной на глубине 233 м. Дебит ее около 1 л/с, содержание хлора в воде 2,2 г/л.

В плиоцен-четвертичных отложениях, распространенных главным образом на севере бассейна по побережью Средиземного моря, раз-

виты грунтовые воды, чаще всего гидравлически связанные с подземными водами миоцена. Уровень этих вод залегает близко от поверхности земли и имеет пологий уклон в сторону моря, но на отдельных участках вблизи впадины Каттара резко понижается под более крутым уклоном в сторону этой впадины. Водовмещающие породы комплекса представлены известняками и песчаниками. Водоносность пород слабая, дебиты скважин обычно изменяются от десятых долей до единиц литров воды в секунду, хотя в отдельных пунктах повышаются до 9—25 л/с. Соленость воды по хлористому натрию пестрая, на участке около пос. Бург-эль-Араб она колеблется от 0,14 до 11 г/л, в Эль-Аламейн — от 2 до 45 г/л, в Эль-Дабъа — от 1,5 до 6 г/л, в Галале — от 0,06 до 4,4 г/л, в Сиди-Ханейш — от 0,07 до 3,7 г/л и в Мерса-Матрух — от 10 до 70 г/л. Представление об условиях залегания грунтовых вод на одном из участков Средиземноморского побережья дают рис. 14 и 15.

Воды плиоцен-четвертичных отложений относительно хорошо изучены в долине и дельте Нила (Силин-Бекчурин, 1962; Рафаил, 1963; Фарук, 1965; El Hinnawi, Atwa, 1973). Аллювиальные плиоцен-плейстоценовые отложения долины представлены гравийно-галечными песками с линзами глин, в верхней половине с прослоями илов. Мощность этих отложений в центральной части дельты достигает 350 м, уменьшаясь в других местах долины до 135 м.

На юге бассейна в междуречье Белого и Голубого Нила, носящем название Эль-Гезиры, притоки воды к скважинам в водоносных песках одноименной формации плейстоцена мощностью до 30 м и более варьируют от 1 до 41,5 л/с. Глубина статического уровня колеблется в среднем от 9,7 до 45 м (Sivita e. a., 1975). Общий водоотбор из 170 буровых колодцев и около 500 шахтных по состоянию на 1966 г. составил 3 млрд. м^3. Минерализация воды чаще всего 0,2—2 г/л, на участках распространения глинистых прослоев она повышается до 5—20 г/л (рис. 16), состав гидрокарбонатный, сульфатно-хлоридный и хлоридный. Как видно из рис. 16, движение воды направлено от Белого и Голубого Нила к центру Эль-Гезиры, что указывает на наличие основного питания грунтовых вод этой части долины за счет поверхностных вод названных рек (Whiteman, 1971).

Между Хартумом и Каиром уровень грунтовых вод в аллювиальных отложениях долины Нила располагается на глубине первых метров в пределах поймы и низких террас ее и 10 м и более по мере удаления от реки на ее высоких террасах. Минерализация воды 0,5—0,6 г/л, в краевых частях долины несколько больше.

Дельта Нила имеет площадь около 22 тыс. км^2. В разрезе 300-метровой толщи плиоцен-четвертичных отложений ее выделяются три водоносных горизонта. Первый от поверхности горизонт находится на глубине 0,6—2 м и обнаруживает самую тесную связь с поверхностными и ирригационными водами. Второй водоносный горизонт заключен в песчано-гравийных образованиях долины, местами содержащих глинистые прослои. Лишь на участках развития последних он приобретает местный напор, а на большей площади своего развития свободный. Пески характеризуются высокими фильтрационными свойствами ($К_ф$ 75—160 м/сут) и водоносностью. Удельные дебиты скважин достигают 18—50 л/с. Заключенные в них запасы подземных вод при пористости, равной 25%, оцениваются А. Шатой и Э. Эль-Файоми (Shata, El Fauoumy, 1969) в 500 млрд. м^3. Он также, по-видимому, тесно связан с поверхностными водами Нила, о чем свидетельствуют материалы определения абсолютного возраста его воды, которые на одном из участков Вади-эн-Натрун, по данным К. О. Мюнниха и И. К. Фогеля (Münnich, Vogel, 1962), оказались равными 1950—2780 лет. Воды этого горизонта, как и первого, с уклоном 0,00075 движутся на север в сторону Средиземного моря. Несмотря на незначительные уклоны и соот-

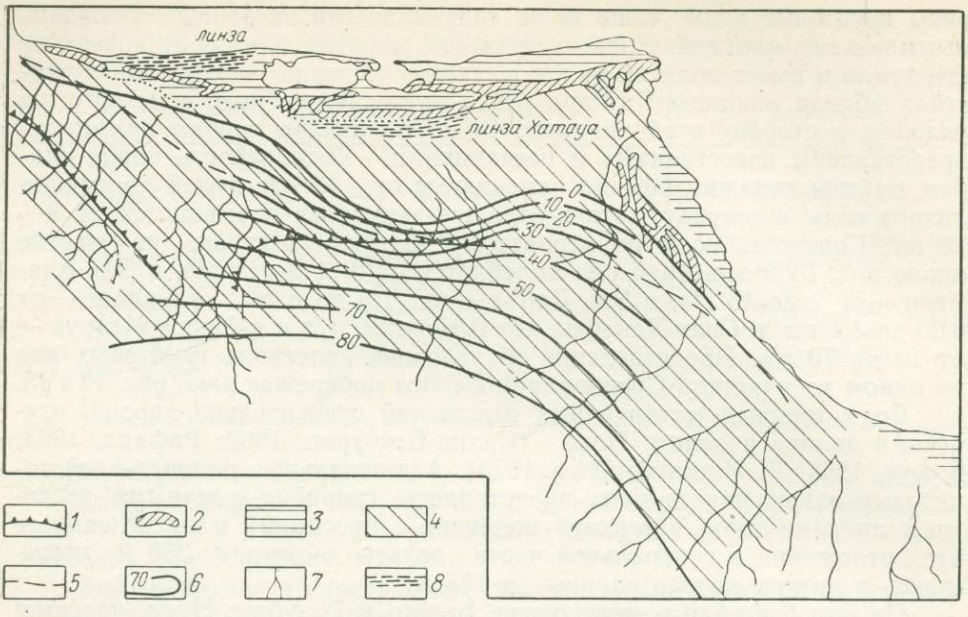


Рис. 14. Карта грунтовых вод побережья Средиземного моря вблизи Мерса-Матрух (А. Ш. Фарук, 1965)

1 — обрыв плато; *2* — известняковый прибрежный вал; зона распространения четвертичного водоносного горизонта; *4* — то же, миоценового; *5* — южная граница известнякового плато; *6* — гидроизогипсы грунтовых вод, м; *7* — вади; *8* — линзы пресных вод

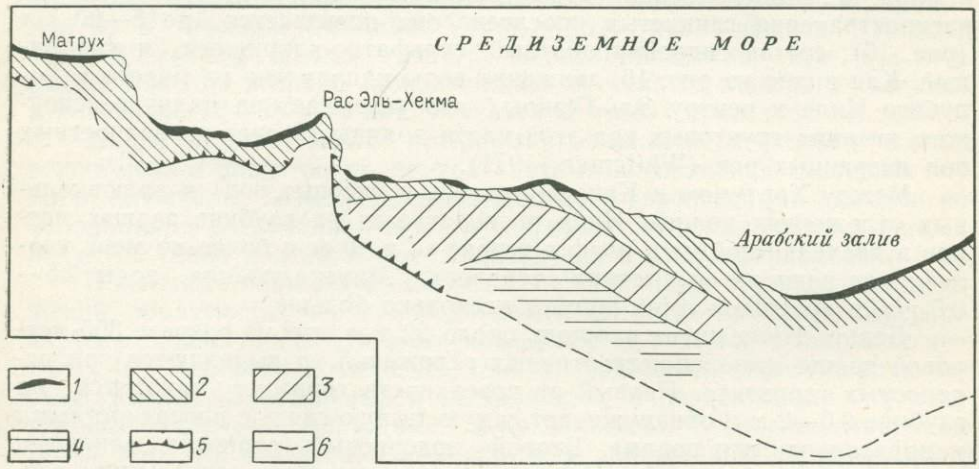


Рис. 15. Карта глубины залегания грунтовых вод на побережье Средиземного моря (А. Ш. Фарук, 1965)

Глубины залегания грунтовых вод, м: *1* — 0—5, *2* — 5—25, *3* — 25—50, *4* — более 50, *5* — обрыв плато; *6* — горизонталь +100 м

ветственно малые скорости движения, но, очевидно, из-за больших размеров дельты подземный сток в море является весьма значительным. Так, по наблюдениям А. Шата и Э. Эль-Файоми (Shata, El Fayoumy, 1970) только с февраля по июль 1958 г. на одном из участков ее он достигал 0,37 млрд. м^3. Воды второго горизонта в основном пресные.

Третий водоносный горизонт залегает на глубине около 30 м на побережье Средиземного моря и до 280—300 м около пос. Шибин-Эль-Ком в центральной части дельты. Воды этого горизонта связаны с мор-

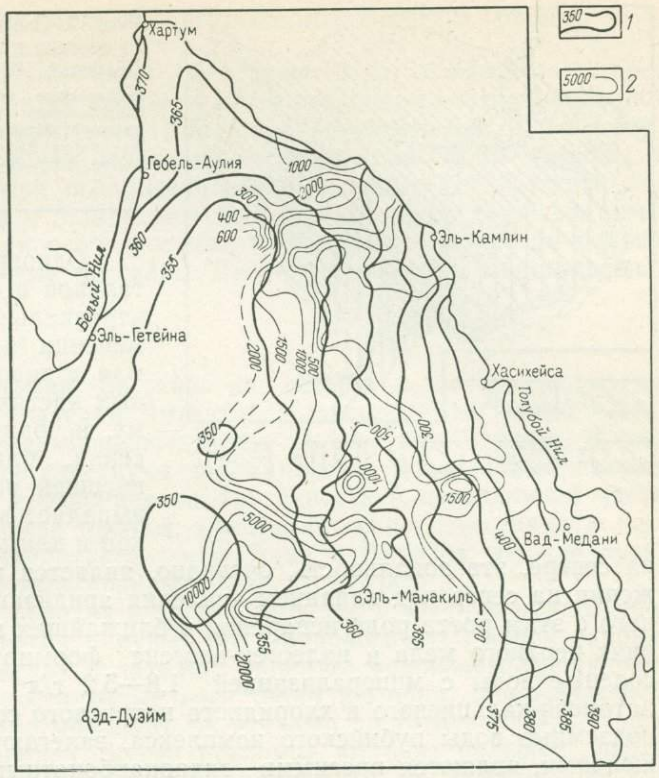


Рис. 16. Схематическая гидрогеологическая карта района Эль-Гезиры (Whiteman, 1971)

1 — гидроизогипсы подземных вод плейстоценовой формации Эль-Гезира, м; *2* — изолинии минерализации подземных вод, мг/л

скими водами и поэтому на указанных глубинах минерализация их достигает 40—45 г/л (Fahmi, 1963; Shata, El Fayoumy, 1970).

На рис. 17, по данным Н. Рафаила (1963), показаны общие закономерности распределения минерализации подземных вод в современных и плейстоценовых отложениях, а также в отложениях миоцена дельты Нила. Несмотря на некоторую схематичность рисунка, все же хорошо видно постепенное увеличение минерализации подземных вод от Каира на север в сторону Средиземного моря, на побережье которого она превышает 2,5 г/л. Э. Эль-Хиннави и С. Атва (El Hinnawi, Atwa, 1973) указывают, что пресные воды имеют гидрокарбонатный натриевый и кальциево-магниевый состав, а воды прибрежной зоны и Вади-эн-Натрун — сульфатный и хлоридно-сульфатный.

В эоловых песках, широко распространенных на побережье Средиземного моря, выявлены линзы пресных и слабосолоноватых грунтовых вод. Такие воды, в частности, распространены в дюнах в окрестностях Мерса-Матрух, где их издавна эксплуатируют галереями протяженностью от 16 до 2250 м. Воду извлекают с глубины 5—8 м в количестве до $7{,}07 \cdot 10^6$ м^3/год, содержание хлористого натрия в ней 0,2—0,4 г/л (Paver, Pretorius, 1954).

Все изложенное свидетельствует, что Каирский артезианский бассейн — очень интересное природное образование, обладающее рядом свойственных только ему особенностей в распределении и формировании подземных вод. Одна из таких особенностей — закономерное увеличение минерализации последних в направлении с юга на север, т. е. от основной области питания бассейна в сторону Средиземного моря, представляющего зону его региональной разгрузки. Этот процесс вытеснения пресными водами соленых в указанном направлении вызвал формирование горизонтальной, или пластовой, зональности в распределении химического состава подземных вод.

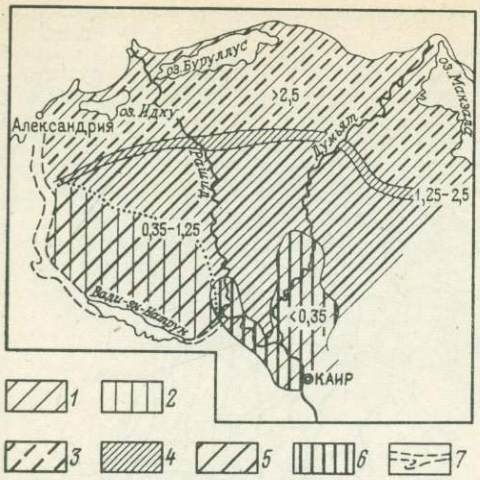


Рис. 17. Схематическая карта химического состава подземных вод в дельте Нила (Рафаил, 1963)

Водоносные горизонты в отложениях: *1* — современного аллювия и плейстоцена; *2* — миоцена. Минерализация подземных вод (г/л): *3* — свыше 2,5; *4* — 1,25—2,5; *5* — 0,35—1,25; *6* — менее 0,35; *7* — древнее русло Нила

Одновременно с горизонтальной в бассейне отмечается и вертикальная зональность в изменении их состава, но не прямая, а довольно сложная и в разных частях бассейна, по-видимому, не одинаковая. На юге бассейна, ближе к южной части внешней области питания, где выпадает достаточно много осадков и климат не такой сухой, как на севере, эта зональность, очевидно, является прямой. По мере движения на север под влиянием усиления аридизации климата и связанного с этим роста роли испарения в ближайших к поверхности отложениях верхнего мела и палеоген-неогена формируются солоноватые и соленые воды с минерализацией 1,8—5,2 г/л хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого и хлоридного натриевого состава. В то же время подземные воды нубийского комплекса, залегающего под этими отложениями, являются пресными гидрокарбонатными кальциево-натриевыми. Очевидно они приобретают более высокую минерализацию на значительно больших глубинах, а также севернее, в направлении к Средиземному морю. На первое косвенно указывают выходы родников в зонах разломов (например, в Хелуане) с сероводородной хлоридной натриево-магниевой водой, имеющей минерализацию до 6,2 г/л и температуру 31° С. Таким образом, здесь сформировался инверсионный тип вертикальной зональности подземных вод. Увеличение минерализации воды нубийского комплекса по направлению к Средиземному морю подтверждается данными глубокого бурения. Это позволяет предположить, что севернее перехода зоны пресных подземных вод нубийских отложений в высокоминерализованные воды и рассолы вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод будет, вероятно, опять прямой.

Обращает на себя внимание обилие в бассейне пресных подземных вод, сформировавшихся не в древние геологические эпохи, как полагали ранее, а в современную. Данные определения абсолютного возраста этой воды позволяют высказать предположение, что за это время было несколько циклов водообмена.

Высокая температура подземных вод при выходе на поверхность свидетельствует о широком развитии в пределах глубоких частей бассейна термальных вод, в том числе высокоминерализованных и крепких рассолов с бромом, иодом и, возможно, другими микрокомпонентами.

Б. Атлантикоокеаническая гидрогеологическая область

Эта область площадью 4 214 375 млн. км^2 включает Северо-Приатлантический, Гвинейский и Южно-Приатлантический гидрогеологические районы.

I. Северо-Приатлантический гидрогеологический район

Район охватывает южные отроги Антиатласа и Высокого Атласа, дренируемые уэдом Дра, и обширные равнинные пространства вдоль побережья океана на территориях Рио-де-Оро, Мавритании и Сенегала. Основная часть его занята периокеаническими прогибами Тарфая и Сенегальским, с востока ограниченными выступами Регибатского докембрийского массива и Мавритано-Сенегальской складчатой системы. В соответствии с этими особенностями структуры в пределах района выделяются артезианские бассейны Дра, Рио-де-Оро и Сенегальский.

1. Артезианский бассейн Дра

Внешнюю область питания бассейна на севере и востоке образуют предгорья Высокого Атласа и Антиатласа, дренируемые уэдом Дра, а на юге небольшие возвышенности плато Дра и горы Варкзиз. В геологическом строении ее участвуют докембрийские интрузивные и метаморфические породы, выходящие на поверхность в центральной части Антиатласа; палеозойские сланцы, кристаллические известняки и песчаники, развитые в Антиатласе, горах Бани и Варкзиз; юрские преимущественно карбонатные породы Высокого Атласа.

В докембрийских породах вода формируется в зоне экзогенной трещиноватости и разрывных нарушениях. Водоносность пород слабая. В комплексе палеозойских отложений наиболее водоносны трещиноватые и, очевидно, закарстованные известняки кембрия, обнажающиеся в горах Антиатласа, где мощность их местами достигает 2000 м. Здесь из трещин в этих породах и зон разломов выходит большое число родников, среди которых Гулимин с дебитом 10 л/с, Ифран — 90 л/с, Тамезхар — 10 л/с, Имитек — 223 л/с, Тата — 75 л/с, Тискемудин — 9 л/с, Акка-Ирен — 12 л/с. Вода большинства родников пресная с сухим остатком 0,5—0,9 г/л, отдельных — слабосолоноватая с минерализацией 1,1—1,3 г/л, по составу гидрокарбонатная магниево-кальциевая, температура ее 20—24° С. Вместе с тем в этом же районе в окрестностях Гулимина имеется минеральный источник Абейно, приуроченный к зоне разлома. Дебит его 14 л/с, минерализация 2,9 г/л, состав сульфатный кальциевый, температура воды 36° С (Dijon, 1966).

Водоносность ордовикских, силурийских и девонских отложений слабая, на некоторых участках они практически безводны. Юрские отложения характеризуются значительной водоносностью. С ними связаны выходы крупных родников, расположенных у подножия Высокого Атласа. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

В пределах бассейна имеются две области внутреннего питания и накопления подземных вод. Первая представлена небольшой межгорной впадиной Варзазат, вторая — расширенной частью долины р. Дра в среднем и нижнем ее течении.

Впадина Варзазат выполнена меловыми, палеогеновыми и неоген-четвертичными отложениями. В меловых (туронских) отложениях распространены напорные воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава. Водоносность пород, очевидно, высокая, к ним на склонах Высокого Атласа и в обрывах уэдов на равнине приурочены выходы многочисленных крупных родников. Палеогеновые (эоценовые) известняки образуют маломощные водоносные горизонты и отличаются слабой водоносностью, питая несколько небольших, но постоянных родников. Примерно так же характеризуется и водоносность неогеновых отложений. В неоген-четвертичных нерасчлененных отложениях, представленных конгломератами, озерными известняками и аллювиальными образованиями уэдов, установлено несколько маломощных и чрезвычайно не выдержанных по простиранию водоносных горизонтов, залегающих на

глубине от 5 до 20 м. Воды пресные и слабосолоноватые. Наилучшей водоносностью отличаются аллювиальные отложения уэдов Дадес, Мгун, Имини-Варзазат. Наиболее крупный подрусловой поток сформировался в уэде Дра, служащий дреной для подземных вод описываемой части бассейна и единственным выходом для подземных вод из замкнутой впадины Варзазат («Гидрогеология Марокко», 1955).

Вторая внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна располагается в долине среднего и нижнего течения р. Дра. Морфологической особенностью области является чередование узких поднятий, сложенных палеозойскими породами и вытянутых параллельно Антиатласу, с заключенными между ними понижениями. К одному из таких значительных по площади понижений, имеющему форму озеровидного расширения, и приурочена указанная внутренняя область питания. Она сложена отложениями верхнего неогена и четвертичного возраста, залегающими на размытой поверхности палеозойских пород.

В нерасчлененных отложениях плиоцен-плейстоцена, сложенных континентальными известняками, формируются незначительные ресурсы пресных и солоноватых вод, разгружающихся через родники. Вода их широко используется для орошения. Однако основные ресурсы подземных вод заключены здесь в четвертичных аллювиальных отложениях, состоящих из галечников и песков. Они образуют широкие грунтовые потоки, воды которых используются для орошения многочисленных пальмовых рощ. Наиболее мощный подрусловой поток приурочен к аллювиальным отложениям уэда Дра, расход которого перед горами Бани достигает 300 л/с («Гидрогеология Марокко», 1955).

2. Артезианский бассейн Рио-де-Оро

Внешняя область питания бассейна, выраженная в рельефе небольшими возвышенностями Сегиет-эль-Хамра и Тириса, расположена большей частью в пределах Регибатского докембрийского массива.

Подземные воды накапливаются здесь в зоне экзогенной трещиноватости в докембрийских и палеозойских породах и в перекрывающих их меловых и четвертичных отложениях, однако в связи с неблагоприятными условиями питания (осадков выпадает не более 100 мм) водоносность пород слабая и носит спорадический характер. Колодцы, построенные в верховьях уэда Сегиет-эль-Хамра и его притоков, вскрывают воду в аллювии на глубине 1,5—2 м, но и эта вода, минерализация которой 3,4—4,8 г/л, редко до 1,1 г/л, в основном непригодна для водоснабжения. Состав ее сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна, представленная прогибом Тарфая, сложена толщей мезозойских, неогеновых и четвертичных отложений общей мощностью не менее 8000 м, а возможно, и более. Триасовые отложения ее мощностью до 1400 м образованы континентальными красноцветными песчано-глинистыми породами с пластом долеритов в основании. Юрские отложения состоят из известковистых песчаников, известняков, доломитов и глин мощностью свыше 2000 м. Толща меловых пород мощностью более 1500 м сложена породами морского и континентального происхождения, состоящими из известняков, глин, песчаников, мергелей (последние часто засолены). Осадки палеогена в разрезе прогиба отсутствуют, а отложения неогена (миоцена) мощностью до 1000 м представлены песчано-глинистыми образованиями.

Из перечисленных стратифицированных комплексов подземные воды триасовых, юрских и миоценовых отложений совершенно не изучены. В меловых отложениях они встречены в самой верхней части разреза, где минерализация их составляет 4—10 г/л при хлоридном натриевом составе. С глубиной минерализация воды, по-видимому, стано-

вится выше, на что указывает присутствие соленосных мергелей в туроне-коньяке и наличие диапировых структур юры — нижнего мела, известных в глубоких водах Атлантики вблизи северо-западного побережья Африки от Канарских островов до Португалии (Pautot e. a., 1970).

В четвертичных отложениях сформировались грунтовые, пестрые по минерализации воды. В верховьях уэдов они, как правило, пресные гидрокарбонатные натриево-кальциевые, в низовьях последних и в открытой приморской зоне минерализация их возрастает до 3,2—3,5 г/л, но наибольшая отмечается на площади себх, где иногда наблюдаются соленосные отложения (Choubert e. a., 1966).

3. Сенегальский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает более 2/3 площади Северо-Приатлантического района, располагаясь в пределах Сенегала, Мавритании, Гамбии и Гвинеи.

Выходы докембрийских и палеозойских пород на северо-востоке, востоке и юго-востоке бассейна, выраженные в рельефе невысокими горами и плато,— внешние области питания бассейна. Подземные воды в этих породах формируются в зоне экзогенной трещиноватости, простирающейся на глубину нескольких десятков метров, а на юге местами, возможно, превышающую 100 м.

Это преимущественно грунтовые воды, вследствие неравномерной трещиноватости пород имеющие локальное распространение. Во внешней области питания северной части бассейна их эксплуатируют колодцами глубиной 10—30 м. Минерализация воды здесь 3—11 г/л. На некоторых участках, например около пос. Акжужт, где эти воды часто питаются за счет паводковых вод уэдов, они пресные и солоноватые. Дебиты колодцев 1—2,8 л/с. По Ж. Аршамбо (Archambault, 1956), ресурсы этих вод на указанном участке площадью около 50 км^2 в январе составляют 12 тыс. м^3, что соответствует примерно 0,09 л/с·км^2.

В аллювиально-пролювиальных отложениях уэдов и конусов выноса, расчленяющих горные возвышенности внешней области питания этого района, формируются потоки грунтовых вод с весьма ограниченными ресурсами и довольно пестрого состава. Так, в уэде Сегелиль вблизи Акжужта дебиты колодцев изменяются от 0,25 до 2,7 л/с, воды пресные и солоноватые, а несколько северо-восточнее вблизи г. Атар — соленые с минерализацией до 35 г/л (Archambault, 1956; Plote, 1966).

Внутренняя область питания бассейна представлена Сенегальской впадиной. По данным Ж. Аршамбо (Archambault, 1960), здесь на нижнепалеозойском фундаменте снизу вверх залегают отложения юры, мела, палеогена, неогена и четвертичной системы.

Породы нижнего палеозоя безводны. Сведения о водоносности юрских и нижнемеловых отложений отсутствуют. Однако, учитывая, что в этих отложениях в ряде мест установлены мощные залежи солей, а вблизи пос. Н'Диаса в апт-альбских песчаниках имеются промышленные скопления нефти и газа, можно считать, что подземные воды в этих отложениях характеризуются высокой минерализацией и температурой, обладают хлоридным натриево-кальциевым и натриево-кальциево-магниевым составом и содержат иод, бром, бор и другие микрокомпоненты.

В залегающих выше отложениях верхнего мела выявлено несколько напорных водоносных горизонтов. В нижней части их разреза, возможно охватывающей сеноман, турон и кампан, водовмещающие породы представлены песками с прослоями глин, песчаниками и доломитами. В пос. Тьенаба воды в этих отложениях встречены на глубине до 450 м, пьезометрический уровень устанавливается на 18—129 м

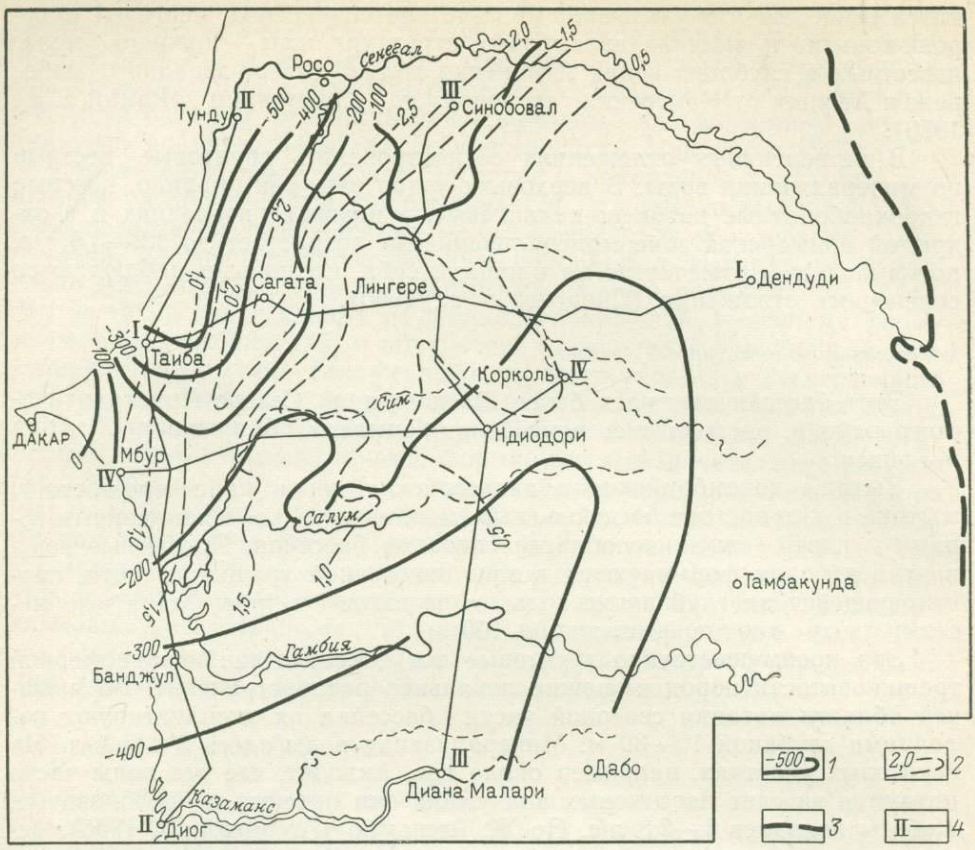


Рис. 18. Схематическая гидрогеологическая карта маастрихтского водоносного горизонта южной части Сенегальского бассейна (Audibert, 1966)

1 — изолинии глубины залегания (абс. м); *2* — изолинии минерализации подземных вод (г/л); *3* — западная граница распространения докембрийских отложений; *4* — линии гидрогеологических разрезов, изображенных на рис. 19—22

ниже поверхности земли (Archambault, 1960). В восточной части Сенегальской впадины до линии Диана-Малари — Лингере (до 15° з. д.), судя по данным скважин, приведенных на гидрогеологических разрезах, составленных М. Одибером (Audibert, 1966), в этих отложениях распространены пресные воды. Далее на запад, т. е. по мере удаления от внешней области питания, минерализация воды увеличивается и, например, вблизи Н'Диаса она составляет 70 г/л, а в Тьенабе содержание только хлористого натрия в воде достигает 100—125 г/л.

Относительно хорошо в описываемом бассейне изучены подземные воды маастрихта (рис. 18—22). Водовмещающие породы этого горизонта образованы песками и песчаниками, почти повсеместно перекрытыми глинами палеоцена. Мощность горизонта в центральной части бассейна достигает 250—300 м, но к северу и востоку уменьшается до нескольких десятков метров. Как видно из рис. 18—22, в этом горизонте развиты преимущественно пресные воды, которые в направлении к Атлантическому побережью и к северу постепенно замещаются солоноватыми водами. Состав пресных вод гидрокарбонатный или хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый, солоноватых — гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Движение подземных вод маастрихтского горизонта, по М. Одиберу (Audibert, 1966), происходит с юга и юго-востока бассейна к северу и северо-западу к Атлантическому побережью и к долине р. Сенегал, являющейся его дреной. Принимая уклон горизонта равным

ТАБЛИЦА 8

ДАННЫЕ ОПРОБОВАНИЯ МААСТРИХТСКОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА

Местонахождение	Глубина статического уровня, м	Дебит, л/с	Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с	Температура воды, °С
Д'Атш-Бали, к югу от Н'Диума	—	22,2	4,8	4,9	35—40
Деали, около Тиеса	48,6	14,4	1,6	9	24—26
М'Бур	17,5	17,0	0,4	3,2	27
М'Бидди	41,4	15,0	0,2	—	32,6—36,6
Лингере	31,4	27,7	0,2	—	29
Каолак, скв. 2	1,5	22,7	8,0	2,8	—

$5 \cdot 10^{-5}$ при коэффициенте фильтрации 15 см/год, этот автор считает, что потребуется около 3 млн. лет, чтобы вода из внешней области питания достигла Атлантического побережья при длине пути около 450 км. Заметим, что принятая им величина коэффициента фильтрации для песков и песчаников горизонта 10^{-4} м/с явно занижена и, по-видимому, водообмен в горизонте совершается за более короткий промежуток времени.

Этот горизонт наиболее значителен по ресурсам пресных вод. В табл. 8 приведены данные о дебитах некоторых скважин, эксплуатирующих воду маастрихтского горизонта, по М. Одиберу (Audibert, 1966).

Как видно из табл. 8, водовмещающие породы горизонта характеризуются высокой водоносностью, дебиты отдельных скважин достигают значительных величин. М. Одибер (Audibert, 1966) отмечает, что по состоянию на 1965 г. водоотбор из этого горизонта составлял 7 млн. м^3. Естественные запасы воды в нем при средней мощности водоносных пород 200 м, пористости их 10% и площади распространения 150 тыс. км^2 оцениваются в $3 \cdot 10^{12}$ км^3. На использовании этого горизонта основано водоснабжение в Сенегале.

Водовмещающие породы эоцена представлены песками, песчаниками и известняками лютетского яруса. Подземные воды их почти на всей территории содержат солоноватые воды с минерализацией свыше 2—3 г/л. Лишь в Мавритании к северу от р. Сенегал на площади равнины Бракна, где эоценовые породы залегают неглубоко от поверхности земли, в них распространены сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные воды с минерализацией 0,2 и 0,6 г/л, местами до 1 г/л. Однако при движении к западу и северо-западу и при погружении горизонта на более значительную глубину, по данным скважины, пройденной около Нуакшота (Depagne, 1967), минерализация воды возрастает до нескольких граммов на литр. Водоносность пород слабая, дебиты колодцев составляют лишь 0,06 л/с, несколько увеличиваясь в зонах трещиноватых известняков (Elouard, 1962).

В водоносном комплексе отложений конечной континентальной толщи выделяются два горизонта. Верхний горизонт приурочен к крупнозернистым пескам с диаметром зерен 1—2 мм, кровля которых залегает на глубине 5—20 м, нижний — к более тонкозернистым пескам, вскрывающимся на глубине 50—70 м. Между этими горизонтами расположены мощные пачки глин, местами с участками тонких глинистых песков, через которые возможна связь верхнего и нижнего горизонтов (Depagne, 1967). На большей части своего распространения этот водоносный комплекс содержит пресные воды с минерализацией от 0,1—0,2 г/л на юге бассейна до 0,8 г/л на участках между долинами Ферло и Сенегала. Далее к северу, в Мавритании, минерализация воды составляет 0,3—0,6 г/л, увеличиваясь с глубиной до 1,5—2,8 г/л. По составу

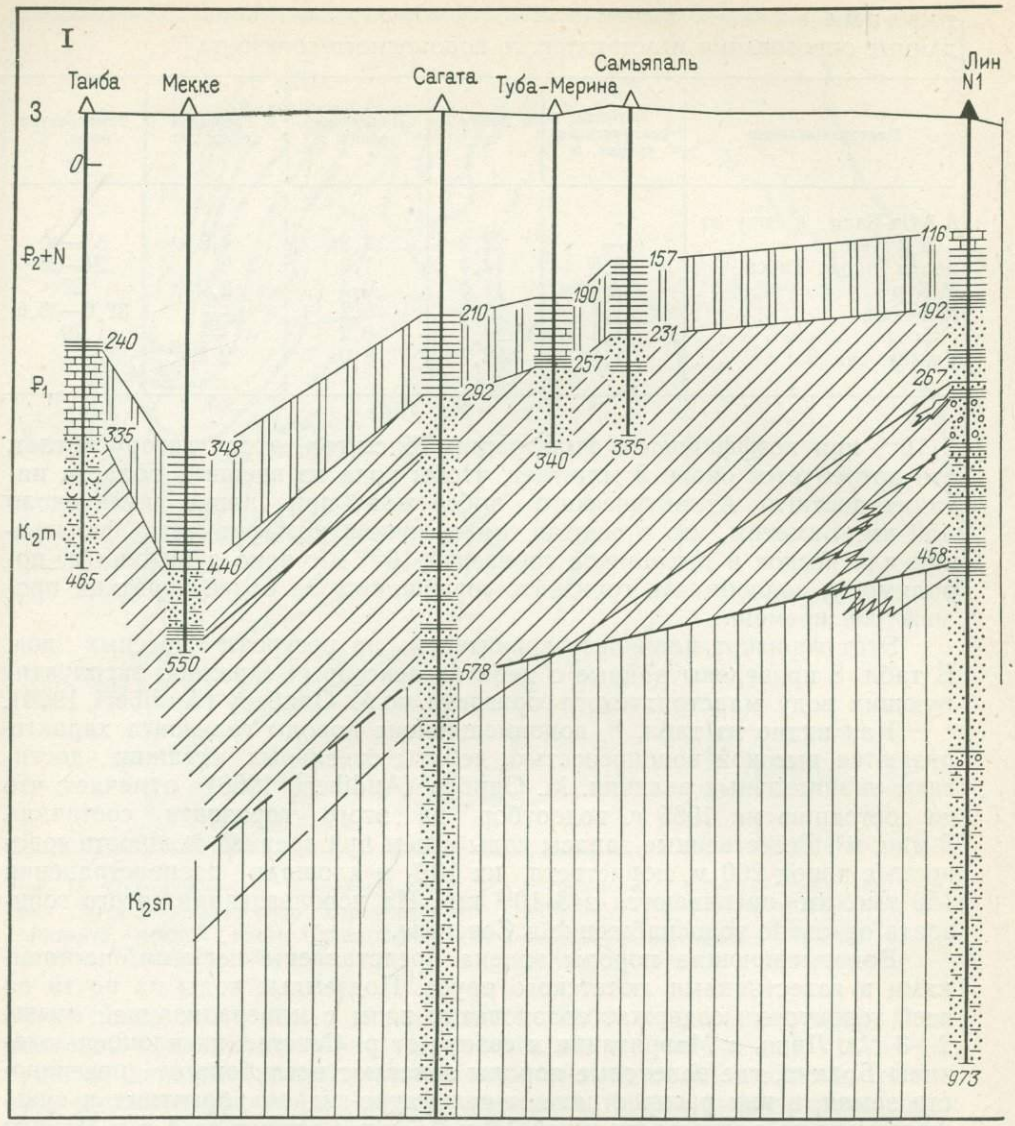


Рис. 19. Гидрогеологический разрез по линии I—I, Таиба — Дендуди (Audibert, 1966)

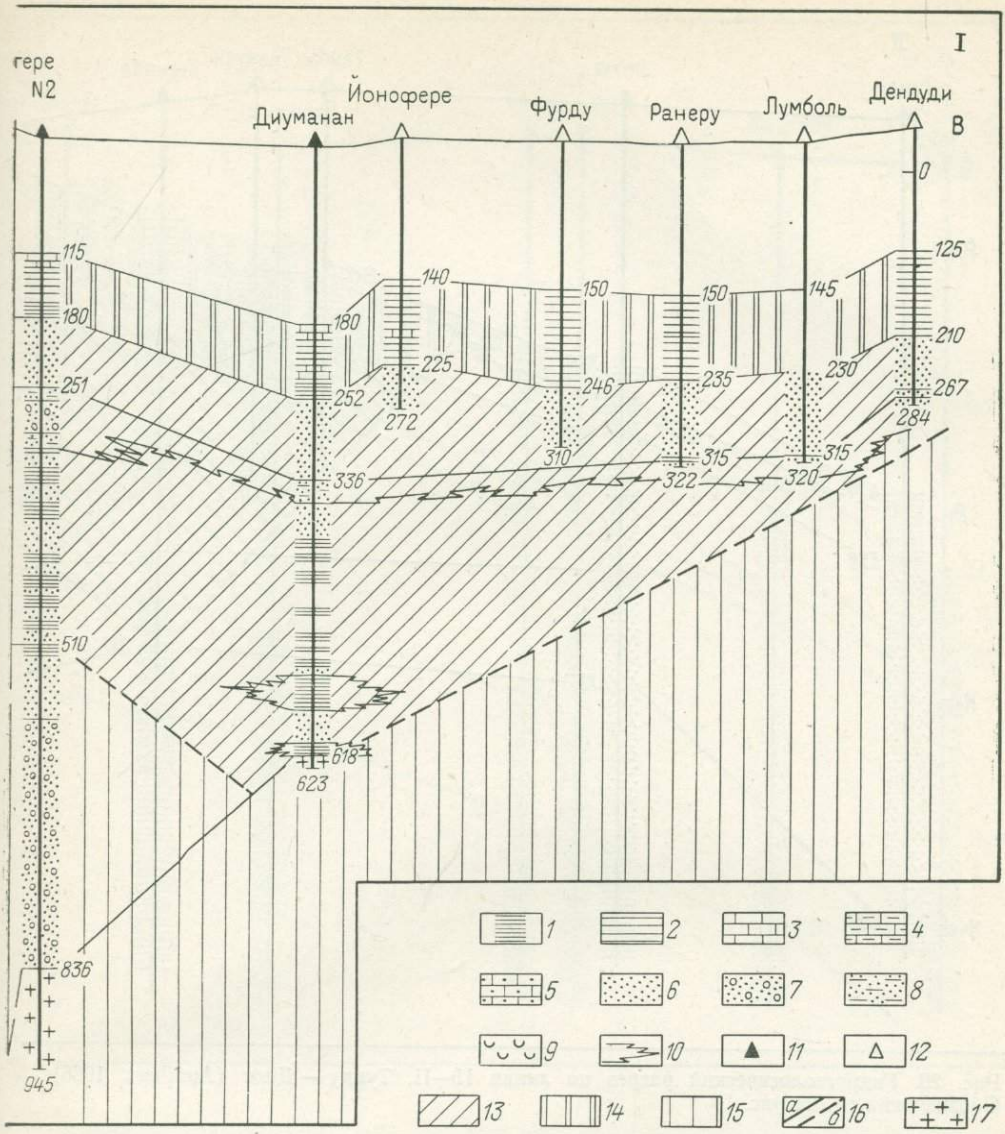
1 — глины, аргиллиты; *2* — мергели; *3* — известняки; *4* — известняки мергелистые; *5* — известняки песчанистые; *6* — пески или песчаники; *7* — галечники; *8* — пески с включениями глин; *9* — фации ракушечников; *10* — граница красноцветных песчано-глинистых отложений; *11* — скважина разведочная на нефть; *12* — скважина эксплуатационная на воду; *13* — пресные воды; *14* — слабосолоноватые воды; *15* — соленые воды; *16* — граница маастрихтского водоносного горизонта: *а* — установленная, *б* — предполагаемая; *17* — докембрийский фундамент

воды хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые. Подобные воды, в частности, встречены к востоку от Нуакшота скважиной в пос. Идини. Формула их химического состава (Depagne, 1967)

$$M\,0{,}3\,\frac{Cl\,45\;HCO_3\,31\;SO_4\,24}{Na\,53\;Ca\,36\;Mg\,11}.$$

Вблизи побережья в скважине Хаси-эль-Багра минерализация воды существенно увеличивается, состав изменяется и формула приобретает следующий вид:

$$M\,2{,}3\,\frac{Cl\,93\;HCO_3\,4\;SO_4\,3}{Na\,45\;Ca\,33\;Mg\,22}.$$



При погружении водоносного комплекса в направлении Атлантического побережья отмечается дальнейшее возрастание минерализации воды, западнее 15° з. д. пресные воды полностью замещены солеными, хотя на отдельных участках воды с минерализацией от 2 до 10 г/л встречаются и восточнее — вблизи г. Лингере, севернее г. Ндиум, между последним и г. Каэди и в других местах (Depagne, 1967; Elouard, 1962) (рис. 23). Увеличение минерализации воды комплекса может быть связано здесь с подтоком из нижележащего маастрихтского горизонта, который вблизи побережья содержит соленые воды, а также с проникновением на материк морских вод. Более минерализованные воды на отдельных участках севернее Сенегала, очевидно, формируются в следствие подтока более минерализованных вод из эоценового водоносного горизонта.

Дебит скважин, вскрывших воды отложений конечной континентальной толщи, колеблется от 0,3 до 11 л/с. Воды этого комплекса широко используются для водоснабжения и ирригации большим количеством колодцев и скважин. Интенсивная откачка воды, связанная с необходимостью расширения водоснабжения г. Нуакшот, привела

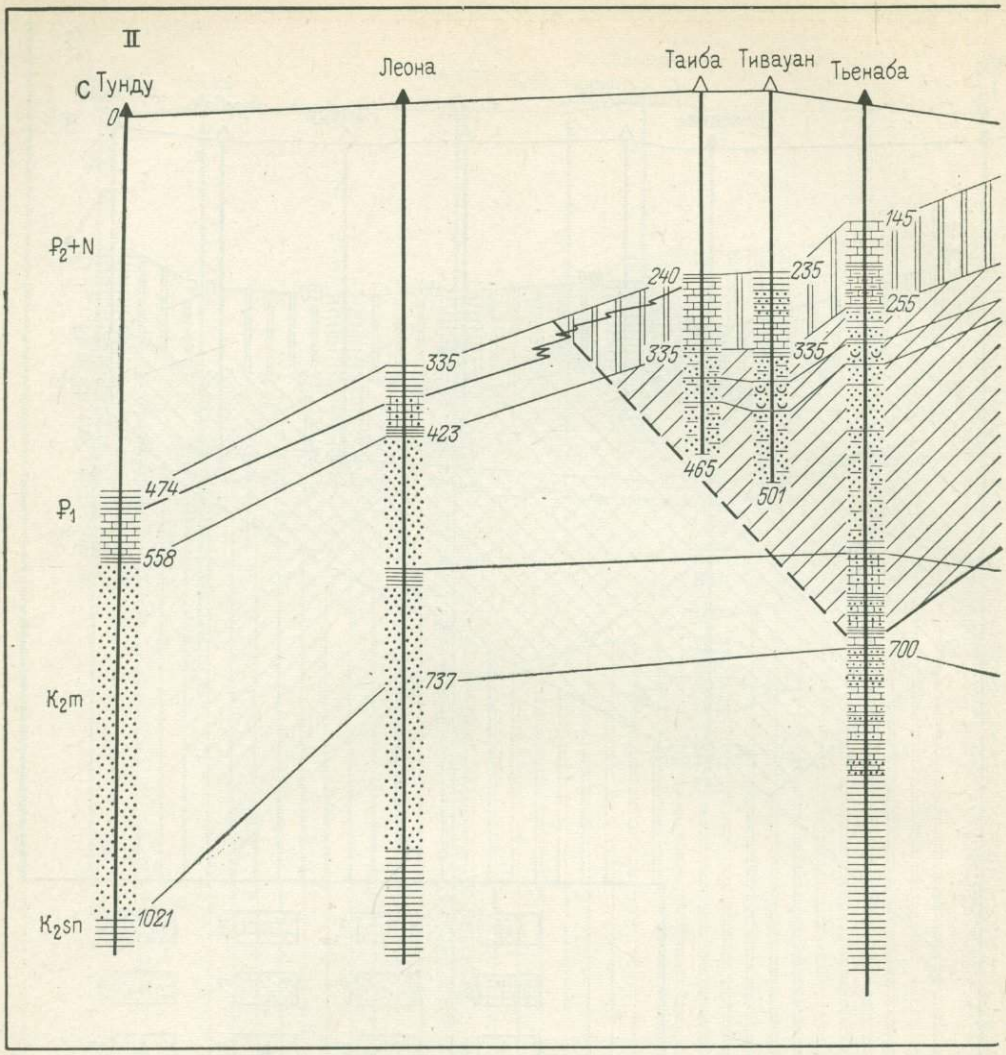
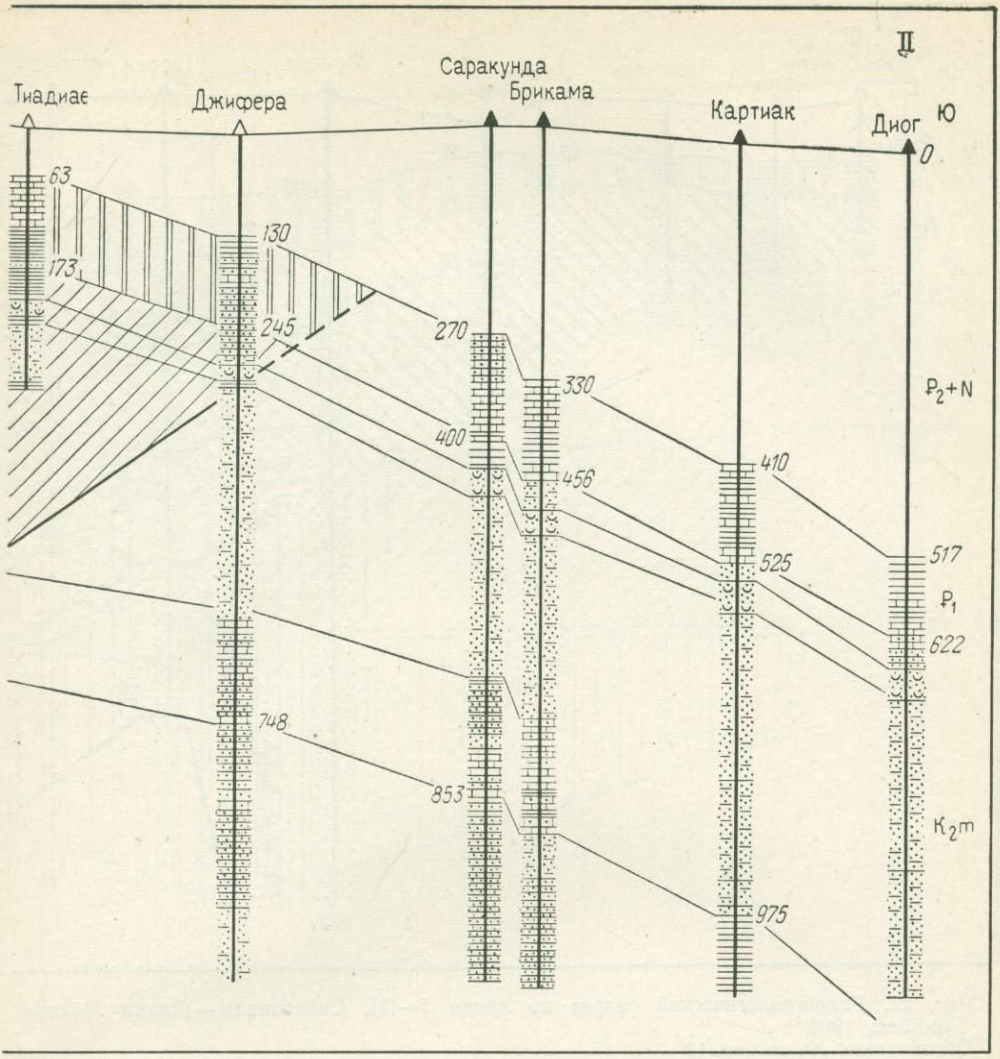


Рис. 20. Гидрогеологический разрез по линии II—II, Тунду — Диог (Audibert, 1966)
Обозначения см. на рис. 19

к образованию воронки депрессии и ухудшению качества, воды в связи с подтоком соленых вод со стороны моря (Depagne, 1967).

Питание подземных вод отложений конечной континентальной толщи в областях умеренного и избыточного увлажнения происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. В центральной части бассейна подземные воды получают дополнительное питание в результате фильтрации воды из р. Сенегал и оз. Гьер. Р. Дегалье (Degallier, 1962) считает, что потери реки на питание грунтовых вод составляют $3 \cdot 10^7$ м^3/год. Разгрузка подземных вод осуществляется путем эвапотранспирации и частично за счет оттока их в нижележащие горизонты эоцена и маастрихта в местах, где отсутствуют или очень маломощны глинистые водоупоры. Значительное количество воды конечной континентальной толщи расходуется также для водоснабжения.

Подземные воды четвертичных отложений не образуют единого по площади водоносного горизонта. Они приурочены к песчаным массивам прибрежной зоны и обширных пространств равнин Тразы, к песчано-глинисто-щебенистым образованиям уэдов и к аллювиальным отложениям речных долин Сенегала, Гамбии, Казаманса.



В массивах эоловых песков обычно образуются небольшие линзы пресных вод, плавающие на солоноватых и соленых, имеющих минерализацию более 6 г/л. Мощность водоносного слоя, содержащего пресные воды, колеблется от нескольких сантиметров до 8—10 м, иногда достигает 50 м. Минерализация воды 0,1—0,7 г/л, состав преимущественно хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый (Archambault, 1960; Degallier, 1962). Ж. Аршамбо (Archambault, 1960) отмечает, что при правильной эксплуатации этих линз скважины могут давать до 14 л/с воды.

В пролювиально-аллювиальных образованиях уэдов воды имеют спорадическое распространение, характеризуются малыми ресурсами и ухудшением качества в сухой сезон года, когда минерализация может достигать 4—5 г/л.

В аллювиальных отложениях речных долин сформировались мощные потоки грунтовых вод, особенно в долине главной реки бассейна — Сенегал, где ширина этого потока в нижнем течении достигает 20 км. Глубина залегания воды на приподнятых террасах долины 8—15 м, а в пойменной части не превышает 1—1,5 м. Минерализация воды около

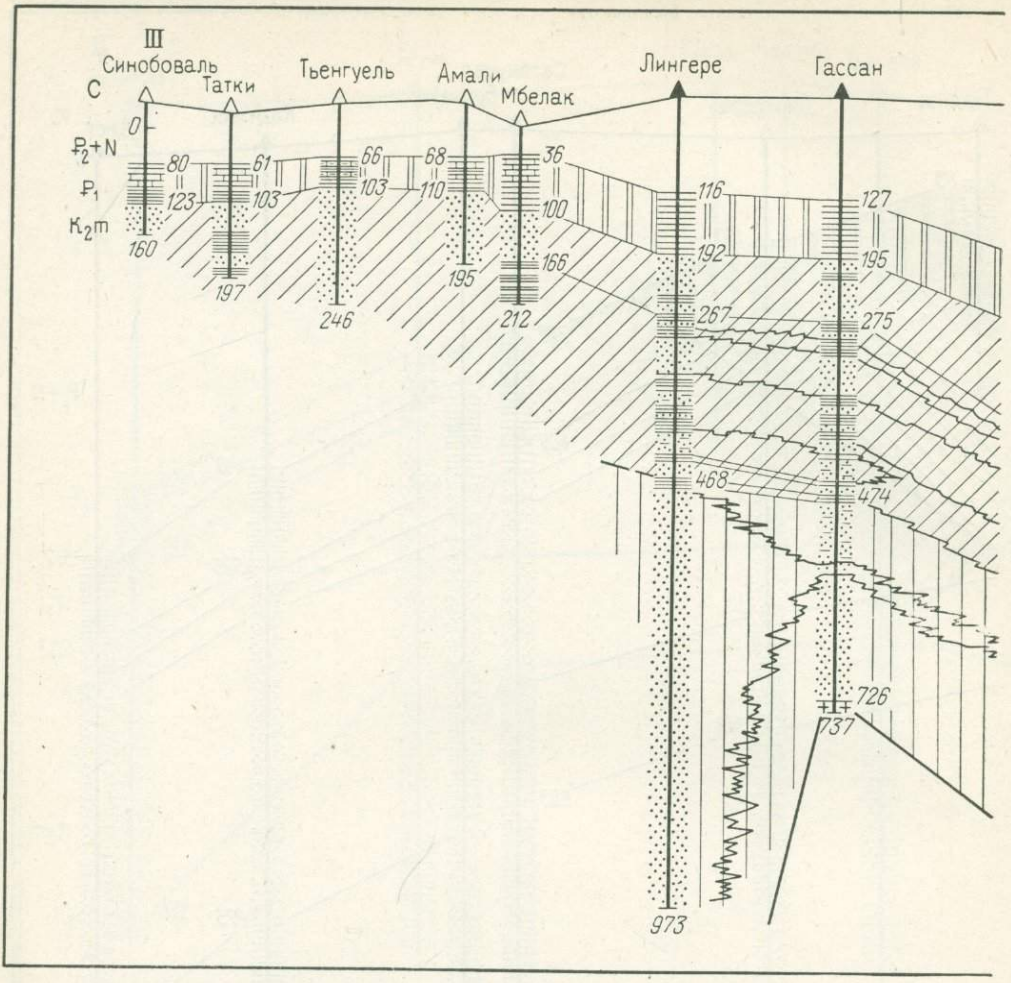
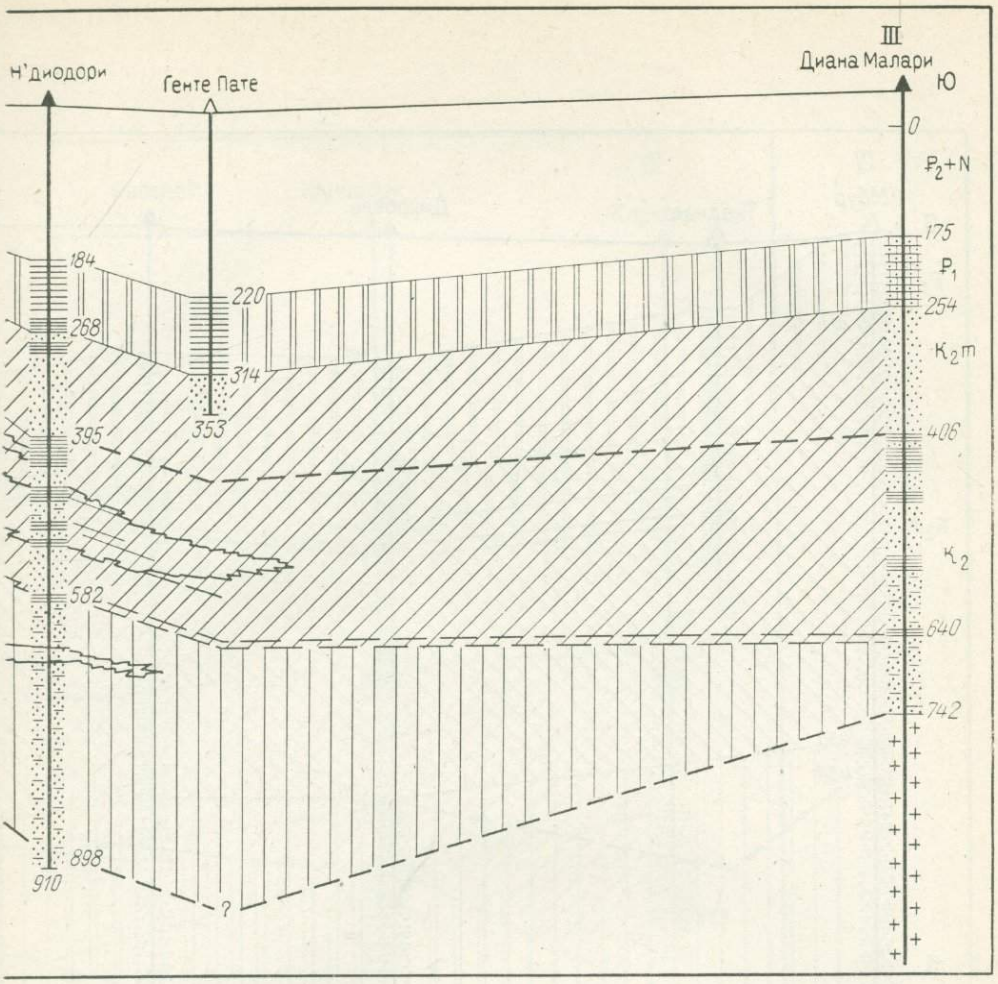


Рис. 21. Гидрогеологический разрез по линии I—III, Синобоваль — Диана Малари (Audibert, 1966)
Обозначения см. на рис. 19

0,5 г/л, но в сухой сезон повышается до 1 г/л, состав воды преимущественно гидрокарбонатный кальциевый. Водоносность аллювиальных отложений, представленных в основном песками с галькой и гравием, линзами супесей и суглинков, а местами и глин, в целом высокая. Дебиты скважин 9—12 л/с. Режим грунтовых вод зависит от режима выпадения атмосферных осадков и речных вод. Колебания их в сухой сезон составляют несколько сантиметров, а в периоды выпадении осадков и подъема уровней на реках возрастают до 1—5 м. В паводковые периоды реки питают грунтовые воды, в сухой сезон наблюдается обратная картина — грунтовые воды питают реки (Elouard, 1962).

Как видно из изложенного, Сенегальский артезианский бассейн весьма богат пресными подземными водами, формирующимися главным образом в аллювиальных отложениях речных долин, а также в более древних геологических отложениях, преимущественно на востоке его, где располагается основная часть внешней области питания бассейна, со стороны которой движется мощный поток этих вод. По мере продвижения последнего на запад в сторону Атлантического океана, очевидно, в результате взаимодействия подземных вод с вмещающими породами, влияния климата и других природных факторов, минерали-



зация их увеличивается, они становятся солоноватыми, а в прибрежной зоне под воздействием моря и солеными. Однако минерализация подземных вод конечной континентальной толщи и палеогена (эоцена) оказалась существенно более высокой, чем маастрихтского яруса. Это привело к формированию своеобразной и редко встречающейся на земле вертикальной зональности в изменении химического состава и минерализации подземных вод (табл. 9).

Из табл. 9 видно, что ниже пресных подземных вод маастрихтского яруса в сеноман — кампане минерализация их резко возрастает и уже в породах нижнего мела и юре возможно наличие высококонцентрированных рассолов.

М. Одибер (Audibert, 1966), учитывая, что подземные воды маастрихта от вышележащих водоносных отложений эоцена отделены мощной толщей глин, залегающей в нижней части их разреза, относит эти воды к категории «запечатанных», образовавшихся до формирования глинистого эоценового водоупора. Подобное объяснение предполагает отсутствие какого-либо движения подземных вод в отложениях маастрихта. Между тем и сам автор считает, что эти воды движутся в сторону Атлантического побережья и к долине р. Сенегал, он даже опреде-

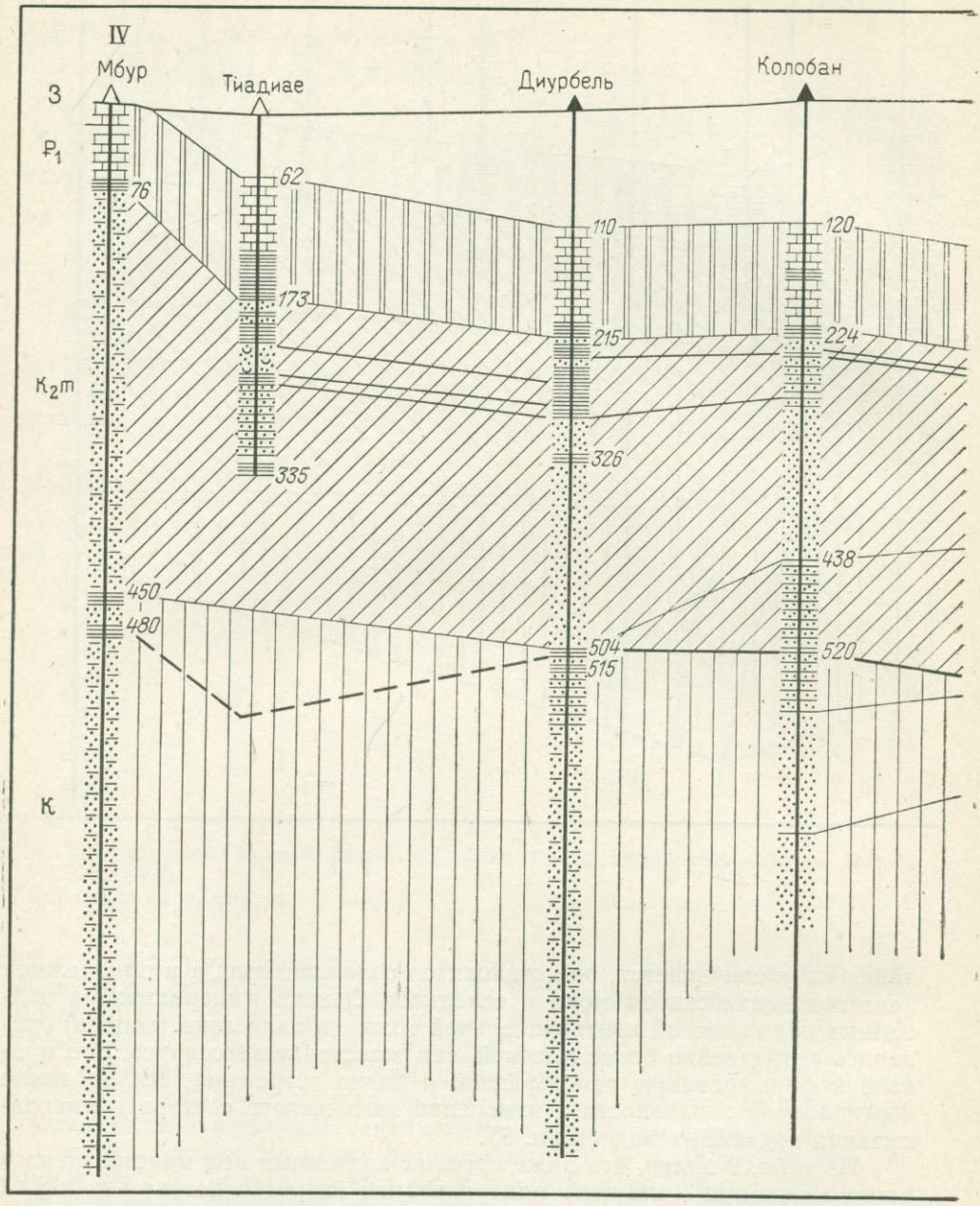
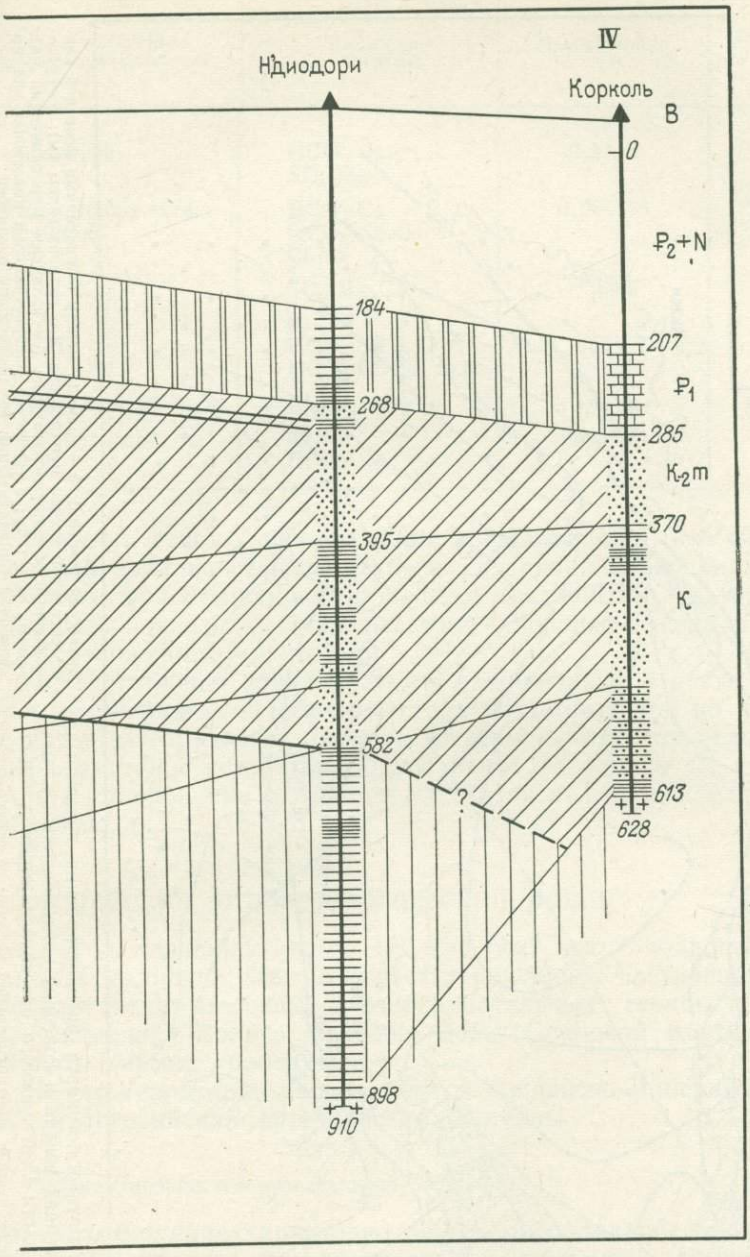


Рис. 22. Гидрогеологический разрез по линии IV—IV, Мбур — Корколь (Audibert, 1966)
Обозначения см. на рис. 19


IV
Ндиодори
Корколь
В
0
P2+N
184
207
P1
268
285
K2m
370
395
K
582
?
613
628
898
910

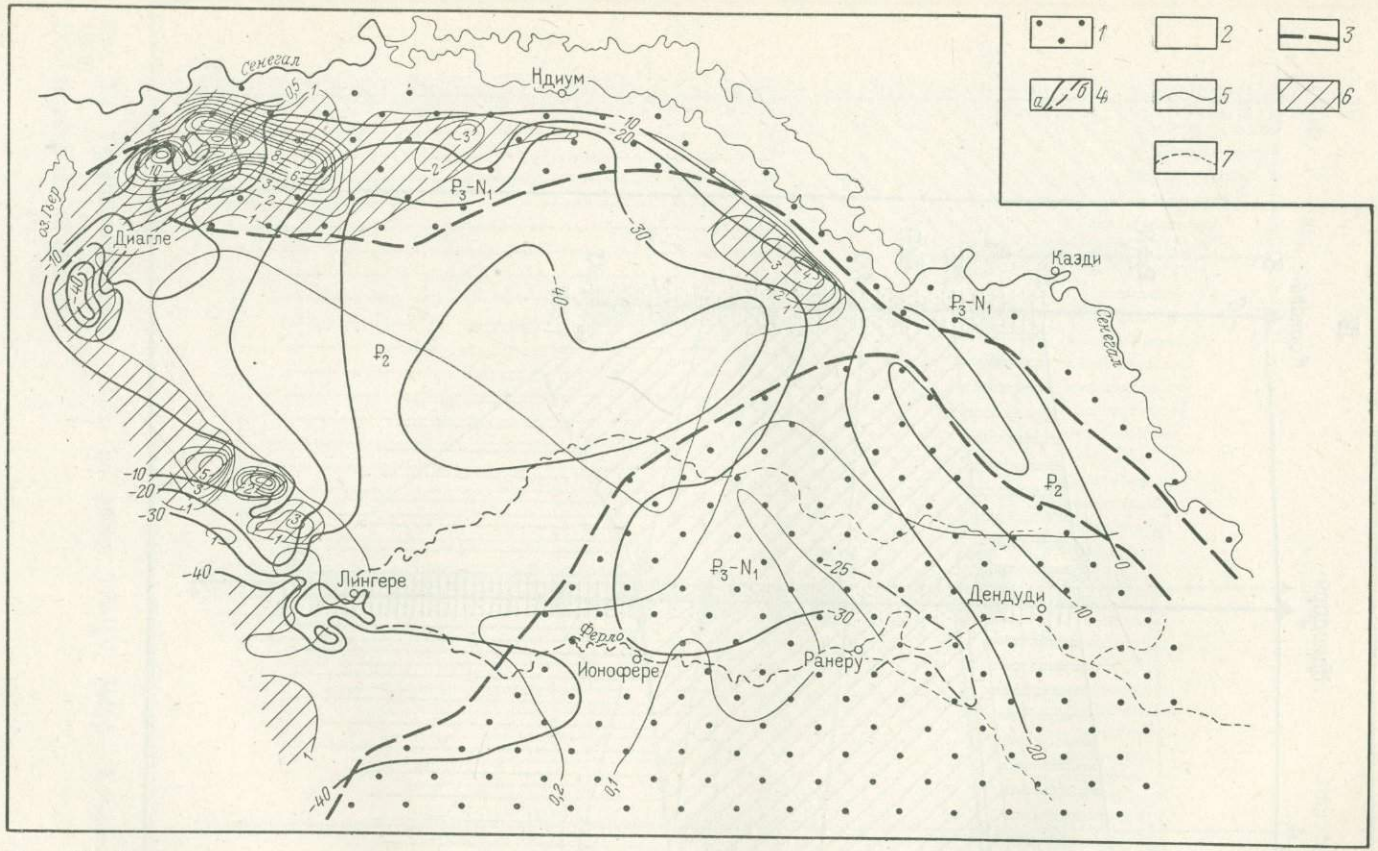


Рис. 23. Схематическая карта распространения подземных вод в отложениях эоцена и конечной континентальной толщи южной части Сенегальского бассейна (Degallier, 1962)

1 — отложения конечной континентальной толщи; *2* — отложения палеогена (эоцена); *3* — граница между отложениями конечной континентальной толщи и палеогена; *4* — гидроизогипсы (м): *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *5* — изолинии минерализации подземных вод (г/л); *6* — участки распространения подземных вод повышенной минерализации; *7* — пересохшие русла рек

ТАБЛИЦА 9

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕНЕГАЛЬСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (DEGALLIER, 1962; ELOUARD, 1962; AUDIBERT, 1966; DEPAGNE, 1967)

Возраст водоносного горизонта или комплекса	Химический тип воды	Минерализация, г/л	Глубина залегания кровли водоносного горизонта, м
Четвертичный	HCO_3-Ca SO_4-Mg-Ca	0,5—4	Нет св.
Конечная континентальная толща	HCO_3-Ca HCO_3-Na-Ca Cl-Na	0,05—15	10—45
Эоцен	SO_4-Mg-Ca Cl-Ca-Na	3—5	36—348
Маастрихт	HCO_3-Ca HCO_3-Cl-Ca	До 1, реже 1—1,2	100—440
Сеноман—кампан	Cl-Na	20—90	450 и глубже
Нижний мел, юра, палеозой	Cl-Na Cl-Ca-Na	Рассолы	Нет св.

лил скорость этого движения. Нам представляется, что формирование указанной зональности может быть связано и с неравномерной засоленностью водовмещающих пород, и различными фильтрационными свойствами последних, более низкими в породах эоцена и более высокими в отложениях маастрихта.

Горизонтальная зональность, выражающаяся в росте минерализации и изменении химического состава подземных вод по падению пласта, для всех горизонтов бассейна выдерживается довольно четко: рост минерализации с соответствующим преобразованием их состава отмечается в направлении от областей питания на запад к Атлантическому побережью.

II. Гвинейский гидрогеологический район

Этот район площадью около 1,8 млн. км^2 почти полностью включает Леоно-Либерийский, Дагомейско-Нигерийский и частично Камерунский кристаллические массивы, а из отрицательных геологических структур — синеклизу Вольта, прогибы Берег Слоновой Кости, Среднего и Нижнего Нигера, грабен Бенуэ.

На его территории располагаются Гвинейско-Либерийский, Вольтский и Нигерийский артезианские бассейны.

1. Гвинейско-Либерийский артезианский бассейн

Для этого бассейна характерно резкое преобладание размеров внешней области питания над внутренней, занимающей относительно небольшую часть. Водовмещающие породы внешней области питания бассейна представлены докембрийскими образованиями, состоящими из гнейсов, кристаллических сланцев, метаморфизованных аргиллитов, песчаников, гранитоидов и дунитов. Подземные воды накапливаются в коре выветривания и в зонах тектонических нарушений. Особенностью коры выветривания является наличие в верхней части так называемой кирасы. Последняя имеет мощность до 5—12 м и представляет собой породу типа конгломерата, прочно спаянную окислами железа с кавернозной, сильно пористой структурой. Ниже кирасы размещаются

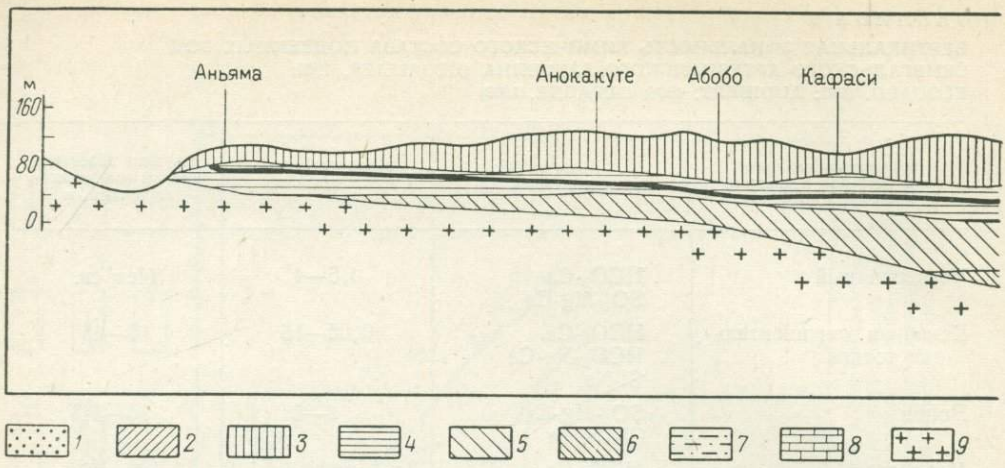


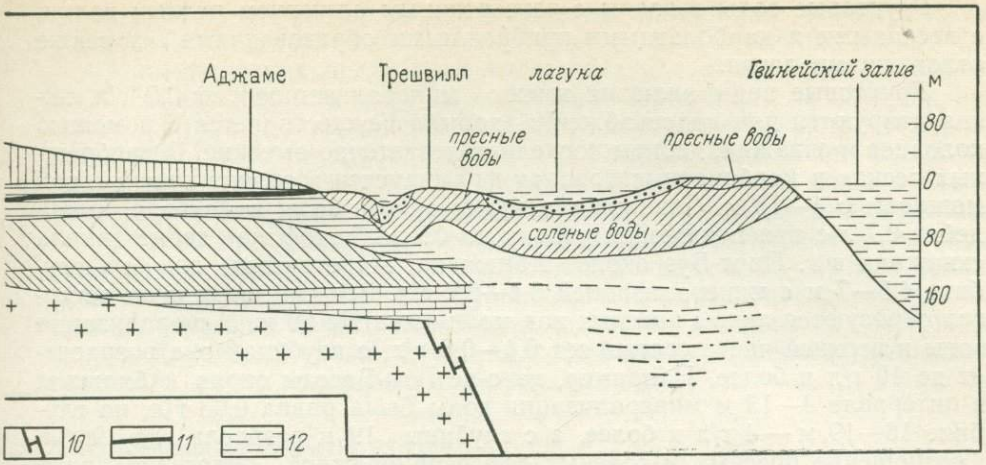
Рис. 24. Схематический геолого-гидрогеологический профиль по линии Аньяма — Трешвилл, Берег Слоновой Кости (Guérin — Villeaubreil, 1962).

Четвертичные отложения: *1* — илы современные, *2* — пески, илы. Палеоген-неогеновые отложения нерасчлененные: *3* — пески глинистые, латеритизированные; *4* — глины пестроцветные, пески и ожелезненные песчаники; *5* — пески слабоглинистые, часто с гравием. *6* — верхние горизонты верхнего мела — пески тонкозернистые; *7* — маастрихтские отложения — известняки, мергели; *8* — флишевые фации мезозоя; *9* — докембрий; *10* — тектонические нарушения; *11* — уровень подземных вод водоносного комплекса палеоген-неогеновых и верхнемеловых отложений; *12* — океан

структурные охры (практически водоупорные образования, затрудняющие просачивание атмосферных осадков в глубокие горизонты коры выветривания), которые постепенно переходят в слабовыветрелые разности материнских пород. На основных и ультраосновных породах охры представлены окислами и гидроокислами железа, а на гранитах и метаморфических сланцах — бокситовыми глинами. Мощность их достигает 120 м. Подземные воды, скапливающиеся в кирасе над охрами, образуют водоносный горизонт типа верховодки, существующий лишь во влажные сезоны года. Кираса отличается высокими фильтрационными свойствами (до 7 м/сут), поэтому водоносность ее в указанное время является высокой.

В коре выветривания докембрийских метаморфических пород и гранитов под охрами вода залегает на глубине 20—50 м, питание формирующегося здесь водоносного горизонта осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. По данным наблюдений на железорудных шахтах в Боми (Либерия) количество откачиваемой воды в сезон дождей достигает 31,7 тыс. м^3/сут, в сезон их отсутствия оно в несколько раз меньше (Le Fevre, 1966). Водоносность коры выветривания дунитов установлена на п-ве Калум в районе г. Конакри. Мощность водонасыщенной части этих пород, по Л. С. Шварцеву (1971), достигает 100 м. Они слагают здесь несколько пониженных участков, напоминающих небольшие бассейны. Из одного такого бассейна площадью несколько сотен тысяч квадратных метров для водоснабжения г. Конакри в 1961 г. отбиралось 115 л/с воды. Примерно такую же мощность зона выветривания дунитов имеет и северо-восточнее, где пробурены четыре скважины, которые при понижениях уровней воды от 20 до 50 м имели дебиты от 3,6 до 20 л/с. Однако в целом, по мнению указанного исследователя, коренные породы Гвинеи слабоводоносны и не содержат значительных ресурсов подземных вод.

Водоносность аллювиальных отложений речных долин, расчленяющих внешнюю область питания бассейна, слабая. Дебиты колодцев и скважин обычно не превышают 0,3 л/с.



Внутренняя область питания бассейна состоит из двух разобщенных и удаленных друг от друга участков, один из которых располагается в прибрежной зоне южнее Конакри, а другой — в районе Абиджана. Конакринский участок сложен прибрежно-морскими и аллювиальными четвертичными отложениями. Скважина, пробуренная в Сумбае в 15 км северо-западнее Конакри, прошла до пород кристаллического фундамента и встретила воду в песках на глубине 50—55 м. Дебит скважины 1,8 л/с, минерализация воды 1,2 г/л (Archambault, 1960). Абиджанский участок располагается на побережье Гвинейского залива в устье р. Комоэ. Он представляет, очевидно, краевую часть более обширной области накопления подземных вод бассейна, погрузившейся под воды Гвинейского залива. В геологическом строении ее участвуют меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения образуют единый водоносный комплекс мощностью от 60 до 180 м. Водовмещающие породы представлены песками, водоупорные — глинами и аргиллитами. Водоносность комплекса высокая, удельные дебиты скважин 3—16 л/с. Это хорошо согласуется с данными о фильтрационных свойствах пород, которые для латеритовых и глинистых песков равны 1,9—4,3 м/сут, а для грубозернистых — 86,4 м/сут (Guérin-Villeaubreil, 1962). Минерализация воды обычно не превышает 0,1 г/л.

К описываемому комплексу приурочены выходы многочисленных родников, которые разделяются на три группы. К первой группе относятся родники, дренирующие нижнюю часть комплекса, непосредственно контактирующую с породами фундамента. Дебиты их варьируют от 2 до 15 л/с (родники около г. Аньяма севернее Абиджана). Ко второй группе принадлежат многочисленные родники, выходящие в долинах небольших речек. Дебиты родников этой группы весьма высокие. Например, дебит родника Тупа даже в конце сухого сезона 60 л/с. Река Банко, дренирующая ряд таких родников, в 6 км от истока имеет расход в межень 380 л/с, во время паводка 700 л/с. Третью группу составляют родники, приуроченные к контакту четвертичных и нижнепалеогеновых отложений, локализующиеся обычно по берегам лагун. Дебиты их не более 3 л/с.

Выделяемый в разрезе этого комплекса маастрихтский водоносный горизонт вскрыт в интервале 127—169,7 м. Водовмещающие породы его сложены песками и песчанистыми известняками, вода напорная, уровень ее устанавливается на 2 м абс., дебит скважины при понижении на 80 м составлял 5 л/с, воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые (Guérin-Villeaubreil, 1962).

Грунтовые воды связаны с четвертичным аллювием речных долин, с песчаными и карбонатными прибрежными образованиями, а также отложениями лагун.

Грунтовые воды аллювия имеют минерализацию до 0,2 г/л, эксплуатируются для водоснабжения, добыча осуществляется с помощью колодцев и скважин, дебиты последних достаточно высокие. В прибрежных песках и карбонатных породах формируется горизонт пресных вод мощностью 4—10 м. Скважина, вскрывшая эти воды в Азурети, имела дебит 0,7 л/с при понижении уровня на 0,2 м. Такой же дебит имела скважина в г. Порт-Буэ около Абиджана, встретившая воду на глубине 4,5—7 м с минерализацией 0,4—2,2 г/л. Вблизи лагун и на островах образуются линзы пресных вод мощностью до 20 м. Минерализация воды в верхней части составляет 0,1—0,3 г/л, с глубиной она возрастает до 10 г/л и более. Например, на о-ве Пти-Бассам около Абиджана в интервале 3—13 м минерализация воды была равна 0,08 г/л, на глубине 16—19 м — 4 г/л и более, а с глубины 19 м возросла до 19 г/л. Соотношение пресных и соленых вод в прибрежной полосе по линии Аньяма — Трешвилл видно на рис. 24. Большая мощность зоны пресных вод около Трешвилла обеспечивает работу водозабора производительностью 24 тыс. м³/сут (Guérin-Villeaubreil, 1962).

2. Вольтский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена возвышенностями, сложенными докембрийскими породами Леоно-Либерийского массива, а внутренняя — впадиной Вольта.

Подземные воды в породах докембрия внешней области питания развиты преимущественно в коре их выветривания и в зонах разломов. Водоносность гнейсов, разрушающихся до сильно глинистых песков и глин, слабая. Бирримские филлиты, сланцы, граувакки, туфы отличаются повышенной трещиноватостью и более высокой водоносностью. Средний дебит скважин, пройденных в этих породах, в провинции Ашанту составляет 3,6 л/с, а на западе в провинции Бронг-Ахафо 1—1,3 л/с. Более водоносной является зона выветривания гранитов мощностью 50—130 м. Дебиты скважин средней глубиной 35 м 0,13—6,6 л/с. Западнее, на территории Берега Слоновой Кости, мощность зоны выветривания в гранитах уменьшается до 5—25 м. Вода в них залегает на глубине от 1 до 15 м. Скважина в г. Бваке встретила воду в гранитах в интервале 4,2—4,5 м и при снижении уровня на 2,2 м давала 3,9 л/с, а при опробовании участка, находящегося на глубине 18,2—26,2 м, при понижении уровня на 12 м — 2 л/с. Западнее Бваке, около Беуми, удельные дебиты скважин, пройденных в гранитах, составляют 0,1—0,16 л/с, дебиты колодцев глубиной 10—12 м не превышают 0,3 л/с, снижаясь в сухие сезоны до 0,05 л/с. Слабоводоносны граниты и в окрестностях Далоа. Годовая амплитуда колебания уровней составляет 6,5 м (Guérin-Villeaubreil, 1962; Gill, 1969).

Верхнепротерозойские песчаники, сланцы и конгломераты, слагающие горы Того и Атакора на востоке бассейна, характеризуются более высокой водоносностью, особенно в зонах тектонических нарушений и интенсивной складчатости. Дебиты скважин средней глубиной около 50 м изменяются от 0,25 до 9,1 л/с, составляя в среднем 2,6 л/с. Минерализация подземных вод 0,2—0,6 г/л.

Водоносность пород, слагающих впадину Вольта, пестрая. Наиболее водоносны здесь песчаники и конгломераты нижнего палеозоя. Вблизи западного и южного обрывов впадины, около зон тектонических нарушений, к этим породам приурочены выходы крупных родников (например, в районе Кинтампо с дебитом до 50 л/с) (Gill, 1969). Скважины глубиной до 100 м, каптирующие в этом районе воду песчаников,

дают притоки 1—1,1 л/с. Более водоносны песчаники в окрестностях Кете-Крачи, где дебит скважин глубиной до 50 м составлял 2,5 л/с.

Минерализация неглубоких подземных вод около 1,1 г/л, скважина в Тамале вскрыла воду в вольтских песчаниках с содержанием хлора 1,56 г/л. Более минерализованные соленые воды встречены скважинами в Дабоа на глубине 260 м и в Гамбага на глубине 430 м, что указывает на закономерное увеличение минерализации воды с глубиной и на наличие в бассейне прямой зональности в изменении ее состава.

В аллювиальных отложениях речных долин грунтовые воды образуют потоки мощностью 1—3 м в мелких долинах и 10—12 м в долине р. Вольта. Вода залегает на глубине 0,5—10 м. Водоносность аллювия слабая, удельные дебиты скважин и колодцев изменяются от 0,14 до 0,4 л/с. Колебание уровня грунтовых вод зависит от режима выпадения осадков и имеет большую амплитуду.

3. Нигерийский артезианский бассейн

Этот бассейн является крайним восточным в системе описываемого района. На северо-западе внешняя область питания бассейна представлена восточной окраиной Дагомейско-Нигерийского, а на юго-востоке — западной частью Камерунского массивов. Внутреннюю область питания его образуют грабены Бенуэ, Среднего и Нижнего Нигера и впадина Южной Нигерии.

Внешняя область питания бассейна сложена главным образом гранитоидами и метаморфическими породами архея и полями кайнозойских платобазальтов.

Подземные воды в архейских породах накапливаются в зоне экзогенной трещиноватости, мощность которой в среднем составляет около 30 м. В связи с неравномерной трещиноватостью, водоносность пород пестрая. Удельные дебиты скважин, каптирующих воду кварцитов, составляют 0,7 л/с, гранитов и сланцев — 0,06—0,08 л/с (Herrmann-Giessen, 1967; Langsdorf, 1970). В предгорьях хребта Того дебиты скважин, пройденных в песчаниках и сланцах протерозоя, 0,2—7 л/с (Gill, 1969). Минерализация воды не превышает 0,3 г/л, в ней присутствуют железо и марганец (0,3—2 мг/л), а на участках полиметаллического оруденения — цинк (0,05—0,1 мг/л) и свинец (0,06—8 мг/л) (Webb, Millman, 1950).

На плато Джос. Биу и других, представляющих юго-восточную часть внешней области питания бассейна, сложенных кайнозойскими базальтами и их туфами. реже трахитами и риолитами, отмечаются многочисленные родники, выходящие на поверхность по краям лавовых потоков. Наиболее крупный из них — родник Хосс на плато Джос имеет дебит 125 л/с и минерализацию воды 0,1 г/л, состав последней гидрокарбонатный кальциевый. Остальные родники менее мощные, минерализация воды их колеблется от 0,09 до 0,34 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый. Средний дебит шести скважин, пробуренных на плато Джос и Биу, равен 4,25 л/с (Preez, Barber, 1965).

Внутренняя область питания бассейна сложена породами мела, палеогена, неогена и четвертичной системы.

Водовмещающие породы меловых отложений грабена Бенуэ и долины Среднего Нигера представлены песчаниками и песками, а водоупорные — глинами, аргиллитами и мергелями. Заключенные в этой толще подземные воды имеют напорный режим, величина напора с глубиной увеличивается. Из-за неоднородности состава пород дебиты скважин, пройденных в этих отложениях до глубины 120—180 м, обнаруживают значительные колебания. Например, скважина около Макурди имела дебиты 0,04—0,25 л/с, у Нумана — 0,75 л/с, у Нола-Гомби — 5—

7,6 л/с. В верхней части разреза минерализация воды составляет 0,18—0,5 г/л. В глубоких горизонтах она, очевидно, является более высокой, о чем, в частности, свидетельствует родник Аве, находящийся, по-видимому, в зоне разлома и обладающий хлоридной натриевой водой с минерализацией 9 г/л.

В долине Среднего Нигера подземные воды залегают в верхнемеловых песчаниках и линзах конгломератов, переслаивающихся с алевролитами и глинистыми сланцами. Уровень воды располагается на глубине 0—90 м, составляя в среднем около 45 м. В Патеги напорные воды в этих отложениях встречены в интервале 90—101 м, пьезометрический уровень установился на 1,2 м выше устья скважины, дебит составил 3,1 л/с. Средний дебит 30 скважин на соседних участках равен 1,65 л/с при средней глубине скважин 100 м. В ряде пунктов долины из отложений верхнего мела выходят мощные родники.

Подземные воды в верхнемеловых отложениях установлены также в бассейне р. Сокото. В районе Катино-Даура они залегают на глубине 40 м, дебиты скважин составляют 3,1 л/с. Около Балле, северо-западнее, напорные воды в указанных отложениях встречены в интервале 320—350 м, уровень их установился на 9 м ниже поверхности земли. Дебиты скважин 0,6—4,75 л/с. В направлении на северо-запад одновременно с увеличением глубины залегания подземных вод возрастает их минерализация (Preez, Barber, 1965).

В окрестностях г. Сокото и к юго-востоку от него водоносный горизонт в песках турона характеризуется слабой водоносностью, удельные дебиты скважин 0,05—0,23 л/с. Воды пресные с сухим остатком от 0,028 до 0,24 г/л, с высоким содержанием железа (3,4—32 мг/л) и сульфатиона (69 мг/л), возможно, образовавшихся за счет окисления в породах пирита. Дебиты скважин, эксплуатирующих водоносные пески сантона — маастрихта (формации Талока и Вурно), колеблются от 3,7—6,2 л/с при понижениях уровней на 5,1—15,6 м в нижней части разреза до 6,2—8,7 л/с и повышениях уровней до 3,3 м в верхней. Минерализация воды 0,11—0,19 г/л, в водах формации Талока также отмечается повышенное содержание железа (до 3—6 мг/л) (Oteze, 1975).

В долине нижнего течения р. Нигер и на плато Идах-Анкпа, ниже впадения в нее р. Бенуэ, развиты верхнемеловые и палеогеновые отложения мощностью до 600 м. В разрезе их выделяются верхняя и нижняя угленосные толщи, разделенные 450-метровой толщей песчаников. Напорные воды в последних вскрываются на глубине 40—160 м. Дебиты скважин в среднем составляют 3,1 л/с, максимальные достигают 5,8 л/с. Эти песчаники питают ряд крупных родников с дебитами до 100 л/с (Идома), выходящих по краям плато.

На побережье Гвинейского залива верхнемеловые отложения имеют мощность 600 м. Содержащиеся в них воды напорные, с пьезометрическим уровнем, устанавливающимся на абс. отм. от +20 до +47 м. Удельные дебиты скважин 0,3—7 л/с, минерализация воды 0,05—0,4 г/л, с глубиной отмечается ее увеличение. Температура воды в скважине Бона на глубине 300 м составляет 47° С (Archambault, 1960).

Водовмещающие породы палеогена представлены известняками и песчаниками. Наиболее водоносны известняки, особенно закарстованные их разности. Скважины, пробуренные в песчаниках серии Гванду до глубины 45—300 м, дают притоки воды 1—8,4 л/с. В прибрежной зоне бассейна водовмещающие породы образованы песками, разделенными прослоями глин. Воды этих отложений широко используются для водоснабжения городов Ломе, Лагос, Порто-Ново и др. Глубина скважин 100—300 м, дебиты до 50 л/с, вода слабоминерализованная гидрокарбонатная кальциево-натриевая.

Подземные воды палеогеновых и неоген-четвертичных отложений изучены в долине нижнего течения Нигера и его дельте. Здесь выделя-

ются площади развития песков и песчаников четвертичного возраста и палеогена, характеризующиеся высокой проницаемостью, быстрой инфильтрацией осадков и удельными дебитами колодцев и скважин 2—8 л/с. В дождливые сезоны ресурсы этих вод резко возрастают, удельные дебиты увеличиваются до 50 л/с. Дельтовые отложения Нигера и других крупных рек, находящихся в зоне приливов, в верхней части засолонены, однако и здесь встречаются хорошо проницаемые породы, содержащие пресную воду и дающие притоки воды в скважины до 1,6 л/с на 1 м понижения уровня. Линзы пресных вод, формирующиеся в песках береговых валов, отличаются небольшими ресурсами. Удельные дебиты колодцев и скважин 0,6—3 л/с.

Для неоген-четвертичных отложений установлено закономерное уменьшение модуля подземного стока в сухой период в направлении с юга на север. Для песков и рыхлых песков он изменяется от 50 до 35 л/с·км², для крепких песчаников палеогена от 18 до 3 л/с·км² и для плотных песчаников с прослоями аргиллитов верхнего мела от 3 до 0,1 л/с·км² (Herrmann-Giessen, 1967).

Аллювиальные отложения Нигера, Бенуэ, Сокото и их притоков имеют мощность до 30 м и заключают неглубокозалегающие грунтовые воды, широко используемые для водоснабжения. В связи с неоднородностью состава пород водоносность их пестрая. Так, средние дебиты скважин около г. Сокото составляют 3,25 л/с при понижениях около 3,3 м (Oteze, 1975).

Из изложенного видно, что Нигерийский артезианский бассейн характеризуется сложными условиями формирования и распределения подземных вод. Однако изучен он еще слабо, особенно внутренняя область питания, где гидрогеологическими исследованиями захвачены первые сотни метров разреза осадочного чехла при мощности последнего более 4000 м. Наличие в долинах Бенуэ и Нигера залежей нефти и газа дает основание предполагать, что в глубоких горизонтах палеогена и мела распространены термальные высокоминерализованные воды и рассолы хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава, содержащие различные микрокомпоненты.

III. Южно-Приатлантический гидрогеологический район

Этот район, вытянутый вдоль побережья Атлантического океана от вулкана Камерун на севере до южной границы пустыни Намиб на юге, охватывает узкие прибрежные низменности и обрамляющие их с востока горные возвышенности. На его площади располагаются Камеруно-Габонский, Анголо-Конголезский и Намибский артезианские бассейны.

1. Камеруно-Габонский артезианский бассейн

Находящийся на самом севере района бассейн включает мезозойские периокеанические впадины Двало и Габонскую, являющиеся внутренней областью его питания, а также окружающие их с севера и востока массивы Камерунский и Шайю, образующие его внешнюю область питания.

Во внешней области питания бассейна подземные воды накапливаются в коре выветривания кристаллических пород докембрия, вулканогенных образованиях кайнозоя и в аллювиальных отложениях речных долин Мбам, Дьерем, Лом, Ньонг, Ком и Огове.

В коре выветривания кристаллических пород мощностью 10—15 м формируются грунтовые воды. Водоносность пород слабая, дебиты колодцев не превышают десятых долей литра в секунду. Примерно такие же дебиты имеют и родники, выходящие в обрывах плато. Вода слабоминерализованная, пресная.

Вулканогенные образования кайнозоя, развитые на площади предгорной равнины в верховьях р. Мбам и ее правых притоков, отличаются высокой проницаемостью и водоносностью. Дебиты связанных с ними родников достигают 100 л/с (Schwoerer, 1959). К этим породам приурочены также многочисленные проявления минеральных вод, среди которых установлены углекислые и азотные термы, углекисло-щелочные железистые, сульфатные натриево-кальциевые, кремнекислые, гидрокарбонатные магниево-кальциевые и высокоминерализованные (29,5 г/л) хлоридные натриевые.

Подземные воды внутренней области питания бассейна изучены слабо. Они находятся здесь в песках, песчаниках и, по-видимому, известняках мела, палеогена и неогена. Установлено, что неглубокозалегающие подземные воды в верхнемеловых песках и песчаниках пресные, но ресурсы их подвержены сезонным колебаниям. Например, суммарный водозабор для г. Либревиля из родников и скважин достигает 4400 м³/сут, однако в сухой сезон отмечаются резкое падение уровней воды в эксплуатируемом горизонте и иногда полная сработка его ресурсов. В более глубоких частях разреза меловых отложений воды, очевидно, напорные и вследствие наличия в бассейне эвапоритов высокоминерализованные. В Габонской впадине соляные штоки пронизывают все породы вплоть до миоцена. Это обусловливает не только высокую минерализацию подземных вод меловых и палеогеновых отложений, но, по-видимому, влияет на химизм грунтовых вод неоген-четвертичных осадков. На геохимический облик рассолов, в частности на их микрокомпонентный состав, оказывают влияние нефтяные и газовые месторождения, приуроченные как к подсолевым нижнемеловым, так и к надсолевым меловым и палеогеновым отложениям (Высоцкий и др., 1969).

Подземные воды установлены в песках и песчаниках палеогеновой и неогеновой систем. На использовании пресных вод плиоценовых отложений основано водоснабжение г. Порт-Жантиль, где 86 скважин дают 4000 м³/сут питьевой воды («Ground water in Africa», 1973). В песках четвертичного возраста распространены слабоминерализованные грунтовые воды, добываемые с помощью большого количества шахтных и неглубоких буровых колодцев.

2. Анголо-Конголезский артезианский бассейн

Этот бассейн вытянут вдоль Атлантического побережья от 4 до 18° ю. ш., он занимает прибрежную равнину, а также ограничивающие ее с востока горы и возвышенности. На его территории располагаются крупные положительные структуры: на северо-востоке докембрийский массив Шайю, на востоке — Западно-Конголезская складчатая зона, сложенная породами архея и протерозоя. К югу от горста Маланже зона соединяется с нижнепротерозойским массивом Бенгуэла. Вдоль побережья протягиваются мезозойские периокеанические прогибы Нижнего Конго и Кванзы (Высоцкий и др., 1969). Положительные структуры являются внешней областью питания, а прибрежные прогибы—внутренними областями питания бассейна.

В гидрогеологическом отношении бассейн изучен крайне слабо. Во внешней области питания в местах выхода на поверхность кристаллических пород докембрия грунтовые воды распространены в коре их выветривания. Эти породы характеризуются достаточно высокой водоносностью, особенно в северной части бассейна. Здесь вода в них встречена на юго-западных склонах Хрустальных гор (к северу от г. Бома) и около Лукулы, где ее добывают при помощи многочисленных колодцев и скважин для водоснабжения (Snel, 1957). Более детально грунтовые воды коры выветривания протерозойских сланцево-известня-

ковых отложений изучены на участке месторождения Боко-Сонго в междуречье Лудима и Н'Кенке (верховья р. Ниари). По данным С. Д. Капранова, вода на этом участке приурочена к закарстованным доломитам с прослоями известковистых сланцев, местами окварцованных и ожелезненных. Она находится на глубине 11— 25 м. Дебиты скважин 5—10,3 л/с при понижениях уровней на 2,2—2,6 м, а коэффициенты фильтрации составляют 2,5—14,9 м/сут. Вода гидрокарбонатная кальциево-магниевая с минерализацией до 0,3 г/л.

Южнее, на территории Анголы, грунтовые воды коры выветривания широко используют для водоснабжения. Глубина многочисленных колодцев и скважин здесь в среднем 5—20 м, а отдельных достигает 60 м. Дебиты их колеблются от 0,27 до 1,9 л/с. Повышенной водоносностью отличаются трещиноватые зоны габбрового массива горы Серрада-Шела, где дебит скважины, заложенной в Катуити, составил 8,1 л/с («Ground water in Africa», 1973).

В четвертичных аллювиально-делювиальных отложениях, представленных суглинками и песчаными глинами с прослоями песков и плохо окатанного галечника мощностью 5—15 м, иногда до 20—30 м, грунтовые воды залегают на глубине 1,5—3,5 м, местами менее. Мощность водоносного горизонта обычно 5 м, дебиты скважин при понижении уровня до 3,1 м не превышают 0,3 л/с, коэффициент фильтрации 2,5 м/сут. Минерализация воды 0,08—0,13 г/л при содержании железа до 31,2—74 мг/л.

Во внутренней области питания бассейна развиты отложения мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Сведения о водоносности глубоких горизонтов меловых, палеогеновых и неогеновых отложений отсутствуют. Наличие в разрезе этих отложений эвапоритов позволяет лишь предполагать, что к ним приурочены термальные соленые воды и рассолы (Baumgartner, Van Andel, 1971).

В прибрежной полосе там, где пески подстилаются глинами или песчано-глинистыми отложениями плиоцен-плейстоцена, сформировались линзы пресных грунтовых вод, залегающие, как правило, на небольшой глубине. По мере удаления от берега глубина залегания грунтовых вод в песках увеличивается. Например, по линии Мванда — Китона она возросла от нескольких метров на побережье до 60 м в Китоне, расположенном примерно в 40 км от берега (Snel, 1957).

Четвертичные аллювиальные отложения, представленные песками, галечниками, илами, как правило, содержат пресные воды, но вследствие незначительной мощности водовмещающих пород ресурсы их ограничены (Snel, 1957). Исключение, по-видимому, составляет предустьевой участок р. Конго, который характеризуется обширными, сложенными аллювиальными отложениями отмелями шириной к северу от устья до 12 км (Самойлов, 1952). Эти отложения имеют здесь большую мощность (Cahen, Lepersonne, 1948) и, очевидно, обладают высокими ресурсами пресных грунтовых вод.

В целом для грунтовых вод описываемого бассейна характерно уменьшение ресурсов и ухудшение качества в направлении на юг в связи с увеличивающейся аридностью климата и резким сокращением количества атмосферных осадков.

На территории Анголы известны проявления термальных вод, связанные с разломами в кристаллическом фундаменте и с четвертичными эффузивами (Waring, 1965).

3. Намибский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает краевое положение в юго-западной части Африканской платформы. На востоке он обрамлен горами и плато Каокофелд, Дамараленд, Большой Намаквaленд и др., являющимися внеш-

ней областью питания его. На западе располагаются прибрежные равнины пустыни Намиб, представляющие внутреннюю область питания.

Внешняя область питания сложена главным образом отложениями архея, протерозоя и нижнего палеозоя, значительно меньше породами системы Карру и вулканогенными образованиями мезозоя. Палеоген-неогеновые и четвертичные осадки представлены континентальными галечниками, песками и глинами, встречающимися на небольших изолированных участках. В перечисленных стратифицированных толщах выделяется пять водоносных комплексов: в кристаллических сланцах и закарстованных известняках докембрия и нижнего кембрия; в песчаниках, известняках, доломитах, кварцитах и конгломератах кембрия; в песчаниках и конгломератах триаса; в эффузивных образованиях юры и в различных по генезису четвертичных отложениях.

В Дамараленде в водоносном комплексе докембрия — нижнего кембрия имеется несколько водоносных горизонтов. Базальные конгломераты и аркозовые песчаники системы Дамара слабо водоносны. В Куйсебе к этим отложениям на контакте с подстилающими их гранитами приурочены выходы более 20 родников. Мраморная серия, представленная кристаллическими известняками, кварцитами, слюдистыми сланцами, характеризуется высокой водоносностью. В кристаллических известняках в ряде мест отмечается высачивание воды из трещин, но на контакте известняков с другими породами иногда наблюдаются достаточно мощные родники. Местами вода в этих породах вскрывается на глубине 27—33 м. В окрестностях городов Гаруб и Аус в коре выветривания гнейсов докембрия вода встречена на глубине 50—63 м. Вода слабонапорная, пьезометрический уровень установился на глубине 57 м, дебит скважины 0,61 л/с (Pfalz, 1944). Кристаллические сланцы, кварциты, гравелиты, граувакки и мраморы серии Комас нижнего кембрия обводнены слабо, чаще всего практически безводны. Вода характеризуется высокой жесткостью и, по-видимому, является слабосолоноватой.

В базальных слоях кембрийской системы Нама, представленных аркозами и конгломератами, имеющих небольшую мощность и залегающих непосредственно на породах фундамента, скапливаются незначительные количества воды. В коре выветривания отложений этой системы в Намаквaленде, сложенной красными грубозернистыми песками, на глубине около 50 м встречены слабонапорные воды. Дебиты скважин составляют 1,1—1,7 л/с. Более высокой водоносностью характеризуются широко распространенные и сильно закарстованные известняки свит Шварцкальк и Отави, подстилаемые слабоводопроницаемыми кварцитами с прослоями и линзами сланцев и песчаников. К доломитам свиты Отави в одноименных горах, находящихся на северо-востоке бассейна, приурочены выходы многочисленных родников с дебитами до 44 л/с, температура воды 26° С (Jaeger, Waibel, 1921). Минерализация воды (по хлору) в доломитах 2,02 г/л, в сланцах 11,15 г/л (Kaiser, 1926).

Конгломераты и песчаники свиты Стормберг верхнего триаса (система Карру) питают родники с дебитами 0,1—2,5 л/с (Jaeger, Waibel, 1921). Базальты и риолиты нижней юры той же системы слагают значительные площади в Каокофелде. К этим породам часто приурочены выходы термальных источников с температурой воды 46—69° С (Pfalz, 1944). Грунтовые воды четвертичных отложений во внешней области питания имеют локальное распространение и существенной роли в решении проблемы водоснабжения не играют.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна (равнины пустыни Намиб) крутыми ступенями понижается на запад к океану.

В пределах области выделяются подземные воды пород кристаллического фундамента, эоцен-миоценовых и четвертичных отложений.

Воды докембрийских пород вскрываются скважинами, а также питают немногочисленные родники в районе г. Людериц. Глубина скважин не превышает 17 м, слабонапорная (до 5 м) вода встречена ими на глубине 12,5—15,2 м. Дебиты скважин не более 0,1 л/с, вода пресная и солоноватая. По данным Э. Кайзера (Kaiser, 1926), подземные воды в песчаниках системы Нама вскрыты скважинами в мульдообразном понижении к восток-северо-востоку от г. Людериц. Водоносность пород пестрая, дебиты скважин 0,1—10,3 л/с. Вода слабосолоноватая, минерализация 1,4—4,5 г/л.

В преимущественно песчано-гравелистых отложениях высоких террас эоцен-миоцена распространены грунтовые воды, залегающие на глубине до 50 м от поверхности земли. Водоносность пород слабая, на отдельных участках вода в них отсутствует.

В составе четвертичных отложений водоносны эоловые пески, аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения речных долин и солончаки.

В эоловых песках Намиба установлены редкие линзы грунтовых вод. В ряде случаев они эксплуатируются, но вода их солоноватая и соленая. Например, в одном из колодцев в песках в Южном Намибе содержание только хлора достигает 6,3 г/л (Kaiser, Beetz, 1919). По данным Р. Пфальца (Pfalz, 1944), вода из колодцев, каптирующих воду эоловых песков, содержит хлора от 2,1 до 2,9 г/л. Такая высокая минерализация их в прибрежной части пустыни связана с повышенным содержанием в песках солей хлористого натрия, а также гипса (Walter, 1936). Эоловые пески внутренних частей Намиба почти не содержат этих солей, поэтому там можно ожидать менее минерализованных, возможно, пресных грунтовых вод.

Наиболее водоносны среди четвертичных отложений аллювиальные образования речных долин. Так, в дельте р. Омаруру скважины из аллювия извлекают 316 л/с воды с минерализацией 0,4 г/л. Г. Вальтер (Walter, 1936) на примере долины р. Свакоп показал, что минерализация грунтовых вод от верховьев к низовьям повышается от 0,008 до 2,28 г/л по хлористому натрию и от 0,012 до 0,39 г/л по сульфату натрия.

Г. Босс (Boss, 1941) отмечает, что засоление грунтовых вод в Свакопмунде сильно варьирует в зависимости от количества выпавших осадков (от 0,49 г/л в дождливый год до 3,1 г/л в засушливый). Минерализация грунтовых вод аллювиальных отложений изменяется также по мере удаления от реки (Walter, 1936).

Уровень грунтовых вод в аллювиально-дельтовых отложениях обычно располагается неглубоко от поверхности. В частности, в дельте р. Свакоп глубина колодцев часто до 1 м, в долинах временных водотоков, теряющихся в песках Намиба, повсюду имеется постоянный грунтовый поток на глубине до 10 м (Jaeger, 1965), на юге Намиба (вблизи Ауса) — на глубине 20—50 м (Pfalz, 1944). Очень близко от поверхности земли залегает уровень грунтовых вод в солончаковых понижениях, однако минерализация этих вод иногда превышает 150 г/л, состав хлоридный натриевый. Температура неглубоких грунтовых вод четвертичных отложений 23—24°, а вод, залегающих на глубине 50 м, 28° С (Pfalz, 1944).

Р. Пфальц (Pfalz, 1944) отметил, что потребность в воде примерно в четыре раза меньше потенциальных ресурсов подземных вод в бассейне, однако вследствие аридных условий района значительная часть грунтовых вод имеет высокую минерализацию.

Во внешней области питания бассейна зафиксировано более 20 термальных источников с температурой воды от 46 до 76° С. Одни источники связаны с вулканической деятельностью, другие приурочены к зонам разрывных дислокаций (Pfalz, 1944; Фроммурзе, 1955).

В. Гидрогеологическая область Внутренней Африки

Огромная по площади и протяженности эта область занимает преимущественно центральную часть материка, простирающуюся в близком к меридиональному направлении. На севере и северо-востоке она граничит с Средиземноморской, на западе с Атлантикоокеанической, на юго-востоке с Индоокеанической гидрогеологическими областями и на востоке с гидрогеологической областью Великих Африканских рифтов.

I. Сахарский гидрогеологический район

Этот район находится в северной части области, где занимает западную и значительную площадь центральной части пустыни Сахара. По структурно-геоморфологическим особенностям, условиям подземного и поверхностного стока в нем выделяются Тиндуфский, Алжиро-Тунисский, Мурзукский, Тауденийский, Мали-Нигерский и Чадский артезианские бассейны.

1. Тиндуфский артезианский бассейн

Бассейн находится на севере района. Внешняя область питания его на юге представлена невысокими возвышенностями Сегиет-эль-Хамра и плато Эль-Эглаб, на севере — горами Варкзиз и плато Дра, на востоке — Угартскими цепями гор.

В геологическом строении возвышенностей Сегиет-эль-Хамра и плато Эль-Эглаб участвуют слюдяные и метаморфические сланцы, гнейсы, кварциты и песчаники докембрия, горы Варкзиз сложены преимущественно палеозойскими образованиями, среди которых преобладают отложения нижнего карбона. В разрезе этих отложений установлены песчаники, известняки и кварциты. Угартские цепи представляют собой ряд кулисообразно расположенных складок, ядра которых сложены кембрийскими туфами и риолитами и ордовикскими (угартскими) песчаниками, а крылья — силурийскими сланцами.

Вода в этих породах накапливается в зоне их экзогенной трещиноватости, однако вследствие ее слабого развития, а также аридности климата района условия для накопления значительных количеств ресурсов подземных вод здесь отсутствуют. Поэтому водоносность пород слабая, проявления ее на поверхности в виде выходов родников наблюдаются редко и отмечены лишь в уэдах, расчленяющих Угартские цепи. Дебиты родников невысокие. Вода солоноватая сульфатно-хлоридная и хлоридно-сульфатная натриево-кальциево-магниевая с минерализацией от 1,41 до 2,34 г/л и температурой 18—19° С (Conrad, Roche, 1965).

Внутреняя область питания бассейна представлена впадинами Тиндуф, находящейся в западной его части, и Регган, расположенной на востоке бассейна. Впадины разделены седловиной Креттамия-Бу-Бернус и сложены отложениями палеозоя, на которых залегают породы промежуточной и конечной континентальных толщ, а также четвертичные образования. В структурном отношении отложения образуют крупную и сложную синеклизу, получившую название Тиндуф-Регганской.

Подземные воды внутренней области питания бассейна, как и внешней, изучены слабо. Имеющиеся отрывочные данные («Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары», 1971) свидетельствуют, что

в породах кембро-ордовикско-силурийского комплекса повсеместно развиты хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией в северной части бассейна, где она является максимальной, до 254 г/л. В этой же наиболее погруженной части последнего отмечены аномально высокие пластовые давления подземных вод. Высокоминерализованными являются и подземные воды залегающих выше девонских и каменноугольных отложений. Скважины, пройденные в различных пунктах впадины Регган, показывают, что вблизи выходов пород девона на поверхность (на юге впадины) на глубине 288 м минерализация содержащейся в них воды составляет 100 г/л, а на севере ее, где эти породы находятся на более значительной глубине, она увеличивается до 220 г/л. Подобное явление характерно и для отложений карбона. Здесь зафиксирована минерализация воды 235 г/л. Во впадине Тиндуф минерализация воды девон-каменноугольного комплекса по глубине изменяется следующим образом (г/л): 748 м —70, 1696 м —100, 1804 м —107.

Промежуточная континентальная толща (нижний мел) представлена песчано-глинистыми образованиями, выходящими на поверхность в восточной части впадины Регган. Вблизи кол. Хаммадия в этих отложениях на глубине 122—166 м вскрыт напорный водоносный горизонт, уровень которого установился на глубине 20,18 м. Дебит скважины 3 л/с при понижении уровня на 15,5 м, минерализация воды 12—14,2 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый.

Отложения конечной континентальной толщи (палеоген-неоген) образованы известковистыми песчаниками, мергельно-гипсовыми породами, кремнистыми известняками. Они слагают небольшие останцы и плоские равнины (реги). По данным Г. Конрада и М.-А. Роша (Conrad, Roche, 1965), в неогеновых отложениях впадины Регган на глубине до 40 м распространены грунтовые воды сульфатно-хлоридного натриево-магниевого и натриево-кальциевого состава с минерализацией 1,2—1,42 г/л. Водоносность пород слабая.

Сведения о подземных водах конечной континентальной толщи впадины Тиндуф отсутствуют. Можно предполагать, что в краевой части ее в этих отложениях сформировались пресные и, по-видимому, слабосолоноватые подземные воды. В частности, известно, что в озерных известняках плиоцен-виллафранкского возраста на плато около гор Варкзиз имеется несколько маломощных родников с пресной и солоноватой водой, питающихся водами указанных пород. По направлению к центральной части впадины минерализация воды увеличивается и здесь, очевидно, развиты высокоминерализованные воды и рассолы, сформировавшиеся главным образом под влиянием состава водовмещающих пород и жаркого сухого климата. На это указывает также широкое развитие во впадинах солончаковых полей, из которых наиболее значительным является Тиндуф.

В аллювиально-пролювиальных отложениях уэдов, особенно в их верховьях, распространены, по-видимому, пресные и слабосолоноватые грунтовые воды, минерализация которых к низовьям увеличивается. Наиболее мощный подрусловый поток приурочен к уэду Саура и его низовьям — уэду Месауд. Грунтовые воды в этой части уже достаточно минерализованы. Так, минерализация их в уэде Саура вблизи Игли колеблется от 2,4 до 6 г/л, а в Месауде вблизи Адрара — от 4 до 7 г/л (Simonneau, 1959). Разгружаются эти воды в солончаках Туата, вода которых горько-соленая и еще более минерализованная (Schiffers, 1951).

Обширные площади впадины Регган заняты эоловыми песками. В последних, очевидно, развиты небольшие линзы пресных и слабосолоноватых грунтовых вод, располагающиеся на соленых водах.

Бассейн практически является бессточным. Восполнение ресурсов подземных вод его возможно лишь за счет выпадения и последующей

инфильтрации атмосферных осадков. Но осадков здесь выпадает чрезвычайно мало, поэтому роль их в этом процессе, по-видимому, ничтожна. В связи с этим в пределах бассейна широко развиты соленые подземные воды и рассолы, сформировавшиеся главным образом под влиянием состава водовмещающих пород и аридного климата. Пресными подземными водами район беден. Они могут встречаться здесь в докембрийских отложениях в южной части бассейна, где эти отложения залегают относительно неглубоко от поверхности, а также в отложениях кайнозоя. Разгрузка глубоких подземных вод бассейна осуществляется, видимо, по зонам разрывных дислокаций и носит локальный характер. Местами она, возможно, происходит через литологические окна. Ближайшие к поверхности подземные воды разгружаются путем эвапотранспирации, в результате чего во впадинах Тиндуф и Регган образовались огромные поля солончаков.

2. Алжиро-Тунисский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен между горными хребтами Высокого и Сахарского Атласов на севере и Ахаггарским нагорьем на юге, с запада его обрамляют плато Гир и небольшие возвышенности правобережья Сауры, а на юго-востоке и востоке — плато Тингерт и горы Эль-Ксур.

Участвующие в геологическом строении бассейна отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя общей мощностью 6000—7000 м, а в отдельных местах и до 10 000 м образуют два геоструктурных этажа, разделенных резким угловым и стратиграфическим несогласием. Нижний этаж сложен палеозойскими отложениями, верхний — мезо-кайнозойскими.

По нижнему геоструктурному этажу выделяются Западно-, Центрально- и Восточно-Алжирские синеклизы, разделенные меридиональными зонами поднятий кристаллического фундамента. В пределах указанных впадин в свою очередь выделяются отрицательные и положительные структуры первого порядка (рис. 25).

Отложения мезо-кайнозоя залегают, как правило, значительно положе палеозойских, иногда повторяя древние структуры в более сглаженной форме, иногда, наоборот, полностью несоответствуя им. Мезозойские отложения образуют огромную наложенную синеклизу, ось которой протягивается в северо-восточном направлении от Адрара через Уарглу до Туггурта и Таузара. В современном рельефе в ней выделяются местные поднятия, сложенные верхнемеловыми породами (плато Тадемаит, Мзаб, Тингерт) мощностью от 200 до 1300 м. Кайнозойские отложения также слагают несколько наложенных крупных структур. Среди последних выделяется прогиб Уэд-Рир, протягивающийся от Сахарского Атласа через Туггурт до широты Завия-эль-Кахла, моноклинальный склон, направленный от Сахарского Атласа в сторону плато Тадемаит и перекрытый песками Большого Западного Эрга, и др.

Изложенные особенности геологического строения территории бассейна позволяют выделить в его пределах два более мелких и разновеликих бассейна — Бешарский и собственно Алжиро-Тунисский.

Бешарский бассейн ограничен восточными отрогами гор Сагро, южными склонами Высокого и частично Сахарского Атласа, дренируемыми уэдами Герис, Зиз, Гир и Зусфан. Указанные горы образуют внешнюю область питания бассейна, внутренняя область питания его совпадает с прогибом Бешар — Кенадза, являющимся частью более крупного Предсахарского прогиба, и впадиной Абадла («Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары», 1971).

Сланцы, кварциты и различные интрузивные породы докембрия и палеозоя, долериты, базальты, мергели и глины триаса, слагающие внешнюю область питания бассейна, практически не водоносны. Здесь лишь в песчаниках ордовика, известняках и доломитах девона накап-

ливаются, по-видимому, небольшие ресурсы пресных и слабосолоноватых подземных вод. Наиболее значительные скопления их приурочены к юрским известнякам, распространенным в горах Высокого Атласа. Дренирующие их родники, особенно воклюзского типа, имеют дебиты, измеряемые многими литрами воды в секунду («Гидрогеология Марокко», 1955). Минерализация воды колеблется от 0,25 до 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный магниево-натриево-кальциевый. На контакте юрских отложений с соленосными образованиями триаса минерализация воды заметно повышается. Так, вода родника Такамбунт, находящегося в подобных условиях, имеет минерализацию 1,35 г/л, а родника Таккат-Ну-Анферс— 2,15 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый («Гидрогеология Марокко», 1955).

Высокой водоносностью отличаются и нижнемеловые отложения, слагающие внешнюю область питания бассейна. Водовмещающие породы их представлены песками и песчаниками. Дебиты родников, питающихся водами этих отложений, колеблются, по данным И. Я. Пантелеева, С. М. Голубева и др., от 0,05 до 30 л/с. Минерализация подземных вод пестрая. Например, минерализация воды баррем-альбских песчаников варьирует от 0,1 до 0,7 г/л, а валанжин-готеривских — от 1 до 3 г/л, соответственно изменяется и состав ее. Питаясь в основном за счет атмосферных осадков, естественно, режим родников зависит от режима их выпадения.

В составе четвертичных отложений водоносны аллювиально-пролювиальные отложения уэдов. Формирующиеся в них грунтовые воды обычно пресные, реже слабосолоноватые, но ресурсы их незначительны.

Во внутренней области питания бассейна выделяются водоносные комплексы каменноугольных, нижне- и верхнемеловых, а также неоген-четвертичных отложений.

Каменноугольные (визе, намюр) отложения сложены песчаниками, чередующимися с пачками аргиллитов, реже известняков. Песчаники верхней части разреза высоководоносны. А. Корне (Cornet, 1964) отмечает, что длительная откачка, проводившаяся одновременно из девяти пачек песчаников при больших понижениях, давала около 70 л/с воды. Постоянный водоотбор из них для питьевого водоснабжения составляет около 35 л/с. О водоносности более глубоких горизонтов карбона данных мало. Известно лишь, что приток воды в горные выработки шахты Бешар, пройденной в этих отложениях, достигает 125 м³/ч. Неглубокозалегающие воды карбона, питающиеся за счет атмосферных осадков и потерь поверхностного стока, пресные и слабосолоноватые. Однако уже на небольших глубинах отмечается быстрый рост их минерализации. В частности, высокоминерализованные соленые воды откачивают из угольной шахты Бешар.

Водовмещающие породы нижнемелового комплекса мощностью от 100 до 500 м представлены песками и песчаниками, разделенными мергелями, а местами перекрытыми глинами сеномана. Воды слабонапорные, сульфатные и хлоридно-сульфатные магниевые, очевидно, солоноватые. Они питают ряд родников в долине Зиза, дебит которых достигает 100 л/с («Гидрогеология Марокко», 1955). Более важными для водоснабжения являются подземные воды, формирующиеся в закарстованных известняках турона, залегающих на глинах и мергелях сеномана. Они питают такие мощные родники, как Тифунассин, расположенные в долине Герма, с дебитом до 700 л/с, Тарда —30 л/с, Зауна-Ауфус (в уэде Ауфус) —100 л/с, Мески —100 л/с и др. По данным А. И. Силина-Бекчурина (1962), минерализация описываемых вод 0,9—1,4 г/л, состав сульфатно-хлоридный кальциево-магниево-натриевый и хлоридно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый.

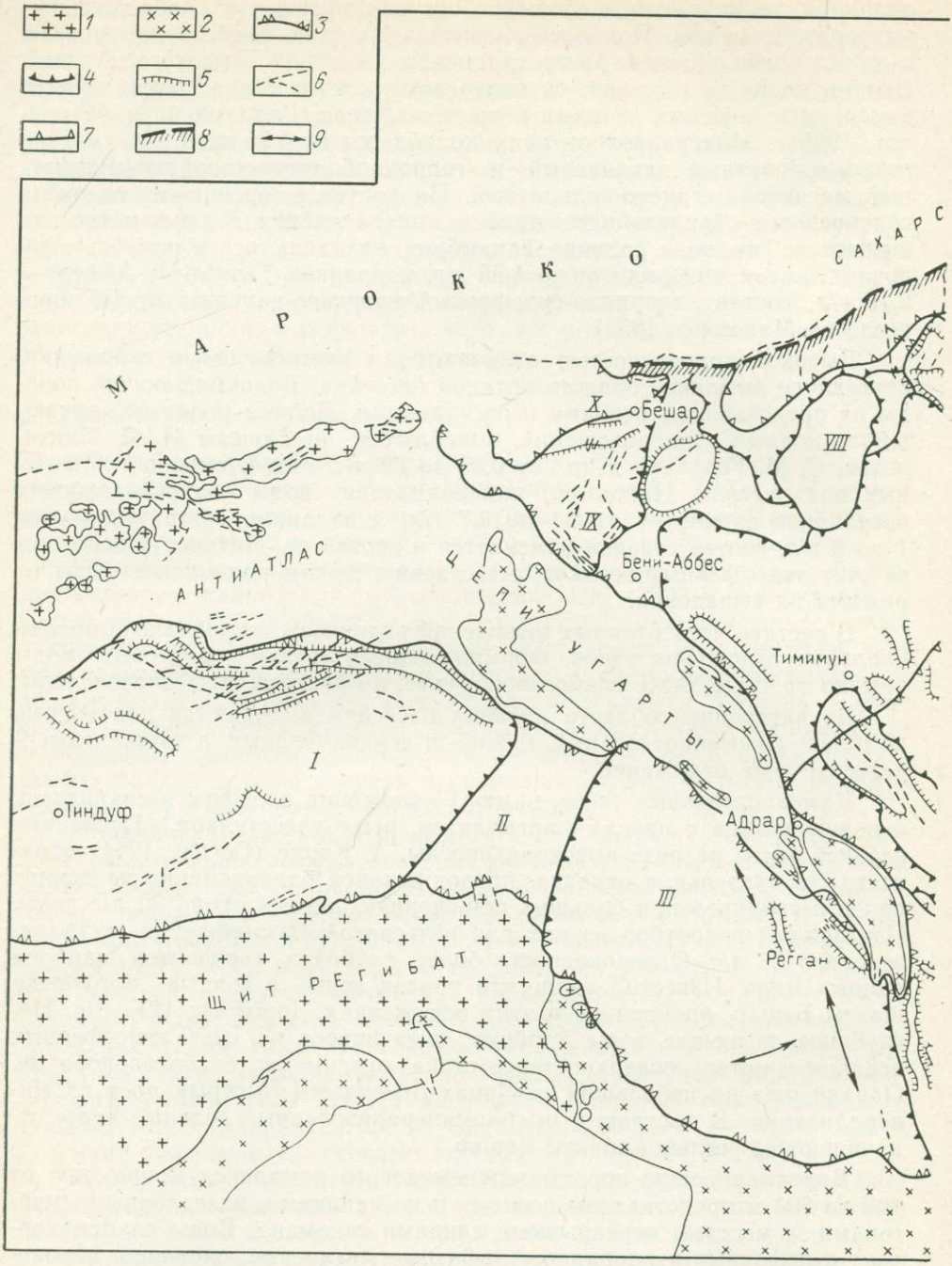
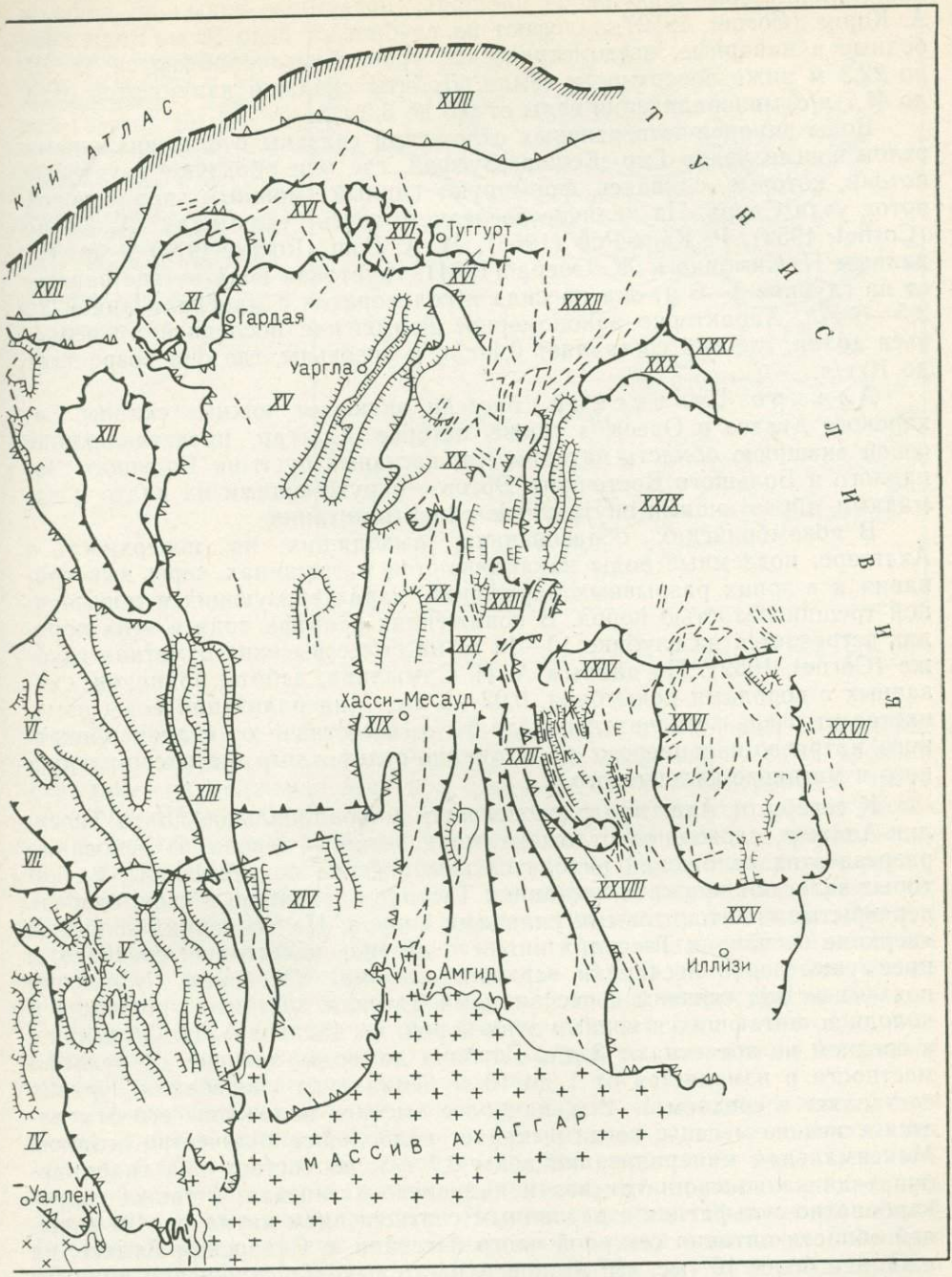


Рис. 25. Карта геоструктурного районирования осадочного чехла Алжирской Сахары («Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары», 1971)

1 — архей и протерозой; *2* — инфракембрий; *3* — контуры надпорядковых структурных элементов; *4* — контуры структур I порядка; *5* — контуры структур II порядка; *6* — разломы и другие нарушения; *7* — контуры некоторых тектонических элементов, наложенных в мезозое; *8* — Южно-Атласский разлом; *9* — структурные оси. Структуры. Синеклиза Тиндуф-Регган: I — впадина Тиндуф; II — седловина Креттамия; III — впадина Регган. Западно-Алжирская синеклиза: IV — седловина Аззель-Матти; V — впадина Ахнет; VI — впадина Большого Западного Эрга; VII — свод Аззен. Зона поднятий Мехарез — Уэд-Намус. VIII — свод Уэд-Намус; IX — впадина Абадла; X — прогиб Бешар-Кенадза. Гряда Иджеран —



Мзаб; XI — Тильремт; XII — Аллал; XIII — структурный выступ Иджеран. Центрально-Алжирская синеклиза: XIV — впадина Муйдир; XV — впадина Уэд-Миа; XVI — система поднятий Джамаа — Туггурт, прогибы: XVII — Бену; XVIII — Мельрир. Сложная гряда Амгид — Эль-Биод — Хасси-Месауд: XIX — горст-антиклинальная зона Амгид — Хасси-Месауд; XX — грабенообразный прогиб Аббу-Дорбан; XXI — горст-антиклинальная зона Тиссерасс — Эль-Биод — Хасси-Туарег; XXII — грабенообразный прогиб Блед-Софиа — Тартрат; XXIII — горст-антиклинальная зона Джебель-Эссауи-Мелен — Рурд-Нусс. XXIV — полусвод Тин-Фуйе; XXV — Южно-Иллизийская гомоклиналь; XXVI — Центрально-Иллизийская полувпадина; XXVII — структурный выступ Тихембока — Зарзаитин-Альрар; XXVIII — прогиб Флаттер; XXIX — впадина Радамес; XXX зона поднятия Калеф; XXXI — свод Дахар; XXXII — впадина Землет-эль-Базима

Южнее, в известняках нерасчлененного верхнего мела, слагающих сравнительно небольшую площадь, подземные воды, по данным А. Корне (Cornet, 1952), залегают на глубине от 8 до 70 м. Воды свободные и напорные, пьезометрические уровни устанавливаются от 9,7 до 22,3 м ниже поверхности земли. Дебиты скважин изменяются от 4 до 41,7 л/с, минерализация воды от 0,5 до 3,5 г/л.

Воды плиоцен-четвертичных отложений связаны с аллювиальными отложениями уэдов Гир, Бешар, Зусфан, где они образуют грунтовые потоки, которые, сливаясь, формируют единый мощный подрусловой поток уэда Саура. На наличие последнего здесь указывали А. Корне (Cornet, 1952), Р. Капо-Рей (1958), М. А. Рош (Roche, 1973) и др. По данным П. Симонно и Ж. Обера (1964), грунтовая вода в уэде залегает на глубине 3—6 м, она пресная и солоноватая с минерализацией до 2,5—6 г/л. Характерно закономерное повышение последней от верховьев долин, где она составляет 0,1 г/л, к низовьям, где она возрастает до 10 г/л.

Алжиро-Тунисский бассейн включает южные склоны Сахарского Атласа и Ореса, а также нагорье Ахаггар, представляющие собой внешнюю область питания его, песчаные пустыни Большого Западного и Большого Восточного Эргов с окружающими их плато и хамадами, образующими внутреннюю область питания.

В докембрийских образованиях, выходящих на поверхность в Ахаггаре, подземные воды накапливаются в трещинах коры выветривания и в зонах разрывных нарушений, характеризующихся повышенной трещиноватостью пород. В понижениях рельефа вода в этих породах встречается на глубине 10—12 м, на более высоких отметках глубже (Cornet, 1952). По данным А. И. Самылина, дебиты родников, связанных с породами докембрия, 0,02—3 л/с. Минерализация воды изменяется от очень незначительной до 6 г/л, а состав — от гидрокарбонатного натриево-кальциевого до хлоридно-сульфатного магниево-натриевого и магниево-кальциевого.

К северу от Ахаггара располагается моноклинальное плато Тассилин-Адджер, сложенное отложениями кембрия — девона. В основании разреза этих отложений находятся кембрийские конгломераты, на которых залегают «нижние песчаники Тассили» ордовика, в свою очередь перекрытые граптолитовыми сланцами силура. На последних залегают «верхние песчаники Тассили» нижнего девона, известняки среднего и преимущественно песчаники верхнего девона. Основные скопления подземных вод связаны с песчаниками Тассили. Дебиты родников и колодцев, питающихся водами этих пород, по данным А. И. Самылина, в среднем не превышают 3 л/с. Глубина до воды зависит от рельефа местности и изменяется от 1 до 10 м. Амплитуда колебания уровня составляет в среднем 1—2 м, наиболее высокое положение его отмечается в зимние месяцы, когда выпадает наибольшее количество осадков. Максимальная минерализация воды 0,7 г/л, по составу она гидрокарбонатная кальциево-натриевая и кальциево-магниевая, а также гидрокарбонатно-сульфатная с различным соотношением катионов. Во внешней области питания северной части бассейна, в Сахарском Атласе, на площади более 10 тыс. км² на поверхность выходят отложения нижнего мела. Водовмещающие породы их представлены песчаниками и известняками. Минерализация сформировавшихся в них вод не превышает 0,5 г/л (Cornet, Gouskov, 1952; Gosselin, 1961; Силин-Бекчурин, 1962).

Во внутренней области питания бассейна в разрезе нижнего структурного этажа его выделяются три водоносных комплекса: кембро-силурийский, девон-каменноугольный и пермо-триасовый («Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары», 1971).

Как видно из рис. 26, первый комплекс имеет широкое площадное распространение. Водовмещающие породы его сложены преимуще-

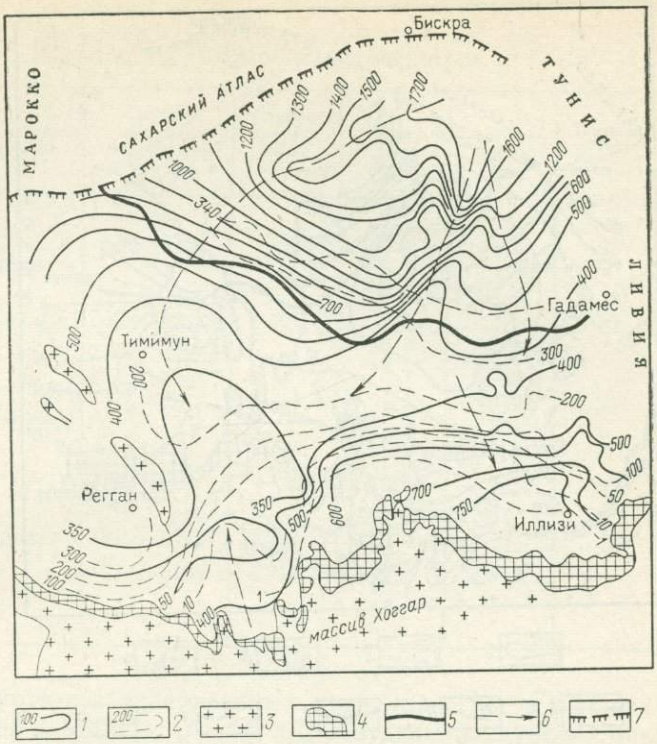


Рис. 26. Гидрогеологическая карта кембро-силурийского водоносного комплекса Алжирской Сахары («Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары», 1971).

1 — гидроизопьезы (м); *2* — изолинии минерализации подземных вод (г/л); *3* — выходы на поверхность отложений докембрия; *4* — то же, кембрия — силура; *5* — южная граница распространения соленосных отложений триаса; *6* — основные направления движения подземных вод; *7* — Южно-Атласский разлом

ственно песками и песчаниками. Находящиеся в них воды характеризуются напорным режимом. Распределение пьезометрических уровней указывает на движение этих вод с юга на север к центральной части бассейна. Вблизи Сахарского Атласа (Гардая, Туггурт) находится область максимальных напоров, достигающая 1500—1800 м, обусловленная, по-видимому, давлением вышележащих пород и наличием региональных водоупоров, в частности, триасовых соленосных отложений, оттесняющих рассолы в районы с более низкими давлениями. Воды в районах, примыкающих к внешней области питания (вблизи Ахаггара), от пресных до солоноватых и соленых (до 10 г/л), но на глубине более 4000 м минерализация в северной части бассейна возрастает до 340 г/л. Состав воды изменяется от гидрокарбонатного и сульфатного на площади неглубокого залегания подземных вод до хлоридного натриево-кальциевого на указанных выше глубинах.

Девон-каменноугольный комплекс развит на большей части бассейна, лишь в полосе от Гардаи — Туггурта на севере до широты Завия-эль-Кахлы на юге он отсутствует. Как видно из рис. 27, в этом комплексе наблюдается несколько направлений движения подземных вод. Одно из них намечается от Иллизи к впадине Радамес (Большой Восточный Эрг), другое — от Сахарского Атласа к впадине Тимимун (Большой Западный Эрг), третье — от свода Аллал (юго-западнее Гардаи) к той же впадине. Зона минимальных давлений (менее 300 м) располагается в центральной части бассейна, где, возможно, происходит частичная разгрузка подземных вод путем вертикальной фильтрации через литологические окна. Общая минерализация их возрастает в направлении от Ахаггара на юге и Угартских цепей на западе к центральной части бассейна, где она достигает тех же значений, что и в предыдущем комплексе при одновременном изменении состава воды.

Распространение пермо-триасового водоносного комплекса определяется развитием соленосных отложений триаса. Для этого комплекса

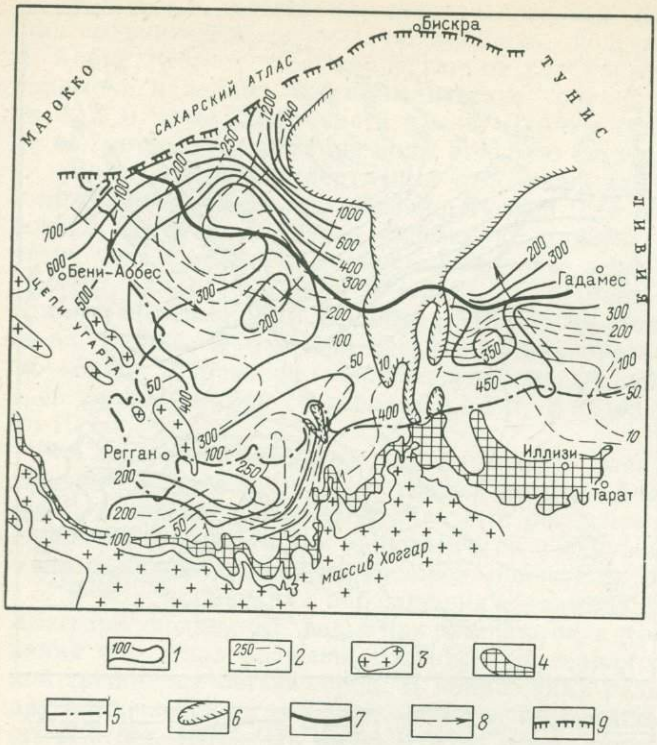


Рис. 27. Гидрогеологическая карта нижнедевонского водоносного комплекса Алжирской Сахары («Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары», 1971)

1 — гидроизопьезы (м); *2* — изолинии минерализации подземных вод (г/л); *3* — выходы на поверхность отложений докембрия; *4* — то же, девона; *5* — южная граница распространения отложений мезозоя; *6* — то же, девона; *7* — то же, триаса (соленосных); *8* — основные направления движения подземных вод; *9* — Южно-Атласский разлом

характерно повсеместное распространение высококонцентрированных рассолов с минерализацией до 370 г/л.

В разрезе верхнего структурного этажа осадочного чехла бассейна выделяется шесть водоносных комплексов: юрско-нижнемеловой (валанжин), нижнемеловой (промежуточной континентальной толщи), верхнемеловой, эоценовый, неогеновый и четвертичный.

Первый комплекс изучен слабо; по данным И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, он отделен от вышележащих комплексов региональным водоупором сеноманских глин мощностью 150—225 м и содержит в основном соленые напорные воды.

Нижнемеловой водоносный комплекс повсеместно распространен во внутренней области питания бассейна и по окраинам его выходит на поверхность (предгорья Сахарского Атласа, Тадемаит, Тингерт). Мощность комплекса достигает 800 м. Водовмещающие породы представлены песками и песчаниками, разделенными пачками глин. В районе Мзаба, по данным С. М. Голубева, комплекс вскрывается на глубине 200—280 м, на севере бассейна —1750 м, в Тамерне —1550 м, около Туггурта —1540 м, в Хасси — Месауде —1300—1400 м. В пределах плато Мзаб (оазисы Метлии, Берриан, Гардая) пьезометрические уровни комплекса устанавливаются на глубине 73—92 м, но вблизи Эль-Голеа в связи со снижением гипсометрических отметок местности они поднимаются выше поверхности земли и скважины фонтанируют. Такие же воды вскрыты вблизи Завия-эль-Кахлы, причем уровень их устанавливается здесь на 16—24 м над устьем скважин. Наиболее высокие напоры вод фиксируются на всей площади Низкой Сахары, где по данным И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, они достигают 72—300 м над поверхностью земли. Комплекс отличается значительными ресурсами подземных вод, которые оцениваются Р. Фюроном (Furon, 1964) в 15—50 млрд. м^3. По данным сводки ООН «Ground water in Africa» (1973), суммарный отбор воды для различных народнохозяйственных нужд составляет 300 млн. м^3 в год. Дебиты скважин, каптирующих

ТАБЛИЦА 10

ДАННЫЕ ОПРОБОВАНИЯ НИЖНЕМЕЛОВОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА

Скважина	Местонахождение	Водовмещающие породы	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Глубина статического уровня, м	Дебит, л/с	Понижение, м	Температура воды, °С
18	Геррара	Пески, песчаники	750—938	+108	138,0 230,0 330,0	44,6 74,6 106,3	44
19	Гардая	Песчаники	436—545,83	—91,8	8,4 20,0 14,7	4,76 11,9 8,5	33
20	„	Пески, песчаники	474—523	—74,5	21,5 17,7 15,2	10,2 8,45 7,3	34
21	„	То же	390—519	—72,9	20,66 17,23	2,77 2,3	32
298	Уаргла	Песчаники	1119—1315	+267	142,0	257	—
292	Хасси-Месауд	То же	1274—1425	+210	172,0	208	—

воды комплекса, варьируют в значительных пределах. Так, в оазисах Мзаба удельные дебиты их равны 1,7—4,6 л/с, в отдельных пунктах они повышаются до 7,4 л/с, вблизи Завия-эль-Кахлы составляют 0,5—2,5 л/с, а на окраине Шотт-Джерида достигают 22 л/с (Clarke, Jones, 1972). Основные данные о некоторых скважинах, вскрывших подземные воды нижнемеловых отложений на участках городов Геррара — Гардая, по И. Я. Пантелееву и С. М. Голубеву, приведены в табл. 10.

Данные о химическом составе подземных вод комплекса приведены в табл. 11. Как видно из табл. 11, воды в большинстве случаев слабосолоноватые хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые.

Главная область питания подземных вод комплекса располагается в Сахарском Атласе. А. Корне и Н. Гуськов (Cornet, Gouskov, 1952) считают, что при инфильтрации в 10% от выпадающих здесь осадков комплекс получает 250 млн. м³/год воды, или 8000 л/с. Просачиванию осадков в глубокие водоносные горизонты нижнемеловых отложений благоприятствуют имеющиеся в области выхода этих отложений на плато Мзабе понижения (дайи), в которых концентрируется поверхностный сток. На юге бассейна пополнение ресурсов подземных вод комплекса осуществляется, как предполагают А. Корне и Н. Гуськов (Cornet, Gouskov, 1952), за счет фильтрации подземных вод из аллювиально-пролювиальных отложений уэдов. По их оценке, величина этой фильтрации составляет около 100 млн. м³/год, или около 3000 л/с. На юго-западе, где нижнемеловые отложения перекрыты неогеновыми, а также четвертичными песками Большого Западного Эрга, пополнение запасов подземных вод происходит частично за счет перетока подземных вод из этих двух стратифицированных комплексов.

Потоки подземных вод, образующиеся в областях питания, имеют три направления: от Сахарского Атласа под Большим Западным Эргом к оазисам Гурары на юго-юго-запад; от него же на северо-восток и восток к Низкой Сахаре; от Тассилин-Адджер и плато Тингерт на север под Большим Восточным Эргом к Низкой Сахаре. В осевой части последнего, по мнению А. И. Силина-Бекчурина (1962), они соединяются и движутся к основной области разгрузки: соленым озерам — шоттам Джерид, Мельгир, Феджадж и к заливу Габес. А. Корне и Н. Гуськов

ТАБЛИЦА 11

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НИЖНЕМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА (ПО И. Я. ПАНТЕЛЕЕВУ, С. М. ГОЛУБЕВУ, А ТАКЖЕ CLARKE, JONES, 1972)

Скважина	Местонахождение и глубина опробованного горизонта, м	Минерализация, г/л	pH	Общая жесткость, мг-экв/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв/л, %-экв						Формула химического состава
					$Na+K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
18	Геррара, 750—938	1,49	7,3	12,05	292,1 11,71 49,3	4,7 0,39 1,6	233,66 11,66 49,1	446,6 12,59 53,1	373,9 7,78 32,8	219,6 3,38 14,1	$M\,1{,}5\ \frac{Cl\,53\ SO_4\,33\ HCO_3\,14}{(Na+K)\,49\ Ca\,49\ Mg\,2}$
19	Гардая, 436—545	0,79	8,0	7,58	131,1 5,7 43,0	28,3 2,33 17,5	105,2 5,25 39,5	180,8 5,1 38,4	252,5 5,25 39,5	179,9 2,93 22,1	$M\,0{,}8\ \frac{SO_4\,40\ Cl\,38\ HCO_3\,22}{(Na+K)\,43\ Ca\,40\ Mg\,17}$
20	Гардая, 474—523	1,77	8,55	14,79	333,1 14,57 49,5	69,1 5,68 19,4	182,2 9,11 31,1	502,2 14,16 48,3	608,9 12,66 43,2	151,3 2,48 8,5	$M\,1{,}8\ \frac{Cl\,48\ SO_4\,43\ HCO_3\,9}{(Na+K)\,50\ Ca\,31\ Mg\,19}$
21	Гардая, 390—519	1,39	8,4	13,57	224,2 9,75 41,8	56,8 4,63 20,0	178,1 8,89 38,2	405,0 11,42 49,0	472,3 9,82 42,2	126,9 2,08 8,8	$M\,1{,}4\ \frac{Cl\,49\ SO_4\,42\ HCO_3\,9}{(Na+K)\,42\ Ca\,38\ Mg\,20}$
1	Уаргла, 1350	1,99	7,25	—	383 16,1 50	76 6,2 20	188 9,38 30	564 15,9 50	580 12 40	188 3,08 10	$M\,1{,}99\ \frac{Cl\,50\ SO_4\,40\ HCO_3\,10}{(Na+K)\,50\ Ca\,30\ Mg\,20}$
6	Туггурт, Сиди-Слиман, 1774	1,98	7,2	—	261 11,3 38	93 7,6 25	221 11 37	474 13,4 45	640 13,3 44	190 3,1 11	$M\,1{,}98\ \frac{Cl\,45\ SO_4\,44\ HCO_3\,11}{(Na+K)\,38\ Ca\,37\ Mg\,25}$

ТАБЛИЦА 12

ДАННЫЕ ПО СКВАЖИНАМ, ВСТРЕТИВШИМ ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ПО И. Я. ПАНТЕЛЕЕВУ И С. М. ГОЛУБЕВУ)

Скважина	Местонахождение	Возраст отложений	Состав водовмещающих пород	Глубина залегания, м	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/с	Понижение, м	Температура воды, °С
15	Уаргла	Верхний мел	Известняки	144—166	+1,44	22,6 14,9 2,9	16,54 10,44 1,44	24,5
14	„	Эоцен	Песок	44,5—68,5	—1,6	26,0 20,6 13,4	8,6 6,45 4,17	23,5
35	Шегга	Нижний эоцен — верхний мел	Известняки	878—1260	+123,6	17,61 23,22 27,25	62,0 92,0 122,0	47
1	Тольга	Нижний эоцен	То же	270—460	+45,0	73,0	45,0	28,1
2	„	То же	„ „	376—524	+58,0	73,3 45,0 20,0	58,0 35,6 15,0	31,3
3	„	„ „	„ „	240—450	+44,0	33,0	19,0	28,5
10	„	„ „	„ „	271—457	+45,0	77,8 48,0 22,0	45,0 28,0 13,0	28,5
61	„	„ „	„ „	465—477,9	+64,7	72,1 107,5 135,1	22,9 42,5 62,1	32

(Gornet, Gouskov, 1952) второй областью разгрузки этих вод считают участок на юге плато Тадемаит, приуроченный к контакту пород нижнего мела и палеозоя. А. И. Силин-Бекчурин (1962), а также И. Я. Пантелеев, С. М. Голубев и др. считают, что плато Тадемаит является в основном местной областью питания нижнемелового водоносного комплекса.

Водовмещающие породы верхнемелового водоносного комплекса представлены закарстованными известняками турона и сенона, залегающими на глубине 300—400 м под отложениями эоцена, и неогена. Водоупорным основанием их служат глины сеномана. Мощность водовмещающих пород изменяется от 120 до 1150 м. Пьезометрические уровни комплекса снижаются от Сахарского Атласа, Мзаба, Тингерта, т. е. от основных областей питания, соответственно на восток, северо-восток и север, и от Эль-Хамра на северо-запад по направлению к шоттам Мельгир и Джерид, где и осуществляется разгрузка подземных вод его.

Водоносность известняков высокая. Так, на юго-востоке Низкой Сахары, в Гадамесе, дебиты скважин при самоизливе составляли 11—28 л/с, в Дердже —9 л/с (Siwek, 1975). Скважина, находящаяся в районе Уарглы, встретила водоносные известняки на глубине 144—166 м и дала приток 22,6 л/с при понижении уровня на 16,54. На западной окраине шотта Мельгир в оазисе Шегга водоносные известняки пройдены в интервале 878—1260 м. Пьезометрический уровень горизонта установился на 123,6 м выше поверхности земли, дебит скважины составил 27,25 л/с (табл. 12).

Между Бискрой и Тольгой вдоль Южно-Атласского краевого прогиба отмечаются многочисленные выходы родников, дебиты которых

ТАБЛИЦА 13

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Номер скважины	Местонахождение, возраст пород и глубина опробованного горизонта, м	Минерализация, г/л	pH	Общая жесткость, мг-экв/л	Компоненты мине	
					$Na^{+}+K^{+}$	Mg^{2+}
15	Уаргла, верхний мел, 144—166	1,59	7,7	18,66	184,2 8,01 30,1	80,4 6,62 24,8
35	Уаргла, эоцен — верхний мел, 378—1260	4,58	7,24	54,7	416,99 18,13 24,89	254,3 20,9 28,7
1	Тольга, эоцен, 380—460	2,68	7,0	33,19	213,7 9,29 21,9	187,5 15,42 36,3
1	То же, 270—290	4,61	7,4	58,48	776,1 7,1 10,9	374,2 30,77 46,9
2	То же, 376—524	2,28	6,8	28,95	167,9 7,3 20,1	134,4 11,05 30,5
3	То же, 240—450	2,47	7,0	29,91	212,1 9,22 23,6	148,6 12,22 31,2
3	То же, 371—450	2,17	7,0	27,86	156,4 6,8 19,6	120,6 9,92 28,6
10	То же, 271—295	4,04	7,2	58,62	135,7 5,9 9,2	354,0 29,11 45,1
10	То же, 271—457	2,68	7,2	35,89	157,8 6,86 16,1	174,6 14,36 33,6
10	То же, 381—457	2,44	7,6	32,7	147,2 6,4 16,4	150,3 12,36 31,6

рализации мг/л, мг-экв/л, %-экв				Формула химического состава
Ca^{2+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	HCO_3^{-}	
241,2 12,04 45,1	436,7 12,31 46,1	578,9 12,04 45,1	141,5 2,32 3,8	$M\,1,6\ \frac{Cl\ 46\ SO_4\ 45\ HCO_3\ 9}{Ca\ 45\ (Na+K)\ 30\ Mg\ 25}$
676,0 33,8 46,41	585,1 16,5 22,66	2250,7 53,05 72,84	200,1 3,28 4,5	$M\,4,6\ \frac{SO_4\ 73\ Cl\ 23\ HCO_3\ 4}{Ca\ 46\ Mg\ 29\ (Na+K)\ 25}$
335,4 17,77 41,8	249,2 7,02 16,9	1534,1 31,96 75,0	213,5 3,5 8,1	$M\,2,7\ \frac{SO_4\ 75\ Cl\ 17\ HCO_3\ 8}{Ca\ 43\ Mg\ 36\ (Na+K)\ 22}$
544,2 27,71 42,2	609,5 17,17 26,2	2245,9 46,79 71,3	98,8 1,62 2,5	$M\,4,6\ \frac{SO_4\ 71\ Cl\ 26\ HCO_3\ 3}{Mg\ 47\ Ca\ 42\ (Na+K)\ 11}$
358,0 17,9 49,4	213,0 6,0 16,5	1316,2 27,42 75,7	172,6 2,83 7,8	$M\,2,3\ \frac{SO_4\ 76\ Cl\ 17\ HCO_3}{Ca\ 49\ Mg\ 31\ (Na+K)\ 20}$
353,8 17,69 45,2	204,8 5,77 14,7	1455,4 30,32 77,5	185,4 3,04 7,8	$M\,2,5\ \frac{SO_4\ 77\ Cl\ 15\ HCO_3\ 8}{Ca\ 45\ Mg\ 31\ (Na+K)\ 24}$
358,8 17,94 51,8	177,1 4,99 14,4	1268,2 26,63 76,8	185,4 3,04 8,8	$M\,2,2\ \frac{SO_4\ 77\ Cl\ 14\ HCO_3\ 9}{Ca\ 52\ Mg\ 29\ (Na+K)\ 19}$
590,2 29,51 45,7	307,4 8,66 13,4	2603,5 54,24 84,1	98,8 1,62 2,5	$M\,4,0\ \frac{SO_4\ 84\ Cl\ 13\ HCO_3}{Ca\ 46\ Mg\ 45\ (Na+K)\ 9}$
430,6 21,53 50,3	256,3 7,22 16,9	1569,6 32,7 76,5	172,6 2,83 6,6	$M\,2,7\ \frac{SO_4\ 77\ Cl\ 17\ HCO_3\ 6}{Ca\ 50\ Mg\ 34\ (Na+K)\ 16}$
406,8 20,34 52,0	225,4 6,35 16,2	1397,3 29,11 74,5	222,0 3,64 9,3	$M\,2,4\ \frac{SO_4\ 75\ Cl\ 16\ HCO_3\ 9}{Ca\ 52\ Mg\ 32\ (Na+K)\ 16}$

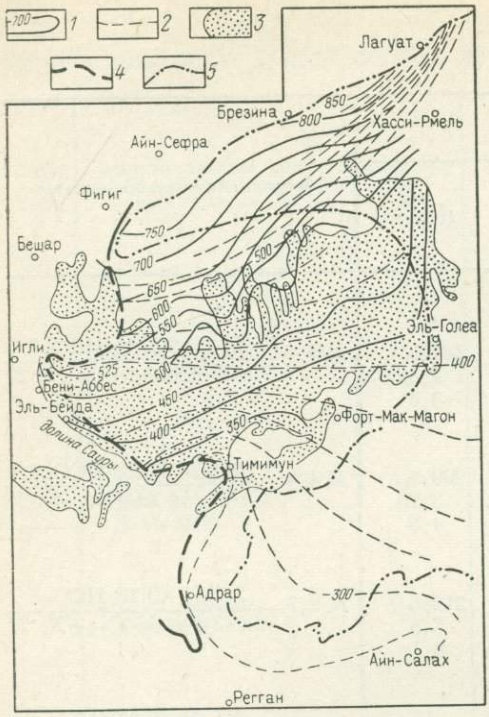


Рис. 28. Пьезометрическая карта водоносных горизонтов нижнего мела и миоцен-плиоцена (Roche, 1973).

1 — изопьезы миоцен-плиоценового водоносного горизонта; *2* — то же, верхнемелового; *3* — Большой Западный эрг; *4* — границы распространения отложений нижнего мела; *5* — то же, сеномана

колеблются от 10 до 30 л/с. Дебит родников, связанных с верхнемеловыми известняками вблизи Бискры, по данным И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, достигает 100 л/с.

Сведения о химическом составе подземных вод комплекса приведены в табл. 13. Как видно из табл. 13, воды относятся к хлоридно-сульфатным кальциево-натриево-магниевым и сульфатно-хлоридным кальциево-магниево-натриевым.

Водоносный комплекс эоценовых отложений выходит на поверхность на северо-западе Низкой Сахары и на северо-востоке плато Тадемаит, а на остальной площади перекрыт неогеновыми и четвертичными отложениями. Водовмещающие породы его, как и верхнемелового комплекса, образованы сильно трещиноватыми и закарстованными известняками мощностью от 30 до 50 м, залегающими на глубине 10 м западнее г. Бискра, до 800 м и более севернее соленого озера — шотта Мельгир и до 100—200 м в оазисах Уэд-Рир (Туггург). Пьезометрическая поверхность подземных вод понижается в южном и юго-восточном направлениях при одновременном возрастании напоров воды. Так, по данным И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, если на крайних северных участках распространения комплекса последние составляют 3—7 м, то на юго-востоке — в оазисах Лиуа и Бентиус они достигают 45—58 м. Дебиты скважин 33—150 л/с. Расход одного из наиболее крупных родников — Айн-Кельби, находящегося на севере бассейна, в 1921 г. составлял 172 л/с, а к 1958 г. снизился до 63 л/с. Воды преимущественно сульфатные и сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые и кальциево-магниево-натриевые.

Неогеновые отложения сложены переслаивающимися глинами, песками, галечниками и известняками, обусловливающими наличие в этом комплексе нескольких водоносных горизонтов.

На северо-западе бассейна в пределах Верхней Сауры сток водоносного горизонта Большого Западного Эрга в общем направлен на юг и к долине Сауры (рис. 28). Глубина залегания пьезометрического уровня его уменьшается от 50—70 м на севере до 8—25 м в центральной части эрга и до 2—3 м в борту долин. Расход потока подземных вод в сечении Игли — Эль-Бейда оценивается в 2,8—5,6 л/с с 1 км. Минерализация воды колеблется от 0,35 до 0,60 г/л в оазисах Бени-Аббес, Эль-Уат и др., увеличиваясь за их пределами и на участках неглубокого залегания горизонта в долине Сауры до 2—7 г/л и более. Состав воды изменяется от хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого до хлоридно-сульфатного натриево-магниевого (Roche, 1973). В центральной части Низкой Сахары в оазисах Уэд-Рир установлено два горизонта: нижний (второй горизонт французских гидрогеологов), при-

ТАБЛИЦА 14

ДАННЫЕ О СКВАЖИНАХ, ВСКРЫВШИХ ВОДЫ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ПО И. Я. ПАНТЕЛЕЕВУ И С. М. ГОЛУБЕВУ)

Скважина	Местонахождение	Состав водовмещающих пород	Глубина залегания, м	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/с	Понижение, м	Температура воды, °С
16	Уаргла	Песок, галька	32—67	—0,8	22,5 18,5 11,0	6,4 4,4 2,4	23
17	»	Песок, гравий	67—92,65	0,0	33,0 25,0 18,0	6,78 5,0 3,45	25
24	Туггурт, Тайбет	Песок, песчаник	115—172,5	—12,8	28,8 21,85 15,2	12,2 9,0 6,2	25,5
33	Эль-Уэд	Песок	235—287	+1,35	50,5 33,0 5,5	14,25 8,25 1,25	31
34	Стиль	Песок, песчаник	297—412	+17,8	25,0 55,0 85,5	4,8 10,6 16,68	33
23	Туггурт, Темассин	Песок, известняк	172—425,5	+14,3	5,6	69,3	30,4
52	Туггурт	То же	115—176,4	+17,66	60,45 41,83 31,17	16,44 10,33 6,53	24,3
53	»	Песок	154,5—193	+7,33	29,24 18,75 15,0	6,62 3,5 2,6	24,9
57	Негрин	Песчаник	107—247	+5,3	12,0 20,9 27,1	1,5 3,0 4,5	26
58	»	»	369—478	+50,2	3,6 6,7 9,4	18,1 34,2 49,5	27,8

уроченный к пескам с гравием и известнякам, залегает в интервале 60—163 м и верхний (первый горизонт французских гидрогеологов), сложенный глинистым песком и известняками, располагается на глубине от 55 до 98 м и часто гидравлически связан с водами четвертичных отложений. Восточнее оазисов Джелаль-Мрайер и Эль-Уэд в Низкой Сахаре, по данным С. М. Голубева, воды неогеновых и эоценовых отложений гидравлически связаны и образуют единый водоносный комплекс.

Воды напорные, пьезометрические уровни их в южной и западной частях распространения комплекса устанавливаются ниже поверхности земли, но по мере движения в север-северо-восточном направлении они располагаются выше нее. Так, в Уаргле уровень воды находится на глубине 1,6 м, в оазисах Уэд-Рир он поднимается до 21 м над устьем скважин, а в Южно-Атласском прогибе в оазисе Эль-Феид — до 65 м.

Вследствие относительной пестроты состава водовмещающих пород и быстрой сменяемости их в разрезе и по простиранию водоносность комплекса также пестрая. Наилучшей водоносностью характеризуется песчано-гравелистая толща, залегающая в основании комплекса в оазисах Уаргла, Стиль, Эль-Уэд, Уэд-Рир (табл. 14). В оазисе Шега отложения неогена слабоводоносны. Также относительно слабоводоносны они и в оазисах Уэд-Рир, где вскрыт первый водоносный горизонт, питающий скважины с дебитами от 4 до 32 л/с.

Севернее соленых озер — шоттов Мельгир и Джерид песчаники неогена с напорными водами вскрыты в интервалах 107—247 и 369—478 м. Пьезометрический уровень последних установился на 50 м выше поверхности земли. Дебиты скважин в оазисе Негрин достигают 9,4 и 27,1 л/с при понижениях уровней соответственно на 49,5 и 4,5 м.

Результаты изучения химического состава подземных вод неогеновых отложений по некоторым скважинам приведены в табл. 15. Как и воды эоценовых отложений, описываемые воды являются слабосолоноватыми хлоридно-сульфатными или сульфатно-хлоридными, по катионам чаще всего натриево-кальциево-магниевыми.

Питание водоносного комплекса осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Основные области питания располагаются на западе и востоке бассейна, где неогеновые отложения выходят на поверхность. Часть ресурсов подземных вод, возможно, поступает в них из эоловых песков Большого Восточного и Большого Западного Эргов, перекрывающих отложения неогена. Разгрузка подземных вод комплекса на севере бассейна происходит в соленых озерах (шоттах) Мельгир и Джерид, а на западе — в оазисах Гурары и в долине Сауры, где вблизи г. Бени-Аббес известны многочисленные родники с дебитом до 15 л/с (Gosselin, 1951). Существенная роль в разгрузке подземных вод комплекса принадлежит отбору воды для различных народнохозяйственных нужд. По данным Ф. Пэ (Paix, 1950), только из одного водоносного комплекса по состоянию на 1954 г. отбиралось 1989 л/с воды.

В четвертичных отложениях вода скапливается в эоловых песках в аллювиально-пролювиальных отложениях уэдов и в озерных отложениях солончаков.

По А. Шоллеру (Scholler, 1945) и А. И. Силину-Бекчурину (1962), в эоловых песках Большого Западного Эрга обширная линза пресных грунтовых вод образовалась за счет подтока подземных вод со стороны северных возвышенных участков и непосредственной инфильтрации атмосферных осадков. А. Корне и Н. Гуськов (Cornet, Gouskov, 1952) показали, что, если принять за норму инфильтрации 5% от суммы годовых осадков (50 мм), площадь песков около 70 тыс. км^2, то, не считая возможной конденсации влаги из воздуха, в пески может поступать до 3000 л/с воды. Разгрузка линзы частично происходит на юго-западе в долину уэда Саура, где в левом борту ее известны многочисленные выходы родников, а частично на юго-востоке в оазисах Гурары, где воды эоловых песков, очевидно, смешиваются с водами нижележащих водоносных комплексов, также разгружающихся здесь (Conrad, Olive, 1972). Аналогичная линза пресных грунтовых вод сформировалась в песках Большого Восточного Эрга.

В аллювиально-пролювиальных отложениях уэдов, кроме уэда Саура, скапливаются небольшие ресурсы пресных или слабосолоноватых грунтовых вод. Лишь в уэде Саура, как отмечалось выше, имеется мощный поток грунтовых вод, очень слабоминерализованных в верховьях и слабосолоноватых и соленых в средней части и в низовьях уэда.

Воды озерных (солончаковых) отложений представляют собой, как правило, рассолы, сформировавшиеся под влиянием испарительной концентрации.

Все изложенное о подземных водах Алжиро-Тунисского бассейна свидетельствует о весьма сложных условиях их формирования, обусловленных особенностями его тектонической структуры, составом пород, слагающих бассейн, физико-географическими и другими факторами.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что в пределах осадочного чехла бассейна совершенно четко выделяются два типа гидрохимического разреза. Первый тип характерен для нижнего структурного этажа, объединяющего отложения от кембрия до соленосных образований

ТАБЛИЦА 15

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
(ПО И. Я. ПАНТЕЛЕЕВУ И С. М. ГОЛУБЕВУ)

Скважина	Местонахождение, интервал опробования, м	Минерализация, г/л	pH	Общая жесткость, мг-экв/л	Компоненты минерализации мг/л, мг-экв/л, %-экв						Формула химического состава
					$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
16	Уаргла, 32,0—67,0	2,48	7,0	22,32	445,3 19,37 45,4	116,5 9,58 24,0	255,2 12,74 30,6	800,5 22,57 54,1	765,6 15,92 38,2	195,2 3,2 7,7	$M\ 2{,}5\ \frac{Cl\ 54\ SO_4\ 38\ HCO_3\ 8}{(Na+K)\ 45\ Ca\ 31\ Mg\ 24}$
17	Уаргла, 47,0—92,65	1,68	6,8	16,33	261,5 11,38 41,1	82,4 6,77 24,4	191,4 9,56 34,5	417,5 11,77 42,7	650,9 13,54 48,8	146,2 2,4 8,5	$M\ 1{,}7\ \frac{SO_4\ 49\ Cl\ 43\ HCO_3\ 8}{(Na+K)\ 41\ Ca\ 35\ Mg\ 24}$
23	Туггурт, 172—452,5	3,93	7,5	53,35	199,4 8,57 13,82	283,7 23,32 37,60	602,6 30,13 48,58	236,8 6,68 10,77	2526,0 52,54 84,72	170,8 2,8 4,51	$M\ 3{,}9\ \frac{SO_4\ 85\ Cl\ 11\ HCO_3\ 4}{Ca\ 48\ Mg\ 38\ (Na+K)\ 14}$
24	Туггурт, 115—172,5	4,04	7,55	30,58	789,8 34,34 52,9	142,2 11,69 18,0	377,9 18,89 29,10	1170,1 33,0 50,83	1419,3 29,52 45,47	146,4 2,4 3,7	$M\ 4{,}0\ \frac{Cl\ 51\ SO_4\ 45\ HCO_3\ 4}{(Na+K)\ 53\ Ca\ 29\ Mg\ 18}$
33	Эль-Уэд, 235—287,5	2,81	7,86	22,69	549,2 23,88 51,3	113,8 9,35 20,1	266,9 13,34 28,6	870,6 24,55 52,7	928,1 19,3 41,5	165,9 2,72 5,8	$M\ 2{,}8\ \frac{Cl\ 53\ SO_4\ 41\ HCO_3\ 6}{(Na+K)\ 51\ Ca\ 29\ Mg\ 20}$
34	Стиль, 297—412	3,41	7,76	24,97	681,3 29,62 54,7	105,0 8,63 16,0	316,8 15,84 29,3	522,4 14,73 27,2	1757,5 36,56 67,6	170,8 2,8 5,2	$M\ 3{,}5\ \frac{SO_4\ 68\ Cl\ 27\ HCO_3\ 5}{(Na+K)\ 55\ Ca\ 29\ Mg\ 16}$
35	Стиль, 320—500	6,35	7,54	59,78	977,3 42,49 41,55	238,4 27,82 27,2	639,2 31,96 31,25	1365,1 38,49 37,64	2966,2 61,7 60,33	126,9 2,08 2,03	$M\ 6{,}4\ \frac{SO_4\ 60\ Cl\ 38\ HCO_3\ 2}{(Na+K)\ 42\ Ca\ 31\ Mg\ 27}$

триаса включительно. Особенностями его является закономерное увеличение минерализации подземных вод и соответствующее изменение их состава от внешней области питания бассейна по направлению к его центральной части. Во внешней области питания распространены обычно пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые и натриево-кальциево-магниевые или слабосолоноватые сульфатно-хлоридные натриевые воды, минерализация которых по мере погружения на более значительные глубины (до 4000 м) увеличивается до 340 г/л и они превращаются в рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава.

Еще более высокой минерализацией (до 370 г/л) эти рассолы обладают под соленосными триасовыми отложениями, изолирующими подземные воды нижнего структурного этажа от подземных вод верхнего. Таким образом, в этой части разреза осадочного чехла бассейна сформировалась инверсионная вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод, по-видимому, всецело обусловленная наличием в верхней части его мощных залежей соли.

Совершенно другой состав и минерализацию имеют подземные воды, распространенные в верхней части разреза осадочного чехла бассейна, сложенного отложениями мезозоя и кайнозоя. Для этих отложений характерно повсеместное распространение в них слабосолоноватых и меньше соленых подземных вод с минерализацией от 1,6 до 6,4 г/л.

По составу анионов это преимущественно сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, иногда сульфатные воды, по катионам натриево-кальциевые, кальциево-магниевые, магниево-кальциевые и кальциево-магниево-натриевые, широко используемые для водоснабжения и орошения. Интересно, что в этих водоносных комплексах отсутствует какое-либо заметное изменение состава воды с глубиной, что указывает, возможно, на их гидравлическую связь. Здесь отмечается лишь некоторая тенденция уменьшения минерализации с глубиной. Например, в нижнемеловых отложениях минерализация воды не превышает 2 г/л, в верхнемеловых она изменяется в пределах 1,6—4,6 г/л, в эоценовых— от 2,2 до 4,6 г/л и в неогеновых — от 1,7 до 6,4 г/л. Однако анализов химического состава воды так мало, что на их основании невозможно делать какие-либо определенные выводы.

Отличительной чертой водоносных комплексов верхней части осадочного чехла бассейна являются высокие напоры подземных вод, достигающие, например, в нижнемеловом водоносном комплексе 300 м над поверхностью земли. Кроме того, для мезо-кайнозойских отложений бассейна характерна высокая водоносность. Так, дебиты скважин, пройденных в отложениях нижнего мела, достигают 330 л/с, верхнего мела —22,6—135,1 л/с, эоцена — 33—150 л/с и неогена — до 85 л/с.

Температура подземных вод нигде не опускается ниже среднегодовой температуры воздуха и с глубиной почти во всех комплексах обнаруживает тенденцию к повышению. Наиболее нагретые воды с температурой 49—57° С вскрыты отдельными скважинами вблизи г. Габес, в окрестностях городов Уаргла и Туггурт в интервале 1100—1770 м и скважиной Эль-Хамма 1 восточнее указанного пункта на глубине 900 м, где температура воды составляла 63° С (Clarke, Jones, 1972; Arnold e. a., 1973). Таким образом, бассейн богат не только пресными и слабосолоноватыми, но пригодными для хозяйственно-питьевых нужд подземными водами, а также широко развитыми на его площади термальными.

3. Мурзукский артезианский бассейн

Этот бассейн, называемый также «Феццанской чашей», расположен на северо-востоке района. Внутренняя область питания и накопления подземных вод его представлена одноименной впадиной, а внешняя — об-

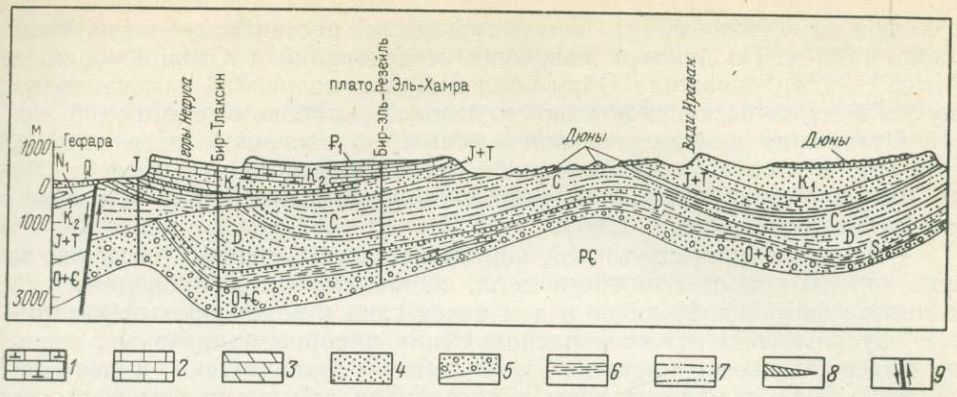


Рис. 29. Геологический разрез через Мурзукскую впадину (Conant, Goudarzi, 1967)

1 — доломитовые известняки; *2* — известняки; *3* — мергели; *4* — песчаники; *5* — песчаники с прослоями конгломератов; *6* — аргиллиты; *7* — алевролиты; *8* — прослои гипса; *9* — тектоническое нарушение

рамляющими ее горами Тассилин-Адджер, Бен-Гунейма, Эль-Харудж. Бассейн сложен отложениями кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, мезозоя и кайнозоя, образующими крупную и сложную синеклизу (рис. 29).

Кембро-ордовикские образования бассейна, представленные конгломератами и песчаниками, помимо указанных гор, слагают еще плато Гаттуса и выступ Тарат. Вода в песчаниках вскрыта неглубокими колодцами вблизи г. Гат. По данным А. И. Силина-Бекчурина (1962), водоносность их слабая, но минерализация воды невысокая (до 0,3 г/л), состав сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый, температура 33,6° С. В глубоких частях бассейна в отложениях кембро-ордовика развиты, по-видимому, напорные высокоминерализованные термальные воды с газами азотно-метановой группы. Ряд родников с пресной водой из песчаников ордовика зафиксирован вблизи Эдри, на северо-востоке бассейна. Воды глубоких горизонтов его, очевидно, имеют те же особенности, что и воды нерасчлененных отложений кембро-ордовика.

Силурийские отложения образованы граптолитовыми сланцами и песчаниками, развитыми на западе бассейна в горах Акакус. В этих же горах, а также в южной части плато Гаттуса отмечаются отложения девона, состоящие из песчаников с прослоями алевролитов, конгломератов и аргиллитов.

Р. Мюллер-Фега (Muller-Feuga, 1954) объединяет большую часть песчаников силура и девона в единый силурийско-девонский водоносный комплекс. На западе бассейна к породам этого комплекса в сел. Сердалес приурочены выходы родников с дебитом 0,2—0,4 л/с и температурой воды до 26° С. Эти воды вскрыты здесь также колодцами на глубине 0,5—1,5 м (Силин-Бекчурин, 1962). Многочисленные родники, связанные с этим комплексом, зафиксированы на востоке бассейна, где они находятся, по-видимому, в зоне разлома, проходящей на южном склоне Фецанского свода. Общий дебит родников достигает 2000 л/с (Bellair, 1945). Минерализация воды не превышает 0,8 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-магниевый, натриево-кальциевый и магниево-натриево-кальциевый.

П. Беллер (Bellair, 1945) и Р. Мюллер-Фега (Muller-Feuga, 1954) предполагают, что в пределах «Фецанской чаши» в песчаниках силура и девона на глубине 500—2000 м всюду можно получить фонтанирующую воду. В частности, воды в песчаниках девона были вскрыты

в Хофре на глубине 650 м, а в силурийских песчаниках — на глубине около 1400 м. По данным новейших исследований („Ground water in Africa", 1973), скважина Обру вблизи Брака получила самоизливающуюся воду из песчаников нижнего девона — карбона с дебитом 105 л/с.

Отложения каменноугольной системы, образованные песчаниками, глинами, мергелями, аргиллитами и известняками мощностью от 300 до 1000 м, характеризуются слабой водопроницаемостью и практически безводны (Furon, 1964).

Отложения промежуточной континентальной толщи, объединяющие породы триаса — нижнего мела, составляют основной водоносный комплекс бассейна. Наличие в нем пачек глин и водоупорных аргиллитов обусловливает этажное расположение напорных горизонтов очень не выдержанных по площади и, видимо, гидравлически связанных (Furon, 1964). Напорные воды в песчаниках комплекса встречены на глубине 12—150 м в песках Зеллаф, 200—300 м — в Хофре восточнее г. Мурзук и 500 м в центре эрга Мурзук (Bellair, 1945, Muller-Feuga, 1954). Пьезометрические уровни их устанавливаются на различной глубине и часто выше поверхности земли (Силин-Бекчурин, 1962). Дебиты скважин достигают 11—12,3 л/с (Muller-Feuga, 1954). Воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 2,4 г/л. По составу в большинстве своем они хлоридные, редко сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Температура воды изменяется от 16 до 27° С. Разгружаясь по зонам тектонических нарушений, эти воды питают некоторые озера, расположенные в песках Зеллаф (Bellair, 1945; Cornet, 1948, 1950).

Отложения палеогена и неогена сложены песчано-глинистыми и карбонатными породами, часто загипсованными. Подземные воды вскрыты колодцами глубиной до 20 м в оазисах Мурзук, Эль-Гатрун, восточнее г. Себха, в уэде Кутба и др. К этим же отложениям в оазисе Мурзук приурочены выходы родников с дебитами до 2 л/с. Минерализация воды достигает 5,6 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый.

В четвертичных отложениях формируются, как правило, потоки грунтовых вод, получающих питание за счет подтока воды из коренных пород, дренируемых долинами, потерь поверхностного стока, местами, возможно, за счет разгрузки подземных вод более глубоких водоносных горизонтов по зонам разломов. В верховьях долин эти воды пресные, но вниз по падению долин они увеличивают минерализацию и становятся солоноватыми и солеными. Состав воды хлоридно-гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый. В эоловых песках эргов Мурзук, Убари, Зеллаф и др., очевидно, имеются линзы пресных и солоноватых вод, залегающие на соленых водах и рассолах. Пресные воды, в частности, встречены в песках эрга Зеллаф на глубине от 1,5 до 2 м.

Питание подземных вод бассейна происходит за счет потерь поверхностного стока, конденсации влаги из воздуха и инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих главным образом во внешней области питания, в горных районах юго-западной и юго-восточной частей его.

Разгрузка подземных вод осуществляется путем эвапотранспирации и через зоны разрывных дислокаций, что контролируется приуроченностью к ним родников и небольших озер, имеющих подземное питание. Не исключена возможность, что по верхним водоносным горизонтам описываемый бассейн связан со смежными бассейнами и отдает часть своих вод в эти бассейны. Так, Г. Кнетш (Knetsch, 1950) высказал предположение, что подземные воды промежуточной континентальной толщи движутся в северо-восточном направлении. Глубокие подземные воды бассейна находятся, по-видимому, в условиях застойного ре-

жима или относительного покоя. Разгрузка их происходит лишь по зонам разломов в вышележащие горизонты и имеет локальный характер.

Таким образом, несмотря на то что подземные воды бассейна изучены слабо, приведенные данные позволяют сделать вывод о наличии в бассейне пластовой и инверсионной зональности в изменении химического состава и минерализации подземных вод, сформировавшихся под влиянием совокупного воздействия на них климата, водовмещающих пород и других природных факторов.

Проводившимся в последние десятилетия бурением скважин на воду установлено, что ресусы подземных вод, пригодных для водоснабжения и ирригации в пределах Феццана, достаточно высокие. Удельные дебиты скважин, вскрывших как неглубокие, так и глубокие водоносные горизонты, колеблются от 1 до 20 л/с („Ground water in Africa", 1973).

4. Тауденийский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает большую часть Западной Сахары. В тектоническом отношении он приурочен к одноименной синеклизе, располагающейся между Леоно-Либерийским массивом на юге, Регибатским — на севере, Туарегским — на востоке и Сенегальской складчатой системой — на западе. В указанных границах синеклиза имеет неправильную прямоугольную форму и занимает площадь около 1,8 млн. км². Это одна из крупнейших отрицательных структур мира.

Фундамент синеклизы и обрамляющие горные массивы, являющиеся внешней областью питания бассейна, сложены отложениями архея, нижнего и среднего протерозоя. В составе их установлены гранулиты, амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, яшмы, вулканогенно-осадочные и другие образования, прорванные массивами разновозрастных гранитоидных пород.

Осадочный чехол бассейна сложен отложениями верхнего протерозоя и палеозоя общей мощностью до 4000 м, несогласно перекрытыми маломощной толщей мезозойских и кайнозойских осадков.

На северном и южном склонах синеклизы породы полого наклонены в сторону ее центральной части, а в последней залегают практически горизонтально. Это спокойное залегание их местами нарушается зонами разрывных нарушений, с которыми связано образование грабенов Ансонго-Гао, равнины Гондо, Суданского пролива, Танезруфт и др.

Подземные воды в породах докембрия, слагающих внешнюю область питания бассейна, формируются в зонах экзогенной трещиноватости их и разрывных нарушений.

Глубина залегания подземных вод колеблется от долей до 100 м. Дебиты скважин, пройденных на склоне горы Кедиат-Иджиль у Форт-Гуро, т. е. в северной, слабо орошаемой атмосферными осадками части бассейна изменяются от 0,08 до 1,1 л/с. Минерализация воды колеблется от 0,5 до 4 г/л, увеличиваясь до 30 г/л на отдельных, отдаленных от области питания участках (Plote, 1968). В юго-западной части бассейна, в верховьях Нигера, где выпадает во много раз больше осадков, чем на севере, водоносность кристаллических пород выше, а минерализация воды меньше.

В зоне выветривания кембро-ордовикских сланцев на западе бассейна вода вскрывается колодцами на глубине 2,5—10, иногда 25—30 м. Дебиты колодцев редко превышают 0,3 л/с. Минерализация воды 0,25—0,7 г/л, изредка до 1 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый. Большинство колодцев в период засухи пересыхает и вновь наполняется водой в сезон дождей.

По данным Р. Рейшеля (Reichelt, 1960, 1963), в зоне Гурмы на юго-востоке бассейна наиболее водоносна формация кембрия — ордовика, состоящая из переслаивающихся песчаников, сланцев и известняков мощностью 1500—2000 м. К юго-востоку от г. Гурма-Гарус вода в этих породах вскрыта несколькими колодцами и скважинами на глубине 50—100 м (скважина Тассегальт на глубине 96,5 м). Дебиты колодцев, погруженных в водоносную зону пород на небольшую глубину, составляют 0,14—0,22 л/с, удельные дебиты скважин 0,11—0,17 л/с. Р. Рейшель (Reichelt, 1963) считает, что на этом участке подземные воды формации питаются за счет потерь поверхностного стока р. Нигер, так как уровень воды ее имеет более высокие отметки, чем уровни воды в колодцах и скважинах.

В песчаниках кембрия — силура, развитых в районе Бандиагара, воды вскрывается большим числом колодцев в их верхней выветрелой зоне на глубине 2—8 м и более. Минерализация ее колеблется от 0,01 до 0,4 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый. Дебиты колодцев чаще всего 7—11 л/с, иногда снижаются до 1,5 л/с. В основании уступа Бандиагара из этих пород выходят родники с дебитами до 1 л/с. Высокой водоносностью отличаются зоны разломов, проходящие в песчаниках. Одна из скважин, заложенная в такой зоне в г. Бандиагара, вскрыла напорную воду, дебит которой при свободном изливе составлял 0,9 л/с. Вода гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 0,28 г/л.

Помимо докембрийских и кембро-силурийских отложений, водоносны во внешней области питания четвертичные образования, на севере бассейна представленные аллювиально-пролювиальными накоплениями, а на юге — главным образом аллювиальными. Водоносность пород, по-видимому, достаточно высокая. А. Плот (Plote, 1968) отмечает, что в аллювиально-пролювиальных отложениях уэдов вода, как правило, более минерализованная, чем в аллювиальных, причем от верховьев к низовьям уэда она повышается. Так, по его данным, вблизи Форт-Гуро в уэде Тазатид минерализация воды в верховьях составляла 0,7—1,5 г/л, а по выходе уэда из гор достигла 3,5 г/л, соответственно изменился и состав ее.

Во внутренней области питания бассейна подземные воды встречены в кристаллических породах докембия, кембро-ордовикских отложениях, промежуточной континентальной толще, верхнемеловых и четвертичных отложениях.

В породах фундамента подземные воды вскрыты колодцами и скважинами в юго-восточной части бассейна на глубине 55—85 м. Дебиты водопунктов 0,06—0,14 л/с. Минерализация воды 0,1—2,1 г/л, состав гидрокарбонатный магниевый и магниево-кальциевый, а также сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый (Archambault, 1960; Defossez, 1962; Dars, 1962).

Водовмещающие породы кембрия — ордовика представлены сланцами и песчаниками. Севернее г. Сегу вода в них залегает на глубине от 1,5 до 35 м. Дебиты колодцев колеблются от 0,6 до 4,1 л/с, а минерализация воды — от 0,3 до 4 г/л, иногда до 30—32 г/л, температура варьирует от 20 до 31° С. На севере бассейна в куэсте Эль-Ханк к этим породам приурочены выходы родников с дебитами до 0,1 л/с, вода пресная и слабосолоноватая.

Ж.-Р. Вильмур (Villemur, 1967) предполагает, что в песчаниках ордовика и известняках нижнего карбона содержатся напорные воды. По мнению Б. В. Графского и А. П. Попова, эти водоносные горизонты залегают на глубине 860—1600 м. Но расположенные в области с исключительно скудным питанием и в условиях, исключающих активный водообмен, эти породы, если и содержат подземные воды, то, вероятно, в совершенно незначительном количестве, и воды эти, очевидно, высокоминерализованные.

В отложениях нижнемеловой промежуточной континентальной толщи напорные воды в песках и песчаниках встречены скважиной на глубине 175 и 251 м, пройденной в окрестностях пос. Бидон 5, расположенного на юге плато Танезруфт вблизи Ахаггара. По данным А. Корне (Cornet, 1960), И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, вода имеет минерализацию 0,48 г/л. На остальной площади бассейна водоносность толщи не изучена. Можно лишь предполагать, что она слабоводоносна и вдали от Ахаггара содержит высокоминерализованные воды.

Водовмещающие породы верхнемеловых (сенон) отложений представлены песками и песчаниками. В восточной части бассейна у подножия плато Адрар-Ифорас в долине Тилемси вода в этих породах встречена скважинами Ин-Аис, Ин-Орфан, Ганширем, Эрсан, Валах-Валах и рядом колодцев. По данным Б. В. Графского, она залегает здесь на глубине 50—90 м и часто обладает напором. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 30—55 м. Мощность водоносных горизонтов варьирует от 2 до 12 м. Дебиты скважин при понижениях уровней от 1,5 до 15 м колеблются от 0,8 до 6,9 л/с. Напорные воды (два горизонта) в отложениях сенона на глубине 124—185 м вскрыты также скважиной Бидон 5, пройденной на юге плато Танезруфт. Пьезометрический уровень их установился на глубине 20 м, дебит составил 7 л/с (Силин-Бекчурин, 1962). Минерализация воды первого горизонта 3,6 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый; второго, залегающего в интервале 167—172 м, 14—16,5 г/л, состав воды тот же (Archambault, 1960).

Вода в отложениях сенона долины Тилемси имеет минерализацию от 0,2 до 2,1 г/л, состав сульфатный магниево-кальциевый и кальциево-натриевый, обусловленный включениями кристалликов гипса и пирита в породах.

Из приведенных данных видно, что с глубиной минерализация воды в отложениях сенона увеличивается достаточно сильно. Отмечается возрастание ее и по мере удаления от Адрар-Ифораса и Ахаггара, где воды получают питание как за счет осадков, так и потерь поверхностного стока.

Пески и песчаники конечной континентальной толщи почти повсеместно водоносны, однако приуроченные к ним воды севернее Нигера лишь на отдельных площадях образуют единые и относительно выдержанные водоносные горизонты. Это обусловлено линзовидным строением водовмещающих пород и особенностями их залегания (в углублениях древнего рельефа, разделенных безводными участками) (рис. 30, 31).

Помимо атмосферных осадков и конденсационной влаги, существенную роль в питании подземных вод конечной континентальной толщи играют воды р. Нигер (отметки уровня воды ее даже в межень во многих местах выше, чем уровень воды в породах толщи близ реки). Из рис. 31 видно, что уклон подземных вод на одном из таких участков, расположенных севернее Сегу, направлен от реки в глубь берега. Особенно отчетливо это наблюдается на левобережье Нигера, на площади, располагающейся между г. Ке-Масина и Мали — Мавританской границей. На этом участке образуется единый водоносный горизонт в конечной континентальной толще и в аллювиальных отложениях. Питание подземных вод за счет инфильтрации воды из Нигера составляет $50 \cdot 16^6$ м^3/год, т. е. 1700 л/с (Archambault, 1960).

Подземные воды конечной континентальной толщи интенсивно используются для водоснабжения и орошения. Глубина залегания их почти всюду превышает 40—45 м, во многих местах достигает 75—80 и даже 100 м. Вода в большинстве случаев напорная, со статическими уровнями, устанавливающимися на глубине 30—45 м. Дебиты колодцев 0,14—1,4 л/с, редко более. Удельные дебиты скважин от 0,08 до 0,3 л/с. Севернее параллели 18° с. ш. водоносность пород заметно снижается, а севернее 19°30′ с. ш. отложения конечной континентальной толщи,

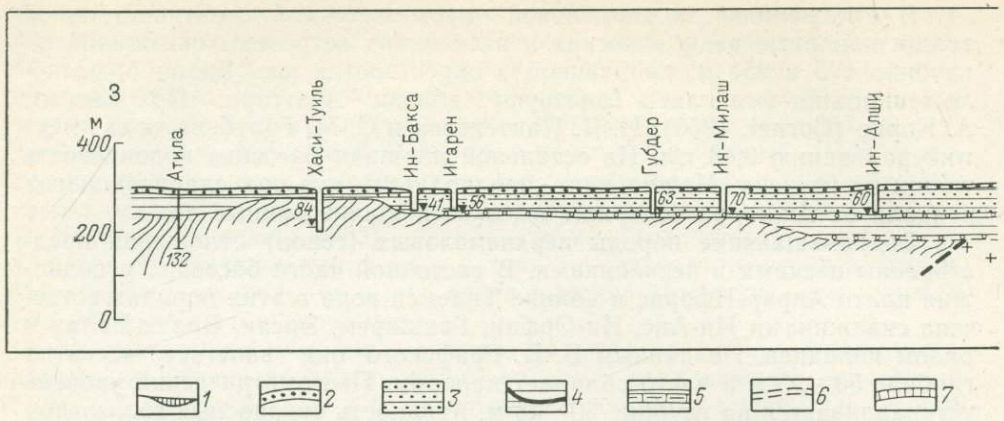


Рис. 30. Схематический гидрогеологический разрез через Тауденийский бассейн от плато Адрар-Ифорас к долине Тилемси (составил А. П. Попов)

1 — аллювиальные отложения долины Тилемси (суглинки, супеси, глины); *2* — эоловые пески; отложения конечной континентальной толщи (верхний палеоген-неоген); *3* — песчано-глинистые породы, *4* — глины, глинистые пески; *5* — средний эоцен (глины, глинистые мергели), нижний эоцен (мергели, мергелистые известняки, глины); *6* — палеоцен (глины, глинистые песчаники); *7* — датский ярус маастрихт (глинистые мергели, известняки, глины); *8* — сенон (песчано-глинистые отложения); *9* — инфракембрий (сланцы, сланцы с пачками песчаников, метаморфизованные породы); *10* — докембрий (кристаллические породы); *11* — водоносные горизонты; *12* — тектонические нарушения предполагаемые; *13* — колодцы, глубина залегания уровня воды; *14* — скважины, глубина залегания воды и статический уровень

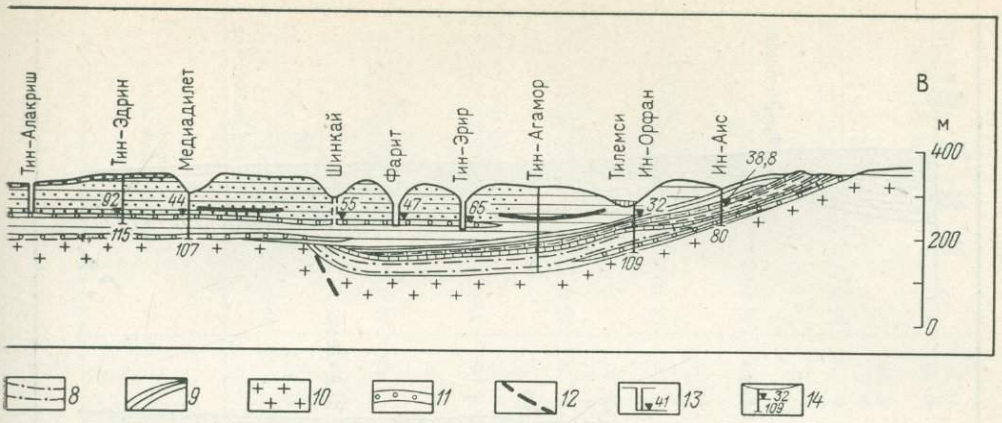
как показывают скважины Атила, Будж-Беха-Зюд и Фум-эль-Альба, почти всюду безводны. Минерализация подземных вод близ Нигера не более 0,08—0,1 г/л. В северном направлении она возрастает и на расстоянии около 100 км от этой реки местами составляет 0,6—1 г/л, а еще севернее (в колодце Буджабеха) достигает 3,5 г/л (Archambault, 1960). Однако и здесь вода в большинстве колодцев пресная с плотным остатком редко более 1—1,5 г/л. По составу она гидрокарбонатная кальциево-натриевая и магниево-натриевая, а также гидрокаробнатно-сульфатная магниевая и более сложного состава.

Отложения конечной континентальной толщи на равнине Гондо обводнены в нижней части разреза почти на всей площади их распространения. Подземные воды залегают на глубине 15—20 м у северо-западного борта равнины, до 45—50 м у юго-восточного и до 70—75 м в ее центральной части.

Питание подземных вод равнины осуществляется за счет осадков, конденсации влаги из атмосферы и подтока воды со стороны внешней области питания бассейна. О последнем свидетельствуют отчетливо выраженный уклон поверхности подземных вод от бортов равнины к осевой ее части и возрастание их минерализации в этом же направлении: близ бортов равнины 0,2—0,3 г/л, в осевой части значительно выше, состав воды гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Из комплекса четвертичных отложений водоносны аллювиальные отложения долины р. Нигер и ее притоков, аллювиально-пролювиальные отложения уэдов, озерные и эоловые образования.

Водовмещающими породами аллювиальных отложений являются пески, вода в которых залегает на глубине 5—10 м. Дебиты скважин, пройденных в разнозернистых песках, достигают 5—6,5 л/с при понижении уровня на 2—2,5 м, а в мелкозернистых — 1,6—1,9 л/с при понижении уровня на 10—11 м. Минерализация воды 0,1—1,25 г/л, но в местах близкого залегания от поверхности увеличивается до 10—16 г/л. Некоторые анализы воды, по данным Б. В. Графского, приведены в табл. 16. Как видно из табл. 16, слабоминерализованные воды имеют гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный преимущественно натриево-



магниевый, а высокоминерализованные — сульфатно-хлоридный натриевый и натриево-магниевый состав.

В аллювиальных отложениях долины Нигера отмечается закономерное увеличение минерализации грунтовых вод не только по мере удаления от реки, но и вниз по ее течению. Так, на участке вблизи г. Тимбукту минерализация воды не превышала 0,1 г/л, вблизи г. Гурма-Гарус, расположенного ниже по течению, она возросла до 0,2 г/л, а в окрестностях г. Гао, находящегося еще ниже, уже колебалась от 0,2 до 1,25 г/л. Минерализация поверхностных вод Нигера на этом же отрезке изменилась от 0,04 до 0,3 г/л (Archambault, 1960).

Водоносные породы аллювиально-пролювиальных отложений уэдов представлены суглинками и гравийно-щебенистыми разнозернистыми песками. Грунтовые воды образуют в них линзы и маломощные грунтовые потоки с минерализацией 0,25—0,35 г/л, состав воды гидрокарбонатный кальциевый и натриево-кальциевый. Дебиты колодцев не превышают 0,7 л/с.

Солончаки имеют локальное распространение на площади бассейна. Они представляют собой, очевидно, очаги разгрузки подземных вод бассейна и содержат соленые и горько-соленые воды (Villemur, 1967).

В массивах эоловых песков установлены линзы пресных и солоноватых грунтовых вод, в основании дюн залегающие на глубине 1,5—3 м. Дебиты колодцев 0,06—0,08 л/с, минерализация воды до 2 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый и натриево-кальциевый.

В соответствии с особенностями структуры бассейна в юго-восточной части его выделяются три бассейна второго порядка — Танезруфтский, Тилемсинский и Масинский. Наиболее интересным является первый, приуроченный к одноименному грабену, заполненному в основном меловыми отложениями, залегающими на докембрийском фундаменте. Водовмещающие породы — пески и песчаники, вода в которых встречается на глубине 124—250 м. Для бассейна характерна инверсионная гидрохимическая зональность. Р. Амброджи (Ambroggi, 1966) оценивает естественные ресурсы подземных вод его для площади 240 тыс. км² в 400 км³.

Данных о подземных водах Тилемсинского бассейна нет, в Масинском же бассейне (внутренняя дельта Нигера) подземные воды приурочены к конечной континентальной толще, мощность водовмещающих пород которой достигает 100 м. Установлено, что питание подземных вод бассейна за счет потерь воды из Нигера и его притоков прослеживается на расстоянии от 15 до 180 км от русел рек и составляет несколько кубометров в секунду («Ground water in Africa», 1973).

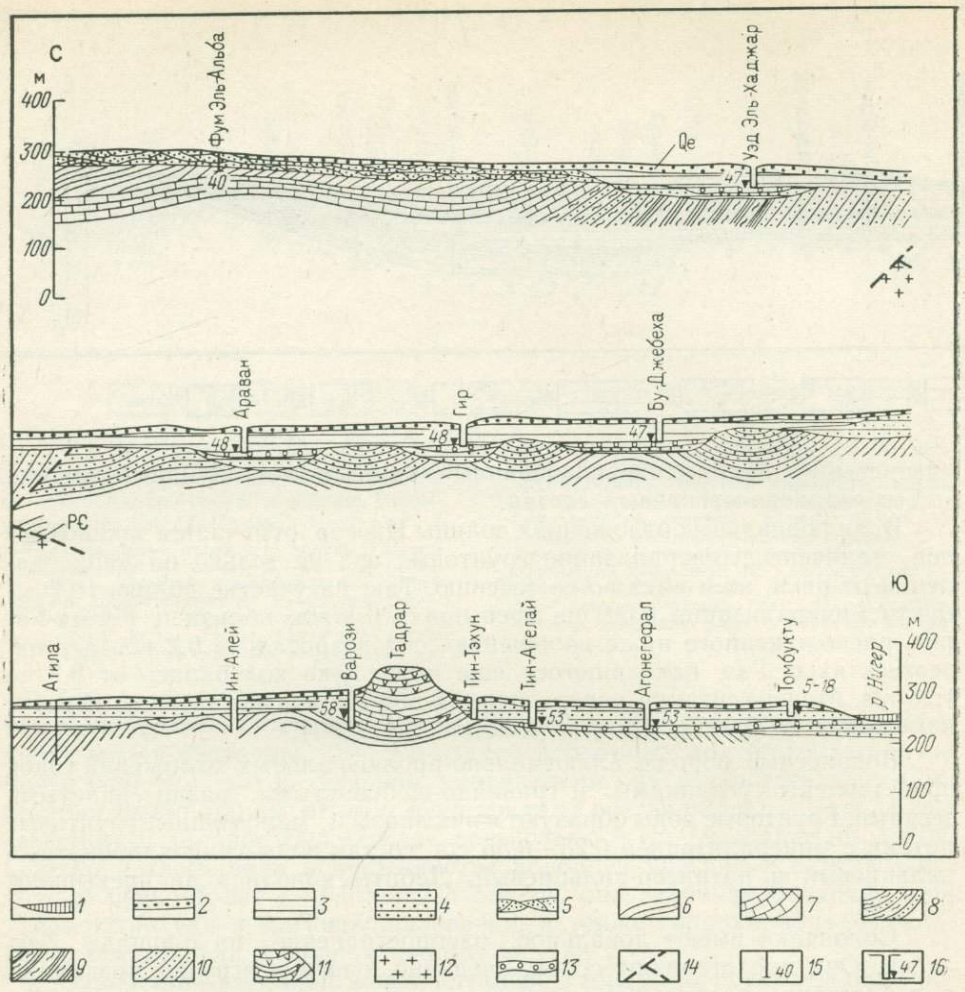


Рис. 31. Схематический гидрогеологический разрез через восточную часть Тауденийского бассейна (составил А. П. Попов)

1 — аллювиальные отложения р. Нигер; *2* — эоловые пески; *3* — озерно-аллювиальные илистые глины; *4* — отложения конечной континентальной толщи (глины с прослоями песков и песчаников); *5* — отложения промежуточной континентальной толщи (песчаники, глины, аргиллиты); *6* — вестфальские глины; *7* — визейские известняки; *8* — турнейские песчаники и сланцы; *9* — девонские глинистые сланцы; *10* — кембро-ордовикские сланцы; *11* — инфракембрий (сланцы с подчиненными прослоями песчаников); *12* — докембрийский фундамент; *13* — водоносный горизонт в отложениях конечной континентальной толщи; *14* — тектонические нарушения предполагаемые; *15* — буровая скважина; *16* — колодец и глубина залегания уровня воды

Приведенная краткая характеристика бассейна позволяет сделать ряд общих выводов. Прежде всего следует отметить различие в питании отдельных частей его атмосферными осадками, исключительно слабое на севере и относительно высокое на юге. Это в свою очередь в какой-то степени определяет водоносность пород и количество поверхностных водопроявлений в указанных частях. Большая роль в пополнении ресурсов подземных вод на юге бассейна принадлежит также поверхностным водам Нигера, потери которых на фильтрацию в грунт составляют многие сотни литров воды в секунду.

Водоносность пород, слагающих бассейн, пестрая и в целом невысокая. Относительно высокой водоносностью обладают лишь палеозойские песчаники и аллювиальные отложения долины Нигера.

В изменении минерализации подземных вод отмечается закономерное повышение ее от внешней области питания бассейна к внутренней,

ТАБЛИЦА 16

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ВОД В Г. ГАО

Номер колодца	Глубина, м		Минерализация, г/л	pH	Общая жесткость, мг-экв/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв/л, %-экв							Формула химического состава
	до воды	до дна				$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^-	
2	6,6	6,8	0,34	6,9	1,92	85,4 3,17 62,1 39,0	13,61 1,12 21,4 10,71	16,03 0,8 16,5 9,6	33,82 0,95 17,2 6,77	44,0 0,918 16,7 42,0	220,0 3,6 65,4 97,6	10,6 0,171 0,7 0,344	$M\ 0,3\ \frac{HCO_3\ 65\ Cl\ 17\ SO_4\ 16}{(Na+K)\ 62\ Mg\ 21\ Ca\ 16}$
3	7,5	7,8	0,18	6,8	1,36	1,695 53,1 63,2	0,88 27,5 12,66	0,48 19,4 12,8	0,19 7,5 20,38	0,874 32,4 60,0	1,6 60,1 158,9	0,005 13,8	$M\ 0,2\ \frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 32}{(Na+K)\ 53\ Mg\ 28}$
4	10,2	10,8	0,29	6,9	1,68	2,75 62,1 164,1	1,04 23,5 174,0	0,64 14,4 338,1	0,57 13,0 379,4	1,251 28,1 998,0	2,6 58,5 317,2	0,022 0,4 106,0	$M\ 0,3\ \frac{HCO_3\ 58\ SO_4\ 28}{(Na+K)\ 62\ Mg\ 24\ Ca\ 14}$
8	8,0	8,3	3,02	7,0	31,19	7,115 18,1 1021,0	14,3 37,6 478,0	16,89 44,3 685,0	10,68 28,1 1623,0	20,6 54,2 3126,0	5,2 13,9 329,4	1,71 1,8 106,0	$M\ 0,3\ \frac{SO_4\ 54\ Cl\ 28\ HCO_3\ 14}{Ca\ 44\ Mg\ 38\ (Na+K)\ 18}$
10	8,6	10,5	10,28	6,8	73,56	44,44 37,6 4972,6	39,36 33,3 294,0	34,2 29,1 134,8	45,7 38,7 3138,0	65,1 55,1 7124,0	5,4 6,0 658,8	1,71 0,2 20,62	$M\ 10,3\ \frac{SO_4\ 55\ Cl\ 39}{(Na+K)\ 38\ Mg\ 33\ Ca\ 29}$
11	11,0	12,42	16,32	6,9	30,93	216,47 87,8 191,567	24,2 10,1 23,38	6,73 2,1 40,0	88,2 35,7 1082,0	148,1 59,2 140,0	10,8 4,1 341,6	0,334 17,2	$M\ 16,3\ \frac{SO_4\ 59\ Cl\ 36}{(Na+K)\ 88\ Mg\ 10}$
12	8,9	9,2	0,89	7,1	3,92	8,33 69,4 715,07	1,92 14,0 48,7	2,0 16,6 99,3	3,05 25,4 123,8	2,93 24,4 106,0	5,6 46,6 207,9	0,278 3,6 6,88	$M\ 0,9\ \frac{HCO_3\ 47\ Cl\ 25\ SO_4\ 24}{(Na+K)\ 69\ Ca\ 17\ Mg\ 14}$
21	7,6	7,9	1,25	6,9	8,96	31,09 77,6	4,0 10,0	4,96 12,4	34,3 85,7	2,22 5,6	3,4 8,5	0,111 0,2	$M\ 1,2\ \frac{Cl\ 86\ HCO_3\ 9}{(Na+K)\ 78\ Ca\ 12}$

а также от верховьев долин к низовьям. Все исследователи согласно высказывают предположение и о наличии в бассейне вертикальной зональности в изменении состава подземных вод, особенно в глубоких горизонтах его, сложенных палеозойскими комплексами. Фрагменты этой зональности для небольших глубин установлены в отложениях сенона, где в интервале от 124 до 172 м минерализация воды увеличилась от 3,6 до 16,5 г/л, изменился соответственно и состав ее. Обеспеченность района пресными подземными водами неравномерная. Северная часть бассейна обеспечена этими водами слабо, южная значительно лучше.

5. Мали-Нигерский артезианский бассейн

Этот бассейн включает южные склоны нагорья Ахаггар, примыкающие к нему плато и возвышенности, а также расположенную между ними наклонную равнину, на юге простирающуюся до долины р. Нигер.

В геологическом строении его участвуют интрузивные, осадочно-метаморфические и вулканогенные образования докембрия, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, состав которых в основном сходен с составом этих отложений, описанных при характеристике Тауденийского бассейна.

В структурном отношении бассейн представляет собой одноименную синеклизу, заключенную между докембрийским массивом Ахаггар на севере, плато Адрар-Ифорас на западе, Аир на востоке и окраиной Гвинейского щита на юге. На западе впадина узким Суданским прогибом (проливом) соединяется с впадиной Таудени, а на востоке — с впадиной Чад. В пределах синеклизы выделяются Ментекское и Менакское сводовые поднятия, между которыми располагается Азауакский прогиб, мощность осадочного чехла в котором более 2500 м (Radier, 1959; Karpoff, 1960, «Геология и полезные ископаемые Африки», 1973).

Плато и возвышенности, обрамляющие впадину, образуют внешнюю область питания бассейна. Здесь подземные воды формируются в зоне экзогенной трещиноватости и в разрывных нарушениях, проходящих в породах докембрия и палеозоя. Единичные родники, приуроченные к этим породам, указывают на слабую водоносность последних. Химические анализы воды, по А. П. Попову, приведены в табл. 17. Как видно из табл. 17 (ан. 1), минерализация воды равна 0,5 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

В песчаниках верхнего палеозоя промежуточной континентальной толщи воды вскрыты на юго-востоке плато Аир. Как отмечает Ф. Жоли (Archambault, 1960), в окрестностях г. Агадес вода в них свободная, залегает на глубине 30—75 м, но западнее 6° в. д., где эти песчаники погружаются под юрско-нижнемеловые глины, становится напорной. Водоносность песчаников слабая, дебиты скважин составляют 0,03—0,06 л/с. Воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией 0,5—1,5 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый и хлоридно-сульфатный натриевый.

В песках и гравийниках аллюво-пролювия уэдов иногда образуются линзы грунтовых вод. Одна из таких линз была выявлена и изучена А. П. Поповым в уэде Тин-Рамир на плато Адрар-Ифорас (рис. 32). Откачка воды из скважины, пробуренной на этой линзе, показала устойчивый приток 1,7 л/с при понижении уровня на 2,3 м. Ресурсы грунтовых вод линзы при водоотдаче песков 0,2 оценены в 100 тыс. м^3. Минерализация воды с тенденцией увеличения ее с глубиной изменяется от 0,2 до 0,3 г/л (см. табл. 17, ан. 2, 3), состав гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый. Дебиты колодцев, капти-

ТАБЛИЦА 17

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД И АЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЭДОВ ВНЕШНЕЙ ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ МАЛИ-НИГЕРСКОГО БАССЕЙНА

Водопункт	Глубина до воды, м	Минерализация, г/л	pH	Общая жесткость, мг-экв/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв/л, %-экв							Формула химического состава
					$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	
Родник Тин-Зауатен	0	0,5	7,5	5,125	73 3,17 38,2 50	19 1,55 18,8 7	71 3,57 43,0 29	57 1,6 19,3 21	180 3,75 45,4 35	152 2,9 35,1 171	3,10 0,05 0,2 —	$M\ 0{,}5\ \frac{SO_4\ 45\ HCO_3\ 35}{Ca\ 43\ (Na+K)\ 38}$
Скв. Тин-Рамир	10,5	0,235	7,8	2,03	2,18 51,9 46	0,57 13,6 6	1,45 34,5 30	0,6 14,7 14	0,7 17,0 39	2,8 68,3 146	— 2,9	$M\ 0{,}2\ \frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 17\ Cl\ 15}{(Na+K)\ 52\ Ca\ 34\ Mg\ 14}$
То же	12,5	0,275	8,2	2,05	1,99 49,0 76	0,52 13,0 46	1,52 38,0 245	0,4 11,1 237	0,8 22,2 500	2,4 66,7 128	0,05 7,22	$M\ 0{,}3\ \frac{HCO_3\ 67\ SO_4\ 22\ Cl\ 11}{(Na+K)\ 49\ Ca\ 48\ Mg\ 13}$
Колодец Тин-Зауатен	3,3	1,43	8,2	16,074	3,31 17,9 76	3,4 18,2 39	12 63,9 225	6,7 35,2 220	10,41 54,7 410	2,1 9,0 177	0,12 0,1 13,42	$M\ 1{,}4\ \frac{SO_4\ 55\ Cl\ 35\ HCO_3\ 9}{Ca\ 64\ Mg\ 18\ (Na+K)\ 18}$
Колодец Ащебыш	0,7	1,25	7,3	14,425	3,33 18,6	3,2 18,2	11,22 63,2	6,2 34,8	8,54 47,9	2,9 16,9	0,12 0,4	$M\ 1{,}2\ \frac{SO_4\ 48\ Cl\ 35\ HCO_3\ 17}{Ca\ 62\ (Na+K)\ 19\ Mg\ 18}$

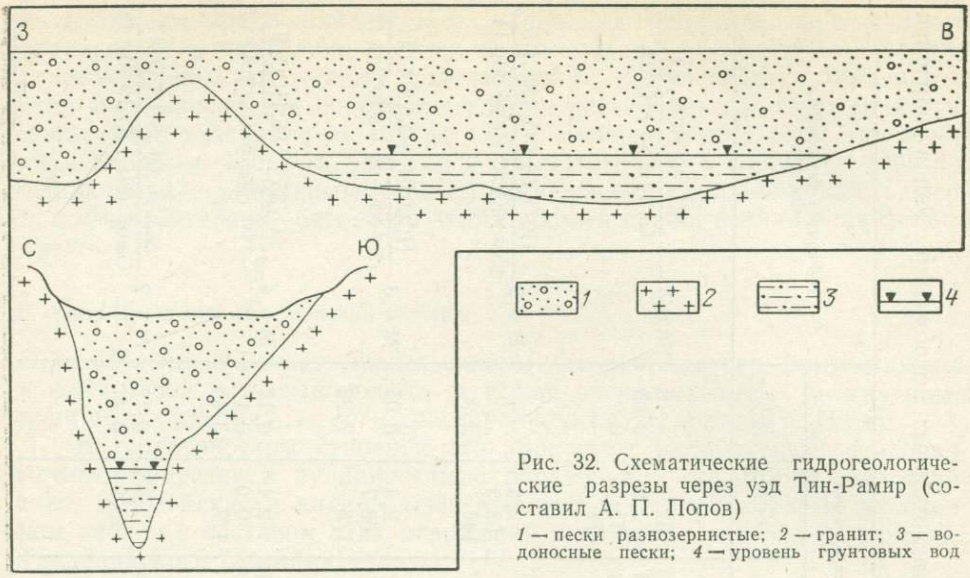


Рис. 32. Схематические гидрогеологические разрезы через уэд Тин-Рамир (составил А. П. Попов)

1 — пески разнозернистые; *2* — гранит; *3* — водоносные пески; *4* — уровень грунтовых вод

рующих воду аллюво-пролювия, колеблются от 0,03 до 0,22 л/с. В связи с близким залеганием от поверхности земли вода в колодцах солоноватая, минерализация до 1,5 г/л, состав сульфатно-хлоридный кальциевый (см. табл. 17, ан. 4, 5).

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна совпадает с Мали-Нигерской синеклизой. Водоносны в ее разрезе отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Лучше других изучены подземные воды промежуточной континентальной толщи (верхний карбон — нижний мел), верхнего мела, конечной континентальной толщи и четвертичных образований.

Водовмещающие породы промежуточной континентальной толщи приурочены к пескам, песчаникам, гравелитам и конгломератам. В верхней части разреза этих отложений, по данным скв. Тин-эль-Багра 2, развиты напорные воды с пьезометрическим уровнем, поднявшимся до глубины 20,1 м. Удельный дебит скважины около 0,14 л/с. Вода слабосолоноватая с минерализацией 3,9 г/л, сульфатная натриевая (табл. 18, по А. П. Попову и Б. В. Графскому). Более глубокие горизонты описываемых отложений вскрыты опорной скв. Тахабанат (табл. 19).

Максимальный уровень воды в этой скважине поднялся на 4,75 м выше поверхности земли. Дебит ее, по-видимому, в зависимости от понижения уровня колеблется от 0,1 до 3,2 л/с. Вода соленая с минерализацией до 12,5 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый.

Юрские песчано-глинистые отложения практически безводны. Скапливающиеся в отдельных линзах песков подземные воды имеют повышенную минерализацию, водоносность их слабая (Archambault, 1960).

Водовмещающими породами нижнемеловых отложений являются песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. На участках, где эти отложения выходят на поверхность, воды свободные (скв. Тин-эль-Багра 1). По мере погружения пород под более молодые образования верхнего мела воды становятся напорными, причем величина напора изменяется от 100 до 674 м (рис. 33 и 34). В скв. Тарара Восточная пьезометрический уровень установился на 5,1 м выше ее устья, дебит скважины при изливе воды составлял 0,15 л/с, а при более значительном понижении уровня достигал 3,75 л/с. Высокий водоприток (15,6 л/с) оказался и в скв. Тахабанат. Минерализация воды 0,5—0,8 г/л, состав

ТАБЛИЦА 18

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОТЛОЖЕНИЙ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТОЛЩИ

Скважина	Опробованный горизонт		Минерализация, г/л	pH	Общая жесткость, мг-экв/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв/л, %-экв							Формула химического состава
	возраст пород	глубина до воды, м				$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	
Тин-эль-Багра 2	Верхний палеозой	456—542	3,926	8,2	6,39	1149,50 50,62 88,81	9,7 0,8 1,39	112,00 5,59 9,80	319,5 9,0 15,78	2151,0 44,78 78,59	195,0 3,2 5,61	0,69 0,01 0,02	$M\ 3{,}9\ \frac{SO_4\ 79\ Cl\ 16}{(Na+K)\ 89\ Ca\ 10}$
Тин-эль-Багра 1	Нижний мел	67,8—119,5	0,527	7,1	0,59	204,13 8,78 93,09	1,82 0,15 1,57	8,77 0,44 4,61	78,1 2,2 23,1	57,84 1,08 11,31	366,0 6,0 62,91	1,59 0,25 2,68	$M\ 0{,}5\ \frac{HCO_3\ 63\ Cl\ 23\ SO_4\ 11}{(Na+K)\ 93\ Ca\ 5\ Mg\ 2}$
Тарара Восточная	То же	372—523	0,758	7,3	0,25	307,65 13,38 97,45	1,06 0,09 0,64	3,36 0,16 1,19	56,8 1,6 11,67	78,16 1,63 11,84	640,5 10,5 76,49	Нет	$M\ 0{,}8\ \frac{HCO_3\ 76\ SO_4\ 12\ Cl\ 12}{(Na+K)\ 97}$
Тахабанат	„ „	418—592	0,715	8,2	0,25	272,89 11,86 97,53	1,22 0,10 0,82	3,00 0,15 1,23	34,08 0,96 7,88	146,90 3,06 25,16	414,8 6,80 55,9	15,2 0,24 2,02	$M\ 0{,}7\ \frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 25\ Cl\ 8}{(Na+K)\ 98}$
Ин-Тамат	„ „	125—131	0,46	7,0	—	123,9 5,71 74,4	1,98 1,63 21,1	6,53 0,33 4,5	26,09 0,74 13,4	74,07 1,54 28,3	195,6 3,21 58,3	—	$M\ 0{,}5\ \frac{HCO_3\ 58\ SO_4\ 28\ Cl\ 13}{(Na+K)\ 74\ Mg\ 21}$

ТАБЛИЦА 19

ДАННЫЕ О СКВАЖИНАХ, ВСКРЫВШИХ ПОДЗЕМНУЮ ВОДУ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТОЛЩИ

Скважина	Интервал опробования, м	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/с	Минерализация, г/л	Температура воды, °С
Тахабанат опорная	1197—1206,5	31,9	1,75	11,18	47
» »	1257—1262	31,0	2,2	12,00	47,5
» »	1384—1398	37,0	2,0	12,15	48
» »	1489—1498	27,7	1,6	12,05	50
» »	1514—1526	23,5	3,2	—	—
» »	1778—1786	+4,75	2,6	11,36	54
» »	1954—1961	+3,3	0,1	12,48	—
Тин-эль-Багра 1	67,8—119,5	67,8	1,8	0,53	30
Тарара Восточная	372—523	+5,1	3,75	0,76	39
Тахабанат	418—592	24,0	15,6	0,72	40,3

гидрокарбонатно-хлоридный, гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, реже натриево-магниевый.

В толще нижнемеловых отложений имеется несколько водоносных горизонтов, возможно, местами гидравлически связанных. Очевидно, это предположение является достаточно обоснованным и в какой-то степени подтверждается наличием в нижнемеловом водоносном комплексе прямой зональности в изменении минерализации и состава подземных вод. Б. В. Графский выделяет здесь три гидрохимические зоны (табл. 20).

Из табл. 19 видно, что наряду с ростом минерализации и изменением состава воды по глубине закономерно увеличивается и температура ее. Геотермический градиент около 1,5°/100 м разреза.

Движение подземных вод промежуточной континентальной толщи в западной части бассейна направлено с северо-запада на юго-восток, в восточной — с северо-востока и востока на юго-запад, т. е. от внешней области питания бассейна в сторону Азауакского прогиба.

Подземные воды верхнемеловых отложений широко распространены в южной части бассейна. На юго-западе водовмещающие породы представлены грубозернистыми песками с прослоями глин. На территории Республики Нигер вода в этих песках встречена скважинами Тофаманир и Тамейя. Пьезометрические уровни установились на 72 и 78,3 м при понижении на 3,5 и 4 м, дебиты скважин составляли соответственно 0,38 и 0,44 л/с. Вода гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 0,6—0,8 г/л.

Сеноман-туронские отложения образованы песчаниками, песками и известняками, выходы которых прослеживаются в широтном направлении через весь бассейн, но к югу погружаются под более молодые отложения. Воды их вскрыты лишь редкими колодцами и двумя скважинами — Гар-эль-Бэда и Тахабанат, находящимися на территории Республики Мали (табл. 21). Здесь песчаники, пески и известняки переслаиваются с глинами и содержат напорную воду. Как видно из табл. 21, пьезометрические уровни их установились на глубине 36,2 и 46,1 м. Величина напора составляет 27 и 311 м. Дебиты скважин невысокие. В табл. 22 приведены данные о химическом составе воды некоторых водопунктов, каптирующих воду верхнемеловых отложений, по А. П. Попову. Вода в скв. Тахабанат гидрокарбонатная натриевая, минерализация около 1 г/л.

В скв. Арруку в известняках верхнего турона вскрыты напорные воды на глубине 193—204 м. Пьезометрический уровень установился на глубине 14 м. При снижении его до глубины 138,5 м получен при-

ТАБЛИЦА 20

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ НИЖНЕМЕЛОВОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА

Интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Тип воды	Температура воды, °С
400—800	До 0,7	Гидрокарбонатно-сульфатный натриевый	40
800—950	„ 3	Хлоридно-сульфатный натриевый	47—48
950—1550	„ 12	То же	50—52

ТАБЛИЦА 21

ДАННЫЕ О СКВАЖИНАХ, ВСТРЕТИВШИХ ПОДЗЕМНУЮ ВОДУ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО МЕЛА

Скважина	Водовмещающие породы и возраст	Глубина опробования, м	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/с	Понижение, м	Минерализация, г/л
Гар-эль-Бэда	Песчаники сеноман — турона	36,2	36,2	0,6	2	1,18
Тахабанат	То же	357,5—369	46,1	0,5	—	1,02
Уртефулют	Пески, песчаники сенона	134—248,5	56,5	0,97 2,0 2,8	1,8 4,0 6,8	— — —
Зебов	Глинистые пески сенона	149,5	37,5	1,8	—	2,25

ток воды 0,1 л/с. В скв. Ибестен также наблюдался очень небольшой приток воды из песков верхнего турона, залегающих в интервале 33,5—38,5 м. Невысокий дебит получен из верхнетуронских известняков и в скв. Эмдембутен. В других скважинах, вскрывших серию белых известняков, водопроявления не отмечены. Все это позволяет считать отложения верхнего турона практически безводными.

Водоносность сенонских отложений пестрая. В северной половине бассейна, как показали скважины Урасибитиль и Исаксаген, они практически безводны, в южной же части почти всеми скважинами в тонко- и мелкозернистых песках и песчаниках вскрыты подземные воды. В ряде случаев и здесь (скв. Тин-Ауаниен, Ин-Арабер, Ханузигрен) приток воды оказался очень слабым (удельные дебиты — сотые и десятые доли литра в секунду). В среднем удельные дебиты составляли 0,16—0,2 л/с и лишь в единичных случаях повышались до 1,18 л/с. По составу вода сульфатная натриевая с минерализацией до 2—2,5 г/л. По данным Б. В. Графского, температура ее +35° С.

В отложениях нижнего и среднего палеогена в южной половине бассейна (южнее 16° с. ш.) на глубине 75—250 м вскрывается водоносный горизонт в трещиноватых и пористых известняках. Максимальный дебит колодцев не превышает 1 л/с, дебиты скважин 1,7 л/с. Воды пресные или слабосолоноватые с минерализацией от 0,6 до 1,3 г/л, по составу сульфатно-гидрокарбонатные натриевые.

В отложениях конечной континентальной толщи подземные воды встречаются в линзовидных прослоях мелкозернистых песков, залегающих среди водоупорных глин. Глубина залегания воды в колодцах 15—20 м, в скважинах 52—65 м. Дебиты колодцев и скважин 0,05—0,3 л/с. Вода в большинстве случаев пресная с минерализацией 0,5—0,6 г/л, иногда солоноватая с минерализацией до 2,5 г/л, по составу

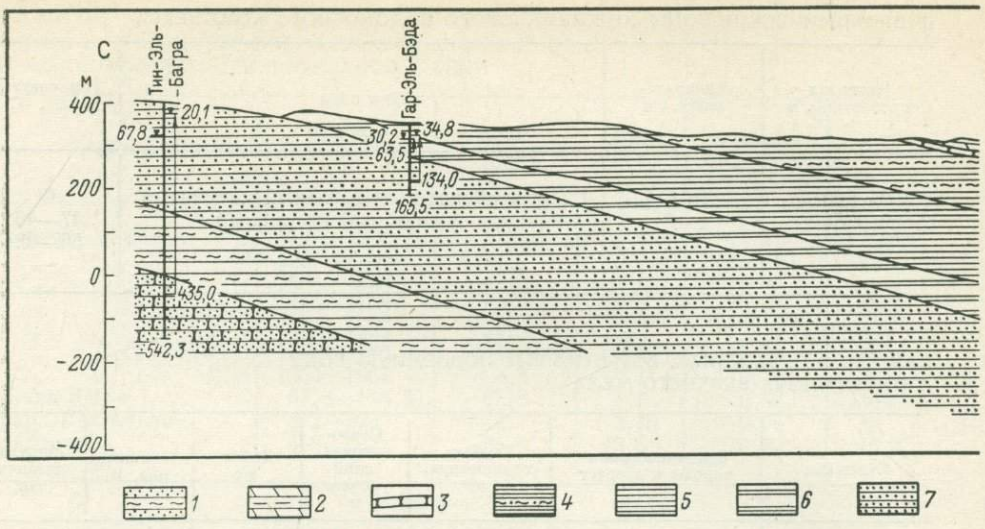


Рис. 33. Схематический меридиональный гидрогеологический разрез через центральную часть Мали-Нигерской впадины (составил А. П. Попов)

1 — конечная континентальная толща (глины, алевролиты, глинистые пески); *2* — нижний и средний палеоген (глины, мергели, известняки с прослоями песков и песчаников); *3* — датский ярус (глины, глинистые мергели и известняки); *4* — сенон (глины и аргиллиты с

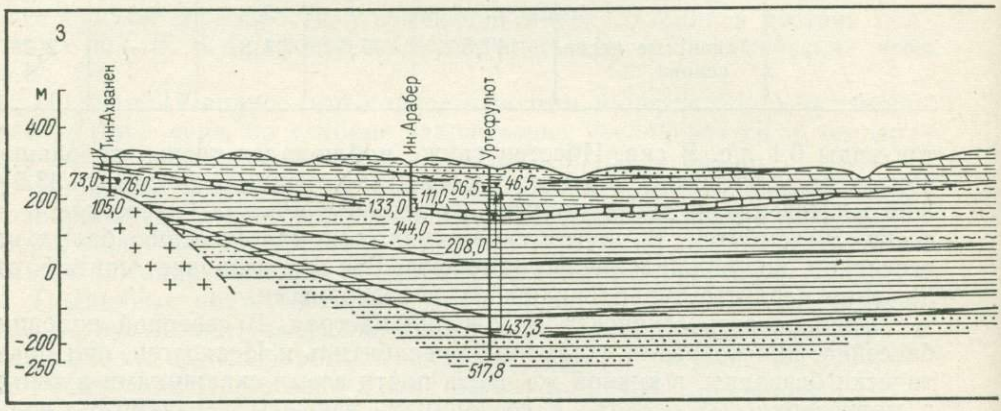
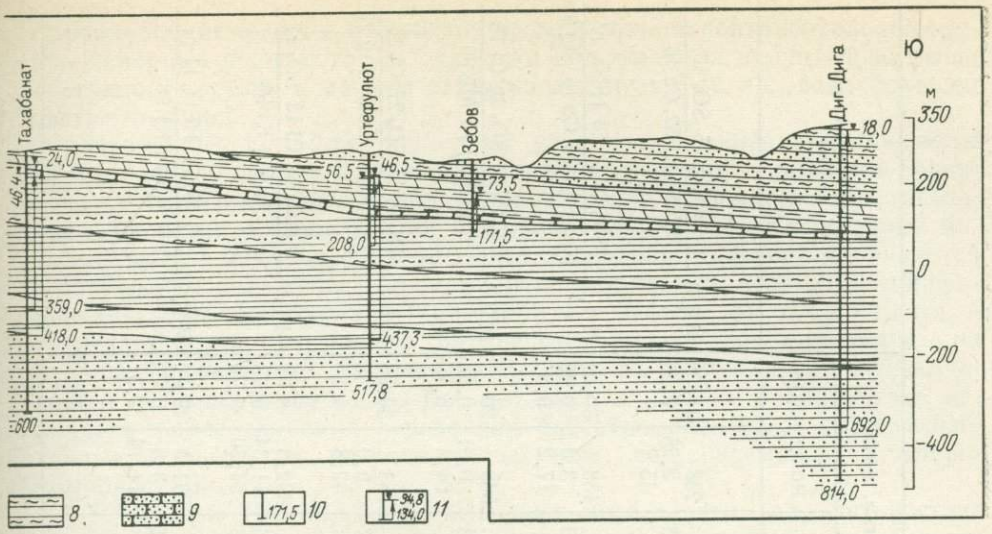


Рис. 34. Схематический широтный гидрогеологический разрез через центральную часть Мали-Нигерской впадины (составил А. П. Попов)

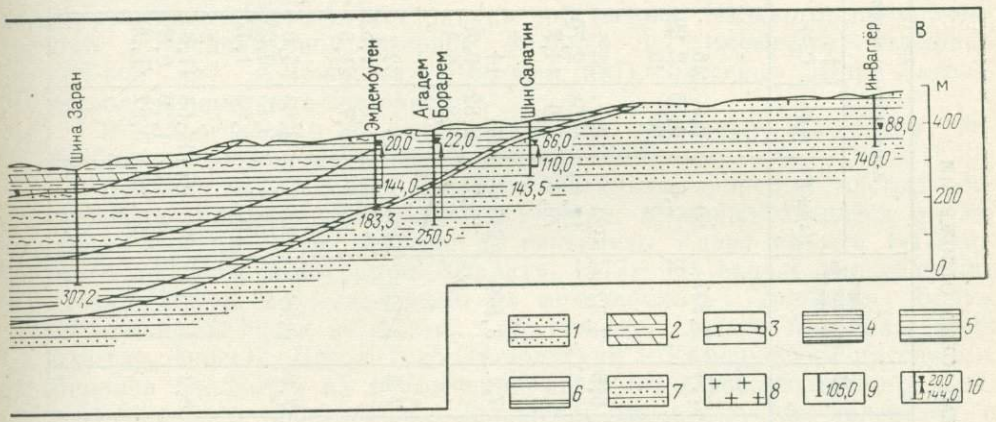
1 — конечная континентальная толща (глины, алевролиты, пески); *2* — нижний и средний палеоген (глины, мергели, известняки, пески); *3* — датский ярус верхнего мела (глины, известняки); *4* — отложения сенона (глины, аргиллиты, прослои песков); *5* — верхний турон (глины); *6* — отложения сеномана — нижнего турона (глины, мергели, известняки, песчаники); *7* — промежуточная континентальная толща (пески, песчаники, глины с прослоями алевролитов); *8* — докембрийский фундамент; *9* — скважина и ее глубина; *10* — глубина появления воды и установившегося уровня

сульфатная кальциевая или сульфатная магниево-натриевая. Часть колодцев в марте — апреле пересыхает. В скважинах вода присутствует в течение всего года, но незначительный дебит и большие глубины залегания затрудняют использование ее для водоснабжения. На юго-востоке бассейна отложения конечной континентальной толщи обладают более высокой водоносностью. Воды этих отложений широко используются здесь для водоснабжения, многие колодцы содержат воду постоянно.

В разрезе четвертичных образований грунтовые воды встречены в аллювиально-пролювиальных отложениях уэдов и их конусов выноса, а также в эоловых песках.



прослоями глинистых песков); *5* — верхний турон (глины, прослои известняков); *6* — сеноман — нижний турон (глины, мергели, известняки, песчаники); промежуточная континентальная толща: *7* — свита Тегама (пески, песчаники, глины с прослоями известняков). *8* — свита Иразер (глины, глинистые пески); *9* — свита Агадес (пески, песчаники с прослоями гравелита и глин); *10* — скважина и ее глубина; *11* — глубина появления воды и установившегося уровня



Грунтовые воды в аллювиально-пролювиальных отложениях часто образуют небольшие изолированные линзы. Водовмещающими породами их являются разнозернистые пески с гравием и галькой. Уровень воды залегает на глубине 6—12 м, мощность водоносного слоя 2,5—5 м. Воды пресные с минерализацией до 1 г/л, по составу гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые. Некоторые колодцы содержат солоноватые воды с минерализацией до 3 г/л. Дебиты колодцев колеблются от сотых долей литра в секунду до 1 л/с; дебиты скважин несколько больше. Скв. Агалям-Гулям вскрыла в аллювиально-пролювиальных гравийно-галечных песках на глубине 9,6 м воды с минерализацией 0,3 г/л, дебит скважины составил 1,1 л/с.

В эоловых песках, имеющих незначительное распространение на площади бассейна, формируются, как правило, небольшие линзы пресных грунтовых вод, которые эксплуатируются неглубокими колодцами, расположенными по окраинам массивов, у подножий дюн.

Приведенные материалы о подземных водах описываемого бассейна показывают, что докембрийские и палеозойские отложения, участвующие в геологическом строении его, слабо обводнены. Наиболее во-

ТАБЛИЦА 22

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Водопункт	Возраст водовмещающих пород	Глубина опробованного горизонта, м	Минерализация, г/л	pH	Общая жесткость, мг-экв/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв/л, %-экв							Формула химического состава
						$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	
Колодец Ин-Танкарер	Сеноман — турон	8,8	0,35	7,4	2,837	60 2,6 52	0,7 0,55 2	46 2,29 46	28 0,82 4	100 2,08 40	238 2,26 45	18,06 0,29 1	M 0,3 $\frac{HCO_3\ 45\ SO_4\ 40}{(Na+K)\ 52\ Ca\ 46}$
Колодец Имумайден	То же	4,0	1,16	8,5	4,32	323 14,04 76,4	18 1,53 8,9	56 2,79 14,7	138 3,91 23,4	469 9,78 58,5	183 3,0 17,2	30,0 0,48 0,8	M 1,2 $\frac{SO_4\ 58\ Cl\ 23\ HCO_3\ 17}{(Na+K)\ 76\ Ca\ 15\ Mg\ 9}$
Колодец Таманас	„ „	3,0	0,79	7,1	3,599	246 10,72 74,9	34 2,82 19,8	14 0,72 5,3	78 2,2 15,2	136 2,83 20,2	549 9,01 64,3	20 0,03 6,1	M 0,8 $\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 20\ Cl\ 15}{(Na+K)\ 75\ Mg\ 20}$
Колодец Акебун	„ „	3,3	0,47	7,3	3,134	101 4,4 58,8	18 1,51 19,7	32 1,62 21,5	64 1,8 25,7	89 1,87 26,7	183 3,0 42,8	30,0 0,48 4,8	M 0,5 $\frac{HCO_3\ 43\ SO_4\ 27\ Cl\ 26}{(Na+K)\ 58\ Ca\ 22\ Mg\ 20}$
Скв. Таханбанат	„ „	357,5—369	1,02	7,2	0,40	395 17,18 97,5	1,83 0,15 0,85	5,0 0,25 1,42	109 3,1 17,54	146,9 3,06 17,36	692,3 11,34 64,36	8,32 0,13 0,74	M 1,0 $\frac{HCO_3\ 64\ Cl\ 18\ SO_4\ 17}{(Na+K)\ 98}$
Скв. Зебов	Сенон	149,5	2,25	8,2	1,88	731,95 31,84 93,29	14,68 1,20 3,52	11,83 0,68 1,99	49,7 1,4 4,1	1286,0 26,24 76,88	231,8 3,8 11,14	49,19 0,79 2,31	M 2,2 $\frac{SO_4\ 77\ HCO_3\ 11}{(Na+K)\ 93}$

доносны нижнемеловые отложения промежуточной континентальной толщи, напорные воды которых местами поднимаются значительно выше поверхности земли, а дебиты скважин достигают 16 л/с, вода большей частью пресная.

Наблюдается общая тенденция увеличения минерализации воды от внешней области питания к внутренней, в сторону наиболее погруженной части бассейна — Азауакской впадины. Наряду с горизонтальной в бассейне установлена вертикальная зональность в изменении минерализации и состава подземных вод. Особенно четко она проявляется в водоносном комплексе нижнемеловых отложений, в котором минерализация воды в интервале 400—1550 м возросла от 0,7 до 12 г/л, а гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав ее изменился на хлоридно-сульфатный натриевый. В этом же направлении увеличивается и температура воды. Все это дает основание предполагать наличие в более глубоких горизонтах бассейна еще более минерализованных и еще более нагретых подземных вод, возможно, с микрокомпонентами.

Р. Фюрон (Furon, 1964) высказал мнение, что на юго-востоке бассейн по нижнемеловым и, видимо, более молодым водоносным толщам связан с соответствующими водоносными комплексами соседнего Чадского артезианского бассейна.

6. Чадский артезианский бассейн

Этот сложный бассейн состоит из собственно Чадского, приуроченного к одноименной озерной впадине и имеющего площадь 1,64 млн. км^2, и меньшего (0,68 млн. км^2) бассейна Шари-Логоне, расположенного юго-восточнее.

В геологическом строении бассейнов участвуют отложения докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Впадина оз. Чад, или Чадская синеклиза, является частью основной меридиональной зоны погружений, прослеживающейся от залива Габес на севере Африки до синеклизы Карру на юге («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973). На западе она граничит с Мали-Нигерской синеклизой, на юго-западе — с грабеном Бенуэ, по остальной части периметра обрамляется плато Аир, нагорьями Ахаггар, Тибести, Дагомейско-Нигерийским и Камерунским массивами. Впадина находится на пересечении разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Заложение ее датируется палеозоем и началось с севера. В мезозое и кайнозое в прогибание были вовлечены центральная и южная части. Мощность накопившегося за это время осадочного чехла во впадине достигает 3000—4000 м. Юго-восточнее оз. Чад в междуречье Шари и Логоне располагается меньшая по размерам впадина Доба, максимальное прогибание которой составляет 2000—2500 м («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973).

Внешняя область питания Чадского бассейна представлена южными склонами нагорьев Ахаггар и Тибести, плато Аир, Эннеди, Дарфур, Ваддаи и другими возвышенностями. Вода в породах докембрия накапливается в зоне экзогенной трещиноватости, прослеживающейся на глубину 10—50 м, а также в зонах разрывных дислокаций. Проявления подземных вод, связанные с этими породами, достаточно многочисленные и свидетельствуют о их слабой водоносности, особенно на севере бассейна, где выпадает мало атмосферных осадков. На юге бассейна, где осадки выпадают в значительном количестве, ресурсы подземных вод, формирующихся в породах докембрия, по-видимому, достаточно высокие, и эти воды используются для водоснабжения ряда мелких населенных пунктов, а также городов Зиндер, Липтако, Дамагарам и др. Палеозойские отложения, слагающие главным обра-

зом северную часть внешней области питания бассейна, слабоводоносны.

Во внутренней области питания бассейна, представленной Чадской синеклизой, водоносны, очевидно, отложения палеозоя, породы промежуточной континентальной толщи, верхнего мела, конечной континентальной толщи и четвертичные. Сведения о водоносности глубокозалегающих отложений палеозоя и верхнего мела отсутствуют.

Подземные воды промежуточной континентальной толщи приурочены к прослоям песков и песчаников, реже конгломератов, разделенных глинами и аргиллитами. Мощность комплекса достигает 1000 м, а в наиболее погруженных частях бассейна (около Термет-Уэст) возрастает до 2000 м. В местах выхода отложений на поверхность — южнее и юго-восточнее плато Аир и на севере бассейна — подземные воды залегают неглубоко и эксплуатируются многочисленными колодцами. В оазисе Кавар (Бильма) и на плато Джадо уровень воды находится почти на одной отметке с поверхностью земли (Капо-Рей, 1958). Общий дебит построенных здесь колодцев, по данным Г. Шифферса (Schiffers, 1951), составляет 27,7 л/с.

Южнее при погружении промежуточной континентальной толщи на глубину заключенные в ней подземные воды приобретают напор. Так, напорные воды в этих отложениях были вскрыты на глубине около 400 м в Тануте на юго-западе бассейна. Пьезометрический уровень их установился на глубине 90 м от поверхности земли (Faure, 1959). Р. Фюрон (Furon, 1964) считает, что в этом районе соединяются потоки подземных вод описываемого бассейна и Мали-Нигерского. Возможно, что под эргом Тенере и южнее оазиса Кавар (Бильма) подземные воды промежуточной толщи также напорные.

Подземные воды эоценовой формации Керри-Керри относительно хорошо изучены на площади, расположенной юго-западнее оз. Чад (Raeburn, 1934; Barber, 1965; „Ground water hydrology...“, 1968), где эти отложения выходят на поверхность. Связанные с ними воды имеют здесь характер грунтового потока и широко используются для водоснабжения. Минерализация воды не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный. В северо-восточном направлении отложения формации Керри-Керри погружаются на глубину 500—600 м, сведений о их водоносности не имеется.

В отложениях формации Чад, широко развитой в центральной части бассейна, основные водоносные горизонты приурочены к прослоям песков, песчаников, реже гравийников. Разделяющие их водоупорные породы представлены не выдержанными по простиранию и мощности слоями глин, песчанистых глин и илами. По данным выполненных исследований („Ground water hydrology...“, 1968), в формации выделяются три водоносные зоны: верхняя, средняя и нижняя (рис. 35).

Верхняя зона мощностью от 60 до 180 м состоит из переслаивающихся песков, глин, илов, часто образующих пласты линзовидной формы. Пробуренная в Мутубе скважина глубиной 107 м вскрыла водоносные пески и гравий мощностью свыше 34 м, располагающиеся на глинах и неводоносных песках формации Керри-Керри. Глубина залегания поверхности грунтовых вод колеблется от 0 у оз. Чад до 60 м и более около Майдугури, Лантева, Яску. Наиболее близко от поверхности земли вода залегает вдоль русел постоянных и временных водотоков и около гранитных холмов у Гвоза-Думбоа. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков и частично потерь поверхностного стока. Водоносность зоны довольно значительная. Откачки в пос. Майдугури показали, что дебиты скважин достигают 1,3—31,1 л/с. Суммарный водозабор из верхней зоны около этого поселка достигает 26 л/с. В Мульгве, недалеко от южной границы бассейна, где

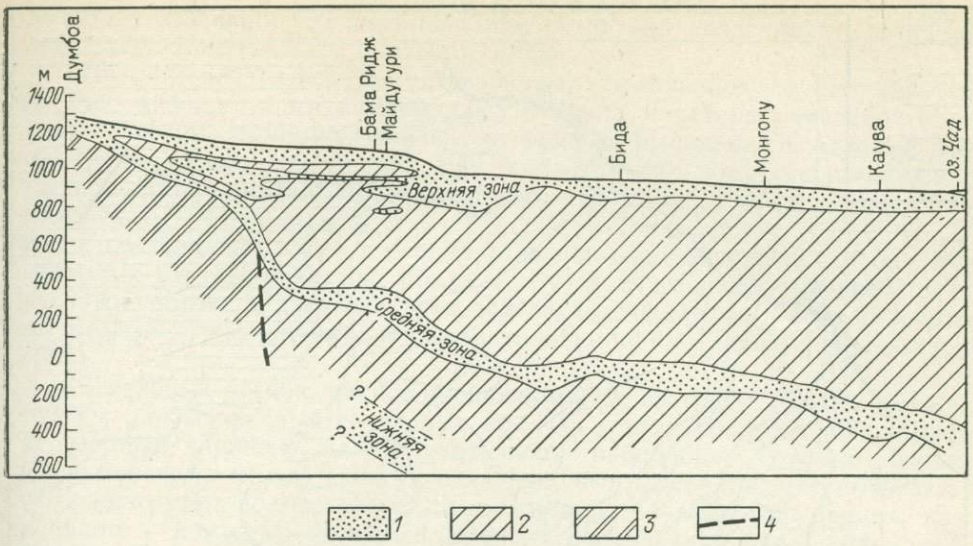


Рис. 35. Схематический разрез формации Чад к юго-западу от одноименного озера («Ground water hydrology ...», 1968)

Формация Чад: *1* — пески, *2* — глины; *3* — формация Керри-Керри (песчаники, глины, гравий); *4* — предполагаемая граница отложений формаций Чад и Керри-Керри

мощность водоносных песков составляет 76 м, планировалось получение более 50 л/с воды. Общий водоотбор из верхней водоносной зоны на юго-востоке Нигерии равен 80 л/с.

Средняя водоносная зона формации отделена от верхней мощной толщей глин. Она содержит наиболее значительные водоносные горизонты, состоящие из переслаивающихся глин и песков, глинистых песков и песчаных глин. В целом мощность песчаных прослоев увеличивается в направлении к оз. Чад. Кровля зоны залегает на глубине от 150 до 370 м, погружаясь по направлению к озеру. Мощность зоны изменяется от нескольких метров до 120 м, мощность водоносных песков от 0,5 до 60 м. Большинство скважин вскрывает только верхнюю часть зоны. Подземные воды напорные. Нулевая изолиния пьезометрических уровней проходит через Майдугури с северо-запада на юго-восток. К западу и югу от этой линии уровни располагаются ниже поверхности земли. На рис. 36 изображена пьезометрическая поверхность средней водоносной зоны. Как видно из рис. 36, она имеет несколько областей питания и разгрузки, в которых пьезометрические уровни достигают соответственно максимальных и минимальных положений. Не исключено, что наименьшим значениям пьезометров, учитывая их линейное северо-западное направление, отвечает прохождение зон разрывных дислокаций. Из этого рисунка видно также, что основная область питания средней зоны располагается на юго-западе, на контакте ее с кристаллическими породами докембрия.

Подземные воды зоны в этой части Нигерии широко используются для водоснабжения. К началу 1965 г. здесь было пробурено около 190 скважин с суммарным водоотбором свыше 60 л/с. Считают «Ground water hydrology...», 1968), что запасы воды в зоне достаточно велики и при правильной эксплуатации ее фонтанирование скважин может продолжаться еще около 30 лет.

Нижняя водоносная зона изучена только по скважине в Майдугури, где воды ее были вскрыты на глубине до 420 м. Мощность отложений около 90 м, мощность водоносных прослоев колеблется от 1,5 до 4,5 м. Вода напорная, уровень установился неглубоко от поверхности

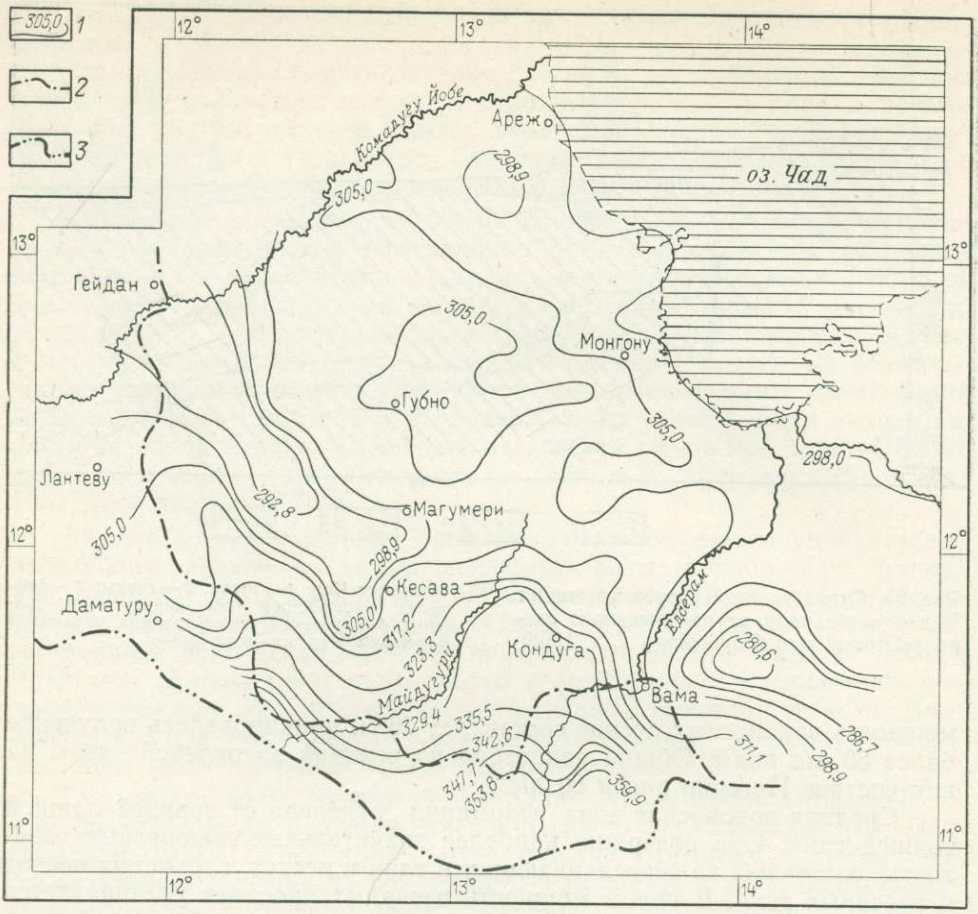


Рис. 36. Схематическая карта гидроизопьез водоносного горизонта средней зоны формации Чад («Ground water hydrology ...», 1968)

1 — гидроизопьезы, сечение через 6,1 м; *2* — внутренняя граница зоны питания водоносного горизонта; *3* — южная граница распространения формации Чад

земли. Общий дебит пробуренных здесь четырех скважин достигает 26 л/с.

Подземные воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые в верхней зоне, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые в средней и гидрокарбонатные натриевые в нижней. Минерализация воды колеблется от 0,22 до 1,06 г/л, максимальная минерализация характерна для воды средней зоны. В воде верхней и средней зон отмечается содержание железа и марганца в количестве от 1 до 8,5 мг/л, фтора — от 0,3 до 0,9 мг/л. Температурный градиент для этих вод равен 3,6° С на 100 м.

Среди четвертичных отложений водоносны аллювиальные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и эоловые образования.

Аллювиальные, озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения наиболее водоносны в южной части бассейна. К северо-востоку от оз. Чад и в котловине Боделе грунтовые воды в озерно-аллювиальных отложениях вскрываются многочисленными колодцами и скважинами на глубине от 2 до 50 м. Минерализация воды колеблется от 0,5 до 3 г/л, состав пестрый, но преобладают гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые воды (Franz, 1958; Dielman, Ridder, 1963).

Восточнее и юго-восточнее оз. Чад вследствие пестрого состава четвертичных отложений водоносность их подвержена значительным колебаниям. Так, скважина в Купду, вскрывшая воду в прослоях каоли-

нитовых и глинистых пород, имела ничтожный дебит, а скважина, пройденная в Масакори, на глубине 32 м встретила водоносные пески, и дебит ее составил 5 л/с (Barleau, 1956).

Питание подземных вод четвертичных отложений осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и потерь поверхностного стока. Поэтому режим их зависит от режима выпадения осадков. В засушливый период многие колодцы, каптирующие воду озерно-аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений, почти полностью пересыхают (Franz, 1958).

Воды аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений от оз. Чад движутся на северо-восток, образуя в уэде Эль-Газаль мощный подрусловой поток. Разгрузка этих вод осуществляется в болотах впадины Боделе путем интенсивной эвапотранспирации (Franz, 1958; Quezel, 1965).

В эоловых песках, расположенных южнее изогиеты 200 мм, формируются линзы пресных грунтовых вод. На севере Нигерии они имеют постоянный характер, на что указывают небольшие соленые озера, расположенные между дюнами и являющиеся, очевидно, местными очагами разгрузки подпесчаных линз. Добываются воды последних, как правило, с помощью колодцев, располагающихся по окраинам массивов. Глубина колодцев обычно не превышает 5—15 м (Barleau, 1956). Однако обширная площадь, занимаемая песками Тенере, из-за скудных осадков, по-видимому, совершенно лишена грунтовых вод.

Артезианский бассейн Шари-Логоне расположен юго-восточнее оз. Чад. Он включает обширную одноименную равнину, являющуюся внутренней областью питания его, и обрамляющие ее горы Адамава, Бонгас, Ваддаи и др., представляющие внешнюю область питания бассейна.

Бассейн характеризуется обильными атмосферными осадками, хорошо развитой гидрографической сетью и растительностью, а также мощной корой выветривания, состоящей из каолинизированных глин и латеритов. Вследствие этого в скважинах глубиной 100—110 м, пройденных в кристаллических породах докембрия, на различных участках внешней области питания притоки воды были ничтожными (Pouit, 1956; Barleau, 1956). Слабоводоносны, очевидно, и аллювиально-пролювиальные отложения, выполняющие долины древнего эрозионного рельефа фундамента. Воды пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые.

В пределах равнины Шари-Логоне основные ресурсы подземных вод сосредоточены в породах конечной континентальной толщи и в аллювиальных отложениях речных долин Шари и Логоне, которые интенсивно используются здесь для водоснабжения (Pouit, 1956; Barleau, 1956).

II. Конголезский гидрогеологический район (артезианский бассейн)

Этот район занимает площадь более 3,2 млн. км^2 и по структуре соответствует артезианскому бассейну. Он расположен в Экваториальной Африке. На севере граница бассейна проходит по горам Яде и Азанде, разделяющим бассейны рек Убанги, Шари-Логоне и Нила; на западе — по плоскогорью Среднего Конго и плато Лунда, пересекая р. Конго в районе водопадов Ливингстона; на юге — по плоскогорью Луанда — Катанга и горам Мучинга; на востоке бассейн обрамляется горстовыми и вулканическими горами Рифтовой области Восточной Африки.

Бассейн полностью включает синеклизу Конго и частично обрамляющие ее Центрально-Африканский массив, массивы Шайю, Танганьи-

икский и др., а также краевые части некоторых складчатых зон (см. рис. 3). На юго-востоке бассейна в верховьях Конго к нему относятся грабенообразные структуры Упембы, Луапула — Мверу, Луфира, заложившиеся еще в докембрии и подновлявшиеся в неотектонический этап развития района.

В геологическом строении бассейна участвуют отложения архея, протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

В разрезе архея установлены гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, чарнокиты. К протерозою относятся кварцитосланцевые образования, карбонатные породы, песчаники. Из магматических образований докембрия отмечаются интрузии гранитоидных пород и габбро, а из эффузивных — базальты, риолиты и другие лавы.

Палеозой представлен лишь отложениями верхнего карбона — перми, состоящими из переслаивающихся глин, аргиллитов, песчаников, тиллитов и углей. Мезозойские отложения сложены преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями юры и мела, в разрезе которых наблюдаются конгломераты, аргиллиты, песчаники, кремнистые породы, базальты. Палеогеновые отложения состоят из песчаников, а неогеновые — из охристых песков. Заканчивается разрез осадочного чехла бассейна четвертичными отложениями, представленными различными генетическими типами.

Подземные воды бассейна в целом изучены очень слабо и неравномерно. Составленная в 1957 г. гидрогеологическая карта быв. Бельгийского Конго (Республика Заир) (рис. 37, вкладка) позволяет дать лишь самую общую их характеристику, что обусловлено, по-видимому, обилием в бассейне поверхностных вод и отсутствием потребности в подземных водах.

Внешняя область питания бассейна, представленная положительными структурами, обрамляющими Конголезскую впадину, сложена породами архея и протерозоя, на отдельных участках перекрытыми отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Подземные воды в породах архея и протерозоя скапливаются в трещинах коры выветривания. Наиболее благоприятны для накопления вод сланцево-известняковая и сланцево-песчаниковая толщи протерозоя на плато Среднего Конго и в Хрустальных горах. Водоносность пород значительная, фильтрационные свойства высокие. Вода пресная, однако из-за наличия в известняках сернистых минералов содержит повышенные количества сульфатов (Snel, 1957). Высокой водоносностью отличаются породы также на плато Кванго и Касаи (Robert, 1946). Особенно водоносны здесь закарстованные известняки, питающие многочисленные родники (Borgniez, 1952). Примерно такая же водоносность докембрийских пород отмечается и в пределах плато Катанга, где эти породы пользуются широким распространением. Интрузивные образования, распространенные в Намаквaленд-Кибарском складчатом поясе, Танганьикском и Центрально-Африканском массивах и др., отличаются пестрой, но местами довольно высокой водоносностью, особенно в местах развития гранитной дресвы (Snel, 1957).

Из четвертичных отложений во внешней области питания водоносны делювиальные, аллювиально-пролювиальные и аллювиальные отложения. Установлено, что значительные ресурсы грунтовых вод имеются лишь в конусах выноса предгорий. Недостатком этих вод является высокое содержание органических веществ, в связи с чем они часто бывают непригодны для питья (Snel, 1957).

Внутреняя область питания бассейна представлена синеклизой Конго. В геологическом строении ее участвуют отложения карбона—перми, верхней юры — нижнего мела, верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Сведения о водоносности их очень скудные,

а по некоторым комплексам (верхний мел, палеоген) вообще отсутствуют.

Подземные воды верхнепалеозойских отложений вскрыты опорной скважиной в Декесе на глубине более 800 м, дебит скважины при свободном изливе воды составлял 10—12 л/с.

Водоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений из-за пестрого состава пород в различных частях бассейна неодинакова. Например, в бассейне р. Касаи, где эти отложения сложены преимущественно песчаными породами и имеют большую мощность, они высоководоносны. Дебиты родников достигают 4,2—6,1 л/с. В Катанге отложения верхней юры — нижнего мела, представленные главным образом глинистыми осадками, безводны или содержат очень мало воды (Robert, 1946).

Отложения палеоген-неогена состоят из тонких песков, песчаников и аргиллитов, местами водонепроницаемы. Вследствие этого они характеризуются неравномерной и спорадической обводненностью (Robert, 1946). Неблагоприятный литологический состав пород и сильная расчленность рельефа с глубоко врезанными долинами рек, относящихся к бассейнам Кванго, Квилу, Касаи, дренирующих эти отложения, также не способствуют скоплению в них значительных ресурсов подземных вод (Snel, 1957). Однако в Янгамби, Будиала, Лизала, Боенде и в некоторых других местах, где неогеновые и четвертичные отложения сложены гравелистыми песчаниками, залегающими на красноцветных глинах, они высоководоносны, притоки воды к скважинам достигают 10 л/с. Глубина залегания воды здесь колеблется от 25 до 100 м.

В разрезе аллювиальных отложений долины р. Конго и ее притоков преобладают суглинки и глины, распространенные на огромной площади. Поэтому воды здесь образуют линзовидные тела, залегают неглубоко от поверхности земли и способствуют формированию обширных заболоченных пространств. Они очень бедны минеральными солями, но сильно обогащены органическими веществами и железом. В связи с этим воды расположенных здесь озер Маи-Ндомбе и Тумба, как и грунтовые воды, имеют коричневый и коричнево-черный цвет и без специальной очистки не могут быть использованы для питьевого водоснабжения.

Перспективны для поисков питьевых вод древние террасы, сложенные грубозернистыми и гравелистыми песками. К таким участкам, в частности, относятся окрестности пунктов Кисангани, Либенге на р. Убанги и Исанги. Грунтовые воды залегают здесь, очевидно, на глубине более 20 м (Delhaye, Borgniez, 1948).

Бассейн богат проявлениями минеральных термальных вод, приуроченных к зонам разломов, проходящих в породах докембрия. В источниках на плато Катанга температура воды колеблется от 28 до 91° С, в единичных случаях до 100° С. Это преимущественно азотно-сероводородные термы. Вода в источниках и пресная, и высокоминерализованная. Минерализация первой колеблется от 0,29 до 0,73 г/л, температура — от 53 до 100° С, состав гидрокарбонатный, кальциевый и натриевый, реже хлоридный натриевый. Минерализация воды второй группы источников варьирует от 12 до 36 г/л, температура 36—40° С, состав хлоридный натриевый и сульфатный кальциево-магниевый. Дебиты источников высокие, например источника Мвашия 25 л/с, Киандалу 46 л/с, Губа 11,2 л/с. На востоке бассейна минеральные источники отмечаются на контакте протерозойских гранитов с перекрывающими их породами вблизи пегматитовых тел или на дне долин, сложенных верхнепалеозойско-мезозойскими отложениями. Кроме азотно-сероводородных здесь имеются еще азотно-углекислые источники, температура воды которых изменяется от 29 до 100° С, а наиболее распространенная минерализация — от 0,17 до 7—8 г/л. Однако минерализация воды источников Он-

кандаво в долине Аоки, притока Луалабы, составляет 40,4—45,3 г/л, причем 34,2 г/л из них приходится на хлористый натрий. Местное население использует воды высокоминерализованных источников для получения соли (Bail, Buchstein, 1969).

К зоне тектонического нарушения в протерозойских гранитах, ограничивающей на востоке грабен Упемба, приурочен выход источника Киабуква с дебитом 40 л/с. Температура воды 90—91° С, содержание кремнезема высокое, в газовом составе преобладает азот. На базе этого источника построена геотермальная станция (Crespin, 1964).

Таким образом, несмотря на слабую изученность бассейна, все же можно сделать вывод о его высокой обеспеченности пресными подземными водами, пригодными для водоснабжения. Приведенные данные позволяют также предполагать, что в глубоких горизонтах бассейна распространены высокоминерализованные термальные воды, по-видимому, с микрокомпонентами.

III. Калахарийский гидрогеологический район

Этот район находится в центральной части Южной Африки, где занимает площадь немногим более 2,2 млн. км^2.

На большей части района господствуют возвышенные пластовые и аккумулятивные равнины с абсолютными высотами 500—1000 м в юго-восточной части и более 1000 м на остальной территории. Пластовые и возвышенные пластовые равнины Квандо-Кубанго, Овамболенда и Калахари постепенно повышаются к востоку и западу района. Наиболее приподнятые участки рельефа расположены на западной окраине района, где разрозненную цепь средневысотных гор образуют хребты Серра-да-Шела, Каокофелд, Дамараленд, Большой Намаквраленд. Наиболее пониженные участки заняты впадинами озер и болот Этоша, Окаванго, Макгадикгади. Для равнин Калахари характерны также многочисленные замкнутые, но слабо выраженные в рельефе понижения.

В геологическом строении района участвуют метаморфические и интрузивные породы докембрия, отложения систем Карру и Калахари, а также четвертичного возраста.

В составе метаморфических пород установлены кварциты, филлиты, слюдяные сланцы, конгломераты, аркозы, песчаники, известняки, доломиты, тиллиты, миндалекаменные диабазы и другие вулканогенные породы, в разных местах составляющие толщи мощностью до нескольких тысяч метров. Интрузивные породы представлены главным образом гранитами, слагающими огромные поля по всей периферии района.

Система Карру, включающая отложения верхнего карбона — перми, триаса и нижней юры, сложена тиллитами, глинистыми сланцами и гнейсами свиты Двайка (верхний карбон), песчаниками, гравелитами и сланцами свиты Экка (пермь), базальтами свиты Стромберг, песчаниками, гравелитами и аркозами свиты Этье (триас) и миндалекаменными базальтами (нижняя юра).

Эоцен-миоценовые отложения системы Калахари и отложения четвертичного возраста широко распространены в равнинной части района. Отложения эоцен-миоцена образованы слоями и песками Калахари. К первым относятся известняки, известковистые и нормальные песчаники, конгломераты и мергели. Эти породы перекрыты почти непрерывным плащом красных и серых песков (Leistner, 1961). К четвертичным образованиям относятся также соленосные отложения внутриматериковых депрессий. На севере района большое распространение получили аллювиальные отложения рек и болот, на юге замещающиеся аллювиально-пролювиальными образованиями временных водотоков.

В тектоническом отношении большая часть района принадлежит синеклизам Окаванго и Калахари. Первая расположена южнее сине-

клизы Конго, вытянута более чем на 1800 км при ширине до 1000 км и отделена от нее погребенным древним массивом Касаи. Синеклиза Калахари находится южнее. Между этими двумя синеклизами располагается порог Ганзи, состоящий из цепочки выходов верхнепротерозойских пород среди песков. Я. Г. Кац («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973) считает, то эта синеклиза является южным продолжением синеклизы Окаванго. Окруженная на западе и востоке соответствующими складчатыми системами и выступами пород фундамента, она имеет неправильную форму и поперечник около 800 км. По мнению указанного исследователя, обе структуры не только тесно связаны пространственно, но характеризуются и общностью геологического строения и истории развития. Структуры заложились в верхнем палеозое, однако наиболее интенсивное прогибание их, сопровождавшееся накоплением мощных толщ континентальных осадков, происходило в кайнозое.

По комплексу физико-географических факторов и особенностям геолого-тектонического строения в районе выделяется три артезианских бассейна: Окавангский, Этошский и Калахарийский, однако, учитывая сходство их строения и истории геологического развития, а также слабую гидрогеологическую изученность, мы полагаем целесообразным общую характеристику подземных вод дать для района в целом.

Во внешних областях питания бассейнов, представленных горным обрамлением района, выделяются докембрийский, верхнекарбоново-нижнеюрский, палеоген-неогеновый и четвертичный водоносные комплексы (рис. 38).

Водовмещающие породы докембрия образованы гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, гранулитами, зеленокаменными породами, филлитами, амфиболитами, кварцевыми порфирами, вода в которых накапливается в зоне их экзогенной трещиноватости. Вода обычно пресная с содержанием хлора 0,07—0,12 г/л. Установлено, что гнейсы, зеленокаменные породы и филлиты более водоносны, чем другие породы комплекса. В окрестностях г. Рехобот вода в гнейсах и гранитах встречена на глубине 35 м, дебиты скважин достигают 2,15—4,15 л/с (Pfalz, 1944). Лавы и туфы системы Доминион-Риф характеризуются слабой водоносностью, зависящей от режима выпадения осадков. В пос. Куконг, Южное Калахари, скважины в фельзитах на небольшой глубине вскрыли воду с минерализацией 5,3 г/л, а на более значительной глубине из тех же лав поднята вода с минерализацией 102,9 г/л (Boocock, van Straten, 1962). Наиболее водоносны карбонатные породы Доломитовой серии нижнего протерозоя. По данным Ф. Дикси (Dixey, 1951), родники, питающиеся водами этих пород, имеют дебиты до нескольких десятков литров в секунду. Воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

В составе верхнепротерозойских отложений водоносны кварциты, доломиты, тиллиты, песчаники. Установлено, что водоносность их наиболее значительна на участках, где они перекрыты хорошо водопроницаемыми толщами известняков и песчаников системы Карру или песков системы Калахари.

В фельзитах, кварцитах, песчаниках системы Ватерберг, распространенных в районе Секома (восточнее Коконга) и в некоторых других местах, вода вскрывается на глубине от 12 до 157 м, минерализация 0,15—1 г/л (Boocock, van Straten, 1962). Водоносность пород слабая, ресурсы подземных вод, скапливающиеся в их трещиноватой зоне, в процессе эксплуатации истощаются. Например, дебит скважины, пройденной в Чабонге, за трехлетний период снизился с 3 до 0,12 л/с.

В верхнепротерозойских известняках и кварцитах системы Дамара в Дамараленде и Намаквaленде вода встречается, начиная с поверхности до глубины 33 м. Она жесткая и иногда солоноватая, обогащенная сероводородом. Воды этих известняков питают в указанных районах многочисленные родники, приуроченные к зонам разрывных дислокаций

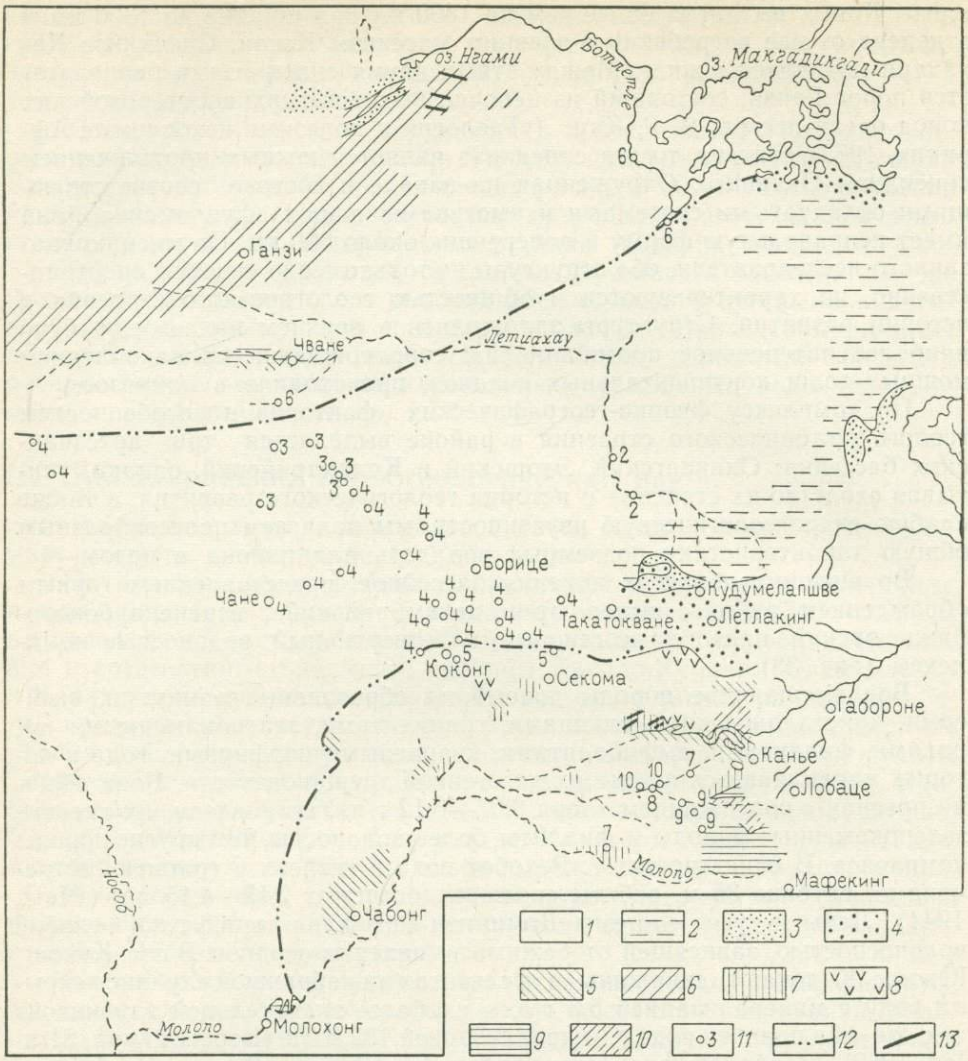


Рис. 38. Схематическая геологическая карта центральной части Калахари (Boocock, van Straten, 1962)

1 — слои Калахари (калькреты, конгломераты, пески, песчаники, силькреты); *2* — свита Стромберг, базальты, *3* — то же, алевролиты, мергели; *4* — свиты Экка и Двайка (песчаники, конгломераты, известняки, тиллиты, местами прослои углей); *5* — система Ватерберг (песчаники, кварциты, конгломераты, известняки); *6* — система Вентерсдорп. (порфириты, фельзиты, кварциты, граувакки, известняки, сланцы); *7* — Трансваальская система (кварциты, известняки, андезиты, конгломераты, доломиты); *8* — система Доминион-Риф (фельзиты, порфиры, туфы); *9* — комплекс основания (кварциты, сланцы, гранито-гнейсы, амфиболиты); *10* — границы верхнего протерозоя; *11* — скважины; номер указывает возраст вскрываемых водоносных пород (в соответствии с легендой); *12* — предполагаемая граница распространения пород системы Карру; *13* — тектонические нарушения

Весьма водоносны закарстованные известняки свиты Отави. Связанные с ними родники, выходящие в одноименных горах, имеют дебиты до 44 л/с, температура воды 26,5° С (Pfalz, 1944). Примерно так же в отношении водоносности характеризуются известняки и песчаники свит Шварцкальк, Шварцронд и Фиш-Ривер, многочисленные родники известны в окрестностях Рехобота, Отави и в других местах. В Вейсранде вода в отложениях этой системы вскрывается на глубине 8—10 м.

В отложениях системы Карру во внешней области питания подземная вода встречается в ледниковых образованиях свиты Двайка на глубине 30—40 м. По составу она сульфатная магниевая, солоноватая,

но используется для водоснабжения. В залегающей выше свите Экка (пермь) подземная вода скапливается в песчаниках, перекрытых сланцами. Обычно она пресная, реже солоноватая. На севере района распространены эоцен-миоценовые и четвертичные отложения, но подземные воды их не изучены.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейнов представлена синеклизами Окованго и Калахари.

Воды докембрийского комплекса вскрыты здесь в Каокофелде, где они залегают на глубине 150 м в песчаниках Ватерберг, перекрытых отложениями системы Калахари.

Водовмещающие породы верхнего карбона (свита Двайка) представлены песчаниками и конгломератами. Вода в них, встреченная на юге Калахари, обладает высокой минерализацией. Дебиты скважин до 2,1 л/с (Wellington, 1955). К западу от возвышенности Лангеберг, на участке Фалса-пэн две скважины глубиной 30,6 и 37,5 м вскрыли воду в описываемых отложениях на глубине 18,9 м. Дебиты скважин соответственно 3,5 и 4,3 л/с. Вода также оказалась высокоминерализованной хлоридно-сульфатной натриевой, минерализация от 125,9 до 161,4 г/л, содержание брома 0,16 г/л (Frommurze, 1949). В песчаниках свиты Экка подземные воды встречены на площади Большого Намаквеленда. Песчаники образуют пачки мощностью от 22 до 52 м, заключенные между глинистыми сланцами. Воды напорные, вскрываются на глубине 43—166 м. Водоносность пород высокая. Максимальные дебиты скважин, пробуренных в долине Авоба, достигают 27—40 л/с. Подземные воды интенсивно эксплуатируются. Уже в 1924—1931 гг. водоотбор здесь достигал 520—580 л/с (Pfalz, 1944; Dixey, 1955; Martin, 1962). Воды пресные или солоноватые с температурой 32—33,7° С (Kent, 1948).

В восточном направлении породы погружаются и в долине Нособа из двух водоносных горизонтов, вскрытых на глубине 300 и 420 м, были получены высокоминерализованные воды (Martin, 1962). Подземные воды в породах этого же возраста распространены севернее. Скважина в Андони встретила на глубине 160 м слабонапорную минерализованную воду с дебитом 27 л/с (Dixey, 1951).

В пределах Ботсваны (центральная часть Калахари) подземные воды свиты Экка приурочены к песчаникам и известнякам, разделенным глинистыми сланцами. В Метонве, севернее Коконга, и в окрестностях Кудумалапливе в этих породах сформировались пресные воды. Дебиты скважин в последнем пункте при глубине 24 м достигали 4,3 л/с. В центре Калахари, между Такатокване и Летлакингом, 11 скважин глубиной от 54 до 135 м вскрыли напорные воды, уровень которых установился на глубине 43—66 м. Дебиты скважин изменялись от 0,3 до 3 л/с, а минерализация воды — от 0,4 до 0,9 г/л. Последняя увеличивается к центру бассейна, где достигает 3—10 г/л. В результате окисления пирита, содержащегося в породах свиты, воды отличаются высоким содержанием сульфат-иона. Скважина в Борице в интервале 124—291 м встретила напорные воды, уровень которых установился на глубине 103 м. Минерализация воды в верхних горизонтах 80,9 г/л, а в более глубоких уменьшается до 7,2 г/л.

Воды в отложениях свиты Стормберг связаны в основном с серией пещерного песчаника. Наиболее высоководоносны эти породы в приконтактовой зоне их с базальтовыми лавами. Дебиты скважин глубиной до 100 м, пройденных на востоке бассейна около Серове, достигли 4,3 л/с, но вода оказалась солоноватой (Poldervaart, 1951). На западе Калахари — южнее и юго-восточнее сухой долины Оква (порог Ганзи) наряду с солоноватыми водами встречаются и пресные. Дебиты скважин 1,1—2,2 л/с (Boocock, van Straten, 1962).

Широко распространен в артезианских бассейнах района кайнозойский водоносный комплекс, однако образующие его водоносные горизонты нигде не имеют сплошного развития.

В отложениях системы Калахари напорные воды встречены в эоценовых горизонтах Ботлетле, представленных брекчиями, конгломератами и песками. В районе оз. Этоша в эоцен-миоценовых песчаниках, конгломератах, известняках вода вскрывается на глубине 20—30 м. Здесь установлено несколько этажно расположенных водоносных горизонтов мощностью 8—10 м каждый. Вода, очевидно, сильноминерализованная.

Воды в четвертичных отложениях аккумулируются главным образом в речном аллювии, в аллюво-пролювии, в солончаковых и болотных отложениях, а также в эоловых песках.

В долинах рек в современном аллювии грунтовые воды распространены повсеместно на небольшой глубине, воды пресные, особенно в долинах северной части района с ее обильными атмосферными осадками. По мере движения на юг минерализация воды увеличивается и она становится солоноватой (до 2 г/л), по составу хлоридно-сульфатной (Enslin, 1971).

В аллювиально-пролювиальных отложениях долин, имеющих временные водотоки, обычно встречаются линзы грунтовых вод, единый грунтовый поток существует в них лишь кратковременно, в паводковые периоды.

Солончаковые и известняковые понижения с неглубокозалегающими горько-солеными грунтовыми водами характерны для Калахари, а также для южных окраин оз. Этоша и Макгадикгади.

В песках Калахари, представленных преимущественно пылеватыми разностями, по мнению ряда исследователей (Martin, 1962 и др.), грунтовые воды отсутствуют. Однако Р. Пфальц (Pfalz, 1944), Х. Р. Фроммурзе (1955) и Ф. Егер (Jaeger, 1965) считают, что в них могут формироваться линзовые скопления этих вод.

Район богат проявлениями термальных минеральных вод. Особенно многочисленны источники этих вод в юго-западной части его — в Дамараленде и Намаквaленде. Они приурочены здесь к зонам разрывных дислокаций, проходящих в доломитах, базальтах, трахитах и поэтому имеют линейное расположение. Так, термальные источники Виндхука образуют меридиональную линию протяженностью до 1,5 км. Дебит скважины, заложенной непосредственно около названных источников, с глубины 162 м составил 17,34—19,67 л/с. Другие скважины, пройденные вблизи этих источников, вскрывали теплые и горячие воды на глубине 60—97 м, дебиты их колебались от 2,22 до 4,34 л/с. Температура воды некоторых источников достигала 76,5—79,8° С.

В связи с длительной эксплуатацией скважин, пробуренных около источников, дебиты их резко уменьшились, а существование некоторых совсем прекратилось (Pfalz, 1944; Kent, 1948). По газовому составу воды относятся к азотным и углекисло-сероводородным, а по химическому — к гидрокарбонатно-сульфатным натриевым и хлоридно-сульфатным натриево-магниевым с минерализацией соответственно до 0,9 и 1,8—2,2 г/л. Принимая установленную для Юго-Западной Африки геотермическую ступень для пород докембрия 40 м/° С, А. Кент (Kent, 1948, 1969) пришел к выводу, что описываемые термальные воды формируются на глубине около 2500 м.

Таким образом, как следует из изложенного, по источникам водоснабжения район является неоднородным. Водоснабжение северной части его, богатой атмосферными осадками и характеризующейся густой гидрографической сетью, осуществляется в основном за счет поверхностных вод. На юге вследствие недостаточного увлажнения района главным источником водоснабжения служат подземные воды. С этой целью

на территории Юго-Западной Африки (Намибия и Ботсвана) пробурено несколько десятков тысяч скважин. Анализ данных по скважинам позволил установить, что наиболее водоносны песчаники и известняки системы Карру. Водоносность других пород в зоне экзогенной трещиноватости менее значительна.

Основная область питания подземных вод располагается на севере и частично на западе района, где выпадает наибольшее количество осадков и где сформировалась главная речная сеть его. По мере движения на юг значение внешней области питания в пополнении ресурсов подземных вод уменьшается. Наиболее благоприятны для инфильтрации осадков участки, сложенные закарстованными известняками, сильно трещиноватыми или кливажированными кристаллическими породами и пористыми песчаниками. При средней инфильтрации 4,5% Х. Ф. Фроммурзе (1955) указывает, что инфильтрация в трещиноватых ванных доломитах 11,51%. Однако в целом коллекторские свойства сланцах, кварцитах и доломитах может достигать 9,56%, а в закарстопород очень низкие, вследствие чего большая часть осадков расходуется на поверхностный сток.

Несмотря на незначительное количество данных о подземных водах, все же заметно, что минерализация их от внешних областей питания бассейнов закономерно увеличивается к центральным частям и в целом с севера на юг района. Она увеличивается также с глубиной, где, повидимому, на первых сотнях метров от поверхности земли достигает 125 г/л, а на больших глубинах будет еще выше. Состав этих вод хлоридно-сульфатный натриевый, из микрокомпонентов в них содержится бром, возможно, присутствуют также иод, литий, стронций, бор.

Разгрузка подземных вод зоны активного водообмена на севере района осуществляется главным образом через многочисленную речную сеть и путем эвапотранспирации, на юге — преимущественно путем эвапотранспирации. Основными очагами разгрузки являются обширные депрессии болот Окаванго, озер Макгадикгади, Этоша и других более мелких депрессий.

Не исключено, что через эти депрессии происходит разгрузка и глубоких водоносных горизонтов бассейнов. Имеются данные, указывающие на разгрузку вод этих горизонтов по зонам разломов, однако эта разгрузка скорее всего носит местный характер и на большие площади бассейнов не распространяется. На этих удаленных от разломов площадях глубокие артезианские воды характеризуются, очевидно, застойным режимом.

Обеспеченность района пресными подземными водами неравномерная. К обеспеченным можно отнести лишь Окавангский бассейн, что касается Этошского и Калахарийского, то пресные или слабосолоноватые, но пригодные для водоснабжения воды, здесь можно получить в достаточном количестве, по-видимому, в их периферических частях, прилегающих к внешним областям питания.

Г. Гидрогеологическая область Африкано-Аравийского рифтового пояса

Эта протяженная, вытянутая в близком к меридиональному направлению область площадью около 1,66 млн. км^2 на юге начинается у водопадов Мерчисон южнее оз. Ньяса, а на севере достигает Красного моря и Аденского залива. Поверхность ее отличается большим разнообразием форм рельефа и сильной расчлененностью. Наиболее характерной чертой орографии области являются озерные впадины и окружающие их плато и горы, образующие две системы — западную и восточную.

Западная система включает (с юга на север) озерные впадины Ньяса, Руква, Танганьика, Киву, Иди-Амин-Дада и Мобуту-Сесе-Секо. В состав восточной системы входят впадины Эяси, Маньяра, Натрон, Найваша, Баринго, Рудольф, Чоу-Бахр, Чамо, Абая, Ауаса, Шала, Лангана, Абията, Звай. Размеры, глубина, гипсометрическое положение дна впадин неодинаковы. Наряду с очень глубокими встречаются относительно мелкие впадины, указывающие на различный размах неотектонических движений, в результате которых они образовались. Горные массивы, окружающие впадины, в большинстве своем сложены вулканическими породами. Самые высокие и крупные вулканы имеют следующие высоты над уровнем моря: Рунгве — 3175, Элгон — 4322, Килиманджаро — 5895 м. Между западной и восточной системами впадин располагаются равнинные плато Уганда, Туркана, Нзоя, Лорию, Центральное.

Осадки распределены по площади области неравномерно. Так, в ее центральной части наиболее засушливым является бассейн оз. Рудольф и мелких озер, расположенных южнее и севернее его, где осадков выпадает от 100 до 400 мм. Примерно такое же количество осадков отмечается в юго-восточной части оз. Ньяса. На Центральном плато и на равнине Бугри осадков выпадает от 750 до 850 мм. На самом севере области на побережье Красного моря количество осадков исчезающе мало — 0—50 мм и лишь южнее Порт-Судана повышается до 100 мм. Вследствие неравномерного распределения осадков неравномерно по площади распределена и гидрографическая сеть.

В геологическом строении области участвуют отложения докембрия, нижнего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

К докембрию относятся распространенные в различных частях района разнообразные метаморфические сланцы, кварциты, гнейсы, конгломераты, лавы преимущественно андезитового и порфиритового состава, аргиллиты, песчаники, местами доломитизированные известняки, в целом образующие толщу большой мощности и прорванные разновозрастными гранитоидами, реже ультраосновными интрузиями.

Отложения нижнего палеозоя представлены конгломератами, граувакками, красноцветными породами и прорывающими их небольшими массивами гранитов.

Отложения системы Карру (карбон — нижняя юра) сохранились в виде разрозненных полей в тектонических впадинах лишь на юге района, где они установлены в бассейне Рухуху в Танзании и в районе Энтеббе в Уганде. Это в основном песчаники и сланцы, местами с пачками известняков, пластами углей и горизонтами мергелей общей мощностью от 300 до 1900 м.

Нижнемеловые отложения в северной части района сложены известняками, мергелями и песчаниками, а верхнемеловые — толщей нубийских песчаников, основными лавами и их туфами, пачками известняков, телами небольших щелочных интрузий. В южной части района к отложениям мелового возраста относятся песчаники, «динозавровые слои», состоящие из мергелей, глин, конгломератов, и вулканогенно-осадочные образования.

Отложения палеогена в Красноморско-Аденском районе представлены известняками, мелом, мергелями, галечно-песчано-глинистыми осадками и базальтами. Последние более широко развиты на площади Восточно-Африканского района, где толща их имеет мощность до 2000—2500 м, а местами и более.

К неогену относятся известняки, мергели, сланцы, ангидриты с прослоями каменной соли, конгломераты, песчаники, пески, глины, покровы основных лав и их туфы.

В составе четвертичных отложений установлены морские, озерные, аллювиально-пролювиальные, аллювиальные, эоловые и ледниковые генетические типы, а также вулканогенные породы.

Описываемая область относится к Африкано-Аравийской рифтовой системе, в составе которой выделяются Западная (Ньяса-Танганьикская) и Восточная (Кенийско-Эфиопская) ветви, в совокупности образующие Восточно-Африканскую рифтовую систему, а также Красноморско-Западно-Аравийская и Аденская ветви («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974) (рис. 39, вкладка).

Ньяса-Танганьикская рифтовая ветвь представлена двумя рифтовыми зонами — Руква-Ньясской и Танганьикской.

Грабены Ньяса и Руква сложены отложениями системы Карру, меловыми и неоген-четвертичными образованиями. Танганьикская рифтовая зона кроме грабена оз. Танганьика включает грабены озер Киву и Иди-Амин-Дада, р. Семлики — оз. Мобуту-Сесе-Секо и р. Альберт-Нил, разделенные диагональными и поперечными перемычками. Грабены заполнены миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями. Вулканическая деятельность проявилась здесь слабо, преимущественно на поздней стадии грабенообразования.

Восточная, или Кенийско-Эфиопская ветвь, как и Западная, разделяется на две рифтовые зоны — Кенийскую, или рифт Грегори, вытянутую меридионально, и северную — Эфиопскую северо-восточного простирания. Для этой ветви характерно широкое проявление вулканической деятельности, начавшейся раньше заложения рифтов и продолжающейся до современной эпохи. Наиболее мощный вулканизм характерен для Эфиопской зоны.

На северо-востоке последней располагается треугольная в плане впадина Афар, заполненная позднекайнозойскими вулканогенными образованиями и мощной толщей эвапоритов. Системой разломов различного направления впадина расчленена на ряд более мелких грабенов, среди которых Данакильский, поверхность которого находится ниже уровня моря, является самым северным. От впадины Аденского залива впадина Афар на востоке отделена небольшим горстовым поднятием, а от южного окончания рифта Красного моря на северо-востоке — более крупным Данакильским горстом. Эта впадина, являясь одновременным окончанием Эфиопской, Аденской и Красноморской рифтовых зон, «играет роль главного тектонического узла всего Африкано-Аравийского рифтового пояса» («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974, с. 40).

Между Танганьикской рифтовой зоной и грабеном Руква на юго-востоке и Кенийской рифтовой зоной на северо-востоке расположена область Восточно-Африканского глыбового поднятия, сложенная породами докембрия.

Северная (Красноморско-Западно-Аравийская) ветвь включает рифтовую зону Красного моря, Суэцкого и Акабского заливов.

Предполагается, что Красноморский грабен заложился вдоль древней ослабленной зоны. Погружение его началось в северной части в среднем палеозое и в последующие геологические эпохи быстро распространялось на юг. В пределах грабена накопились морские и лагунные отложения мощностью до нескольких километров. В осевой зоне рифта шириной 50—100 км и глубиной до 1—2,5 км установлена плиоцен-четвертичная тектоническая депрессия, образование которой, по новейшим сейсмическим, грави- и магнитометрическим данным, связывается с горизонтальным (сдвиго-раздвиговым) перемещением обрамляющих ее блоков в субмеридиональном направлении.

Северным продолжением Красноморского рифта служат грабены Суэцкого и Акабского заливов.

Суэцкий грабен имеет протяженность около 300 км, ширину 50—70 км и ступенчатое строение. Впадина начала формироваться в девоне наиболее глубокое опускание (до 3—4 км) и грабенообразная структура относятся к олигоцену, миоцену, а также плиоцен-четвертичному времени, когда отдельные ее части погружались до 1—1,5 км. В отличие от мелководного Суэцкого Акабский грабен имеет глубину 1828 м и недокомпенсирован осадками в связи с большим масштабом плиоценовых и четвертичных опусканий («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974).

Аденская ветвь пояса имеет субширотное простирание и по строению близка к Красноморскому рифту, отличаясь от него лишь более значительной шириной, в том числе и в осевой, максимально погруженной части рифта.

Как видно из изложенного, рифтовые зоны Африкано-Аравийского рифтового пояса являются разновозрастными. Начало формирования их относится к концу эоцена, завершение — к древнечетвертичной эпохе. Максимальное проявление грабенообразования падает на миоцен, конец плиоцена и плейстоцен (Белоусов, 1968; «Восточно-Африканская рифтовая система», 1974). Однако некоторые рифтовые зоны заложились в более ранние геологические эпохи, и современные рифтовые структуры, возникшие в результате неотектонических движений, являются в какой-то степени унаследованными от них.

Физико-географические и структурно-геоморфологические особенности Африкано-Аравийского рифтового пояса, а также условия подземного и поверхностного стока позволяют выделить в его пределах два гидрогеологических района — Восточно-Африканской и Красноморско-Аденской рифтовых зон.

I. Восточно-Африканский гидрогеологический район

На площади этого района располагаются артезианские бассейны Ньяса, Руква, Танганьикский, Виктория, Эяси-Найваша и Рудольф.

1. Артезианский бассейн Ньяса

Этот бассейн, находящийся на самом юге района, включает впадину одноименного озера, а также бассейны озер Ширва и Чиута южнее оз. Ньяса. Бассейн вытянут в меридиональном направлении и окружен горами Кипенгере, Випья, Ливингстона и другими, более мелкими, служащими внешней областью его питания.

В геологическом строении последней участвуют главным образом докембрийские гнейсы и метаморфические сланцы, прорывающие их интрузии гранитов, а также редкие тела габбро и некоторых других основных пород. Из более молодых геологических образований отмечаются отложения системы Карру, мелового, палеоген-неогенового и четвертичного возраста, приуроченные, как правило, к отрицательным формам рельефа.

В гранитах, гнейсах и метаморфических сланцах докембрия вода накапливается в зоне экзогенной трещиноватости мощностью около 50 м, однако скопления воды в ней носят спорадический характер, чаще всего встречаются в понижениях рельефа, где указанные породы бывают перекрыты небольшим чехлом элювиально-делювиальных образований, а также в зонах разрывных нарушений мощностью от 30 до 600 м (Holt, 1955). Водоносность пород слабая, дебиты скважин обычно составляют 0,5 л/с, увеличиваясь в зонах разрывных дислокаций до 0,8—1,2 л/с. Большое значение для водоснабжения здесь имеют воды аллювиальных отложений речных долин Лилонгве, Рукуру, Рухуху и др. Скважины, заложенные в этих отложениях, при очень небольших

снижениях уровня дают притоки до 1,1 л/с. Воды слабоминерализованные гидрокарбонатные.

Внутренняя область питания бассейна, приуроченная к озерным впадинам Ширва, Чиута и Ньяса, сложена отложениями системы Карру, мела и неоген-четвертичными осадками. Подземные воды первых двух водоносных комплексов, по-видимому, погруженных на очень большую глубину во впадине Ньяса, не изучены. В неоген-четвертичных озерно-аллювиальных отложениях, имеющих мощность несколько сотен метров и выполняющих озерные впадины бассейна, подземная вода скапливается в линзах и прослоях песка и гравия, залегающих среди глин и алевролитов. Мощность указанных прослоев не превышает 1,5—2 м. Формирующаяся в них вода пестрая по минерализации с сухим остатком до 5 г/л.

Бассейн богат проявлениями термальных минеральных вод, связанных с зонами разрывных дислокаций, секущих главным образом породы докембрия, реже отложения системы Карру и мелового возраста. Температура их колеблется от 27 до 78° С. Наиболее высокая температура (65—78° С) воды отмечена в группе минеральных источников, располагающихся на западном берегу оз. Ньяса (Kirkpatrick, 1969). Минерализация воды большинства источников 0,14—0,68 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый. Лишь минерализация воды источников Чипудзи и Чивета составляет соответственно 0,74 и 1,19 г/л, состав ее хлоридный натриевый. Для всех источников характерно повышенное содержание в воде фтора, изменяющееся от 3 до 20 мг/л.

2. Артезианский бассейн Руква

Севернее бассейна Ньяса располагается небольшой бессточный бассейн впадины Руква. Он вытянут в северо-западном направлении и своим северным окончанием заходит за южную часть следующего — Танганьикского бассейна. От бассейна Ньяса описываемый бассейн отделен поднятием, сложенным породами докембрия и свидетельствующим о том, что как оз. Ньяса, так и оз. Руква с момента их возникновения не были связаны друг с другом («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974).

Главными реками бассейна являются Кафуфу и Рунгва, от слияния которых образуется р. Каву, впадающая с севера в оз. Руква. С южной стороны в это озеро впадает р. Сонгва, а с юго-западной — р. Момба.

Внешняя область питания бассейна сложена метаморфическими и интрузивными породами докембрия, а также отложениями системы Карру, распространенными в пределах горстового плато Уфипа к западу от оз. Руква. Состав и первых, и вторых аналогичен составу пород, описанному при характеристике бассейна Ньяса. Сведения о подземных водах этих геологических образований отсутствуют. Можно допустить лишь, что в этих породах в зоне их экзогенной трещиноватости мощностью до 50—60 м накапливаются подземные воды, среди которых могут быть встречены как слабоминерализованные пресные, так и солоноватые. Водоносность пород слабая. Более водоносны здесь аллювиальные отложения речных долин Рунгва, Кафуфу, Каву, Момба и др. В них распространены грунтовые воды пресные гидрокарбонатные натриево-кальциевые в верховьях долин и, по-видимому, слабосолоноватые и соленые в низовьях.

Внутренняя область питания бассейна представлена впадиной оз. Руква. Фундамент ее образован теми же породами докембрия и отложениями системы Карру. Последние отмечаются по юго-западному борту впадины, где они слагают узкие полосы, располагающиеся между четвертичными отложениями ее дна и докембрийскими образованиями

горстового плато Уфипа. Отложения представлены конгломератами, алевролитами, аргиллитами, углями, песчаниками, залегающими несогласно на размытой поверхности докембрия. Восточнее они сброшены на дно грабена или плавно погружаются внутрь его, где распространены, по-видимому, значительно шире. Мощность их достигает нескольких тысяч метров.

Меловые отложения развиты лишь в западной части впадины Руква, видимая мощность их около 400 м, сложены красно-бурыми слюдистыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глин и глинистых сланцев.

На размытой поверхности меловых отложений залегают отложения неогена. В изученной части бассейна в долине г. Сонгве они начинаются песками, гравелитами, глинами и алевролитами миоцена мощностью 80—100 м. Выше располагается туфогенно-осадочная толща плиоцена мощностью не менее 50 м. Она состоит из грубых и средних галечников, гравелитов и песков, обломочный материал которых представлен исключительно вулканитами. На этой толще несогласно залегают базальтовые покровы нижнего плейстоцена, а также хемогенные карбонатные породы, связанные с деятельностью древних гейзеров и минеральных источников, датируемые средним плейстоценом — современной эпохой. Мощность достигает нескольких десятков метров. Непосредственно во впадине Руква мощность меловых и неоген-четвертичных отложений, по-видимому, значительно больше.

Подземные воды глубоко погруженных во впадину Руква отложений системы Карру и меловых не изучены. Поисковые работы, проведенные с целью обнаружения пресных подземных вод в неоген-четвертичных отложениях впадины, сопровождавшиеся бурением скважин глубиной до 300 м и более, показали, что в этих отложениях до глубины примерно 80—100 м под влиянием эвапотранспирации и испарительной концентрации сформировались высокоминерализованные подземные воды, ниже которых на глубине 100—150 м находятся пресные или слабосолоноватые, но пригодные для практического использования воды. В отдельных пунктах эти воды прослеживались до глубины 300 м, причем дебиты скважин достигали 2—4 л/с (Dixey, 1951, 1957).

Как и в других артезианских бассейнах Восточно-Африканской рифтовой зоны, в описываемом бассейне отмечаются многочисленные проявления наряду с былой и современной гидротермальной деятельности, генетически связанной с новейшим вулканизмом. О первой говорит накопление упомянутой выше мощной толщи хемогенных карбонатных пород в разрезе плейстоценовых отложений, о второй — наличие ряда выходов горячих вод во многих пунктах бассейна. Выделяются углекислые и азотные термальные источники. Первые распространены южнее оз. Руква в районе Мбея. Температура этих вод 55—76° С, дебит некоторых источников (Рамбо) достигает 19 л/с, минерализация воды более 3 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый. Дебит свободно выделяющегося газа 0,27—0,5 л/с, в нем 97,2 об.% составляет углекислота. Азотные термы имеются северо-западнее оз. Руква, например источник Рок-Хейдс. В газовом составе его 87,5 об.% составляет азот и 4 об.% гелий. Минерализация воды более 4 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый (Walker, 1969).

Питание подземных вод бассейна осуществляется за счет атмосферных осадков и, возможно, конденсации влаги из воздуха. Разгрузка их происходит путем испарения с оз. Руква, отчего вода в нем имеет высокую минерализацию. При неглубоком залегании подземных вод испарение осуществляется прямо с их поверхности, что в конечном итоге приводит к формированию обратной вертикальной зональности в изменении химического состава вод. Глубокие подземные воды бассейна разгружаются, очевидно, с помощью зон разрывных дислокаций. Не

исключено, что питание болот, широко распространенных в долине р. Кафуфу на продолжении рифтовой зоны впадины Руква, осуществляется именно за счет разгрузки этих вод.

3. Танганьикский артезианский бассейн

Бассейн включает впадины озер Танганьика и Киву, а также расположенные к западу и востоку от них и принадлежащие им речные системы. На западе бассейн обрамлен горами Митумба, южная часть Танганьикской впадины отделена от параллельного ей грабена Руква обширным горстом Уфипа, далее граница бассейна проходит по относительно невысокому водоразделу, отделяющему его от бассейна оз. Руква на юге, Эяси и Найваша на востоке и Виктория на севере.

В связи с обилием атмосферных осадков на площади бассейна широко развита речная и озерная сеть, обширные территории заболочены. Главная река бассейна — Малагараси.

Основным элементом геологического разреза бассейна являются докембрийские образования, в депрессионных понижениях и речных долинах перекрытые осадочным чехлом неогеновых и четвертичных отложений. Впадина оз. Танганьика в самой северной своей части, по-видимому, выполнена отложениями системы Карру и вулканогенно-осадочными породами неогена и четвертичного возраста.

Бассейн располагается в пределах докембрийского сводового поднятия, на западе в неотектонический этап развития вовлеченного в рифтообразование, завершившееся возникновением впадин озер Танганьика, Киву и многочисленных разрывных дислокаций, разбивших прилегающую к ним площадь на систему разновеликих блоков.

В докембрийских отложениях бассейна подземная вода накапливается в коре выветривания пород, мощность которой составляет 30—50 м, но местами увеличивается до 100 м. Из числа пробуренных скважин на воду около 80% дают удовлетворительную для питья и других народнохозяйственных нужд воду (Dixey, 1951, 1957).

В четвертичных отложениях речных долин, расчленяющих внешнюю область питания бассейна, распространены грунтовые воды, большая часть которых, видимо, имеет минерализацию менее 1 г/л. Эти отложения высоководоносны и воды их широко используются для водоснабжения.

Внутренняя область питания бассейна представлена впадинами Киву и Танганьика, а также обширной депрессией, расположенной к востоку от последней в бассейне р. Малагараси.

Подземные воды отложений системы Карру и неоген-четвертичных отложений, выполняющих озерные впадины, не изучены. Неоген-четвертичные отложения, распространенные в бассейне Малагараси, сложены озерно-аллювиальными, аллювиальными и, по-видимому, болотными образованиями, состоящими из гравийно-галечных песков, супесей, суглинков, глин, илов, быстро сменяющихся как в разрезе, так и по простиранию. В них формируются свободные и местами напорные воды. Водоносность пород пестрая. Наряду с пресными и слабоминерализованными в них имеются солоноватые и даже соленые воды, а на более значительных глубинах и рассолы.

Выходы соленых вод и рассолов зафиксированы на ряде участков бассейна. Наиболее значительные из них находятся в районе станции Увинза восточнее оз. Танганьика. Здесь известно около 30 источников с соленой водой, приуроченных к зоне контакта кристаллических сланцев и гнейсов верхнего протерозоя и глинистых сланцев системы Букоба (средний — верхний рифей). Глубинный генезис рассолов подтвержден данными бурения. Одна из скважин вскрыла в гнейсах на глубине 152 м рассолы с дебитом 7,6 л/с и минерализацией 183 г/л хлорид-

ного натриевого состава (Walker, 1969). Минеральные источники с соленой водой имеются вблизи оз. Киву, где из них также производится выварка поваренной соли.

4. Артезианский бассейн Виктория

Это один из крупных и сложных артезианских бассейнов района. От других бассейнов он отличается большим количеством атмосферных осадков, густой гидрографической сетью и сложным структурно-геоморфологическим строением, обусловленным движениями неотектонического этапа развития земли.

Внешняя область питания на западе бассейна представлена горами Митумба и Синими горами, южная, восточная и западная границы бассейна проходят по невысоким возвышенностям, отделяющим соседние бассейны.

Для бассейна характерно исключительное обилие поверхностных вод, представленных многочисленными болотами, реками и озерами. Здесь находится самое крупное и самое молодое озеро материка — Виктория, образовавшееся в погруженной части среднего течения двух древних речных систем — Катонги и Кагера-Руфа (Кинг, 1967; De Swardt, Trendall, 1969).

В геологическом строении бассейна участвуют породы докембрия, отложения системы Карру и неоген-четвертичные образования.

В составе первых установлены метаморфические сланцы, гнейсы, кварциты, аргиллиты, песчаники, лавы, а также разновозрастные интрузии гранитов, среди которых наиболее крупной является интрузия «старых гранитов», располагающаяся южнее оз. Виктория. Отложения системы Карру незначительно распространены севернее этого озера, где они представлены сланцами и песчаниками.

Неоген-четвертичные образования сложены вулканогенными и осадочными породами. К первым относятся базальты, лейцититы, трахиты, нефелениты, фонолиты, реже карбонатиты, агломераты, туфы; к осадочным породам неогенового (миоценового) возраста — известняки, пески, песчаники, глины, мергели, распространенные на побережье залива Кавирондо и на прилегающих к нему островах. В долине р. Семлики, соединяющей озера Иди-Амин-Дада и Мобуту-Сесе-Секо, отложения неогена представлены песчано-глинистыми образованиями. Эти же отложения, как отмечалось выше, выполняют впадину оз. Мобуту-Сесе-Секо, где мощность их достигает 2000—3000 м.

Среди четвертичных отложений наиболее широко распространены болотные, озерные, аллювиальные, реже аллювиально-пролювиальные накопления.

Бассейн располагается в области обширного сводового поднятия, в центральной части которого находятся озера Виктория, Кьога и много более мелких. Крайняя западная часть поднятия и небольшой участок на северо-востоке его подверглись тектонической переработке в неотектонический этап развития земли. В результате на западе образовались грабеновые структуры озер Иди-Амин-Дада и Мобуту-Сесе-Секо с сопровождающими их многочисленными менее значительными разрывными дислокациями, разбившими территорию на множество блоков, а на северо-востоке возникла рифтовая структура залива Кавирондо на оз. Виктория. Движения неотектонического этапа сопровождались небольшой вулканической деятельностью наряду с опусканием отдельных блоков земной коры, поднятием смежных с ними участков и воздыманием гор. Эти движения продолжаются и в современную эпоху, на что указывают здесь частые и сильные землетрясения.

В докембрийских образованиях внешней области питания бассейна пройдено большое число скважин на воду глубиной от 30 до 60 м,

соответствующей мощности зоны экзогенной трещиноватости пород. Вода, как правило, залегает на небольшой глубине и отличается свободной поверхностью. Водоносность пород пестрая, дебиты скважин варьируют от 0,17 до 1,3 л/с (Dixey, 1951, 1957). Минерализация воды не превышает 0,3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый с высоким содержанием кремнекислоты и повышенным фтора (до 1,4 мг/л).

Подземные воды внутренней области питания бассейна в связи с обилием в нем пресных поверхностных вод, широко используемых для различных народнохозяйственных нужд, изучены слабо. Например, сведения о подземных водах докайнозойских отложений вообще отсутствуют, а о водах более молодых образований чрезвычайно скудные. В глубоких горизонтах неогеновых (миоценовых) отложений, по-видимому, распространены высокоминерализованные подземные воды. На это указывают признаки нефтепроявлений, отмеченные в скважинах, пройденных в долине руч. Ваки около оз. Мобуту-Сесе-Секо и в районе Каисо. В первой из них они зафиксированы на глубине 700 м, а во второй — в интервале 27—131 м. О наличии в этом районе высокоминерализованных вод косвенно свидетельствуют и кратеры взрыва, расположенные южнее горного массива Рувензори, многие из которых заполнены солеными водами. Наиболее известными вулканическими озерами являются здесь Катве и Касеньи. Оз. Катве принимает многочисленные мелкие родники с суммарным дебитом 6,4 л/с, минерализация воды от 1 до 60 г/кг, температура около 30° С, состав воды хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридный натриевый. Поступление солей с родниковой водой в озеро ежегодно составляет около 1500 т (Dixey, 1957; Dixon, Morton, 1969). Рассолы с минерализацией до 200 г/л аналогичного состава вскрыты также скважиной, пройденной на берегу оз. Катве.

В разрезе осадочных образований четвертичного возраста, слагающих внутреннюю область питания бассейна, распространены грунтовые воды, залегающие обычно на небольшой глубине. Водовмещающие породы их представлены прослоями песков, галечников, песчаников, известняков. Воды слабоминерализованные, широко используются местным населением для водоснабжения, но на больших пространствах характеризуются высоким содержанием органических веществ, отчего имеют коричневатый цвет (Hecklau, 1967).

Бассейн исключительно богат проявлениями минеральных вод. Наиболее известны группы минеральных источников Маджи-Мото и Ньямоси, находящиеся в зонах разломов, проходящих в породах фундамента или в кайнозойских эффузивах. Первая группа источников расположена в 62 км восточнее г. Мусома в долине р. Мара, на восточном берегу оз. Виктория. Источники связаны с разломом Утимбару, секущим поле фонолитовых лав. Дебит их 2,3 л/с, температура воды 57° С, минерализация 6 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Дебит свободно выделяющегося газа 0,055 л/с, в составе его установлены (об.%): азот и инертные газы 86,3, гелий 13,2, углекислота 0,4 (James, 1959). Аналогичные по составу термы встречены в той же местности северо-западнее Таримы.

В районе Мбарара юго-восточнее оз. Иди-Амин-Дада и в поле развития вулканических пород севернее горы Элгон отмечаются выходы углекислых минеральных источников с температурой воды от 20 до 45° С и минерализацией до 1,5 г/л. Выходы высокотермальных углекислых вод зафиксированы между озерами Иди-Амин-Дада и Мобуту-Сесе-Секо северо-западнее Форт-Портала (группа Буранга) и южнее него (группа Кибаро). Выходы источников первой группы находятся в зоне разлома, проходящей параллельно плечу рифта недалеко от Рувензори. Дебиты источников от 4,1 до 6,6 л/с, температура воды 81—98° С, ми-

нерализация достигает 17,3 г/л, состав хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Помимо углекислоты в воде источников присутствует сероводород. Воды второй группы источников азотно-сероводородные, имеют температуру более 75° С, минерализация 5,4 г/л, состав хлоридный натриевый. Дебит основного источника этой группы 4 л/с (Dixon, Morton, 1969).

Помимо описанных, множество минеральных источников с теплой водой, используемой местным населением для питья в сухие сезоны, отмечено на юго-западе Уганды. Многие термоминеральные источники разгружаются субаквально, непосредственно в озера, на поверхности которых отмечаются «кипящие» участки (Damas, 1954).

5. Артезианский бассейн Эяси-Найваша

Этот бассейн, включающий большое число озерных впадин, почти со всех сторон окружен высокими плато и вулканическими горами. В геологическом строении его участвуют породы докембрия, а также неоген-четвертичные вулканогенные и осадочные образования.

В составе докембрийских пород отмечаются гнейсы, кварциты и метаморфические сланцы, прорванные гранитными и гранодиоритовыми интрузиями. Неоген-четвертичные вулканиты представлены базальтами, трахитами, фонолитами, нефеленитами, игнимбритами, карбонатитами. Среди неоген-четвертичных осадочных отложений выделяются все генетические типы их, но наибольшее значение в отношении аккумуляции подземных вод имеют аллювиальные и озерно-аллювиальные образования.

В общей структуре Восточно-Африканской рифтовой зоны бассейн приурочен к южному окончанию рифта Грегори. Во внешней области питания его, представленной обрамляющими бассейн горами, сложенными породами докембрия и кайнозойскими вулканитами, подземная вода формируется в зоне экзогенной трещиноватости и в тектонических нарушениях, секущих эти породы.

Вследствие слабой и неравномерной трещиноватости пород докембрия водоносность их пестрая. Дебиты скважин, по данным Ф. Дикси (Dixey, 1951), 0,96—3,6 л/с. В зонах тектонических нарушений водоносность значительно выше. Воды, вскрываемые на глубине 6—24 м, чаще всего солоноватые, а более глубоко залегающие (на 120—150 м) на участках интенсивной трещиноватости обычно хорошего качества, пресные.

Кайнозойские вулканиты также слабоводоносны. Более водоносны в разрезе их прослои туфов и туфобрекчий, а также осадочных пород, залегающих между лавовыми потоками, и приконтактовые участки различных по составу пород.

По данным Р. Пикеринга (Pickering, 1965), суммарный дебит родников, выходящих из трещиноватых лав и пирокластов между Эндуленом и Олпиро (вулкан Олдеани), достигает 19 л/с. Расход потока Олобусаре, вытекающего из брекчированных пород на склоне названного вулкана, равен 25 л/с. Так как питание подземных вод бассейна осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, в конце сухого сезона дебиты родников и поверхностных водотоков резко сокращаются. Поэтому для сбора родниковых и поверхностных вод в последние годы строят водохранилища, воду которых и используют для водоснабжения. Воды родников, как правило, пресные с температурой до 32° С.

Большое значение для водоснабжения во внешней области питания бассейна имеют воды аллювиальных отложений речных долин. В них сформировались потоки грунтовых вод, залегающие на неболь-

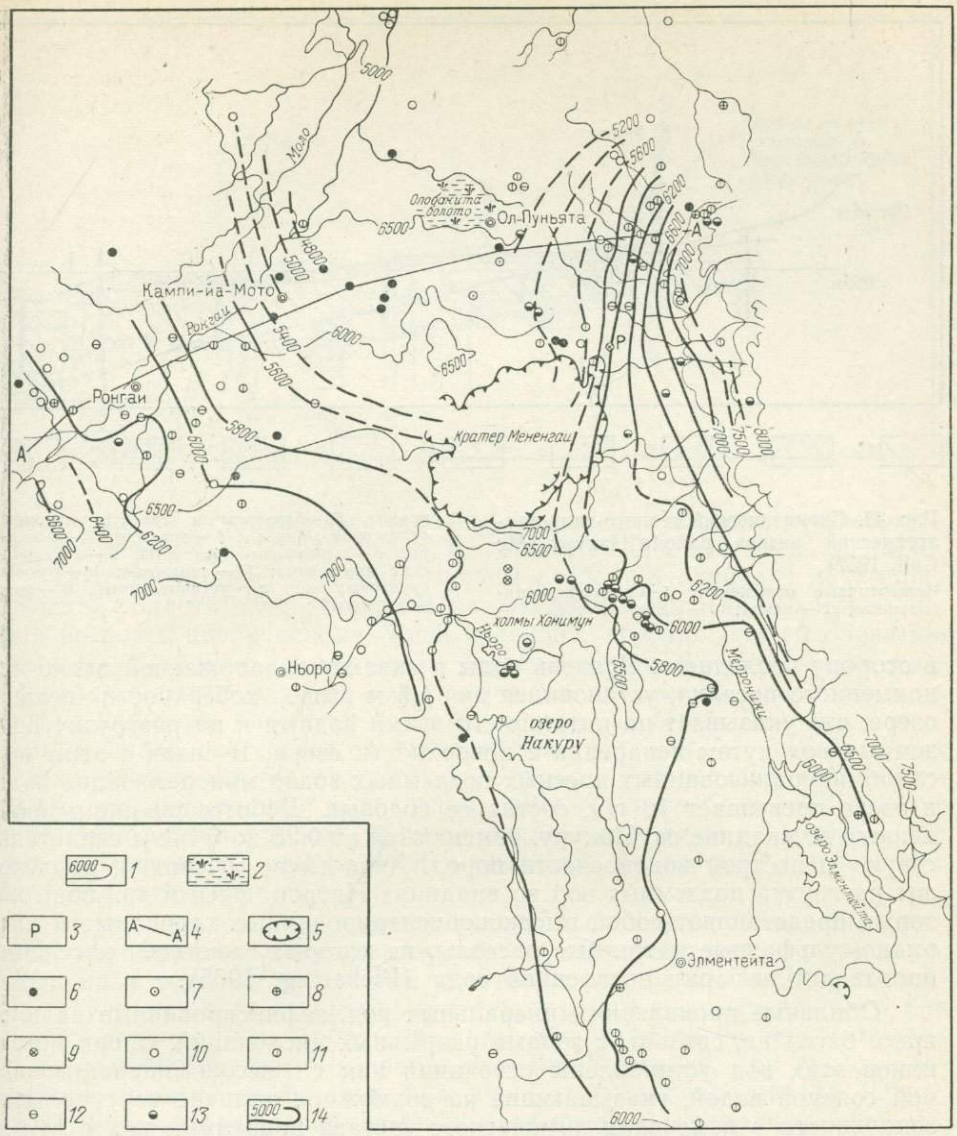


Рис. 40. Карта грунтовых вод района Накуру (Mc Call, 1957)

1 — горизонтали местности (футы); *2* — болота; *3* — скважины, вскрывшие пар; *4* — линия гидрогеологического разреза; *5* — обрывы кратеров; *6—13* — эксплуатационные скважины с дебитами (л/с): *6* — 0,28; *7* — 0,7; *8* — 0,78; *9* — 1,0; *10* — 1,12; *11* — 1,4; *12* — 1,7; *13* — 2,01; *14* — гидроизогипсы (футы)

шой глубине, слабоминерализованные и доступные для эксплуатации неглубокими шахтными и буровыми колодцами.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна, представленная рифтовыми впадинами (оз. Эяси, Маньяра, Натрон, Найваша и др.), сложена неоген-четвертичными осадочно-вулканогенными и четвертичными озерно-аллювиальными образованиями мощностью до 500—600 м и более.

Во впадине оз. Накуру в разрезе этих отложений установлены пески, туфы, вулканические брекчии, переслаивающиеся с глинами. Мощность водоносных пачек достигает 60—90 м. Местной областью питания заключенных в этих породах подземных вод служат залесенные склоны хребтов Эбурру и Менengai, расположенные восточнее и севернее озера. Из рис. 40, 41 видно, что поток подземных вод направлен

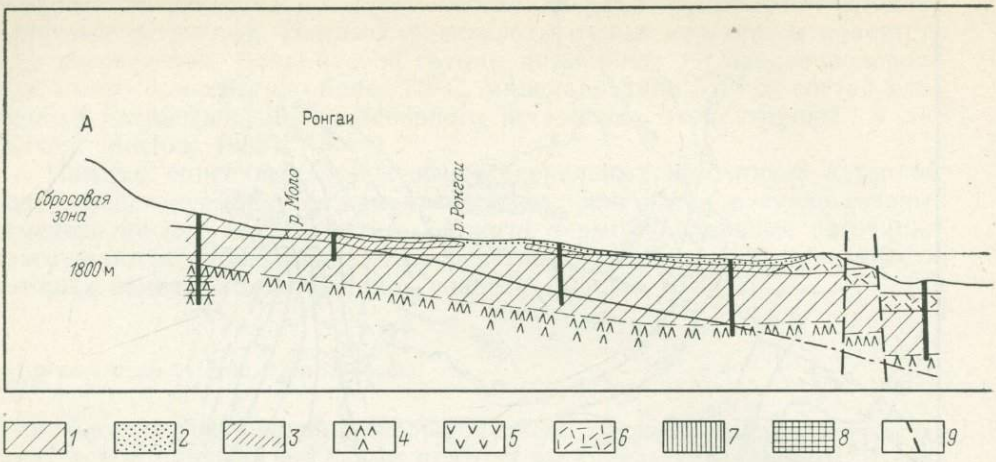


Рис. 41. Схематический геолого-гидрогеологический разрез района Накуру (Mc Call, 1957)

Четвертичные отложения: *1* — недифференцированные; *2* — пемза; *3* — пепел и туф; *4* — трахит, *5* — базальты и трахиты плиоцена; отложения миоцена: *6* — трахиты; *7* — фонолиты; *8* — оливиновые базальты. *9* — тектонические нарушения; *10* — скважина; *11* — уровень грунтовых вод: *а* — установленный, *б* — предполагаемый

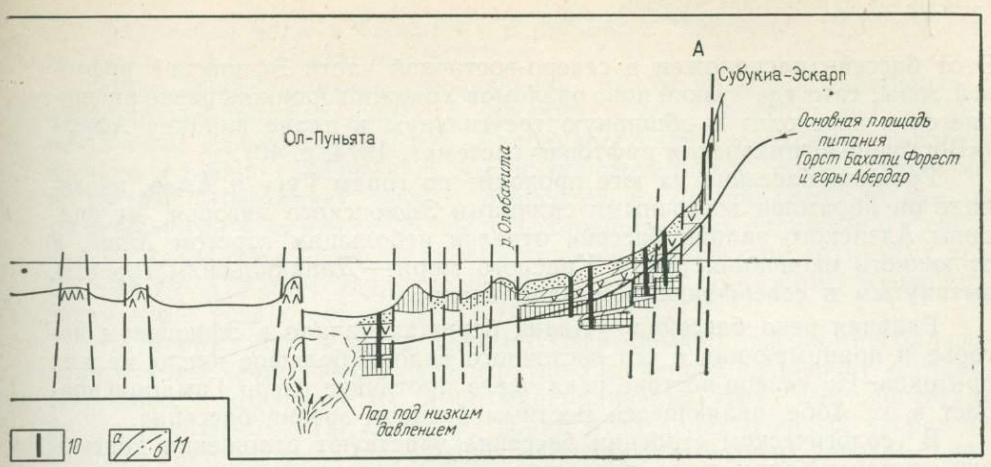
в сторону последнего. Уровень воды в скважине, заложенной около одноименного поселка, установился на 1,5 м выше поверхности воды в озере, что указывает на питание его этими водами и на разгрузку подземных вод путем испарения с поверхности озера. В связи с этим при слабоминерализованных пресных подземных водах минерализация воды в озере превышает 10 г/л, состав ее содовый. Дебиты скважин, пройденных во впадине оз. Накуру, изменяются от 0,25 до 5 л/с и свидетельствуют о пестрой водоносности пород. Аналогично, очевидно, происходит разгрузка подземных вод во впадинах Натрон, Эяси и др., вода которых представляет собой высококонцентрированные хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые рассолы, из которых местное население производит выварку поваренной соли (Pickering, 1965).

Обильные проявления минеральных вод, зафиксированные на площади бассейна, связаны с зонами разрывных дислокаций. Среди источников этих вод установлены источники как с высокоминерализованной соленой водой, указывающие на возможное наличие вертикальной зональности в изменении химического состава подземных вод с глубиной, так и с маломинерализованной гелиеазотной термальной водой. В плане большинство источников располагается по бортам озерных впадин, где чаще всего и фиксируются зоны тектонических нарушений.

6. Артезианский бассейн Рудольф

Помимо впадины указанного озера и болот Лотагипи бассейн включает мелкие озерные впадины Баринго, Чоу-Бахр, Чамо, Абая, Ауаса, Шала, Лангана, Абията и Звай, составляющие внутреннюю область его питания. Внешняя область питания бассейна на севере представлена южными отрогами Абиссинского, а на юге — горами северной части Восточно-Африканского плоскогорья.

Наиболее древними отложениями бассейна являются докембрийские метаморфические сланцы и гнейсы, а также прорывающие их интрузии гранитов, реже основных пород. Однако главный фон в геологическом строении его создают неоген-четвертичные вулканиты, пользующиеся исключительно широким распространением. Кроме того, в раз-



резе бассейна установлены осадочные отложения неогена и четвертичной системы (Mohr, 1962; Bishop, Chapman, 1970; Patterson e. a., 1970).

Подземные воды бассейна изучены слабо. В породах докембрия внешней области питания вода накапливается в коре их выветривания. Водоносность пород слабая, вода, очевидно, пресная или солоноватая, часто не пригодная для питьевого водоснабжения. В кайнозойских вулканитах холодные пресные воды встречены скважиной, заложенной на склоне кальдеры Мененгаи на крайнем юге бассейна. Сведения о подземных водах неогеновых и четвертичных отложений, выполняющих редкие речные долины, отсутствуют. Однако с достаточным основанием можно утверждать, что в последних имеются неглубоко залегающие грунтовые потоки пресной, пригодной для питья воды в верховьях долин и солоноватой или соленой в низовьях. Водоносность отложений, очевидно, невысокая.

Внутренняя область питания бассейна сложена отложениями неогена, плиоцен-четвертичного возраста и кайнозойскими эффузивами. Подземные воды их не изучены. Данные о подземных водах кайнозойских вулканитов по сопредельным территориям показывают, что они слабоводоносны. Так, дебит скважины, пробуренной в этих породах в пустыне Чалби северо-западнее вулкана Марсабит, при глубине залегания воды 47 м составил 1,25 л/с. Вода слабосолоноватая (Dixey, 1957). Учитывая высокоаридный климат бассейна, можно предположить, что первые от поверхности подземные воды других водоносных комплексов, слагающих внутреннюю область питания, также солоноватые или соленые. Пресные подземные воды здесь, по-видимому, развиты слабо.

В бассейне известны многочисленные выходы минеральных вод. На крайнем юге они отмечаются в кратере вулкана Мененгаи, на севере бассейна в долине р. Омо, в озерных котловинах Шала, Абията, Лангана и в других местах (Mohr, 1962).

В целом вследствие аридного климата бассейна и малого количества выпадающих на его площади осадков условия для формирования пресных подземных вод здесь неблагоприятны и бассейн, по-видимому, слабо ими обеспечен.

II. Красноморско-Аденский гидрогеологический район

В пределах этого района находятся Афарский, Красноморский и Аденский артезианские бассейны.

1. Афарский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен в северо-восточной части Эфиопской рифтовой зоны, там, где «узкий пояс разломов Уонджи воронкообразно расширяется и переходит в обширную треугольную в плане впадину Афар» («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974, с. 40).

Граница бассейна на юге проходит по горам Гугу и Амар, на западе он обрамлен восточными склонами Эфиопского нагорья, от впадины Аденского залива бассейн отделен небольшим горстом Айша, а от южного окончания рифта Красного моря — Данакильским горстом, вытянутым в северо-западном направлении.

Главная река бассейна — Аваш, берущая начало в Эфиопском нагорье и принимающая с его восточного склона большое число мелких притоков. На северо-востоке река через проточное озеро Гамарри впадает в оз. Аббе, являющееся местным базисом эрозии бассейна.

В геологическом строении бассейна участвуют отложения докембрия, системы Карру, мела, палеогена, неоген-четвертичного и четвертичного возраста. Отложения докембрия, представленные гнейсами и различными метаморфическими сланцами, обнажаются лишь в стенах глубоких каньонов Эфиопского нагорья и на поверхность не выходят. Породы системы Карру, мела и палеогена пользуются весьма небольшим распространением, слагая незначительные останцовые плато. Главная роль в геологическом строении бассейна принадлежит неоген-четвертичным вулканогенно-осадочным и четвертичным осадочным образованиям.

Породы рассечены зонами разрывных дислокаций и трещинами меридионального и северо-западного направлений на ряд узких блоков. Поверхность самого северного из них — Данакильского грабена, представляющего собой соляную равнину, местами лежит ниже уровня моря («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974).

Подземные воды докембрия, неоген-четвертичных и четвертичных отложений, распространенных во внешней области питания бассейна, не изучены.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна совпадает с Афарской впадиной. Данные о глубинном строении впадины, составе выполняющих ее пород в наиболее погруженных частях и соответственно о связанных с ними подземных водах отсутствуют. Наиболее древними известными нам отложениями являются юрские известняки и мергели, далее следуют меловые песчаники, отмечающиеся в подножиях останцовых плато и гор, местами наблюдаются конгломераты палеогена, подстилающие неоген-четвертичные базальты. Заканчивается разрез внутренней области питания бассейна четвертичными осадками, среди которых установлены аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и озерные образования.

Состав юрских отложений, залегающих к тому же на большой глубине, позволяет предположить, что в них заключены высокоминерализованные хлоридные натриевые воды; водоносность пород слабая. Воды меловых песчаников питают маломощные родники в районе Али-Сабие. Минерализация воды не превышает 1 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Водоносность палеогеновых конгломератов более высокая, и воды их используются для водоснабжения населенных пунктов. Содержание в воде хлора составляет 0,35 г/л.

В трещинах неоген-четвертичных, главным образом основных, эффузивов формируются грунтовые воды пестрой минерализации. Наиболее слабоминерализованные воды отмечаются в массиве Гуда-Мабла, поднятом на высоту 1400—1500 м над уровнем моря и хорошо орошаемом атмосферной влагой. В ряде пунктов, например в районе Али-Сабие,

минерализация воды в базальтах и риолитах достигает 3,3—4,4 г/л, в других 38,8 г/л (Besairie, 1941).

Наибольшее практическое значение имеют воды аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений речных долин, широко используемые для водоснабжения. Водовмещающие породы представлены песчано-гравийно-галечно-валунными образованиями, очень грубыми по составу в верховьях долин и относительно хорошо отсортированными и мелкими в низовьях. Мощность аллювиальных отложений в среднем 50 м, местами более. В руслах вади минерализация грунтовых вод 0,5—1,5 г/л. По мере удаления от русла и вниз по течению минерализация воды возрастает до 2—7 г/л.

В озерных отложениях формируются обычно высокоминерализованные воды хлоридного или сульфатно-хлоридного натриевого состава. Например, в котловине оз. Аббе минерализация этих вод достигает 80 г/л (Besairie, 1941). В то же время в пределах озерных депрессий в зонах тектонических нарушений наблюдаются выходы пресных или слабосолоноватых подземных вод. Такие выходы, в частности, установлены на солончаках, развитых восточнее оз. Аббе. Многочисленные восходящие грифоны с минерализацией воды 1,92 г/л зафиксированы в пределах солончаков Эгена и Дагиро, где сульфатно-хлоридная натриевая вода имеет минерализацию 2,34 г/л, а также солончака Измаил, где минерализация воды составляет 1,8 г/л (Besairie, 1941). Эти данные указывают на то, что на описываемом участке бассейна под высокоминерализованными водами озерных отложений залегают, по-видимому, менее минерализованные воды каких-то более древних образований.

Афарский бассейн богат проявлениями минеральных, преимущественно термальных подземных вод. Во внешней области питания они представлены крупными источниками Сент-Аббо и Холи-Вирджин, расположенными вблизи вулкана Дофане. Вода слабоминерализованная с температурой 37° С. Многочисленные выходы термальных источников известны в долине р. Аваш и по периферии озер Аббе и Гамарри, где температура воды их изменяется от 28 до130° С. Большинство источников относится к азотным термам, но наряду с ними имеются и углекислые термы, около которых отложились мощные толщи травертинов, а также азотно-сероводородные иногда с повышенным содержанием железа. Состав воды довольно сложный, минерализация ее пестрая (Besairie, 1941; Mohr, 1962; Waring, 1965).

2. Красноморский артезианский бассейн

Этот бассейн является крайним северным бассейном описываемой области. В его состав входят рифтовая зона Суэцкого и Акабского заливов, собственно Красного моря и прилегающие к ним приподнятые участки, обрамляющие эти рифты со стороны Аравийской и Африканской платформ. Последние представляют собой внешние области питания, а сами рифтовые зоны с прилежащими к ним приморскими низменностями относятся к внутренней области питания бассейна.

Восточная часть бассейна, располагающаяся на территории Аравийской платформы, охарактеризована в монографии «Гидрогеология Азии» (1974), поэтому остановимся лишь на характеристике его Африканской части.

Простираясь в северо-западном направлении, бассейн имеет протяженность до 1800—2000 км. Обрамляющие его с запада возвышенности почти на всем протяжении, за исключением самого южного окончания, сложены осадочно-метаморфическими и интрузивными образованиями докембрия. На юге внешней области питания отмечаются поля юрских осадочных отложений и кайнозойских (палеоген-миоценовых) эффузивов.

Как отмечалось выше, заложение грабена было неодновременным. Предполагается, что в северной части погружение фундамента началось в среднем палеозое, затем продолжалось в меловое время, в палеогене и особенно энергично в конце олигоцена и миоцена, когда сформировались толщи морских и лагунных отложений мощностью несколько километров. В осевой части Красного моря проходит зона шириной 50—100 км и глубиной до 1—1,5 км раздвигового происхождения, сформировавшаяся в плиоцен-четвертичное время и отличающаяся высоким тепловым потоком. Продолжением Красноморского рифта на севере служат грабены Суэцкого и Акабского заливов («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974).

Водоносность докембрийских пород, слагающих внешнюю область питания бассейна, вследствие небольшой мощности зоны экзогенной трещиноватости, неравномерного развития в ней трещин и малого количества атмосферных осадков в районе слабая. Минерализация воды пестрая, наряду с пресными встречаются родники с солоноватой водой (Бишай, 1964; Фатхи, 1965). С кайнозойскими эффузивами на юге бассейна (район Асэба) связаны выходы малодебитных родников с пресными и слабосолоноватыми водами. Восточнее, по направлению к г. Асэб, базальтовые покровы погружаются под морские неоген-четвертичные отложения, выполняющие Асэбскую впадину.

Подземные воды внутренней области питания бассейна изучены слабо и по площади неравномерно.

Воды палеозойско-мезозойского водоносного комплекса вскрыты на западном побережье Суэцкого залива вблизи городов Рас-Гариб и Рас-Бакр. В первом из них они залегают на глубине 424 м, а в районе г. Рас-Бакр — на глубине 795 м. Мощность водосодержащих пород 1670 м. Воды хлоридные натриевые с минерализацией, изменяющейся от 4 до 383 г/л. Дебит отдельных скважин около 2 л/с. На нефтяном месторождении Рас-Гариб одновременно с нефтью извлекается вода в количестве около 60 л/с, содержащая бром в количестве 373—786 мг/л и иод 10,4—14,2 мг/л (Бишай, 1964). В этом же районе вскрыты подземные воды в палеогеновых и неогеновых отложениях. В отложениях палеогена в районе г. Рас-Бакр они встречены на глубине 999—2310,5 м. Водовмещающие породы представлены известняками и сланцами. Дебит скважин не превышает 1,5 л/с, минерализация воды до 42 г/л, состав хлоридный натриевый. В соленосных неогеновых отложениях формируются воды того же состава, но с более высокой минерализацией — от 73 до 288 г/л. Содержание брома в этих водах колеблется от 466 до 546 мг/л, иода — не превышает 10 мг/л.

Заканчивается разрез осадочного чехла бассейна неоген-четвертичными и четвертичными отложениями. К первым относятся морские отложения высоких террас приморской равнины, а к четвертичным — современные морские, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и другие генетические типы отложений.

Водоносность морских отложений высоких террас изучалась В. А. Коробейниковым, В. В. Шагаровым и др. на юге бассейна, в районе г. Асэб. Эти отложения, как отмечалось выше, залегают на размытой поверхности базальтов. Разрез их начинается толщей базальных конгломератов, в центральной части Асэбской впадины замещающихся известняками, песчаниками, глинисто-мергелистой толщей с прослоями и пачками известняков, а также глинами общей мощностью от 30 до 88 мм. Характерной особенностью отложений является уменьшение крупности обломочного материала от бортов впадины к осевой части. Глубина залегания грунтовой воды в этих породах изменяется от 1,5 м на восточной окраине впадины до 14—15 м в ее центральной части и до 21—26 м в западной. Мощность водоносного горизонта колеблется от 5 до 80 м, дебиты скважин — от 0,95 до 13,3 л/с при пони-

жении уровней воды на 0,7—4 м. Наиболее водоносны валунно-галечно-гравелистые отложения, гравелиты и конгломераты, в меньшей степени известняки и песчаники. Температура воды в колодцах на глубине 7—10 м от поверхности земли составляет 34° С, а в скважинах на глубине до 50 м достигает 38° С.

В распределении химического состава и минерализации подземных вод описываемых отложений установлена горизонтальная и вертикальная зональность. По площади в поле распространения их выделяются зоны: соленых вод, переходная и пресных вод. Зона соленых вод с минерализацией от 3,7 до 48,5 г/л образует полосу шириной 3,5—4 км, протягивающуюся по побережью Красного моря. Параллельно ей, но далее от берега располагается переходная зона шириной 2,5—3 км, в пределах которой пресные воды залегают на соленых, причем при продвижении на запад мощность слоя пресных вод возрастает от 1,5 до 40 м. Еще далее на запад находится зона пресных вод с минерализацией 0,5—0,7 г/л, по составу гидрокарбонатных натриевых или хлоридно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых.

Годовой цикл наблюдений за режимом подземных вод показал, что амплитуда колебаний уровня их вблизи вади около 4 м, а на пространствах между ними не превышает 1 м. Наиболее высокий уровень отмечается в периоды дождей.

Кайнозойские эффузивы, подстилающие морские отложения высоких террас, вскрываются в Асэбской впадине многочисленными буровыми скважинами на глубине от 48 до 90 м и прослежены ниже этих глубин еще на 90—100 м. Заключенные в них воды, по данным В. А. Коробейникова, В. В. Шагарова и др., гидравлически связаны с водами морских отложений высоких террас, на что указывает одинаковое высотное положение их уровней. По данным опробования двух скважин, пройденных в базальтах, водоносность последних достаточно высокая — дебиты скважин составляют 25,14 и 11,57 л/с при понижениях уровней соответственно на 5,8 и 8,37 м. Температура воды базальтов в интервале 13—116 м повышается от 35 до 43,5° С. Воды пресные и солоноватые, минерализация увеличивается с глубиной и при кратковременных откачках из скважин.

Расход потока пресных вод, сформировавшегося в морских отложениях высоких террас и в базальтах, направленного от предгорий в сторону моря, на одном из участков в районе г. Асэб приближенно оценивается в 10,5 тыс. м³/сут, из них 625 м³/сут приходится на долю базальтов.

Значительные скопления подземных вод отмечаются также в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях речных долин и вади, имеющих мощность до 50 м.

На западном берегу Суэцкого залива вода в этих отложениях залегает на глубине 1—25 м, минерализация ее изменяется от 1 до 9,1 г/л. В районе Массауа один из родников, выходящий в вади Алигеде, имеет дебит 17 л/с, свидетельствуя о высокой водоносности пород, слагающих вади. Вода в этих отложениях залегает здесь на глубине 0,8—1 м, она солоноватая с минерализацией 1,3—1,5 г/л. В долинах рек и вади в районе г. Асэб зеркало грунтовых вод располагается на 1—10 м ниже поверхности земли. Дебиты колодцев, незначительно заглубленных в водоносный горизонт, в среднем около 2 л/с. В центральных частях долин и вади воды, как правило, пресные или слабосолоноватые, но по мере удаления от них становятся солеными. В вертикальном разрезе пресные воды с глубиной также постепенно сменяются солоноватыми, а затем солеными. Общей характерной особенностью всех долин бассейна является повышение минерализации приуроченных к ним грунтовых вод от верховьев долин к устьям, где минерализация, кроме того,

увеличивается еще за счет вторжения на материк высокоминерализованных морских вод.

На площади Красноморского бассейна как в северной его части, прилегающей к Суэцкому заливу, так и в южной, с его широко распространенными вулканитами, отмечаются проявления термальных минеральных вод.

3. Аденский артезианский бассейн

Приуроченный к одноименной ветви Африкано-Аравийского рифтового пояса, этот бассейн имеет субширотное простирание и является крайним восточным звеном этого пояса. По строению и происхождению он близок к рифту Красного моря. Северным обрамлением его служит южный край Аравийской платформы, южным — северная часть Сомалийского блока Африканской платформы и о. Сокотра, расположенные несколько восточнее.

Баб-эль-Мандебским проливом на западе бассейн соединяется с Красноморским артезианским бассейном, на востоке он открыт в сторону Индийского океана. Ширина его подводной части составляет 500 км, бóльшей шириной, чем в Красноморском рифте, обладает и наиболее глубокая зона Аденского рифта, на востоке достигающая 100—150 км. Она имеет форму дуги, слабо выпуклую на север («Восточно-Африканская рифтовая система», 1974). Подземные воды этой части бассейна не изучены.

В геологическом строении Сомалийского блока, относящегося к бассейну, во внешней области питания участвуют породы докембрия, юры, мела, кайнозоя, палеоген-неогена и четвертичной системы.

Докембрийские отложения образованы гнейсами, кристаллическими сланцами, интрузивными породами кислого и основного состава, слагающими небольшие поля, вытянутые прерывистой полосой, параллельной береговой линии залива. Юрские и меловые отложения состоят из известняков и песчаников, содержащих прослои алевролитов и аргиллитов.

В разрезе палеоген-неогеновых отложений установлены конгломераты, известняки, доломиты, аргиллиты, часто загипсованные. Кайнозойские эффузивы, представленные базальтами и их туфами, слагают невысокие горы, главным образом в западной части внешней области питания бассейна. Все эти образования достаточно интенсивно дислоцированы и рассечены множеством разрывных нарушений северо-западного простирания на большое число разновеликих блоков.

В породах докембрия вода накапливается в зоне экзогенной трещиноватости, имеющей мощность несколько десятков метров, а также в зонах тектонических нарушений. Зона экзогенной трещиноватости слабоводоносна. Значительно сильнее обводнены разрывные нарушения и прилегающие к ним участки пород, обычно более трещиноватые, чем породы, не подвергшиеся тектонической переработке. Поэтому скважины и родники, находящиеся в зонах разломов, как правило, характеризуются более высокими дебитами. Например, дебит скважины, пройденной в такой зоне в докембрийских породах вблизи деревни Чед-Дебти, составлял 8 л/с, а дебит родника Дамал, также находящегося в тектоническом нарушении, достигал 13,2 л/с.

Минерализация воды обычно не превышает 1 г/л и лишь изредка увеличивается до 2 г/л, состав гидрокарбонатный натриево-кальциевый (Popov, Kidwei, 1972).

Теснейшим образом с зонами разломов связана и высокая водоносность юрских и меловых отложений. По данным тех же исследователей, на полях распространения этих отложений, не затронутых разрывными дислокациями, дебиты родников обычно составляют 0,6—0,8 л/с, а в зо-

нах разломов увеличиваются до 54 л/с (родник Бузе). Подземные воды меловых отложений вскрыты также рядом буровых скважин в окрестностях г. Харгейса в западной водораздельной части гор Уарсанжели-Миджуртина. Водовмещающие породы представлены нубийскими песчаниками. В понижениях рельефа вода встречается на глубине 8,1 м и отличается свободным режимом. Воды, вскрытые в этих породах на глубине 230—300 м, носят характер артезианских и имеют напорный режим. Водоносность их, по-видимому, достаточно высокая.

Воды юрских отложений обычно пресные с минерализацией до 1 г/л. Минерализация воды меловых отложений пестрая, наряду с пресными в них встречаются слабосолоноватые и соленые воды (Popov, Kidwei, 1972). Водоносность палеоген-неогеновых отложений неодинакова и зависит от состава водовмещающих пород. Наименее водоносны аргиллиты. Известняки и доломиты, местами закарстованные, отличаются более высокой водоносностью. В связи с этим дебиты родников, питающихся водами этих пород, изменяются от десятых долей литра до 5—8 л/с, а в окрестностях Босасо, почти на крайнем востоке бассейна, родник Офейн Дарин имеет дебит 38,6 л/с. Минерализация воды 0,5—4 г/л. Максимальной минерализацией (3,5—4 г/л) характеризуются родники, питающиеся водами загипсованных пород.

Кайнозойские эффузивы обладают пестрой водоносностью. Колодцы, каптирующие воды этих пород, обычно имеют небольшие дебиты, которые могут несколько возрасти лишь после их торпедирования. Дебиты родников изменяются от сотых долей литра до 3—4 л/с, а минерализация воды — от 0,6 до 3 г/л.

Склоны гор Уарсанжели-Миджуртина и других, обращенных к Аденскому заливу, расчленены большим количеством долин, временные водотоки в которых появляются лишь после выпадения обильных атмосферных осадков, а бóльшую часть года они сухие. Эти долины выполнены, как правило, аллювиально-пролювиальными отложениями, в которых формируются различных размеров и производительности потоки грунтовых вод (некоторые из них достаточны для водоснабжения небольших городов). Воды обычно пресные с минерализацией менее 1 г/л. Однако в долинах восточной части бассейна в связи с возрастанием аридизации климата в этом направлении минерализация грунтовых вод аллювиально-пролювильных отложений может быть и более высокой.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод материковой части бассейна представлена приморской низменностью, максимальная ширина которой не превышает 25 км, обычно же она значительно меньше. Низменность сложена палеоген-неогеновыми известняками с эвапоритами, морскими и аллювиально-пролювиальными образованиями.

Данные о водоносности палеоген-неогена отсутствуют. В морских песчано-галечниковых и суглинистых отложениях распространены высокоминерализованные грунтовые воды, сформировавшиеся под непосредственным влиянием морских вод. Лишь изредка в песчаных дюнах здесь встречаются линзы пресных и слабосолоноватых грунтовых вод, плавающие на соленых. Одна из таких линз выявлена юго-восточнее г. Джибути. В центральной части ее минерализация воды составляет 1,7—1,8 г/л, а на периферии возрастает до 2,5—3,2 г/л (Besairie, 1941).

В аллювиально-пролювиальных отложениях долин и конусов выноса, достигающих приморской низменности, распространены грунтовые воды. Водовмещающими породами их являются галечники, пески, конгломераты, водоупорными — глины. Мощность отложений достигает 20—25 м. В устьевых частях долин вода залегает на глубине 4—6 м, вверх по течению долин глубина увеличивается до 12—15 м. В аллювиально-пролювиальных отложениях некоторых долин отмечается по

два водоносных горизонта. К ним, в частности, относится долина Амбути, на использовании подземных вод которой основано частичное водоснабжение г. Джибути в заливе Таджура. Вода первого горизонта залегает на глубине менее 10 м, второй горизонт находится под глинами и обладает небольшим напором. Дебиты скважин 2,2—7,5 л/с. Минерализация воды в долине 1,4—1,9 г/л, в дельте до 2,5—3,9 г/л, состав хлоридный натриевый. Минерализация грунтовых вод увеличивается и по удалении от русла долины.

Дебиты скважин, пройденных в аллювиально-пролювиальных отложениях в Лас-Хоре, на востоке бассейна, при мощности водовмещающих пород 4—10 м составляют 3—3,2 л/с. Минерализация воды в зависимости от сезона года изменяется от 1,5 до 2,5 г/л, она повышается также вниз по уклону долин. Состав воды хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый и натриево-кальциевый (Besairie, 1941).

В предгорьях вода в делювиально-пролювиальных отложениях, например в долине Джире-Силиль, вскрывается на глубине 24—26 м. Дебит скважин 0,3—5,8 л/с, минерализация 1—2,4 г/л.

На площади бассейна имеются проявления минеральных термальных вод, приуроченные к зонам разломов. Так, в 12 км юго-восточнее г. Бербера находятся минеральные источники Дубар, выходящие из тектонического нарушения, секущего меловые песчаники. Дебит их достигает 13,8 л/с, температура воды 46° С, минерализация 1,96—2,8 г/л. В 25 км в том же направлении от того же города и в тех же породах располагаются источники Бийо Гора. Дебит этих источников достигает 37,5 л/с, температура воды их изменяется от 48 до 58° С, а минерализация — от 3,2 до 4,7 г/л. Наконец, в различных пунктах бассейна выявлены термальные источники, связанные с юрскими и палеогеновыми отложениями. Температура воды их варьирует от 40 до 64° С, дебиты — от 0,4 до 8,6 л/с, минерализация — от 1 до 10,8 г/л, состав воды сульфатно-хлоридный магниевый или натриевый.

Кратко охарактеризованная гидрогеологическая область Африкано-Аравийского рифтового пояса включает девять сходных по тектонической структуре бассейнов, сформировавшихся в основном в неотектонический этап развития земной коры восточной части Африканского материка.

В совокупности эти бассейны образуют вытянутую в северо-северо-восточном направлении область, пересекающую несколько климатических зон, отличающихся температурным режимом и степенью увлажнения поверхности.

В геологическом строении внешних областей питания в подавляющем большинстве бассейнов участвуют наиболее древние докембрийские образования платформы, поднятые на различную высоту относительно рифтовых впадин, представляющих собой внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов. Лишь впадина оз. Виктория, опоясанная с запада и востока рифтовыми структурами, образовалась на месте обширного, но пологого неотектонического погружения платформенного основания, чем и отличается от остальных впадин бассейнов.

Докембрийские породы внешних областей питания бассейнов представлены гнейсами, различными по составу кристаллическими сланцами, кварцитами, лавами, интрузивными породами кислого, реже основного состава, накопление подземных вод в которых происходит главным образом в зоне их экзогенной трещиноватости мощностью от 30 до 150 м, местами более. Водоносность пород слабая, минерализация подземных вод в целом невысокая, хотя во внешней области питания отдельных бассейнов, например Эяси-Найваша, первые от поверхности

воды, сформировавшиеся в породах докембрия, относятся к солоноватым.

Внешняя область питания артезианского бассейна Рудольф и некоторых других, находящихся в зоне активной вулканической деятельности, сложена кайнозойскими эффузивами. Последние отличаются пестрой водоносностью, но приуроченные к ним воды в большинстве случаев пресные.

Во внешних областях питания подавляющего числа бассейнов существенная роль в накоплении значительных ресурсов подземных вод принадлежит речным долинам и вади, выполненным песчано-гравийно-галечными отложениями с линзами супесей, суглинков и глин. Воды этих отложений широко используются для различных народнохозяйственных нужд. В распределении минерализации в грунтовых водах речных долин и вади наблюдается определенная закономерность, заключающаяся в увеличении ее от центральных частей последних и от верховьев к низовьям. В некоторых долинах отмечается увеличение минерализации воды с глубиной (например, в Красноморском бассейне).

Рифтовые впадины большей частью имеют удлиненную форму и различные размеры — от незначительных (первые квадратные километры) до очень крупных, таких как Красноморская или Аденская. Формирование их было неодновременным. Наиболее рано, в палеозое, начал образовываться Красноморский грабен, в конце эпохи Карру наметились структуры большинства впадин южной части описываемой области. Однако окончательное оформление этих впадин завершилось в неотектонический этап развития земли, в основном в миоцене и плиоцене, хотя некоторые впадины продолжают формироваться до настоящего времени. В соответствии с этим возраст и характер осадочного выполнения впадин различны. В то время как в рифтовых впадинах Восточно-Африканского гидрогеологического района преобладают преимущественно осадочные породы юры — современной эпохи и кайнозойские вулканиты, во впадинах Красноморско-Аденского района наряду с нормально осадочными отложениями палеозоя — мезозоя широко распространены эвапориты, а вулканиты играют подчиненную роль.

Часть артезианских бассейнов (Ньяса, Виктория, Красноморский, Аденский) дренируется различными речными системами, а через них соответствующими морями и океанами, другая часть (Руква, Танганьика, Эяси-Найваша, Рудольф, Афарский) отгорожена от них горами и относится к типу бессточных.

Это обстоятельство, а также характер осадочного выполнения бассейнов, естественно, нашли отражение в особенностях распределения состава и минерализации приуроченных к ним подземных вод как по площади, так и по глубине. Например, в проточном бассейне Виктория высокоминерализованные воды распространены, по-видимому, на глубине несколько сотен метров, а в Танганьикском бассейне рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 183 г/л встречены на глубине 183 м. В бессточном артезианском бассейне Руква высокоминерализованные воды залегают первыми от поверхности земли на глубине 80—100 м, но на глубине 100—150 м отмечаются пресные или слабосолоноватые подземные воды, указывающие на инверсионный характер зональности их в бассейне. Очевидно, такой же тип зональности подземных вод существует и в других бессточных артезианских бассейнах Восточно-Африканского гидрогеологического района. Аналогичная зональность химического состава подземных вод установлена и в бессточном Афарском артезианском бассейне, расположенном в Красноморско-Аденском районе. Здесь, как отмечалось выше, в озерных четвертичных отложениях распространены высокоминерализованные хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые воды, а по зонам разломов, проходящим в озерных впадинах, поднимаются пресные или слабосолоноватые под-

земные воды, указывающие на развитие на глубине в более древних отложениях менее минерализованных вод.

В отложениях палеозойско-мезозойского водоносного комплекса Суэцкого залива сформировалась прямая зональность в изменении химического состава подземных вод. Здесь минерализация их с глубиной увеличивается от 4 до 383 г/л, состав вод хлоридный натриевый. Однако в палеоген-неогеновых отложениях того же залива характер зональности подземных вод обратный. В соленосных неогеновых отложениях минерализация воды 73—288 г/л, а в палеогеновых до 42 г/л. В этом различии минерализаций, по-видимому, находит отражение состав пород этих разновозрастных комплексов.

Такова довольно сложная картина распределения минерализации и химического состава подземных вод по глубине и по площади в отдельных артезианских бассейнах и в пределах Африкано-Аравийского рифтового пояса в целом. Она определяется историей геологического развития и формирования структур бассейнов, составом осадочного чехла, степенью его проточности и промытости, интенсивностью увлажнения территорий и развитием процессов испарительной концентрации, происходящих под влиянием высоких температур воздуха, особенно в аридных районах области.

Однако характерная, выдающаяся особенность Африкано-Аравийского рифтового пояса — обилие в нем проявлений минеральных, преимущественно термальных подземных вод, связанных с рифтообразованием и сопровождающим его неовулканизмом. Подобной насыщенности этими проявлениями не наблюдается ни в одной другой гидрогеологической области Африканского материка.

Среди минеральных источников по составу воды выделяются гидрокарбонатные натриевые с минерализацией от 0,14 до 3 г/л и более, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией до 6 г/л, хлоридные натриевые с минерализацией от 0,74 до 183 г/л, хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией до 4 г/л, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 17,3 г/л. Из микрокомпонентов в составе минеральных вод в большом количестве присутствуют фтор и кремнекислота.

По растворенным в воде газам источники разделяются на углекислые, азотные, азотно-углекислые, азотно-гелиеносные и азотно-сероводородные. Наконец, по температуре среди них имеются теплые источники с температурой воды до 37° С, горячие с температурой воды 37—50° С, весьма горячие с температурой воды до 98° С и перегретые с температурой воды до 130° С.

Обилие минеральных источников с солоноватой и высокоминерализованной хлоридной и хлоридно-сульфатной натриевой водой указывает на широкое распространение их в глубоких горизонтах внутренних областей питания бассейнов. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации осадков, паводковых вод и, возможно, конденсации влаги из воздуха. Разгрузка подземных вод зоны активного водообмена бассейна происходит при помощи озер и рек, путем эвапотранспирации, отбора воды для нужд народного хозяйства. Глубокие водоносные горизонты разгружаются главным образом через зоны разрывных дислокаций и путем перетекания через литологические окна. Последние два типа разгрузки носят, вероятно, локальный характер.

Обеспеченность области пресными подземными водами неодинакова. Лучше других обеспечены ими артезианские бассейны Виктория, Танганьикский, Эяси-Найваша и Ньяса, площади которых полностью или частично находятся в зонах избыточного или достаточного увлажнения. Остальные бассейны обеспечены этими водами значительно слабее.

Д. Индоокеаническая гидрогеологическая область

Эта гидрогеологическая область площадью 4,58 млн. км^2 охватывает восточное побережье Африканского континента, о. Мадагаскар и другие мелкие острова, расположенные восточнее материка. В ее пределах выделяются Сомали-Танзанийский, Мозамбикский и Мадагаскарский гидрогеологические районы.

I. Сомали-Танзанийский гидрогеологический район

В тектоническом отношении район приурочен к мезозойским периокеаническим прогибам (Веби-Шебели, р. Тана и Танзанийскому), представляющим собой блоковые моноклинальные структуры, сложенные мощной толщей мезо-кайнозойских отложений, осложненных складчатыми и разрывными дислокациями.

В геологическом строении района выделяются два структурных этажа — нижний, сложенный кристаллическими и метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, и верхний, состоящий преимущественно из осадочных отложений мезозоя и осадочно-вулканогенных образований кайнозоя.

Породы фундамента в северной части района представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами, интрузивными образованиями кислого и основного состава, относящимися к докембрию, и преимущественно слабометаморфизованными терригенно-карбонатными породами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. На юге района фундамент сложен высокометаморфизованными архейскими и протерозойскими породами Мозамбикского складчатого пояса. В их составе установлены гнейсы, кристаллические известняки, графитовые и слюдяные сланцы, гранулиты, прорванные гранитными интрузиями и дайками основных и ультраосновных пород.

Отложения системы Карру слагают небольшие поля на севере района и более широко развиты на юге, где выполняют грабен Рухуху и прогибы р. Тана и Танзанийский. Они сложены преимущественно песчано-глинистыми образованиями мощностью от нескольких десятков до 1000 м. В грабене Рухуху развита также угленосная толща, в Танзанийском прогибе вблизи Линди отмечено наличие эвапоритовой толщи мощностью до 2000 м.

Юрские отложения представлены песчаниками и карбонатными породами. Мощность меловых отложений достигает 1000—1700 м. В междуречье Веби — Шебели в основании их разреза находится 400-метровая толща серии «Главного гипса», выше располагаются терригенно-карбонатные континентальные и морские образования.

К палеогену относится мощная (более 3000 м) толща, состоящая из переслаивающихся морских, континентальных и лагунных пород различного состава, среди которых наиболее распространены песчаники, глины, пески общей мощностью до нескольких сотен метров. Среди неоген-четвертичных отложений выделяются аллювиальные, озерно-болотные, пролювиальные, эоловые и другие генетические типы накоплений. Заканчивается разрез чехла кайнозойскими эффузивами, в составе которых наиболее распространены платобазальты.

В пределах описываемого района располагаются Сомалийский и Дар-эс-Саламский артезианские бассейны.

1. Сомалийский артезианский бассейн

Внешняя область питания на севере бассейна образована восточными склонами Эфиопского нагорья, плато Хауд и горами Северного Сомали, а на юге — вулканическими горами и массивами Восточной рифтовой зоны.

Подземные воды в породах фундамента встречены в зоне их экзогенной трещиноватости и в разрывных дислокациях. Водоносность пород слабая, дебиты родников, питающихся водами докембрия, невысокие, минерализация воды в среднем 0,5 г/л, в отдельных пунктах до 1—2 г/л.Высоководоносны здесь зоны разломов. По данным А. П. Попова, одна из скважин в такой зоне имела дебит около 80—90 л/с; дебиты родников достигают 13 л/с.

Кайнозойские эффузивы, слагающие отдельные поля во внешней области питания бассейна, вследствие малой трещиноватости также слабоводоносны. Дебиты колодцев не превышают долей литра в секунду, дебиты родников изменяются от сотых долей до 3—4 л/с. Минерализация воды в колодцах 0,6—1 г/л, в источниках иногда достигает 3 г/л.

Внутренняя область питания бассейна представлена прогибами Веби-Шебели и р. Тана, сложенными юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Подземные воды в юрских отложениях встречены на плато Оддур севернее пос. Байдоа. По данным А. П. Попова, водовмещающие породы представлены известняками, достаточно высоководоносными. Дебиты скважин, пройденных до глубины 70—80 м, изменяются от 0,3 до 2,7 л/с, минерализация воды 0,7—2 г/л. Однако скважина, расположенная в 35 км западнее того же поселка, на глубине 130 м встретила воду хлоридного натриевого состава с минерализацией 30 г/л. В долинах Джубы и более мелких вади дебиты родников, приуроченных к юрским отложениям, колеблются от десятых долей до 15 л/с, минерализация воды от 0,6 до 1,5 г/л, местами до 5 г/л.

В меловых отложениях бассейна, в разрезе которых имеются гипсы, ангидриты, мергели, формируются соленые воды с минерализацией, быстро увеличивающейся по глубине. В закарстованных породах серии «Главного гипса» колодцы и неглубокие скважины вскрывают воду на глубине нескольких метров, дебиты их 0,7—3 л/с, минерализация воды достигает 3—4,5 г/л. Лишь западнее среднего течения Джубы, где меловые отложения сложены песчаниками серии Марехан, в них распространены пресные воды, залегающие на глубине 25—60 м. Дебиты скважин 1,1—2,2 л/с.

Водоносность палеогеновых отложений изучена только в верхней части их разреза. На плато Хауд в Сомали в песчаниках свиты Джесома вода залегает на глубине 50—90 м. Дебиты скважин колеблются от 0,25 до 1,4 л/с, минерализация воды 1,8—2,4 г/л. Севернее, на границе Сомали с Эфиопией, в тех же песчаниках вода вскрывается скважинами на глубине 20—100 м, дебиты их здесь 0,5—0,8 л/с, минерализация воды 0,9—2,2 г/л. Более высоководоносны песчаники в зонах разрывных нарушений.

В известняках свиты Аураду, распространенных на том же плато, вода вскрывается на небольшой глубине колодцами, дебиты их 0,5—1,5 л/с, вода пресная и слабосолоноватая. Вблизи Бендер-Бейла, по данным А. П. Попова и А. Л. Кидвей (Popov, Kidwai, 1972), пресная вода в закарстованных известняках той же свиты была встречена скважинами на глубине 730—780 м, уровень ее установился на отметке 400 м.

В долине Ногаль в эоценовой гипсоносной свите Тале вода залегает на глубине от 2 до 30 м. Она циркулирует здесь по системе карстовых трещин и пещер в пластах доломитов и известняков, однако дебиты скважин и колодцев, питающихся водами этих пород, невысокие (0,1—0,25 л/с), лишь родники, связанные с ними, имеют дебиты до 6—8 л/с. Наиболее распространенная минерализация воды 3,5—5,5 г/л, местами до 8—14 г/л.

В эоценовых гипсоносных известняках и мергелях серии Кар-Кар, выходящих на поверхность на плато Сол и в Сол-Хауде (Сомали), вода вскрывается от 2 до 35 м ниже поверхности земли. Дебиты колодцев около 0,2 л/с, минерализация воды 1,3—3 г/л и более. Воды, формирующиеся в отложениях миоцена, имеют минерализацию 1,5—2,5 г/л, которая вблизи гипсоносных прослоев повышается до 4,5 г/л. Вода в этих отложениях располагается на глубине от 1—3 до 40—60 м, дебиты скважин колеблются от 0,6 до 2,7 л/с.

Неоген-четвертичные эффузивы Аденской серии слабоводоносны, состав и минерализация заключенных в них вод пестрые, максимальная минерализация их достигает 3 г/л; дебиты родников варьируют от 0,6 до 3—4 л/с, колодцев — невысокие, но обычно возрастают при увеличении трещиноватости водовмещающих пород.

Среди осадочных неоген-четвертичных отложений водоносны аллювиально-пролювиальные и аллювиальные образования речных долин и вади, а также эоловые пески. Состав водовмещающих пород первых двух генетических типов отложений очень пестрый, поэтому формирующиеся в них грунтовые воды часто носят спорадический характер: залегают они на глубине от 1 до 20 м. Пестротой состава пород обусловлена и их весьма неравномерная водоносность. Так, дебиты родников, питающихся водами аллюво-пролювия, обычно 0,1—0,2 л/с, иногда до 3,5 л/с. Примерно такие же дебиты имеют колодцы. Минерализация воды также заметно изменяется, в сезон дождей она не превышает 0,5—1 г/л, в сухой сезон повышается до 2—3 г/л.

Эоловые пески распространены вдоль побережья Индийского океана. Вода в них вскрывается колодцами на глубине 2—3 м, иногда 6 м. По данным А. П. Попова и А. Л. Кидвея (Popov, Kidwai, 1972), дебиты колодцев 0,05—1,7 л/с, минерализация воды от 0,6 до 4,5 г/л и более. Питание этих вод осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, в связи с чем в направлении с севера на юг по мере увеличения их количества минерализация воды уменьшается.

2. Дар-эс-Саламский артезианский бассейн

Во внешней области питания, как и в Сомалийском бассейне, в описываемом бассейне подземная вода скапливается в зоне экзогенной трещиноватости пород докембрия, в разрывных дислокациях и местами в небольших депрессиях фундамента, выполненных неоген-четвертичными рыхлыми отложениями.

Мощность зоны экзогенной трещиноватости, по данным изучения ее северо-западнее г. Додома, в гранитах и гнейсах составляет в среднем 30—35 м, но на участках разрывных нарушений возрастает в несколько раз, и в целом слабая водоносность пород докембрия в таких местах существенно увеличивается. Так, дебит скважины глубиной 90 м, пройденной в кристаллической толще южнее г. Додома недалеко от зоны разлома, был равен 3,8 л/с.

В зоне экзогенной трещиноватости подземные воды чаще всего имеют свободную поверхность. Глубина залегания ее в значительной степени определяется характером увлажнения района. В условиях достаточного увлажнения грунтовые воды обычно вскрываются колодцами глубиной 5—7 м. В засушливых районах, например вблизи Кондоа, они располагаются на глубине 16,5—37,8 м, дебит пройденных здесь скважин иногда достигал 4,8 л/с. Минерализация подземных вод, формирующихся в докембрийских породах, варьирует от 0,15 до 0,85 г/л. В восточном направлении в связи с ухудшением климатических условий ухудшается и качество подземных вод. В зонах тектонических нарушений минерализация воды изменяется от 2,4 до 9,4 г/л, в отдельных разломах составляет 30 г/л.

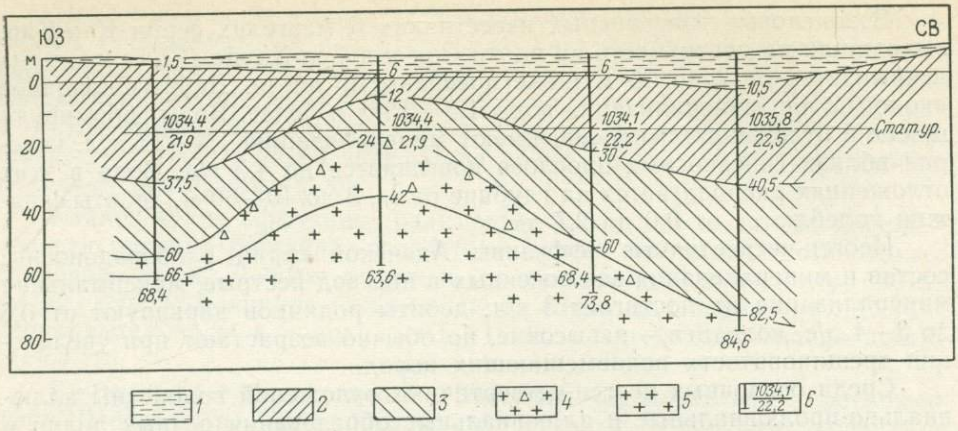


Рис. 42. Схематический гидрогеологический разрез через депрессию Макутапора, район Додома (Fawley, 1958)
1 — глины «мбуга», *2* — глины; *3* — известняки, кремнистые известняки; *4* — выветрелая зона гранитов; *5* — граниты; *6* — скважина в числителе — статический уровень подземных вод (абс. м), в знаменателе — глубина до воды (м)

Водоносность неоген-четвертичных отложений, развитых во внешней области питания, относительно хорошо изучена в небольшой депрессии Макутапора, расположенной вблизи г. Додома. Мощность указанных отложений колеблется от 25 до 90 м, представлены они глинами, известняками, силькретами и калькретами. Дебиты скважин изменяются от 1,2 до 9 л/с. Производительность водозабора, построенного на базе этих вод для водоснабжения г. Додома, достигает 21,1 л/с (рис. 42). Минерализация воды 0,76 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый (Fawley, 1958).

В другой депрессии — Бахи, выполненной глинисто-известняково-кремнистыми породами мощностью до 100 м, подземные воды встречены в прослоях туфов в калькретах или в коре выветривания докембрия. Минерализация их достигает здесь 46—81,8 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Водоносность пород слабая, дебиты четырех скважин колебались от 0,001 до 0,9 л/с.

В аллювиальных отложениях речных долин Нджомбе, Киломберо, Рваха и других, расчленяющих внешнюю область питания бассейна, формируются потоки грунтовых вод с минерализацией от 0,57 до 2 г/л.

Во внутренней области питания бассейна подземные воды связаны с отложениями системы Карру, мезозоя и неоген-четвертичного возраста.

Сведения о водоносности пород фундамента, отложений Карру и юры почти отсутствуют. Однако, учитывая особенности геологического строения района, можно предположить, что в указанных стратифицированных комплексах распространены высокоминерализованные воды и рассолы, связанные с эвапоритовыми образованиями — залежами галита, гипса и ангидрита. Мощность эвапоритовых отложений, по данным бурения в округе Мандаво, западнее г. Килва, достигает 2200 м (Kent, 1965). Они протягиваются от г. Линди на юге до г. Дар-эс-Салам на севере. Далее эвапориты из разреза системы Карру выпадают и вместо них появляются континентальные песчано-глинистые отложения. В последних встречаются как свободные, так и напорные воды от пресных до слабосолоноватых. Скважины, пройденные в песчаниках Карру в провинции Моа-Сисаи севернее г. Танга, встретили пресные напорные воды с максимальным дебитом 18,9 л/с (Dixey, 1957).

Западнее г. Килва и в долине р. Мкомази около гор Усамбара в связи с выходом на поверхность или неглубоким залеганием гипсоносных слоев байоса минерализация грунтовых вод повышается до 3—5 г/л.

В верхнеюрско-меловых отложениях, развитых между городами Танга и Морогоро, скважины средней глубиной до 230 м вскрыли пресную и солоноватую воду. Суммарный дебит 15 скважин составил 35,5 л/с. Скважина в Понгве, в 20 км юго-западнее г. Танга, встретила пресную воду в указанных отложениях на глубине 12—18 м. Дебит скважин 4,5 л/с (Pfalz, 1944).

В неоген-четвертичных отложениях, широко распространенных на площади бассейна, развиты грунтовые воды, залегающие на глубине от 5 до 12 м в междуречьях и на глубине 1—2 м в долинах. В окрестностях Дар-эс-Салама для водоснабжения используют подземные воды неогеновых отложений, уровень которых располагается на глубине 20—36 м. Воды пресные с содержанием хлора 28—30 мг/л. По мере приближения скважин к морю содержание хлора в воде и минерализация ее возрастают (Моретт, 1951). Однако наиболее широко для водоснабжения используют грунтовые воды аллювиальных отложений долин рек Вами, Руфиджи, Пангани и многих других.

Описываемый бассейн богат минеральными источниками, связанными с рифтовыми структурами и проявлениями новейшего вулканизма (Harris, 1960). Они располагаются в долинах р. Мпонде, впадающей в болота Бахи в 140 км северо-западнее г. Додома, и р. Бубу. В долине первой реки, приуроченной к опущенному блоку рифтовой структуры, выявлено 35 источников с общим дебитом 60 л/с. Типовая формула состава их воды

$$M\,2{,}99\,\frac{Cl\,62\ HCO_3\,24\ SO_4\,13}{(Na+K)\,97\ Ca\,2\ Mg\,1}\,T\,21-39^{\circ}\,C.$$

Количество газов, растворенных в воде, достигает 1 л/с, в составе их установлены (об.%): гелий 5,1—6,7; азот 90—92,3; аргон 1,2—1,5; сероводород 0—0,6; углекислота 0,5—1,8; метан 0,2—0,4; кислород 0—0,4; вода 0,8. Три скважины, пробуренные здесь, вскрыли минеральные воды в породах фундамента на глубине 39—45 м и дали суммарно 11,4 л/с воды того же химического и газового состава.

Долина р. Бубу, как и долина р. Мпонде, входит в систему рифта Грегори. Минеральные источники встречены в самой долине, а также около г. Кондоа и ст. Саранда. Среди этих источников установлены азотные гелиеносные с температурой воды от 28 до 47° С и содержанием гелия до 9% и углекислые с температурой воды до 72° С. К первой группе относятся источники Гонга (в долине р. Бубу) с дебитом 4—8 л/с и Хика (около ст. Саранда) с дебитом 2,3 л/с, ко второй — источники Маджи-е-Вета в горах Улугуру в массиве Вигу, сложенном карбонатитами. Формула состава воды этого источника

$$M\,2{,}28\,\frac{HCO_3\,71\ SO_4\,16\ Cl\,13}{Na\,69\ K\,16\ Ca\,8\ Mg\,7}.$$

Как видно из изложенного, для пород фундамента обоих бассейнов Сомали-Танзанийского района характерна слабая водоносность и минерализация подземных вод. Лишь в зонах разрывных дислокаций, сопровождающихся повышенной трещиноватостью пород, отмечаются более высокие дебиты родников и минерализация воды (8—10 г/л). Водоносность песчано-глинистых отложений системы Карру пестрая, в единичных случаях дебиты водопунктов достигают 19 л/с. Также характеризуются и юрские отложения, развитые в Сомалийском бассейне. В них в интервале от 70 до 130 м минерализация увеличивается от 0,7—2 до 30 г/л. Палеогеновые отложения слабоводоносны. Для них характерно наличие солоноватых вод в верхней части разреза и пресных на глубине 730—780 м, т. е. обратная зональность в изменении химического состава. Широко для водоснабжения используются воды четвертичных отложений, особенно аллювиальных и аллювиально-пролювиальных. Од-

нако пресных вод в районе мало, широко распространены слабосолоноватые воды. В целом наблюдается тенденция некоторого увеличения минерализации грунтовых вод с севера на юг. Район богат проявлениями минеральных вод.

II. Мозамбикский гидрогеологический район

Этот район площадью около 1,6 млн. км^2 располагается на побережье Индийского океана между 10 и 29° ю. ш. В рельефе его преобладают выровненные поверхности разновысоких плато, сильно расчлененные долинами рек и уступами, спускающимися на прибрежную равнину или во внутренние депрессии. Прибрежная низменная равнина, сравнительно узкая на севере района, к югу расширяется до 400 км и, постепенно поднимаясь от уровня моря, на западе достигает высоты 200 м.

Осадки как по площади района, так и во времени выпадают неравномерно. Наибольшее количество их отмечается на приморской равнине (более 1000 мм). На остальной территории количество осадков закономерно уменьшается в направлении от берега на запад и с северо-востока на юго-запад (от 1000 до 500 мм).

В геологическом строении района участвуют породы от докембрийских до современных четвертичных.

В составе докембрийских пород установлены кварциты, мраморы, известняки, доломиты, кристаллические сланцы, лавы, туфы, агломераты, песчаники, конгломераты, гравелиты. Широко распространены и докембрийские интрузивные образования, представленные гранитами, кварцевыми диоритами и порфирами, а также основными и ультраосновными телами.

Протерозойские отложения, распространенные в горах Ватерберге и Саутпансберг, в верховьях рек Бузи и Саби, сложены коричневыми или красными песчаниками, сланцами, кремнями, андезитами, базальтами, известняками, кварцитами. Отложения прорваны небольшими интрузиями, диабазов, сиенитов, реже щелочных гранитов.

Отложения Капской системы (силур — нижний карбон) установлены на небольшой площади в Натале и состоят в основном из песчаников свиты Столовой горы.

Широко развиты отложения системы Карру (верхний карбон — нижняя юра). Она образована весьма пестрым комплексом пород, включающим тиллиты, песчано-глинистые отложения, угли, сланцы, песчаники, мергели, гравелиты, базальты, риолиты.

Наиболее молодые породы мезозоя и кайнозоя развиты вдоль побережья. Меловые отложения представлены преимущественно известняками, песчаниками, аргиллитами, мергелями, песками. Местами в толще пород отмечаются прослои прибрежно-континентальных конгломератов с древесиной, а также вулканогенные образования, верхняя часть которых относится уже, возможно, к эоцену. Эти породы выходят на поверхность севернее Эмпангени и прерывистой полосой протягиваются на север до долины Нижней Замбези, а также встречаются на участках между средним течением р. Лимпопо и верховьями р. Саби. Погружаясь в сторону океана, меловые отложения вскрываются при бурении нефтяных скважин на больших глубинах под толщей палеоген-неогена. Последняя сложена морскими известняками эоцена, песчаниками и известняками миоцена, континентальными известняками и кварцитами. Заканчивается разрез четвертичными отложениями, среди которых установлены аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, эоловые и другие генетические типы.

На территории района выделяется ряд крупных тектонических структур. К положительным структурам относится восточная часть Трансваальского и Родезийского массивов, разделенных складчатой

системой Лимпопо, а также южное окончание Мозамбикской системы. Отрицательной структурой является Мозамбикский прогиб, протянувшийся вдоль побережья Индийского океана от Дурбана до Мозамбика.

Структурно-геоморфологические особенности района позволяют выделить на его площади два артезианских бассейна — Замбезийский и Лимпопо.

1. Замбезийский артезианский бассейн

В гидрогеологическом отношении бассейн изучен крайне неравномерно. Наиболее слабо освещена в литературе территория, расположенная к северу от среднего течения р. Замбези, бассейн р. Кафуэ и площадь, находящаяся южнее р. Рувума.

Внешняя область питания бассейна занимает бóльшую его часть, а внутренняя представлена полосой, вытянутой вдоль побережья Индийского океана, расширяющейся в долине Нижней Замбези.

Подземные воды в породах докембрия, слагающих обширные площади во внешней области питания, приурочены преимущественно к коре их выветривания мощностью от первых метров до 60—75 м, а также к зонам дробления и повышенной трещиноватости пород, сопровождающим разрывные дислокации. Воды вскрываются на глубине до 40 м, средний дебит скважин 0,8 л/с. Около 25% последних имеют дебиты 1,2—3,6 л/с, в отдельных пунктах до 4 л/с. Водоносность пород зависит от их состава, структуры, степени выветрелости, причем мощность зоны выветривания тем больше, чем древнее эрозионная поверхность (Dixey, 1957). В полосе, проходящей от г. Булавайо через г. Кве-Кве к г. Синоя, сложенной аркозами, граувакками, конгломератами и другими грубозернистыми породами, дебиты скважин составляют 3—3,8 л/с, а одной из скважин даже 18 л/с (Dennis, Hindson, 1964).

Северо-западнее и севернее г. Булавайо, в Матабелеленде, в наиболее засушливых районах Родезии, граниты и гнейсы докембрия слабовыветрелы, вследствие чего обладают и невысокой водоносностью. Дебиты скважин 0,1—1,6 л/с. В течение нескольких засушливых месяцев происходит быстрая сработка ресурсов и воды для питья не хватает. Восточнее Булавайо мощность коры выветривания несколько увеличивается, но водоносность пород фундамента остается слабой и пестрой. Так, дебиты скважин глубиной 30—40 м не превышали 0,6 л/с, а в отдельных случаях водоприток в них вообще отсутствовал (Dixey, 1951).

В поле развития зеленокаменных сланцев и железистых кварцитов подземные воды обычно залегают на глубине 21—40 м. Водоносность этих пород также невысокая, дебиты скважин колеблются от 0,1 до 1 л/с. Наблюдения, проведенные при шахтных работах показали, что в целом в коре выветривания архейско-претерозойских пород в вертикальном разрезе имеются три зоны водонасыщения, заключенные в интервалах 3—18, 30—40 и 70—90 м, причем обычно глубже 90 м, за исключением зон тектонических нарушений, подземные воды не встречаются (Dixey, 1951).

На севере, в бассейне р. Кафуэ, широко развиты протерозойские кварциты, метаморфические сланцы, известняки, доломиты, конгломераты и песчаники серии Нижний Роан, прорванные интрузиями Катангского медного пояса. Подземные воды в этих породах залегают на глубине 30—180 м. Здесь на рудниках, расположенных в полосе Китве-Нкана — Чингола, наблюдались наиболее высокие водопритоки в шахты. В трех из них суммарный водоотлив достигает 150 тыс. м^3/сут, или в среднем 50 тыс. м^3/сут, а в Конкола — 340 тыс. м^3/сут (Кулик, 1971; Rijken, Clutten, 1972).

В доломитах и известняках верхнего рифея — венда широко развиты процессы карстообразования, выражающиеся многочисленными

провалами поверхности земли. Уровень воды располагается на глубине 1,2—1,6 м. Воды этих пород широко используют для водоснабжения городов и крупных поселков. В частности, на базе ресурсов этих вод основано водоснабжение пос. Кабве (Брокен-Хилл) и г. Лусаки. В последнем удельные дебиты скважин достигают 11 л/с. Пос. Кабве в зависимости от сезона года забирает от 350 до 700 л/с воды при залегании ее на глубине 60—70 м. О минерализации и химическом составе воды данные отсутствуют, но, очевидно, вода эта слабоминерализованная (пресная).

На крайнем западе внешней области питания на отдельных участках распространены палеоген-неогеновые отложения системы Калахари. Водовмещающие породы представлены песками, дебиты скважин достигают 24 л/с.

В нескольких местах в долине р. Замбези и ее притоков отмечаются участки развития мощного древнего и современного аллювия. Расход потока грунтовых вод, сформировавшегося в песках древнего аллювия, составляет 3,4 м³/сут на 1 м сечения, а в песках современного аллювия — 16 м³/сут (Dennis, Hindson, 1964).

К тектоническим нарушениям в докембрийском фундаменте приурочены выходы азотных термальных минеральных источников. Температура воды некоторых из них превышает 50° С, минерализация 0,3—1,9 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриевый или гидрокарбонатный натриевый (Reeve, 1969).

Сведения о подземных водах докарруских отложений отсутствуют. Карруские отложения выполняют три грабена — Луангва, среднего течения Замбези и Замбези — Шире, по существу образующих отдельные артезианские бассейны более высокого порядка, в совокупности составляющие внутреннюю область питания описываемого бассейна.

Грабен Луангва выполнен каррускими отложениями мощностью до 2000 м. По данным Ф. Дикси (Dixey, 1951), водоносными здесь могут быть конгломераты и песчаники свиты Экка, а также песчаники свиты Стормберг. Аргиллиты свиты Бофорт и мергели средней части свиты Стормберг служат водоупорами. Средние дебиты скважин 1—1,5 л/с. Данные о химическом составе воды отсутствуют, однако, если судить по проявлениям термальных вод, выходы которых известны в нескольких пунктах бассейна, глубокие воды являются термальными, в верхней части пресными, а в глубоких горизонтах более минерализованными.

Второй малый артезианский бассейн протягивается от линии Ливингстон — Уанки на западе до устья р. Кафуэ на востоке. Он сложен отложениями системы Карру, среди которых водоносны песчаники, сланцы и угли свит Двайка и Экка, песчано-гравелистые образования свиты Стормберг и базальты Батока, развитые в окрестностях Ливингстона.

Скважины в районе Уми-Каонга к северо-востоку от Гокве вскрыли подземную воду в песчаниках, сланцах и прослоях углей свиты Экка на глубине 67, 115, 183 и 280 м. Дебиты скважин 1—1,3 л/с, температура воды 26,8—37,8° С, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, минерализация слабая.

Пресные воды встречены скважинами также в отложениях свиты Стромберг в Западном Матабелеленде. Здесь они залегают на глубине 45—75 м, водоносность пород слабая, дебиты скважин 0,1—0,4 л/с, местами, около Гваи, до 0,7 л/с.

Южнее водохранилища Кариба отложения системы Карру характеризуются пестрой водоносностью. Так, около Себунгве пески, алевролиты и песчаники свит Экка и Бофорт слабоводоносны, причем воды чаще всего минерализованные, с глубиной переходящие в рассолы. В то же время аркозовые и разнозернистые песчаники свиты Стормберг, распространенные северо-западнее Булавайо, содержат пресные воды и

отличаются высокой водоносностью. Дебиты скважин достигают 19 л/с (Dennis, Hindson, 1964).

В самой долине р. Замбези и в приустьевых частях впадающих в нее правых притоков (от Шангани до Умнати), в настоящее время занятых водохранилищем Кариба, отмечались многочисленные выходы термальных минеральных источников, приуроченных к зоне тектонического нарушения, проходящей в отложениях системы Карру. Температура воды изменяется от 64,4 до 96,7° С, а дебиты отдельных групп источников — от 30 до 100 л/с (Bond, 1953). По газовому составу вода азотная, а по химическому — хлоридно-гидрокарбонатная натриево-магниевая с минерализацией 0,67—1,2 г/л.

В отложениях системы Карру, слагающих грабен среднего течения Замбези (угольный район Тете-Мватузе), водоносны песчаники и угли, образующие прослои в толще алевролитов и аргиллитов. Вода напорная, вскрывается на глубине 75—80 м, водоносность пород высокая, отмечается увеличение минерализации воды вниз по разрезу.

Юрские лавы, развитые в долинах Гваи и Замбези от Ливингстона на западе до Тете-Мватузе на востоке, слабоводоносны. Дебиты скважин средней глубиной около 40 м изменяются от сотых и десятых долей литра в секунду до 1 л/с. Вода залегает на глубине в среднем 27 м и, как правило, образует линзы, приуроченные к прослоям разрушенного материала, находящегося между лавовыми потоками, или связанные с открытой сетью трещин в последних.

Побережье океана, включающее низовья долин Замбези, Шире, а также других более мелких рек, в структурном плане совпадает с Мозамбикским периокеаническим прогибом. Последний выполнен 3—5-километровой толщей осадочных образований от Карру до четвертичного возраста включительно.

Сведения о подземных водах глубоких горизонтов прогиба отсутствуют. Грунтовые воды приурочены к меловым, палеоген-неогеновым и четвертичным отложениям. Вследствие неглубокого залегания от поверхности и высокого испарения грунтовые воды здесь высокоминерализованы и совершенно не пригодны для питья. В округах Газа, Маника и Софала (междуречье Замбези и Сави) прослеженная глубина таких вод достигает 150 м. Вместе с тем на отдельных участках на глубине около 100 м под солеными водами были вскрыты пресные. Иногда пресные воды встречаются в прибрежных отложениях, в которых образуют линзы, располагающиеся на неоген-четвертичных глинах или диатомитах.

Значительные ресурсы пресных грунтовых вод содержатся в аллювиальных отложениях низовий р. Замбези. По данным П. Э. Денниса и Л. Л. Хиндсона (Dennis, Hindson, 1964), расход потока этих вод на 1 м его сечения достигает 200 м^3/сут.

2. Артезианский бассейн Лимпопо

Этот бассейн расположен южнее Замбезийского и, как и последний, характеризуется преобладанием размеров внешней области питания над внутренней.

В разрезе докембрийских отложений, участвующих в геологическом строении внешней области питания, отмечается весь комплекс пород, который установлен и во внешней области питания Замбезийского бассейна. Вода в указанных породах формируется в коре выветривания и в рассекающих их зонах разрывных дислокаций. Мощность первой в зависимости от состава пород, микроклимата и других природных факторов изменяется от 60 до 80 м, иногда составляет 100 м, но в зонах нарушений достигает, по-видимому, 150—200 м. Некоторое пред-

ТАБЛИЦА 23

ДАННЫЕ О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ЮЖНОЙ АФРИКИ

Район	Количество скважин	Средняя глубина, м	Средняя глубина до воды, м	Средняя глубина статического уровня, м	Дебит, л/с	Количество безводных скважин
			Граниты			
Претория — Йоханнесбург	62	39	21	11	1	14
Северный Трансвааль	497	46,8	33,6	23,1	1,13	25
Рюстенбург	130	60,3	51	39,9	0,9	50
			Кристаллические сланцы			
Претория — Йоханнесбург	15	39	25,5	9,6	2,5	0
Северный Трансвааль	30	—	—	—	0,5—1	15

ставление о подземных водах докембрия бассейна дает табл. 23 (по Dixey, 1951).

Как видно из табл. 23, глубины скважин всюду не превышают мощности зоны коры выветривания. Вода в зависимости от рельефа вскрывается на глубине от 21 до 51 м и обладает, как правило, небольшим напором, о чем свидетельствуют средние статические уровни ее, установившиеся выше средних глубин появления воды. Водоносность пород пестрая. На это указывают и наличие безводных скважин (в отдельных случаях достигающее 50%), и разнообразие их дебитов. В целом эти данные характеризуют граниты и кристаллические сланцы докембрия как слабоводоносные образования. Самые высокие дебиты скважин отмечены в районе Эшове и Фрейхейда — 3—4,8 л/с (Wyk, 1963). Наиболее распространенная минерализация воды 0,07—0,26 г/л, местами до 1,2—6,6 г/л. Например, в Крюгеровском национальном парке в долине р. Летаба минерализация воды в породах докембрия составляет 1,4 г/л, а в горах Саутпансберг достигает 6,6 г/л. Состав маломинерализованных вод гидрокарбонатный натриево-кальциевый, иногда с кремнекислотой — от 20 до 40 мг/л, состав солоноватых вод гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый и хлоридный магниево-кальциевый. Воды последнего типа распространены локально и генезис их недостаточно ясен (White e. a., 1963).

К зонам разрывных дислокаций в архейских гранитах приурочены выходы минеральных источников. Среди них расположенные восточнее Храскопа широко известные источники Натал-Спа, источники, находящиеся в долине р. Тугела и др. Все они относятся к азотным термам, температура воды от 27 до 50° С, минерализация до 0,5 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Дебиты источников различные, например источника Натал-Спа 3,5 л/с (Temperly, 1964).

Относительно хорошо изучены подземные воды, сформировавшиеся в коре выветривания кристаллических пород Бушвельдского интрузивного комплекса в Центральном Трансваале. Как отмечалось выше, в нем в свою очередь выделяются два комплекса: нижний — основных и ультраосновных пород и верхний — гранитный с ассоциирующими с ним фельзитами; к северу от Рюстенбурга имеется послеватербергский щелочной комплекс (группа Пилансберг) — сиениты, трахиты и их эффузивные аналоги. Для этой большой группы пород характерно высокое содержание богатых натрием минералов и широкое распространение акцессорного флюорита, оказавших большое влияние на формирование химического состава подземных вод. Мощность зоны экзоген-

ТАБЛИЦА 24

ДАННЫЕ О ВОДОНОСНОСТИ БУШВЕЛЬДСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Пункт	Средняя глубина скважины, м	Средний дебит, л/с	% скважин, встретивших воду
Претория	39	0,72	62
Бритс	27	0,6	63
Рюстенбург	30	1,1	100
Марико	40	0,65	45
Миддельбург	40	1,04	63
Потгитерсрюс	39	0,88	42

ной трещиноватости в гранитах в среднем около 60 м. Данные о их водоносности по отдельным районам Трансвааля приведены в табл. 24 (Bond, 1946).

Как видно из табл. 24, и в этих породах глубина скважин несколько меньше установленной мощности зоны экзогенной трещиноватости. Трещины в породах распространены неравномерно, что и определяет относительно большой процент скважин, оказавшихся практически безводными. Наиболее удачным было бурение в Рюстенбурге, где все скважины обнаружили воду, однако водоносность гранитов в целом оказалась невысокой. Минерализация воды колеблется от 0,15 до 0,38 г/л, в отдельных пунктах снижается до 0,04 г/л, содержание кремнекислоты в ней варьирует от 25 до 68 мг/л, фтора — от 0,1 до 6 мг/л, состав гидрокрабонатный и гидрокрабонатно-хлоридный натриевый.

В щелочных породах группы Пилансберг минерализация воды не превышает 0,28 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный натриевый. Эта вода также характеризуется высоким содержанием фтора, в отдельных пунктах достигающим 35,1 мг/л при общей минерализации ее 0,98 г/л.

С зонами разломов в гранитах связаны выходы термальных азотных источников. Наиболее известен источник Вармбад, на базе которого построен одноименный курорт. Дебит источника 8,4 л/с, минерализация воды 0,41 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, температура 51,9° С, фтор в воде содержится в количестве 11 мг/л.

В 40 км севернее Претории среди бушвельдских гранитов расположена кальдера послекарруского вулкана, выполненная илами с троной и засоленными глинами мощностью около 70 м. В ней установлены хлоридно-гидрокарбонантые натриевые рассолы с минерализацией до 126 г/л. Дж. Бонд (Bond, 1946) объясняет происхождение их концентрированием подземных вод, а А. Дю-Тойт (1957) — вулканической деятельностью.

Связь химического состава подземных вод с вмещающими их породами хорошо прослеживается и на примере основных и ультраосновных пород Бушвельдского комплекса. Водоносность этих пород относительно высокая, средние дебиты скважин 1,3—2,5 л/с. Минерализация воды в неглубоких скважинах обычно не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный магниевый и гидрокарбонатно-хлоридный магниево-натриево-кальциевый с содержанием кремнекислоты до 70 мг/л, однако в местах глубокого залегания этих пород, перекрытых отложениями системы Карру, в частности тиллитами Двайка, отмечается повышение минерализации воды.

В золотоносных конгломератах и метаморфических сланцах Витватерсрандской системы, пользующейся ограниченным распространением во внешней области питания бассейна, развиты гидрокарбонат-

ТАБЛИЦА 25

ДАННЫЕ О ВОДОНОСНОСТИ ПОРОД ТРАНСВААЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ

Пункт или округ	Средний дебит, л/с	Средняя глубина до воды, м	Минерализация воды, г/л	% скважин, встретивших воду
Претория	2	25	0,3—0,4	83
Южный Рюстенбург	1,7	23	0,4	70
Северный Рюстенбург	1,1	30	0,3—0,6	50

ные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,11 г/л. Водоносность пород, по-видимому, невысокая.

В Трансваальской системе протерозоя, широко развитой на территории Трансвааля, выделяются подземные воды Доломитовой свиты и свиты Претория. Водовмещающие породы первой свиты представлены трещиноватыми и кавернозными доломитами и известняками, перекрытыми мощной корой выветривания, сцементированной окислами железа и марганца. Помимо каверн, в этих породах отмечаются многочисленные пещеры, каналы, провалы и воронки, во многих из которых возникли озера. Все крупные родники Трансвааля, связанные с Доломитовой свитой, дают, как правило, начало рекам. Некоторые данные о подземных водах свиты приведены в табл. 25 (Bond, 1946).

Из табл. 25 видно, что в указанных районах вода в Доломитовой свите вскрывается на близких глубинах, обладает слабой минерализацией и, по-видимому, гидрокарбонатным магниево-кальциевым или кальциево-магниевым составом. Водоносность пород достаточно пестрая о чем свидетельствует относительно высокий процент безводных скважин, особенно в Северном Рюстенбурге.

Свита Претория сложена главным образом кварцитами и метаморфическими сланцами, во многих местах она интрудирована дайками и силлами диабазов. Подземные воды накапливаются в коре выветривания этих пород. Дебиты скважин при глубине от 20 до 35 м колеблются от 0,8 до 2,1 л/с. Наиболее водоносны приконтактовые участки интрузивных тел с вмещающими их породами, где последние отличаются наибольшей трещиноватостью. На одном из участков, расположенном около Нелспрёйта в долине р. Крокодиловой, притока р. Комати, в породах описываемой свиты было пробурено 28 скважин (рис. 43) (Kent e. a., 1966). Глубина скважин колеблется от 12 до 81 м, а дебиты — от 0,13 до 6 л/с. Максимальные дебиты характерны для приконтактовых зон, минимальные — для коры выветривания. В сланцах уровень воды устанавливается на глубине от 6,9 до 20 м, в дайковых телах — от 1,2 до 24 м. Минерализация воды 0,1—0,4 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый и магниево-кальциевый.

С зонами многочисленных разрывных нарушений связаны проявления азотных термальных вод. По составу они гидрокарбонатно-хлоридные натриевые или натриево-кальциево-магниевые с содержанием до 5 мг/л фтора, температура их изменяется от 21 до 27,7° С.

Отложения среднего протерозоя (система Ватерберг) широко распространены в горах Ватерберге, Саутпансберг и в среднем течении р. Сави. Водовмещающие породы их представлены кварцитами, песчаниками, конгломератами и миндалекаменными базальтами. Водоносность пород слабая, дебиты скважин 0,6—1,3 г/л. Минерализация воды 0,1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый с высоким содержанием кремнезема и железа.

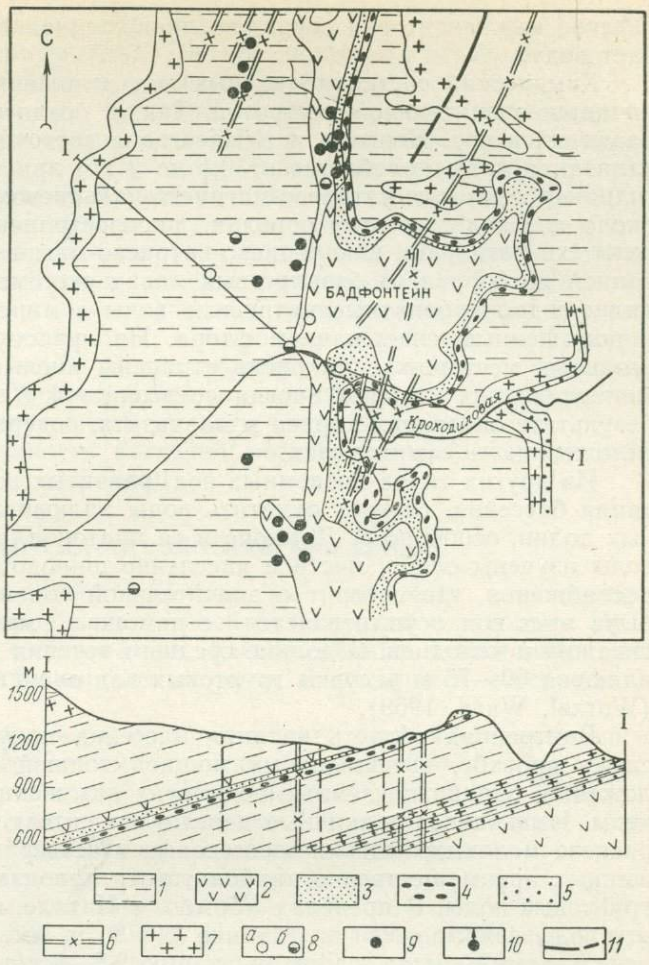


Рис. 43. Геологическая карта бассейна Бадфонтейн (к югу от Лейденбурга) и разрез по линии I—I (Kent a. o., 1966)

Породы свиты Претория (верхний докембрий): *1* — сланцы; *2* — лавы; *3* — туфы; *4* — агломераты; *5* — кварциты; *6* — дайки диабазов; *7* — покровы диабазов; *8* — родники; *9* — скважины; *10* — артезианская скважина; *11* — тектонические нарушения

На юге бассейна в Натале на небольшой площади известны отложения Капской системы, относящиеся к верхнему силуру — нижнему карбону, представленные кварцитами и песчаниками свиты Столовой горы. Эти породы питают здесь многочисленные родники, кроме того воды их вскрываются большим числом мелких скважин, построенных для водоснабжения сельского хозяйства. Водоносность пород невысокая, минерализация воды слабая — от 0,1 г/л вдали от побережья до 0,3—0,4 г/л на побережье.

В этом же районе развиты и отложения системы Карру. Наиболее водоносны в их разрезе песчаники и выветрелые сланцы, а также повышенно трещиноватые зоны даек и силл диабазов. Значительные скопления подземных вод отмечаются в интервале 15—30 м от поверхности земли, хотя мощность коры выветривания в породах в среднем составляет около 60 м. Водоносность пород слабая; дебиты скважин обычно не превышают 1 л/с, редко достигают 3,6 л/с. Многочисленные родники, выходящие из этих пород, также малодебитны. Режим их зависит от режима выпадения осадков, в сухой сезон деятельность большинства их прекращается (Wyk, 1963). В базальтах, риолитах, туфах и агломератах серии Стормберг в зоне выветривания формируются, как правило, не связанные друг с другом линзы грунтовых вод, располагающиеся на различных уровнях от поверхности земли. Их широко используют для водоснабжения и ирригации. Добыча воды осуществляется при помощи тысяч мелких скважин, имеющих дебиты около 1 л/с.

Обычно каждая вторая скважина, пробуренная в этих породах, вскрывает воду.

Химический состав подземных вод отложений системы Карру отличается значительной пестротой. Так, в осадочных породах системы, развитых в пос. Нонгома и в Нксогване восточнее г. Фрейхейд, минерализация воды колеблется от 0,1 до 2 г/л при неизменном хлоридно-гидрокарбонатном натриево-магниево-кальциевом составе. Западнее, около г. Данди, в этих породах распространены гидрокарбонатные натриево-магниевые и кальциево-натриево-магниевые воды с минерализацией до 0,2 г/л. В базальтовых лавах системы формировались хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,2—1 г/л и повышенным содержанием фтора. На участках разрабатываемых угольных месторождений распространены кислые сульфатные воды, минерализация которых иногда превышает 4 г/л. Они образовались в результате окисления пирита и марказита, содержащихся в угленосных отложениях и самих углях.

Из других типов подземных вод, развитых во внешней области питания бассейна, следует отметить воды аллювиальных отложений речных долин, особенно р. Лимпопо и ее притоков, р. Сави и др. Хотя эти воды изучены слабо, местное население широко использует их для водоснабжения, что говорит о значительной водоносности аллювия. Добыча этих вод осуществляется с помощью многочисленных мелких скважин и колодцев. В долине среднего течения р. Сави при мощности аллювия 60—75 м ресурсы грунтовых вод оцениваются в 136,3 млн. м^3 (Wurzel, Ward, 1969).

Внутренняя область питания бассейна приурочена к Мозамбикскому прогибу, выполненному мощной толщей мезо-кайнозойских отложений, однако подземные воды этих отложений практически не изучены. Имеющиеся единичные данные показывают, что в верхней части разреза меловых, неоген-палеогеновых и четвертичных отложений, сложенных преимущественно карбонатными породами и песками, развиты грунтовые воды. В пределах Убомбо, в Натале, в меловых отложениях эти воды вскрываются на глубине 24—30 м, имеют хлоридный натриево-магниевый состав и минерализацию 2,5—6 г/л (Wyk, 1963). Скважины вдоль железной дороги западнее Лоренсу-Маркиш получают воду из тех же отложений с минерализацией 0,7—2,4 г/л, их дебиты 0,5—1,5 л/с (Dennis, Hindson, 1964). Солоноватые и соленые воды, используемые лишь для водопоя скота, распространены в палеоген-неогеновых и четвертичных отложениях. Добывают их при помощи шахтных колодцев и редких буровых скважин. Несомненно, эти воды, располагающиеся близко от поверхности земли, сформировались под влиянием испарительной концентрации. Не исключено, что под ними распространены пресные воды, которые уже на более значительных глубинах становятся солоноватыми, а затем солеными и рассолами, формируя нормальный (прямой) тип зональности в изменении химического состава.

Из изложенного видно, что основные ресурсы пресных подземных вод бассейна Лимпопо формируются во внешней области питания. Их широко используют для всех видов водоснабжения и ирригации. С целью добычи их здесь построено большое число шахтных колодцев и неглубоких буровых скважин. Анализ данных по этим водопунктам показывает, что из всех пород, слагающих внешнюю область питания бассейна, наиболее водоносны известняки и доломиты, особенно закарстованные их разности, питающие мощные родники, дающие начало рекам. Водоносность остальных пород в большинстве случаев слабая. Лишь в зонах разрывных дислокаций наблюдается некоторое повышение ее. Воды на большей части площади слабоминерализованные, пригодные для питьевого водоснабжения, за исключением участков, где отмечается высокое содержание в них фтора. Бассейн богат проявле-

ниями азотных термальных вод. Выходы их, как правило, связаны с зонами разрывных дислокаций. Дебиты некоторых источников достаточно высокие, и на базе их построены курорты.

Питание подземных вод бассейна осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и, возможно, влаги, конденсирующейся из воздуха, а также потерь поверхностного стока. Это находит отражение в уровенном режиме подземных вод, изменении их химического состава, дебитов водопунктов, температуры воды и т. п.

Региональной областью разгрузки подземных вод бассейна является Индийский океан. Внутри бассейна разгрузка их происходит с помощью многочисленной гидрографической сети, зон разрывных дислокаций и путем эвапотранспирации. Последняя особенно эффективна там, где уровень подземных вод располагается неглубоко от поверхности. В таких условиях формируются солоноватые и соленые подземные воды (например, во внутренней области питания бассейна).

В целом обеспеченность бассейна ресурсами пресных подземных вод, очевидно, вполне достаточная.

III. Мадагаскарский гидрогеологический район

Этот район площадью около 0,45 млн. км^2 включает одноименный остров, небольшие прибрежные острова Мозамбикского пролива Нуси-Бе, Нуси-Лава и др., о. Сент-Мари, расположенный у восточного побережья материка, и Коморские острова, находящиеся северо-западнее Мадагаскара.

Около двух третей поверхности последнего занимают возвышенные плато и нагорья с абсолютными отметками свыше 500 м. Лишь узкая прибрежная полоса на востоке и низменности Мурундава и Мадзунга на западе располагаются на высоте ниже 400 м над уровнем моря. Главный водораздел Мадагаскара сдвинут к востоку, где протягивается цепь гор с абсолютными отметками часто более 2000 м. К востоку эти горы круто спускаются двумя уступами: Ангава от 1200 до 800 м и Бетси-Мисарака от 800 до 100 м. На западе горы также снижаются рядом уступов, отделенных друг от друга хорошо выраженными гребнями. Рельеф острова осложнен конусами вулканов и лавовых полей, особенно обширных в горах Амбр, Анкаратра, Ивакуани (Вохимейнти). Восточное побережье — низменная равнина шириной 10—20 км, постепенно понижающаяся к океану, западное побережье представляет собой широкую полосу холмистых равнин.

Район характеризуется исключительным обилием атмосферных осадков, особенно на севере острова, где количество их достигает 3000 мм и более. По направлению на юго-запад количество осадков медленно, но закономерно уменьшается и на самом юге острова (вблизи г. Тулеар) составляет около 400 мм. В связи с этим район отличается и хорошо развитой гидрографической сетью. Наиболее крупной рекой восточного побережья является Мангуру, западного — реки Унилаки, Мангуки, Нирибихива, Бецибука и др.

Мадагаскар — это огромная глыба фундамента, сложенная преимущественно породами докембрия. В составе последних, как и в других районах материка, установлены гнейсы, гранулиты, кварциты, мраморы, чарнокиты, мигматиты, сланцы, амфиболиты, граниты. Выше располагаются отложения системы Карру (верхний карбон — средняя юра), сложенные тиллитами, угленосными песчано-глинистыми образованиями, сланцами, конгломератами, известняками, песчаниками как морского, так и континентального генезиса. Отложения верхней юры — мела представлены известняками, мергелями, редко гипсами, песчаниками, аргиллитами, мелом, покровами базальтов. В разрезе палеоген-неогена установлены песчаники, известняки, мергели, песчано-глини-

стые отложения. В составе четвертичных отложений по генезису выделяются элювиальные и элювиально-колювиальные образования, преимущественно железисто-алюминиевые латеритные коры; широко распространены аллювиальные, озерно-аллювиальные и дельтово-аллювиальные песчано-глинистые отложения, вблизи океана некоторое распространение получили морские известняки и мергели. Наконец, существенная роль в составе четвертичных образований принадлежит вулканогенным породам, в основном базальтам.

Мадагаскарская глыба фундамента отделилась от континента не ранее конца палеозоя. Докембрийские структуры выходят на поверхность в центральной и восточной частях острова, на востоке по крупному разлому контактируя прямо с океанической корой Индийского океана (Хаин, 1971). Образование Мозамбикского прогиба относится к пермскому времени, когда началось его устойчивое погружение, продолжающееся до сих пор, при одновременном поднятии острова. Внешние очертания последнего контролируются субмеридиональными разломами, они же обусловливают и внутреннюю структуру острова, имеющего благодаря этому блоковое строение. Совокупность приподнятых и опущенных блоков определяет гидрогеологическую структуру острова, в пределах которого выделены три артезианских бассейна: Восточный, Мурундавский и Мадзунгский.

Однако в связи с широким использованием поверхностных вод подземные воды изучены слабо и характеристика их дается не применительно к названным бассейнам, а по водоносным комплексам в целом по району, преимущественно по обширной сводке Р. Безери (Besairie, 1959), а также некоторым более поздним публикациям.

Основными водоносными комплексами района являются докембрийский, верхнекарбоново-нижнепермский, верхнетриасовый — нижнеюрский, верхнеюрский — нижнемеловой, верхнемеловой, палеоген-неогеновый и четвертичный.

Докембрийский водоносный комплекс широко распространен в горном обрамлении острова. В коре выветривания составляющих его пород формируются, по-видимому, слабоминерализованные (ультрапресные) грунтовые воды. Вследствие интенсивного физического и химического разрушения пород, происходящего под влиянием теплого и влажного климата, и высокой глинизации коры выветривания водоносность пород слабая. Выпадающие во внешних областях питания бассейнов атмосферные осадки расходуются главным образом на поверхностный сток, а инфильтрация в грунт является ничтожной. То же, очевидно, можно сказать и о подземных водах четвертичных (частично плиоценовых) базальтов, локально развитых в горах Мадагаскара, но, как и воды докембрийских отложений, практически не изученных. В аллювиальных отложениях речных долин, расчленяющих горы, распространены грунтовые воды. Они также имеют очень слабую минерализацию и, залегая местами очень близко от поверхности земли, обусловливают заболоченность ряда участков. Водоносность аллювия высокая, удельные дебиты колодцев и скважин достигают 1,5—6 л/с („Ground water in Africa", 1973).

Широко распространены во внешних областях питания бассейнов, как уже отмечалось, разрывные дислокации, определившие блоковую структуру острова. С этими дислокациями связаны многочисленные проявления минеральных, в основном термальных, вод. На крайнем севере острова выделяется группа источников Андавакейра, приуроченных к серии разломов, проходящих в породах фундамента. Температура воды 60—75° С, минерализация 1—1,4 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый. Большая группа минеральных источников с температурой воды 40—70° С находится в разломах массива Царатанана. Минерализация воды 0,87—2,27 г/л, состав гидрокарбонатно-

сульфатный натриево-кальциевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. В окрестностях Анцирабе на поверхность выходят углекислые минеральные источники с температурой воды до 51° С и минерализацией до 4,5 г/л, по составу гидрокарбонатные натриевые. С разломами в докембрийском водоносном комплексе связаны сероводородные источники Ранумафана у Намуруна. Минерализация воды их 0,2 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, температура 40—47,5° С. Дебиты источников колеблются от долей литра до 6 л /с, в отдельных случаях достигают 40 л/с, свидетельствуя о высокой водоносности зон разрывных дислокаций.

К четвертичным базальтам приурочены выходы минеральных источников массива Амбр на севере острова. Температура воды колеблется от 24 до 30° С, состав гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый, а также хлоридный натриевый, минерализация от 1 до 6,05 г/л, в составе газов некоторых источников преобладает углекислота. Углекислые горячие источники с температурой воды 65° С, выходящие из базальтов, находятся вблизи г. Диего-Суарес. Состав воды гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, минерализация до 2,5 г/л. Большое число источников, связанных с четвертичными эффузивами, находится в окрестностях оз. Итаси. Температура воды их изменяется от 21 до 63° С. По составу она гидрокарбонатная или гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая, углекислая, железистая, в некоторых источниках радиоактивная. Минерализация от 0,2 до 4,7 г/л, средний дебит источников не превышает 1 л/с, отдельных достигает 42 л/с.

В некоторых долинах, проложивших себе путь по зонам тектонических нарушений, также установлены выходы термальных вод, пробивающихся через речной аллювий.

Во внутренних областях питания артезианских бассейнов западного побережья Мадагаскара фундамент бассейна резко погружается на глубину 2—3 км, а на самом побережье до 6—7 км. На восточном побережье, как отмечалось выше, по глубинному разлому происходит смена континентальной коры океанической. Данные о водоносности пород фундамента отсутствуют.

Наиболее древний водоносный комплекс, по которому имеются сведения о подземных водах, верхнекарбоново-нижнепермский. Водовмещающие породы его представлены тиллитами, сланцами, конгломератами, известняками, песчаниками. Водоносность пород пестрая, воды часто напорные с минерализацией преимущественно до 1 г/л, гидрокарбонатно-хлоридного натриево-кальциевого состава. Подобные воды формируются и в других стратифицированных комплексах, входящих в состав системы Карру.

Наряду с пресными водами главным образом к зонам разломов, проходящих в породах этой системы, приурочены многочисленные проявления минеральных вод. Например, с песчаниками и аргиллитами верхнего карбона — нижней перми связаны минеральные термальные источники Кисупа, находящиеся восток-юго-восточнее Малаимбанди в долине р. Сакени. Температура воды 30—40° С, минерализация не более 0,5 г/л. Южнее указанного пункта расположены минеральные источники Анцира, выходящие на поверхность из песчаников и сланцев верхней перми — среднего триаса. Температура воды такая же, как и у источников Кисупа, но минерализация ее здесь более высокая (0,8—2,1 г/л).

Водоносные песчаники верхнего триаса — нижней юры вскрыты в г. Самбирану на севере Мадагаскара. Дебит скважины составил 8 л/с. В бассейне Бецибука вода в тех же песчаниках встречена на глубине 30 м, уровень ее установился на глубине 7,6 м, дебит скважины 2,5 л/с, вода ультрапресная. Напорные воды в битуминозных песчани-

ТАБЛИЦА 26

ДАННЫЕ ОПРОБОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА ПО СКВАЖИНЕ В МАНЕНРЕ, ПРОВИНЦИЯ ТУЛЕАР

Горизонт	Глубина залегания, м	Напор, м	Дебит, л/с	Минерализация, г/л по NaCl	Температура воды, °С
I	428	+22	10,0	0,3	37
II	469	+20	13,3	—	42
III	572	—	40,0	0,5	44
IV	1000—1300	—	—	0,4	—

ках верхнего триаса — нижней юры установлены еще в бассейне р. Манамбулу вблизи г. Фулакара. Они залегают здесь на глубине 401,412 и 448 м, пьезометрические уровни их установились на глубине соответственно 140, 70 и 40 м. Вода сульфатная с запахом сероводорода, минерализация 1,27—2,13 г/л. Скважина, пройденная в окрестностях Бетиуки, встретила в песчаниках этого же возраста два водоносных горизонта: на глубине 90 м (приток 2,15 л/с) и на глубине 168 м (приток достигал 202 л/с). Вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,12—0,14 г/л.

Приведенные, хотя и немногочисленные, данные позволяют заключить, что в песчаниках верхнего триаса — нижней юры, очевидно, имеется несколько напорных водоносных горизонтов, вода которых различается как по составу, так и по напорам. Глубина залегания их на западе острова увеличивается с севера на юг и от его центра к побережью, а напоры — по мере возрастания глубины.

К зонам разломов, проходящих в отложениях верхнего триаса — нижней юры, вблизи г. Анкилизату приурочены многочисленные минеральные термальные углекислые источники. Температура воды их до 64—67° С, минерализация от 0,3 до 1,5 г/л, состав сульфатно-хлоридный кальциево-магниевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриево-магниевый, дебит источников до 2—3 л/с.

В Восточном артезианском бассейне в отложениях верхнего триаса — нижней юры водоносный комплекс отсутствует.

Водовмещающие породы верхнеюрско-нижнемелового водоносного комплекса представлены песчаниками, известняками и вулканогенными породами, а водоупорные — аргиллитами, глинами и мергелями. В провинции Тулеар на юге острова скважина в Маненре в этом комплексе встретила несколько водоносных горизонтов, данные о которых приведены в табл. 26.

Как видно из табл. 26, в этой скважине с глубиной одновременно увеличиваются водоносность пород, минерализация и температура подземных вод.

Воды верхнеюрско-нижнемеловых отложений в ряде районов Западного Мадагаскара питают родники. Так, в провинции Мурундава северо-западнее г. Мандаба известен родник, приуроченный к разлому, проходящему в песчаниках и известняках. Дебит его 0,8 л/с, минерализация воды 1,55 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Восходящие родники, выходящие из песчаников комплекса, отмечаются на северо-западе острова вблизи г. Мадзунги. Дебиты их колеблются от 60 до 125 л/с, состав воды хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, минерализация 0,6 г/л, температура 30° С. Подобные родники имеются и в других районах Мадагаскара.

Воды верхнемелового комплекса вскрыты скважинами во многих пунктах по всему западному побережью острова. Водовмещающие породы представлены песчаниками и известняками, местами базальтами. Минерализация воды родников в провинции Мадзунга, связанных с пес-

чаниками, 0,44 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный магниево-кальциево-натриевый. Скважина вблизи г. Марувуай встретила напорные воды с температурой 31° С в песчаниках сенона на глубине 40 м. Дебит верхнего горизонта оказался весьма незначительным, однако вниз по разрезу водообильность пород возрастает. Так, с глубины 64 м дебит составлял 19,5 л/с, 70 м — 41,6 л/с и 238 м — 66,1 л/с. Вода ультрапресная с минерализацией до 0,09 г/л. Юго-западнее и западнее водоносный комплекс погружается на значительную глубину и в окрестностях г. Бефандриана, в бассейне р. Мангуки, вскрывается в песках и песчаниках турона на глубине 1325—1434 м. Уровень воды этого горизонта установился на глубине 125 м, минерализация ее менее 0,5 г/л. Другой скважиной, вблизи от указанной, в тех же песках на глубине 935—1061 м были встречены напорные воды, пьезометрический уровень которых поднялся значительно выше поверхности земли. Второй горизонт этой скважиной вскрыт в песках и песчаниках турона на глубине 1344—1409 м. Вода обоих горизонтов пресная.

Таким образом, и для этого водоносного комплекса, как и для верхнеюрско-нижнемелового, наблюдается увеличение глубины залегания и величины напора подземных вод по направлению с северо-востока на юго-запад вдоль побережья острова.

В разрезе палеоген-неогенового водоносного комплекса выделяются эоценовый и мио-плиоценовый водоносные горизонты.

Подземные воды эоценовых отложений в ряде пунктов вскрыты на площади Мурундавского артезианского бассейна на юго-западе Мадагаскара. Водовмещающие породы их представлены песчаниками и известняками, местами сильно закарстованными. Юго-восточнее г. Тумар в поле развития последних зафиксировано большое число родников, дебиты которых достигают 2000 л/с. Минерализация воды колеблется от 0,3 до 3,5 г/л, температура — от 25 до 45° С, состав от гидрокарбонатного до хлоридно-сульфатного, в составе газов отдельных родников присутствует сероводород.

Вблизи г. Тулеар воды в известняках и песчаниках эоцена вскрыты под четвертичными отложениями на глубине 80 м. Мощность горизонта 120 м, уровень установился на глубине 20 м, дебит скважины составил 13 л/с, минерализация воды (по NaCl) 0,73 г/л.

Ряд родников, связанных с известняками эоцена, располагается севернее г. Тулеар, в бассейне р. Мангуки. Дебиты их колеблются от 20 л/с (Манумбики) до 100—1000 л/с (Вутрока, Анкирикирика). Вода пресная с температурой 26—29,5° С.

На крайнем юго-западе Мадагаскара, характеризующемся засушливым климатом, минерализация подземных вод эоцена в родниках увеличивается до 1,7 г/л, в колодцах до 5,1 г/л. В линзах песков на известняковом плато вода с минерализацией 1—1,2 г/л вскрыта на глубине 24 м.

На северо-западе Мадагаскара в Мадзунгском артезианском бассейне подземные воды палеоген-неогеновых отложений, имеющих здесь незначительное распространение, не изучены.

В Мурундавском артезианском бассейне воды в неогеновых отложениях, представленных песчано-глинистыми образованиями, вскрыты у Бефандриана на глубине 14 м, а у Антанандава на глубине 30 м, далее на юго-запад глубина залегания их возрастает до 50—80 м. Воды напорные, дебиты скважин до 4 л/с, минерализация воды до 0,3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый, температура 23—29,5° С. В этом же районе известен ряд родников, выходящих из отложений неогена. Наиболее интересным является восходящий родник Мандеви с дебитом до 700 л/с, вода его гидрокарбонатная кальциево-магниевая с минерализацией 0,26 г/л и температурой 29,5° С.

На юге Мадагаскара воды неогеновых отложений имеют пестрый состав. Наряду с пресными водами с минерализацией до 1 г/л здесь встречаются слабосолоноватые и соленые воды с сухим остатком от 1,3 до 14 г/л. Состав вод варьирует от гидрокарбонатного до хлоридного.

В ряде пунктов во внутренних областях питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов Западного Мадагаскара установлены проявления подземных вод, связанные с неоген-четвертичными базальтами. Они представлены преимущественно минеральными термальными сероводородными источниками, приуроченными к зонам тектонических нарушений. Среди них Аниалува, находящийся на западе плато Бемараха и имеющий пресную воду с температурой 50° С; Ранумафана Беваху, расположенный восточнее Мурундава, с аналогичной водой и находящийся к юго-западу от него Ранумафана Андрузувалу, минерализация воды его 0,94 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Еще далее к югу на левом берегу р. Мангуки на контакте с базальтовым некком расположен источник Ранумафана Царимплуха, его дебит 4,2 л/с, минерализация воды 1,94 г/л, температура 45° С.

Широко распространены во внутренних областях артезианских бассейнов Мадагаскарского района водносные четвертичные аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения. На северо-востоке острова в окрестностях г. Диего-Суарес воды в отложениях аллювия вскрываются на глубине 15 м. Дебиты скважин до 2,3 л/с, минерализация воды колеблется от 0,09 до 1,56 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый, реже магниево-кальциевый. Несколько южнее в долине Руду грунтовые воды располагаются на глубине 40 м. Вблизи г. Самбава минерализация этих вод 0,04 г/л. Далее к югу по восточному побережью Мадагаскара помимо типичных грунтовых вод аллювиальных отложений в них отмечаются многочисленные проявления минеральных термальных источников, приуроченных к зонам разлома в долинах и пробивающихся через аллювий на поверхность. Температура воды их варьирует от 45 до 72° С, минерализация преимущественно 0,2—0,3 г/л, дебиты не превышают 1,5 л/с.

Аллювиальные отложения в артезианских бассейнах Западного Мадагаскара распространены более широко, чем на востоке острова. Грунтовая вода в них залегает на глубине 2—70 м. На севере острова минерализация ее до 0,1 г/л, но по направлению на юг постепенно увеличивается и в провинции Тулеар достигает 4,56 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый и натриево-кальциевый.

В аллювиально-дельтовых отложениях в окрестностях г. Тулеар грунтовая вода фиксируется на глубине 2,5—3,5 м, дебиты колодцев и скважин варьируют от 0,1 до 14 л/с. Вблизи г. Мурумбе в этих же отложениях на глубине 25 м вскрыты слабонапорные воды с минерализацией 0,4—0,6 л/с. Дебиты скважин изменяются от 3,5 до 9 л/с.

На ряде прибрежных участков, очевидно, в связи с вторжением морских вод отмечается увеличение минерализации грунтовых вод с глубиной. Так, на аллювиальной равнине р. Бецибука в окрестностях г. Марувуай минерализация грунтовых вод на глубине 4—5 м составляет 0,02—0,2 г/л, а на глубине 10,65—12,5 м достигает 36 г/л.

В эоловых песках, распространенных на южном и юго-западном побережьях острова, формируются линзы грунтовых вод с минерализацией воды 0,02—0,12 г/л и температурой до 20° С. В некоторых местах эоловые пески подстилаются озерными глинами и в этих случаях у подножий дюн наблюдаются многочисленные выходы родников. Там, где под песками нет таких водоупорных образований, пресные грунтовые воды залегают на соленых морских водах и минерализация их постепенно увеличивается от 0,2 до 6—10 г/л. Пресные воды гидрокарбонатные кальциевые, солоноватые и соленые — хлоридные натриевые. Водоносность песков обычно слабая. Например, суммарный дебит колодцев,

заложенных в песках в г. Бубаумви, достигает 9 л/с, а отдельных составляет около 0,1 л/с.

Из приведенного описания подземных вод Мадагаскарского гидрогеологического района видно, что внешними областями питания выделенных здесь артезианских бассейнов является центральный массив докембрийских кристаллических и кайнозойских вулканогенных пород. Однако при общем сходстве геологического строения этих областей между ними имеются и некоторые различия. Так, во внешней области питания Восточного артезианского бассейна преобладают кристаллические породы фундамента, разбитые рядом глубинных разломов север-северо-восточного простирания на отдельные блоки. В этом же направлении вытянуты уступы гор, межгорные впадины, поля распространения вулканогенных пород. Для внешних областей питания Мурундавского и Мадзунгского артезианских бассейнов характерно участие в их сложении наряду с породами кристаллического фундамента огромных лавовых массивов. Размеры внешних областей питания также неодинаковы. Наименьшая внешняя область питания у Восточного артезианского бассейна, площади внешних областей питания Западно-Мадагаскарских бассейнов значительнее и полумесяцем обрамляют их внутренние области питания. Еще большие различия наблюдаются в их структуре.

Во внутренней области питания Восточного артезианского бассейна основными водоносными комплексами являются два — докембрийский и четвертичный. Главные ресурсы подземных вод здесь сосредоточены в четвертичном комплексе, обладающем достаточно большой мощностью. Во внутренних областях питания Западно-Мадагаскарских артезианских бассейнов выделяется до пяти-шести водоносных комплексов. Благодаря особенностям тектонического строения в каждом из артезианских бассейнов этой части района можно выделить несколько бассейнов более высокого порядка. Обилие атмосферных осадков, особенно на севере и в центральной части Мадагаскара, высокая приподнятость острова над уровнем моря обусловили формирование здесь мощной зоны пресных подземных вод, прослеженной на глубину более 1000 м. Лишь на юге его, где осадков выпадает относительно немного, а температура воздуха весьма высокая, под влиянием испарительной концентрации в первом от поверхности водоносном комплексе сформировались пестрые по составу подземные воды, минерализация которых в отдельных водопунктах колеблется от 5,1 до 14 г/л.

Вместе с тем обилие проявлений минеральных вод, приуроченных к зонам разрывных дислокаций, несомненно, проникающих на глубину более значительную, чем достигнутая при бурении скважин на воду, весьма пестрые состав и минерализация этих вод позволяют предполагать, что под зоной пресных вод распространены высокоминерализованные воды существенно иного состава и более высокой минерализации.

Для подземных вод бассейнов характерно закономерное увеличение температуры с глубиной, указывающее на то, что эти воды в большинстве своем термальные. Следующая отличительная особенность их — высокие напоры, в отдельных пунктах до 20—22 м выше поверхности земли. Наконец, нельзя не обратить внимание и на высокую водоносность пород, местами существенно возрастающую с глубиной (окрестности Бетиуки, провинция Тулеар скв. Маненре, скв. вблизи г. Марувуай и др.). Особенно высоководоносны закарстованные разности известняков, питающие родники с дебитом до 2000 л/с. Все это позволяет Мадагаскарский район в целом с достаточным основанием отнести к высокообеспеченным пресными подземными водами, особенно его центральную и северную части. Лишь на юге района, где выпадает значительно меньше осадков, на отдельных участках возможны некоторые затруднения в обеспечении их водой, пригодной для питья.

Разгрузка подземных вод района происходит в океан. Внутри острова она осуществляется с помощью гидрографической сети и по зонам разломов, играющих большую роль как в его структуре, так и в распределении и формировании подземных вод.

Е. Южно-Африканская гидрогеологическая область

Эта область включает гидрогеологические районы Карру и Капский.

I. Гидрогеологический район Карру (артезианский бассейн)

Район находится в южной части материка между 26 и 33° ю. ш. Для него характерны выровненные поверхности плато, лежащие на высоте 200—500, 500—1000 и 1000—1500 м над уровнем моря и разделенные уступами. Сменяющее их на востоке плато Высокий Велд располагается на высоте 1000—2000 м, а массив Басуто поднимается в междуречье Оранжевой и Каледона до высоты 3000 м. На юге района находится плато Большое Карру с высотами 450—900 м. В пределах Великого уступа, отделяющего Большое Карру и восточную приморскую низменность от центральных плато, проходят горные хребты Роггефелд, Новефелд, Снеуберге, Стромберг и Драконовы горы. Последние, обрамляя с востока массив Басуто, поднимаются на высоту до 3000 м и более над уровнем моря (гора Каткин-Пик, 3650 м). На юге района находятся хребты Свартберге, Лангеберге, а на северо-востоке — хр. Витватерсранд.

Климат района тропический, преимущественно полупустынный. На востоке его осадков выпадает около 1000 мм, на западе не более 100 мм.

Большая часть района принадлежит бассейну р. Оранжевой, берущей начало в массиве Басуто. Основным притоком ее является р. Ваал, истоки которой находятся в хр. Витватерсранд. В связи с тем, что все реки имеют дождевое питание, режим их характеризуется ярко выраженной сезонностью — половодьем летом и меженью зимой. Главный гидрографический водораздел района (Великий уступ и Драконовы горы) отделяет бассейн Оранжевой от рек южной и восточной частей района. Последняя дренируется реками Тугела, Умзимвубу, Грейт-Кей, а южная (плато Большое Карру) — реками Улифантс, Тауритс, Гамтус, Сандис.

Наиболее древними породами района являются граниты и гнейсы комплекса основания и архейские образования, сложенные железистыми кварцитами, метаморфическими сланцами, силицилитами, местами с прослоями лав и туфобрекчий общей мощностью несколько километров. Выше располагаются отложения протерозоя — гнейсы, конгломераты, кварциты, сланцы, песчаники, миндалекаменные диабазы, базальты и их туфы, аркозы, известняки и доломиты. На ряде участков породы прорваны одновозрастными нормальными и щелочными гранитами. На юге и северо-востоке района развиты палеозойские отложения (верхний силур — нижний карбон), в разрезе которых наблюдаются песчаники, гравелиты, сланцы, аргиллиты, кварциты. Большая часть района сложена отложениями системы Карру: тиллиты — валунные ледниковые глины, глинистые сланцы, песчаники, аргиллиты, кремни, базальты, туфы, агломераты, прорванные многочисленными дайками и силлами долеритов.

На размытой поверхности этих пород севернее долины р. Оранжевой местами отмечаются отложения палеоген-неогена, главным образом пески и песчаники, которым подчинены глины, мергели, известняки. В их составе встречаются и вторичные образования — силькреты, феррикреты и калькреты, часть которых имеет четвертичный возраст. Чет-

вертичные отложения представлены преимущественно аллювиальными образованиями речных долин и эоловыми песками.

Тектоническую структуру района образуют протерозойская складчатая система Кейс, архейско-протерозойский Трансваальский массив и синеклиза Карру. Последняя асимметрична, имеет широкий и пологий северный склон, причленяющийся к названному массиву, и узкий, крутой южный, смежный с Капской складчатой зоной. Как отрицательная структура синеклиза образовалась в течение верхнего карбона — начале юры, но уже в конце юры — начале мела подверглась процессам воздымания. В результате этого в современном рельефе она представляет собой обширное высокое плато, на юго-востоке которого возвышаются Драконовы горы, сложенные вулканогенными породами.

Эти особенности тектонической структуры района позволяют рассматривать его в качестве единого артезианского бассейна, характерной чертой которого является наличие во внутренней области питания его огромной положительной морфоструктуры в виде названных выше гор.

В зоне выветривания гранитов и гнейсов архея, развитых в окрестностях городов Почефструм, Фрейбург, Крайпан, находящихся в северо-восточной части внешней области питания бассейна, подземная вода вскрывается скважинами глубиной до 30 м. Дебиты их 0,7—0,9 л/с, вода гидрокарбонатная кальциево-магниевая, минерализация до 0,2 г/л, содержание кремнезема около 15—20 мг/л. В тех же местах, а также около городов Парейс и Хейделберх на небольших участках обнажаются отложения Витватерсрандской системы протерозоя. Водоносны золотоносные конгломераты и метаморфические сланцы, вода которых имеет минерализацию 0,1—0,2 г/л и содержит кремнезем от 5 до 10 мг/л.

Широко распространены подземные воды в зоне выветривания метаморфических пород архея и протерозоя на западе бассейна. Но водоносность их несколько ниже, чем на северо-востоке, и вода в них не всегда встречается. Так, притоки в скважины глубиной 30—50 м составили 0,7—0,9 л/с, причем около 45—50% скважин оказалось безводными (Bond, 1946).

В поле развития архейских и протерозойских пород установлены выходы термальных минеральных источников, газирующих азотом и приуроченных к зонам разломов. Температура воды 25—38,3° С, дебит 0,5—2 л/с, минерализация 2,2—3 г/л. По составу вода хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая (Backström 1962; Kent, 1948, 1969).

В Вентерсдорпской системе протерозоя подземная вода накапливается в трещинах трахитов, андезитов, миндалекаменных диабазов, туфов и туфобрекчий. Вода вскрывается скважинами средней глубиной до 20—30 м. Дебиты их 0,55—1 л/с, в отдельных пунктах до 3,5—4 л/с. Минерализация воды в восточной части района около 0,4 г/л, в западной в связи с аридизацией климата увеличивается до 0,7 г/л, состав воды гидрокарбонатный кальциевый (Bond, 1946; Cole, 1966).

Подземные воды, приуроченные к породам Трансваальской системы протерозоя, распространены на севере района около городов Почефструм и Лихтенбург и к западу от г. Фрейбург до г. Приска. Выделяются два основных типа водовмещающих пород: карбонатные породы Доломитовой свиты, кварциты и сланцы свиты Претория. Наибольшее практическое значение имеют воды карбонатных пород. Благодаря повышенной трещиноватости и закарстованности последние, как правило, отличаются высокой водоносностью. Так, дебиты родников, приуроченных к закарстованным доломитам, достигают 3000 л/с, а группы родников Герхардминнеброн около Почефструма — 600—750 л/с (Дю-Тойт, 1957). Скважинами вода в доломитах вскрывается на глубине 24—30 м, дебит их 1,3—1,8 л/с, местами выше. Например, скважина глубиной 210 м, пройденная около г. Фрейбург, встретила воду в до-

ломитах на контакте с железистыми кварцитами, дебит составил 3,8 л/с. Минерализация воды не более 0,3 г/л, состав гидрокарбонатный магниево-кальциевый.

Водоносность кварцитов и метаморфических сланцев свиты Претория значительно слабее, чем пород Доломитовой свиты. Дебиты скважин, пробуренных в этих породах до глубины 24—35 м, обычно не превышают 0,6— 1 л/с (Bond, 1946). Минерализация воды, формирующейся в кварцитах восточной части района, не выше 0,1 г/л, в метаморфических сланцах 0,2—0,53 г/л, на западе несколько более. Состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

В отложениях Капской системы, развитых вдоль восточного побережья, водоносны лишь песчаники свиты Столовой горы, причем наиболее водообильны в них зоны интенсивной трещиноватости. В связи с этим при бурении до 30—40% скважин совсем не вскрывают воду или обнаруживают ее так мало, что такие скважины относят к практически безводным. Вода встречается на глубине 48—55 м, дебиты скважин 0,4—1,5 л/с (Wellington, 1955). Минерализация воды до 0,3 г/л, особенностью ее является высокое содержание органических веществ.

В горном массиве Басуто, Драконовых горах, хребтах Снеуберге, Новефелд и других подземные воды скапливаются в триасовых отложениях свит Бофорт и Стромберг, а также в вулканогенных образованиях нижней юры.

Водовмещающими породами в свитах Бофорт и Стромберг являются грубо- и тонкозернистые песчаники, иногда угли, наряду с которыми отмечаются прослои водоупорных аргиллитов и глин. Водоносность пород невысокая. Дебиты скважин глубиной около 30 м составляют 0,6—0,7 л/с, минерализация воды 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый. Водовмещающие породы нижней юры представлены базальтами, долеритами, туфами, агломератами. Скудные сведения о подземных водах этих пород указывают на их слабую водоносность. Воды пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые (Bond, 1946; Kent, 1969).

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна сложена преимущественно отложениями системы Карру, а также породами палеоген-неогенового и четвертичного возраста.

Наиболее распространены отложения системы Карру. В трещинах тиллитов свиты Двайка скапливаются значительные ресурсы подземных вод. Дебиты скважин глубиной около 30м, пройденных в этих породах, около г. Фрейберг достигают 28 л/с, примерно такие же дебиты характерны для скважин, находящихся в Приске, Кимберли, Хоптауне, однако вода в этих породах не всегда встречается, около 20—30% скважин оказываются безводными. В восточных, хорошо орошаемых атмосферной влагой районах минерализация воды составляет 0,4 г/л, в западных и южных увеличивается до 4 г/л. Состав ее соответственно изменяется от гидрокарбонатно-хлоридного до сульфатно-хлоридного натриево-магниевого и натриевого. При погружении сланцев свиты Двайка минерализация воды возрастает при одновременном повышении ее температуры. Например, скважина, находящаяся к югу от г. Одендалсрюс, вскрыла в трещиноватой зоне габбро под указанными отложениями на глубине 1434 м напорную воду с дебитом 2,4 л/с. Минерализация ее 8,48 г/л, состав хлоридный натриевый, температура 37° С. Из микрокомпонентов в воде определены (мг/л): стронций 7,2; литий 6; бор 4 и фтор 3,6.

В поле развития свиты Двайка на западе бассейна на поверхности слагающих ее пород отмечаются многочисленные микропонижения рельефа (пэны), которые в условиях засушливого климата превращаются в солончаки. Поступление солей в эти понижения происходит за счет выноса их из пород или подтока соленых напорных вод из глубо-

ких водоносных горизонтов. Возможно, что в формировании солончаков одновременно принимают участие оба эти процесса. В итоге в указанных понижениях образуются высококонцентрированные (до 250 г/л) хлоридные натриевые рассолы, служащие сырьем для получения поваренной соли. Такие рассолы, в частности, установлены в солончаках Бриттен-пэн близ г. Кристиана. Ежедневная добыча их составляет 4,5 тыс. м^3. Аналогичные рассолы встречены скважинами глубиной 60—120 м в солончаковых депрессиях, находящихся в районе г. Босхоф северо-восточнее Кимберли. Эти рассолы содержат также фтор (2—7 мг/л), фосфор (19,1 мг/л), мышьяк (2,2 мг/л) (Bond, 1946; Coetzee, 1962).

В тиллитах свиты Двайка, развитых вдоль побережья, наиболее водоносна верхняя, выветрелая часть этих пород, в которой многие скважины имеют дебиты до 2 л/с (Bond, 1946; Wellington, 1955). Однако качество воды, формирующейся в указанных породах, особенно распространенных в прибрежной зоне, невысокое. В большинстве случаев она слабосолоноватая с минерализацией 1,5—3 г/л, иногда выше.

Породы свиты Экка залегают согласно на отложениях свиты Двайка. Они представлены песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами, прорванными многочисленными дайками долеритов мощностью от 0,9 до 18 м. Слабонапорная вода в указанных породах залегает в среднем на глубине 30—40 м, уровень ее устанавливается на глубине 3—7 м, дебиты скважин 0,4—2 л/с. Воды ее широко используются для сельскохозяйственного водоснабжения. В 1960 г. общий водоотбор фермами на площади, расположенной между городами Бетал, Стандертон и Лесли, достигал 30 тыс. м^3/сут, или 337 л/с. Минерализация воды в восточной части бассейна колеблется от 0,3 до 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый, на западе минерализация воды возрастает до 1—1,2 г/л, состав ее изменяется на хлоридно-сульфатный натриево-магниевый (Bond, 1946).

Источники, приуроченные к тектоническим нарушениям или к приконтактовым зонам долеритовых даек и силл с вмещающими породами, часто оказываются термальными. К таким источникам относится Флорисбад, расположенный северо-западнее Блумфонтейна. Дебит его 150 л/с, минерализация воды 2,19 г/л, температура 30° С, состав хлоридный натриевый (Kent, 1969).

Широко распространены в бассейне и отложения свиты Бофорт. Водовмещающими породами являются многочисленные пачки песчаников, а водоупорными сланцы и алевролиты. Эти образования также прорваны многочисленными дайками долеритов. Вода в песчаниках залегает на глубине 4—40 м, дебиты скважин 0,6—2 л/с, в приконтактовых с дайками зонах они увеличиваются до 3 л/с (Kent, Enslin, 1965).

В верхней части разреза свиты минерализация воды изменяется от 0,23 до 0,35 г/л при гидрокарбонатном натриевом и кальциево-натриевом составе; в более глубоких частях разреза минерализация воды повышается до 0,8 г/л, состав гидрокарбонатный, иногда хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый и магниево-кальциевый с содержанием кремнезема до 40 мг/л. В восточной части бассейна песчаники свиты Бофорт вследствие слабой трещиноватости и пористости (3—8%, редко до 18%) слабоводоносны. Лишь выветрелые и высокотрещиноватые разности их более водоносны. Так, около Кокстада имеются родники, выходящие на контакте песчаников с дайкой долерита, дебиты которых достигают 50 л/с. Дебиты скважин при глубине залегания воды 30—35 м колеблются от 0,7 до 1,2 л/с (Дю-Тойт, 1957).

В поле развития этой свиты в зонах тектонических нарушений или контактов даек и силл с вмещающими породами также зафиксированы проявления минеральных вод с температурой 29,5—36,9° С, минерализацией 1,21—2,04 г/л, по составу от хлоридных натриево-кальциевых

до гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых. Дебиты источников варьируют от 0,2 до 44,1 л/с (Kent, 1969).

Водоносность палеоген-неогеновых и четвертичных отложений, слагающих внутреннюю область питания бассейна, изучена слабо. В неогеновых песках, распространенных к югу от р. Оранжевая между городами Спрингбок и Пофаддер, вода залегает на глубине 100—180 м (рис. 44). Движение ее направлено к р. Оранжевой и ее притоку р. Коа. В аллювиальных отложениях последней имеется поток грунтовых вод, расход которого вблизи г. Хенкрис составляет около 12,5 л/с (Enslin, 1971). Вода, по-видимому, пресная, широко используется для водоснабжения. Грунтовые потоки в аллювиальных отложениях сформировались и в других речных системах бассейна, в частности в долине р. Оранжевой. Вода их, как правило, залегая на небольшой глубине. отличается пестрой минерализацией. В верховьях она обычно пресная гидрокарбонатная кальциево-натриевая, а в низовьях и на побережье солоноватая с минерализацией 2—3 г/л и соленая хлоридно-сульфатная натриевая с еще более высокой минерализацией. В связи с этим города, расположенные в прибрежной зоне, например Дурбан, Ист-Лондон и др., вынуждены для водоснабжения широко использовать поверхностные воды рек, забирая их из водохранилищ, построенных в 80—150 км от указанных городов.

В песчаных дюнах побережья сформировались линзы пресных грунтовых вод, располагающиеся на соленых и солоноватых водах. Они питаются, по-видимому, за счет инфильтрации осадков и конденсации влаги из воздуа. Воды этих линз используются для водоснабжения мелких поселков и сельскохозяйственных ферм.

Таким образом, из приведенного схематичного описания артезианского бассейна Карру видно, что основные ресурсы подземных вод формируются здесь в докембрийских образованиях внешней области его питания, а также в отложениях системы Карру, в аллювиальных отложениях долины р. Оранжевой и ее притоков во внутренней области питания.

В породах докембрия и системы Карру вода накапливается преимущественно в трещинах, причем вследствие неравномерного развития последних она характеризуется спорадическим распространением. Поэтому наряду со скважинами, встретившими воду в указанных породах имеется большое число безводных скважин.

Водоносность пород в целом невысокая. По данным Л. Кента и Дж. Ф. Энслина (Kent, Enslin, 1965), примерно из 500 тыс. скважин на воду, пробуренных в породах докембрия и системы Карру, около 50% имеют дебиты до 0,12 л/с, 40% до 0,25 л/с, 8% до 2,5 л/с и лишь 2% до 5 л/с и более. Высоководоносны зоны разрывных дислокаций, а также участки пород, контактирующие с дайками и силлами долеритов, характеризующиеся повышенной трещиноватостью. Дебиты скважин на таких участках в отдельных пунктах достигают 30 л/с.

На востоке во внешней области питания бассейна преобладают слабоминерализованные гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые воды. В западной части бассейна с ее аридным климатом минерализация первых от поверхности подземных вод увеличивается до 1,5 г/л и более, состав их становится хлоридно-сульфатным и сульфатно-хлоридным натриевым. Единичные данные свидетельствуют, что минерализация воды повышается и с глубиной. На глубине 1434 м в габбро под сланцами системы Карру она достигает 8,5 г/л, состав воды хлоридный натриевый. Менее значительное увеличение минерализации, правда для небольших глубин (40 м), отмечено также в песчаниках свиты Бофорт той же системы.

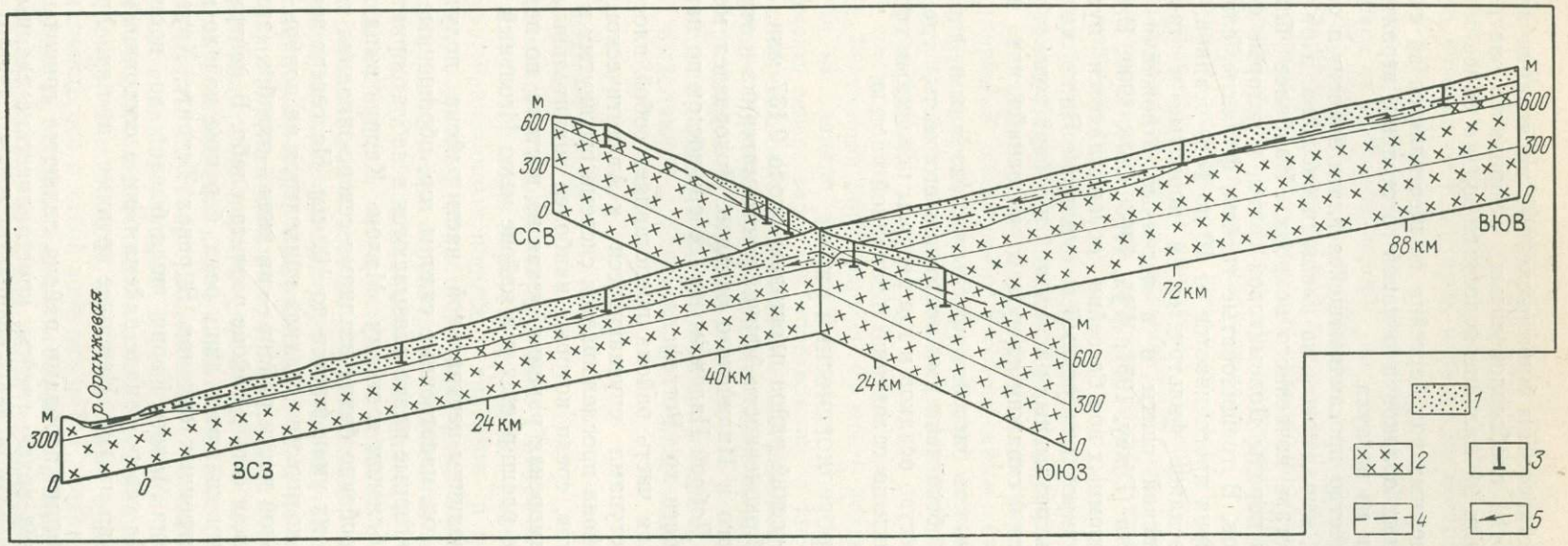


Рис. 44. Профиль-диаграмма участка г. Спрингбок — долина р. Оранжевой (Enslin, 1971)

1 — четвертичные отложения (пески, гравий, суглинки); *2* — архейский комплекс (граниты, гнейсы, кварциты); *3* — скважина или колодец; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — направление движения грунтовых вод

В бассейне установлены многочисленные проявления азотных термальных вод, иногда слабосолоноватых, хлоридного натриевого состава, указывающих на наличие подобных вод на более значительных глубинах.

Питание подземных вод бассейна осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и в какой-то степени, вероятно, за счет конденсации влаги из воздуха.

Однако количество просачивающейся влаги зависит в основном не от суммы осадков, выпадающих на площади бассейна, а от трещиноватости пород и состава почвенного покрова. Наиболее благоприятны в этом отношении породы Доломитовой свиты, в которые фильтруется около 11% осадков. В трещиноватые гнейсы, филлиты, сланцы, кварциты свиты Претория просачивается от 10 до 18% осадков. Значительное количество осадков фильтруется в пористые и трещиноватые лавы Вентерсдорпской свиты и в песчаные отложения неоген-четвертичного возраста (Dixey, 1951; Wyk, 1963; Cole, 1966; Enslin, 1971).

Разгрузка подземных вод бассейна осуществляется путем эвапотранспирации, дренирования реками и впадиной Индийского океана, а также через зоны разрывных дислокаций и отбора воды огромным количеством колодцев и скважин на нужды водоснабжения и орошения земель.

Водообеспеченность бассейна пресными подземными водами неравномерная. Лучше обеспечена ими восточная его часть, где выпадает наибольшее количество осадков и где ресурсы подземных вод являются более значительными по сравнению с западной частью.

II. Капский гидрогеологический район

Этот гидрогеологический район площадью около 0,137 млн. км² располагается на южной оконечности Африканского материка и открыт в сторону Атлантического и Индийского океанов. Водораздел между ними проходит от мыса Доброй Надежды на северо-восток по направлению к южной оконечности хр. Роггефелд.

Северо-западная часть района представляет собой плоское плато, террасовидными уступами спускающееся к Атлантическому океану. В южной части района прослеживается система вытянутых в широтном направлении хребтов, среди которых наиболее значительным является Малое Карру. Приморская равнина, узкая на востоке, по направлению на запад несколько расширяется и в районе мыса Игольный имеет ширину около 60 км.

Прибрежные равнины центральной части района получают 400—600 мм осадков в год, наветренные склоны гор, обращенные к океану, 600—1200 мм. Межгорные плато оказываются в неблагоприятном положении и даже на близком к океану Малом Карру выпадает лишь 300 мм осадков. Особенно бедна осадками северо-западная часть района, где количество их уменьшается до 100 мм. На северо-востоке района максимальное количество осадков приходится на ноябрь — февраль (лето), в центральной части района — на июнь—октябрь (зима).

Гидрографическая сеть в районе развита слабо. В центральной части его постоянными являются лишь реки, берущие начало на хорошо увлажняемых наветренных склонах. В реках Тауритс, Хрут и др. на участках пересечения Малого Карру вода бывает во время и после периода дождей. На северо-западе района реки с постоянными водотоками имеются только на юге. Наиболее крупные из них Хрутберг и Улифантс.

Наиболее древними породами района являются граниты и гнейсы комплекса основания архея; гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы и основные лавы первичных систем; сланцы, филлиты,

кварциты, гравелиты, известняки, аркозы и конгломераты верхнего докембрия. Местами эти породы прорваны интрузиями молодых (капских) гранитов, отдельные крупные массивы которых известны вдоль побережья, на участке от Кейптауна и далее на северо-запад, а также на юге района около Мосселбай.

Отложения Капской системы (верхний силур — нижний карбон) прослеживаются от г. Фанрейнсдорп на западе до г. Порт-Альфред на юге. Они образованы главным образом песчаниками, глинистыми сланцами и кварцитами, меньше конгломератами. Породы дислоцированы в антиклинальные и синклинальные складки широтного или меридионального простирания, осложненные многочисленными преимущественно согласными с ними разрывными нарушениями.

Нижнемеловые отложения, выполняя впадины древнего рельефа, образуют удлиненные мульды широтного простирания. Это также довольно пестрый комплекс пород, включающий базальные конгломераты, пестроцветные песчаники, пески, красные глины, глинистые сланцы, песчанистые известняки.

Отложения палеоген-неогена образуют небольшие разрозненные поля на побережье Индийского океана. Они представлены известняками с прослоями песчано-гравийного материала, получившими название слоев Александрия. К плейстоцену и современным четвертичным отложениям относятся песчано-галечно-карбонатные осадки древних шельфов и пляжей, силькреты, эоловые пески и песчано-галечниковые накопления речных террас.

Большая часть района располагается в пределах складчатой системы Капид. Последняя образовалась на месте позднепротерозойской геосинклинали, на западе района севернее Кейптауна складчатые структуры имеют северо-западное простирание, а восточнее его — широтное. С более молодыми отложениями системы Карру, распространенными севернее, Капиды имеют тектоническое сочленение. На западе и юге они погружаются под уровень океана.

На территории района с учетом особенностей его структуры и геоморфологии выделяются Капский и Кейптаунский артезианские бассейны.

1. Капский артезианский бассейн

Этот бассейн является одним из сложных. Приуроченность его к одноименной складчатой зоне, характеризующейся наличием синклинальных структур, образованных породами палеозоя и мела, обусловила формирование во внешней области питания ряда более мелких бассейнов, соответствующих этим структурам. Подземная вода в последних встречается в породах Трансваальской и Капской систем, а также в отложениях мелового и четвертичного возраста.

Наиболее водоносны в составе Трансваальской системы трещиноватые и закарстованные доломиты и известняки Доломитовой свиты. Дебиты скважин 1,3—2 л/с, минерализация воды не превышает 0,4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. В отложениях Капской системы водовмещающие породы представлены песчаниками свиты Столовой горы, песчаниками и сланцами свиты Боккевелд, песчаниками и кварцитами свиты Виттеберг. Водоносность песчаников первой свиты слабая. Дебиты скважин глубиной 30—35 м равны 1—1,2 л/с. Высокая водоносность их отмечается лишь в зонах тектонических нарушений, к которым приурочены выходы многочисленных родников. Так, дебит родника, находящегося в такой зоне около г. Каледон, достигает 10 л/с, а дебиты родников, расположенных вблизи г. Эйтенхахе, превышают 50 л/с. На использовании этих вод частично основано водоснабжение приморских городов Мосселбай, Книсна, Порт-Элизабет. Минерализа-

ция воды в среднем 0,15 г/л. Помимо слабой минерализации, характерной особенностью воды является коричневая окраска, обусловленная высоким (5—30 мг/л) содержанием органических веществ, образовавшихся за счет отмершего вересковидного кустарника. Состав воды гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый.

В зонах разрывных дислокаций имеется значительное количество термальных источников, температура воды которых изменяется от 32,3 до 64,2° С. Минерализация ее 0,07—0,21 г/л, дебиты колеблются от 3,4 до 127,5 л/с, состав чаще всего гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, редко хлоридно-гидрокарбонатный натриевый и натриево-кальциевый с высоким содержанием кремнекислоты, а из газов — азота.

Водовмещающие породы свит Боккевелд и Виттеберг образованы песчаниками и кварцитами, а разделяющие их водоупорные — глинами и сланцами. Водоносность пород из-за неравномерной трещиноватости пестрая и прослеживается обычно до глубины 60—120 м, ниже они практически безводны. Дебиты скважин чаще всего 1—2,5 л/с, в окрестностях г. Эйтенхахе, по данным Дж. В. Бонда (Bond, 1946), снижаются до 0,3—0,4 л/с. Минерализация воды также изменяется по разрезу. В кварцитах свиты Виттеберг, располагающейся в верхней части разреза, она составляет в среднем около 0,1 г/л, а на контакте с боккевелдскими сланцами увеличивается до 0,9 г/л. Вода хлоридно-гидрокарбонатная, иногда сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатная натриево-кальциевая с содержанием кремнекислоты до 10—20 мг/л. В более глубоких горизонтах свиты Боккевелд минерализация ее повышается до 2 г/л, состав изменяется на сульфатно-хлоридный натриевый.

Меловые отложения, как отмечалось выше, образуют во внешней области питания небольшие межгорные бассейны более высокого порядка. Один из таких бассейнов располагается в окрестностях г. Оудсхурн. Вода находится в прослоях галечников и песчаников, разделенных глинами и мергелями. Водоносность пород слабая, дебиты скважин в среднем составляют 0,5 л/с. Минерализация воды достигает 5 г/л, состав сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Внутренняя область питания бассейна образует узкую полосу, вытянутую вдоль побережья океана с отдельными расширениями у г. Мосселбай, между городами Порт-Элизабет и Александрия, у г. Книсна. Подземные воды формируются в коре выветривания капских гранитов, в свитах Столовой горы и Боккевелд Капской системы, а также в отложениях мелового и кайнозойского возраста.

Выходы капских гранитов отмечаются на побережье между городами Джордж и Мосселбай, где они местами перекрыты маломощным чехлом палеоген-неогеновых и четвертичных отложений. Водоносность пород слабая, вода солоноватая и соленая.

Широко распространенные подземные воды песчаников свиты Столовой горы используются для водоснабжения городов Книсна, Мосселбай, Бредасдорп и др., а также для нужд сельского хозяйства. Водоносность пород невысокая. Дебиты скважин колеблются от 0,4 до 1,5 л/с, в отдельных пунктах, как, например, в окрестностях г. Эйтенхахе и вблизи г. Балморал, где песчаники залегают под толщей меловых глин, они увеличиваются до 10—15 л/с (Дю-Тойт, 1957; Wellington, 1955). В ряде пунктов песчаники оказались безводными. Минерализация воды до 0,15 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный, по катионам сложный. К тектоническим нарушениям, секущим песчаники, приурочены выходы термальных источников.

Водоносность свиты Боккевелд слабая. Дебиты скважин изменяются от 0,3 л/с около г. Александрия до 2,5 л/с вблизи г. Вустер. Минерализация воды достигает 2 г/л, местами выше, состав преимущественно сульфатно-хлоридный.

В разрезе нижнемеловых отложений выделяется несколько водоносных горизонтов, основные — Энон и Эйтенхахе. В районе г. Эйтенхахе первый водоносный горизонт сложен песчаниками и конгломератами, перекрытыми плотными мергелями. Пьезометрические уровни его в некоторых пунктах устанавливаются выше поверхности земли. Так у г. Зварткопс вода в отложениях нижнего мела была встречена в интервале 950—1090 м и поднялась на 7 м над устьем скважины. Дебит последней при свободном изливе воды достигал 12,5 л/с, минерализация 0,56 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, температура 55° С (Дю-Тойт, 1957; Kent, 1969).

Породы водоносного горизонта Эйтенхахе, залегающего неглубоко от поверхности земли, характеризуются слабой водоносностью. В связи с включением в них кристаллов марказита и пирита воды имеют сульфатный состав, слабосолоноватые.

В палеоген-неогеновых отложениях водовмещающие породы представлены известняками (слои Александрия), песчано-галечниковыми образованиями высоких террас, развитыми в районе г. Бредасдорп и южнее г. Ист-Лондон, а также песками Книсна, распространенными около одноименного города. Подземные воды отличаются высокой минерализацией и для водоснабжения непригодны.

Среди четвертичных отложений значительные ресурсы подземных вод связаны с аллювиальными образованиями речных долин Бреде, Улифантс, Гамтус, Сандис и др. В них сформировались достаточно мощные потоки грунтовых вод. Например, в долине р. Бреде около г. Робертсон аллювиальные пески и галечники имеют мощность до 60 м и отличаются высокой водоносностью. Дебиты скважин достигают 25 л/с. Примерно также характеризуется водоносность аллювия в районе г. Эйтенхахе.

2. Кейптаунский артезианский бассейн

Этот артезианский бассейн протягивается вдоль Атлантического океана от м. Доброй Надежды на юге почти до устья р. Бюффель на севере. Подземные воды юго-западной части его, где расположены города Кейптаун, Стелленбос, Парл, освещены в литературе достаточно хорошо, в то время как на севере бассейна, заселенном крайне плохо, они практически не изучены.

Граниты и гнейсы архея, распространенные во внешней области питания бассейна, отличаются слабой водоносностью. Дебиты скважин при глубине их до 50 м составляют 0,2 л/с (Dixey, 1951).

Водовмещающие породы Трансваальской системы, на севере выходящие на поверхность около г. Фанрейнсдорп, а на юге занимающие обширную площадь от окрестностей Кейптауна до г. Пикетберг, представлены филлитами, сланцами, реже аргиллитами. Мощность коры выветривания в этих породах не превышает 45—50 м. Вода залегает на глубине 26—30 м. Водоносность пород, так же как архейских гранитов и гнейсов, слабая. Дебиты скважин около 0,5 л/с, изредка до 1—1,1 л/с. Минерализация воды от 0,46 до 4,4 г/л. Маломинерализованные воды имеют гидрокарбонатный состав, солоноватые — хлоридный натриевый и магниево-натриевый.

Водоносность протерозойских отложений, развитых к северу от Фанрейнсдорпа, практически не изучена. Водовмещающие породы — трещиноватые кварциты, реже известняки и сланцы. Известно лишь, что вода, заключенная в этих породах, отличается повышенной минерализацией, а ресурсы ее весьма ограничены.

В Капской системе водоносны породы свит Столовой горы, Боккевелд и Виттеберг. В первой свите вода накапливается в трещинах кварцевых песчаников мощностью до 1500 м. Она залегает в них близко от

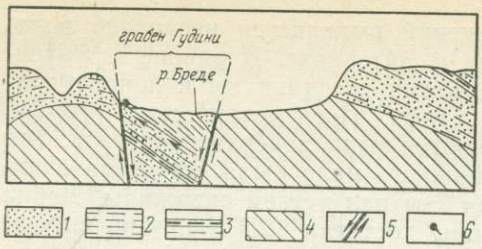


Рис. 45. Схематический геологический разрез через грабен Гудини, Капская провинция (Kent, 1969)

Отложения Капской системы: *1* — песчаники свиты Виттеберг; *2* — сланцы и глины свиты Боккевелд; *3* — песчаники и сланцы свиты Столовой горы. *4* — кристаллические сланцы свиты Малмсбери (Трансваальская система); *5* — разлом; *6* — родник Гудини

поверхности земли и обычно вскрывается скважинами средней глубиной 32—35 м. Дебиты скважин 1—1,5 л/с. Более водоносны эти породы в зонах разрывных дислокаций. Например, родник Ди Бад, располагающийся в зоне разлома южнее г. Ситрусдал имеет дебит 18,4 л/с. Минерализация подземных вод не превышает 0,15 г/л, из которых около 5% принадлежит кремнезему. Невысокой минерализацией характеризуются и минеральные воды, выходящие в зонах разломов в кварцевых песчаниках. Так, минерализация воды источника Гудини, находящегося в одной из таких зон (рис. 45), 0,08 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниево-кальциевый, температура 40° С (Kent, 1969).

В свитах Боккевелд и Виттеберг водоносны сланцы, аргиллиты и кварциты. Дебиты скважин, пройденных в последних, 0,5—1 л/с, а в сланцах и аргиллитах колеблются от 1 до 2,5 л/с, причем наиболее высокие значения их характерны для скважин, заложенных в зонах разломов или на участках интенсивной складчатости пород. Минерализация воды, накапливающейся в кварцитах, не превышает 0,2 г/л, в других породах достигает 2 г/л и более, состав сульфатно-хлоридный натриевый.

Подземные воды, формирующиеся в коре выветривания капских гранитов, имеют минерализацию от 0,18 до 3 г/л, содержание кремнезема от 10 до 20 мг/л, состав хлоридный натриево-магниевый (White, Hem, Waring, 1963). Такой же состав воды отмечается и в минеральных источниках, выходящих из гранитов в зонах разломов. Минерализация ее здесь не превышает 1,2 г/л, содержание кремнезема возрастает до 56 мг/л, температура 32,9° С, помимо азота в воде одного из источников установлен радон в количестве 73,3 ед. Махе (Kent, 1969).

Из четвертичных отложений, развитых во внешней области питания бассейна, водоносны аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения. По данным С. С. Морриса (Morris, 1967), содержащаяся в них вода слабоминерализованная, местами с повышенным содержанием железа.

Во внутренней области питания бассейна водоносны капские граниты, породы свиты Столовой горы, палеоген-неогеновые и четвертичные отложения.

В капских гранитах подземная вода формируется в коре выветривания мощностью в среднем около 50 м. Вследствие неравномерной трещиноватости подземные воды отличаются здесь спорадическим распространением. Минерализация их не превышает 0,3 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, характерно высокое содержание железа.

В разрезе свиты Столовой горы водоносны, как и в других бассейнах района, песчаники. Дебиты пройденных в них скважин глубиной 30—34 м не выше 1 л/с, за исключением зон разломов, где песчаники более водоносны. На контакте песчаников со сланцами наблюдаются многочисленные выходы малодебитных родников. Однако вода в песчаниках встречается не всегда и около 30% заложенных скважин оказались безводными. Минерализация воды колеблется от 0,06 до 0,3 г/л, состав хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый.

Водовмещающие отложения палеоген-неогена представлены главным образом песками и песчаниками, часто известковистыми, особенно севернее Кейптауна. В связи с этим заключенные в них воды почти всегда характеризуются повышенной минерализацией, которая колеблется от 0,9 до 2,4 г/л, вода сульфатно-хлоридная натриевая или кальциево-натриевая (Bond, 1946).

Среди четвертичных образований подземные воды встречены в аллювиальных отложениях речных долин и в эоловых песках, слагающих дюны, сформировавшиеся на побережье. В последних установлены мелкие линзы пресных грунтовых вод, плавающие на солоноватых и соленых подземных водах.

Из изложенного видно, что для обоих бассейнов, располагающихся на площади Капского района, характерно резкое преобладание размеров внешних областей питания над внутренними.

Граниты и гнейсы архея, развитые во внешней области питания Кейптаунского бассейна, отличаются спорадичностью распространения подземных вод и невысокой водоносностью. Из докембрийских осадочно-метаморфических образований наибольший интерес представляют карбонатные породы Доломитовой свиты, по сравнению с другими породами обладающие относительно высокой водоносностью. В обоих бассейнах распространены отложения Капской системы. Песчаники свиты Столовой горы в отношении водоносности характеризуются примерно одинаково. Дебиты пройденных в них скважин не превышают 1,5 л/с. Наибольшее скопление подземных вод отмечается в зонах разломов, где дебиты родников достигают 10, 18,4 и 52 л/с. Дебиты скважин, заложенных в песчаниках, кварцитах и других породах свит Боккевелд и Виттеберг, 0,3—2,5 л/с. Слабоводоносны и капские граниты.

Водоносность пород внутренних областей питания бассейнов изучена слабо и имеющиеся материалы дают лишь самое общее представление о ней. В капских гранитах, залегающих под осадочным чехлом кайнозойских образований, формируются незначительные ресурсы подземных вод. Слабой водоносностью отличаются и песчаники верхней части свиты Столовой горы, однако в более глубоких горизонтах разреза свиты вскрываются напорные воды, дающие притоки воды в скважины до 10—15 л/с. Воды нижнемеловых отложений встречены лишь в Капском бассейне, где залегают на глубине около 1000 м (горизонт Энон). Они обладают значительным напором, а отложения, их вмещающие, отличаются высокой водоносностью. Водоносность вышележащих отложений нижнего мела (горизонт Эйтенхахе), а также палеоген-неогена и образований четвертичного возраста слабая.

Минерализация подземных вод во внешней области питания бассейнов невысокая, особенно в восточной части района, где выпадает достаточно много осадков и породы коры выветривания хорошо промыты. По направлению на запад вследствие возрастания аридности климата в ряде пунктов отмечаются солоноватые воды, в связи с чем распределение минерализации по площади становится достаточно пестрым. Наименьшей минерализацией в пределах района обладают подземные воды, заключенные в кварцитах и окварцованных песчаниках. На отдельных участках внешних областей питания бассейнов установлены проявления вертикальной и горизонтальной зональности в изменении минерализации подземных вод. Первая, в частности, отмечается в свитах Боккевелд и Виттеберг Капской системы одноименного бассейна, где минерализация воды в верхней из них (Виттеберг) изменяется от 0,1 до 0,9 г/л, а в свите Боккевелд достигает 2 г/л. Соответственно изменяется и состав подземных вод. Вопрос о зональности в изменении химического состава подземных вод во внутренних областях питания бассей-

нов в связи со слабой изученностью их недостаточно ясен. Из приведенных выше характеристик следует, что подземные воды палеоген-неогеновых отложений относятся к солоноватым и соленым. В нижнемеловых отложениях и более древних свитах Капской системы установлены менее минерализованные воды. Таким образом, создается впечатление о наличии в бассейнах инверсионного типа зональности. Этот вывод носит предварительный характер и нуждается в подтверждении фактическим материалом.

Существенная роль в формировании химического состава подземных вод описываемых бассейнов принадлежит океанским водам, поступающим на материк с атмосферными осадками. Поэтому состав воды всех водоносных комплексов района гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный натриевый или натриево-кальциевый. Глубокие горизонты, вскрытые в некоторых пунктах бассейнов и заключающие солоноватую воду, относятся чаще всего к сульфатно-хлоридному натриевому типу. Сульфатные воды разного катионного состава формируются в породах, содержащих включения кристаллов пирита и марказита. В целом для подземных вод района характерно высокое содержание кремнекислоты, местами органических веществ, от которых они приобретают коричневую окраску.

Район богат минеральными термальными водами. Во внешних областях питания бассейнов проявления их приурочены к зонам разрывных дислокаций в различных по возрасту и составу породах. Это в основном слабоминерализованные, по-видимому, азотные термы с температурой воды от 32,3 до 64,2° С. Термальные хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 0,56 г/л и температурой 55° С вскрыты на глубине 950—1090 м в нижнемеловых отложениях внутренней области питания Капского бассейна. Они, вероятно, имеются и во внутренней области питания Кейптаунского бассейна.

Питание подземных вод района осуществляется в основном за счет инфильтрации осадков и частично, возможно, конденсации влаги из воздуха. На величину инфильтрации влияет наличие растительного покрова, задернованность склонов гор, характер почвенного покрова. В частности, отмечается, что в местах развития глинистых почв, например на востоке района, она меньше, чем в полупустынном Малом Карру.

Разгрузка подземных вод происходит через зоны разрывных нарушений, с помощью речной сети и путем эвапотранспирации, обусловливающей формирование солоноватых и местами соленых вод в ближайших к поверхности земли водоносных горизонтах. Региональной областью разгрузки подземных вод служат впадины омывающих район Индийского и Атлантического океанов.

Несмотря на сложные природные условия района, большая часть его обеспечена пресными или слабосолоноватыми, но пригодными для водоснабжения водами. Однако на западе района в некоторых участках на юге ресурсов этих вод недостаточно. В этих местностях проблема водоснабжения городов и других населенных пунктов решается за счет привлечения поверхностных вод. В частности, за счет использования их осуществляется водоснабжение таких крупных городов района, как Ист-Лондон, Порт-Элизабет, Кейптаун и др.

Ж. Субмаринные артезианские бассейны

Африканский материк окружен морями и океанами. На западе его омывают воды Атлантического океана, на севере Средиземного моря, на северо-востоке Красного моря и Аденского залива, на юго-востоке и юге Индийского океана. Подземные воды стратифицированных толщ, выполняющих впадины этих обширных водоемов, совершенно не изу-

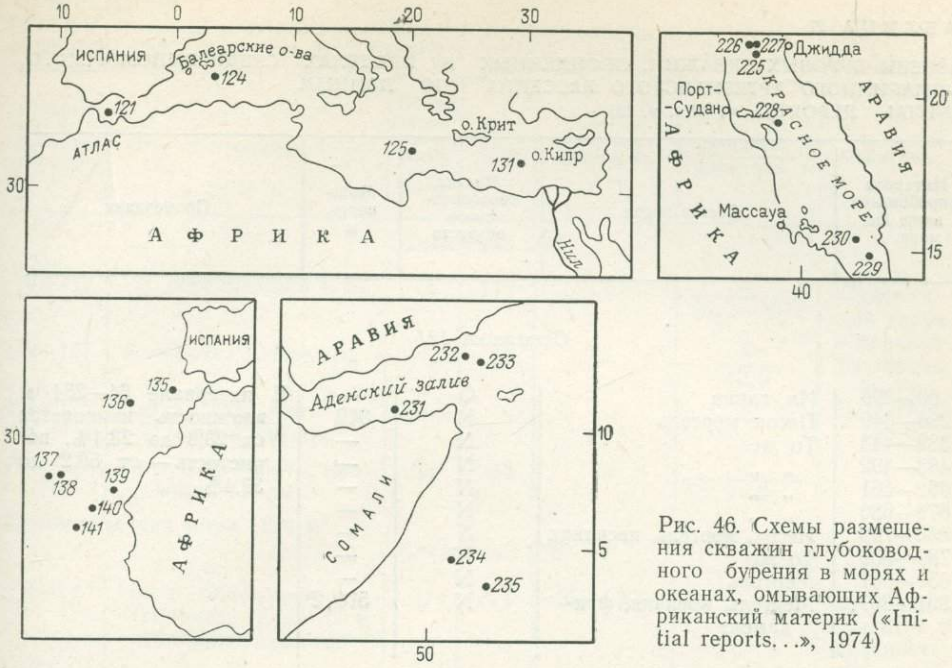


Рис. 46. Схемы размещения скважин глубоководного бурения в морях и океанах, омывающих Африканский материк («Initial reports...», 1974)

чены, но поровые растворы их подвергались исследованию в ряде пунктов (рис. 46).

Осадки Средиземноморского субмаринного бассейна разбуривались на нескольких станциях. Данные о геологических разрезах, вскрытых на четырех из них (рис. 46), приведены в табл. 27.

Глубина моря в указанных пунктах, как видно из табл. 27, увеличивается с севера на восток. Максимальную глубину имеет скважина, пробуренная южнее Испанского побережья.

Состав неогеновых отложений довольно пестрый. Все породы слабо диагенезированы и отличаются большой пористостью и высокой влажностью. Водоносны среди них пески и песчаники, возможно, известняки и некоторые другие породы, если они обладают трещиноватостью. Но подземные воды их не изучены.

Содержание хлора в поровых растворах пород, вскрытых скв. 124, колеблется от 37 до 66,8‰, а скв. 125— от 21,5 до 27,5‰, т. е. значительно выше содержания его в морской воде, причем с глубиной оно увеличивается.

Красноморский субмаринный бассейн приурочен к одноименной рифтовой зоне. Формирование отдельных составляющих его элементов было неодновременным. Наиболее ранним образованием бассейна является Суэцкий залив, который приобрел современную форму в позднем олигоцене. В раннем миоцене возник основной бассейн Красного моря, а в позднем плиоцене — залив Акаба. Протяженность бассейна с северо-запада на юго-восток около 1800 км.

Исследованиями установлено, что донная поверхность Красноморской части бассейна неровная. В ней выявлены три крупные впадины и несколько более мелких, очертания которых совпадают в основном с изобатой 1900 м. Наиболее северной и крупной является впадина Атлантис II, максимальная глубина ее 2170 м. Впадина Чейн, расположенная южнее, имеет глубину 2066 м. Западнее находится впадина Дискавери, максимальная глубина которой достигает 2220 м («Современное гидротермальное...», 1974).

В пределах бассейна пробурено несколько скважин, разрезы пяти из них помещены ниже (см. рис. 46, табл. 28).

ТАБЛИЦА 27

РАЗРЕЗЫ БУРОВЫХ СКВАЖИН, ПРОЙДЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СУБМАРИННОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (ПО ДАННЫМ «INITIAL REPORTS...», 1974, v. 13)

Интервал опробования ниже дна моря, м	Состав пород	Индекс геологического возраста	Мощность, м	Примечания
	Скважина 121			
60—296	Ил, глина	Q	—	В интервале 64—254 м влажность изменяется от 23,8 до 23,4%, пористость — от 50,2 до 39,4%
296—349	Песок, мергель	N	349	
389—443	То же	N	—	
483—492	„ „	N	—	
652—661	„ „	N	—	
679—680	„ „	N	—	
680—789	Песок, мергель, песчаник	N	—	
789—859	То же	N	—	
859—861	Мергель	N	—	
861—867,2	Мергель, брекчия, фундамент	N	518,2	
Глубина до дна моря 1163 м				
	Скважина 124			
118,6—127,4	Ил, глина, мергель, песок	Q	127,4	В интервале 118,6—365 м влажность изменяется от 31,9 до 18,8%, пористость — от 54,5 до 37,6%
193—203	То же	N	—	
298—342	„ „	N	—	
362—365	Мергель, с глубины 359 м гипс	N	—	
382—422,2	Мергель пиритизированный, гипс, ангидрит, прослои диатомитов	N	295	
Глубина до дна моря 2726 м				
	Скважина 125			
30—39,2	Ил органогенный	N	—	В интервале 30—62 м влажность изменяется от 45,8 до 27,3%, пористость — от 67,2 до 44,6%
39,2—62	Ил органогенный, сапропель	N	—	
62—80	Доломит, ил органогенный	N	—	
80—121	Доломит, гипс	N	121	
Глубина до дна моря 2782 м				
	Скважина 131			
47—56	Ил, песок	Q	—	
84—93	Алеврит, мергель	Q	—	
140—149	Песчаник, ил	Q	—	
206—215	Песок, ил, алеврит	Q	—	
263—272	Известняк, глина, мергель	Q	272	
Глубина до дна моря 3037 м				

ТАБЛИЦА 28

РАЗРЕЗЫ БУРОВЫХ СКВАЖИН В ПРЕДЕЛАХ КРАСНОМОРСКОГО СУБМАРИННОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (ПО ДАННЫМ «INITIAL REPORTS...», 1974, v. 23)

Интервал опробования ниже дна моря, м	Состав пород	Индекс геологического возраста	Мощность, м	Соленость поровых растворов, ‰	Пористость, % / Влажность, %	Примечания
		Скважина 225				
0—112	Ил, переходящий в мел	Q	112	—	50 / 25,2—36,9	Содержание хлора в поровых растворах (г/кг): 21,6; 27,6; 145,0
112—167	Алевролит глинистый	N_2	55	—	45 / 12,9	
167—176	Глина, алевролит доломитизированные	N_1	9	—	—	
197—230	Ангидрит, галит с прослоями глины	N_1	54	—	— / 1,2—9,1	
Глубина до дна моря 1228 м						
		Скважина 226				
0—14	Ил с обломками ангидрита, ниже 5 м обломки базальта	Q	14	256—265	—	Во впадине Атлантис II соленость придонной воды 39,5 ‰
Глубина до дна моря 2169 м						
		Скважина 227				
0—131	Ил, мел	Q—N_2	131	—	40—50 / 21—35,6	На глубине 38 м содержание хлора в поровом растворе 24,6 г/кг
131—194	Глина с детритусом	N_2	63	—	— / 14,8—25,3	
194—226	Глина доломитизированная	N_2	32	—	— / 10—19,1	
226—359	Эвапориты с прослоями глины	N_1>	133	—	— / 0,21	
Глубина до дна моря 1795 м						
		Скважина 228				
0—195	Ил, переходящий в алевролит	Q	195	52,0; 97,4; 120,7; 147,0	73,4—44,6 / 37,9—28,2	На глубине 168 м в темных глинах содержится 1500 мг/кг ванадия и 300 мг/кг молибдена
195—250	Алевролит	N_2	55	158,0	— / 11,5—18,1	
250—287	Глина доломитизированная	N_2	37	170,0; 197,0	— / 22,4—3,9	
287—325	Эвапориты с прослоями доломитов и алевролитов	N_1>	38	210,0	—	
Глубина до дна моря 1038 м						
		Скважина 229				
0—45	Ил с прослоями глинистого материала	Q_{IV}	45	30,0	— / 32,1	
45—212	То же	Q_{I-III}	167	42,0	— / 18,4	
Глубина до дна моря 852 м						

ТАБЛИЦА 29

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ПО СКВАЖИНАМ КРАСНОМОРСКОГО СУБМАРИННОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (ПО ДАННЫМ «INITIAL REPORTS...», 1974, v. 23)

Скважина	Глубина отбора пробы, м	Cl г/кг	Микрокомпоненты, мг/кг								Отношение Cl/Br	Примечания
			Br	Li	NH_3	Fe	Mn	Cu	Ni	Zn		
225	20	21,6	86,0	0,26	1,9	1,9	0,4	0,1	0,2	0,7	251	В морской воде содержится хлора 19,4 г/кг, брома 67 мг/кг, лития 0,17 мг/кг, отношение Cl/Br 290
	50	23,4	74,0	0,32	1,4	1,8	0,5	0,5	0,2	0,6	316	
	85	27,6	88,0	0,51	6,9	1,3	0,4	0,15	0,3	0,05	314	
	214	145,0	174,0	2,45	34,7	2,6	0,5	0,8	5,0	4,6	833	
226	0,5	152,0	98,0	3,12	0,5	33,0	70,2	0,55	2,1	15,0	1551	
227	38	24,6	80,0	0,35	5,3	1,7	0,7	0,2	0,3	1,3	308	
228	5	25,8	63,0	0,24	0,5	1,8	0,4	0,2	0,45	0,4	410	
	38	35,7	84,0	0,31	4,9	3,1	0,6	0,1	0,3	0,4	425	
	130	69,7	99,0	0,74	10,7	1,8	1,5	0,1	0,5	1,1	704	
	153	73,0	92,0	0,87	26,8	2,9	2,9	0,15	0,7	2,3	793	
	166	78,6	99,0	0,97	10,0	3,0	3,1	0,7	1,0	1,6	794	
229	9	21,8	117,0	0,27	5,7	—	—	—	—	—	186	
	73	23,4	105,0	0,22	70,9	—	—	—	—	—	223	
	100	22,5	90,0	0,26	48,1	—	—	—	—	—	250	
	155	24,0	113,0	0,32	78,2	—	—	—	—	—	212	
230	9	31,9	75,0	0,24	31,1	0,9	0,5	0,1	0,2	0,4	425	

Как видно из табл. 28, глубина Красного моря в пунктах нахождения скважин колеблется от 852 до 2169 м, а пройденная глубина их ниже дна моря изменяется от 14 до 359 м, т. е. она значительно меньше глубины скважин, пробуренных в Средиземном море. Как и в последнем, скважины вскрыли неогеновые и четвертичные отложения, указывающие, что формирование грабена началось в донеогеновую или неогеновую эпохи, продолжалось в раннечетвертичное время и, по-видимому, происходит в современное, о чем свидетельствуют высокая сейсмическая активность района и многочисленные проявления новейшей вулканической деятельности.

Водоносны в разрезе, возможно, слабоуплотненные алевролиты и доломиты. Однако сведения о наличии в этих породах воды и ее особенностях отсутствуют, так как гидрогеологическое опробование скважин не производилось. Данные о химическом составе поровых растворов пород приведены в табл. 29.

Из табл. 29 видно, что минерализация поровых растворов во всех пунктах даже при небольшом углублении в осадочную толщу значительно выше, чем минерализация морской воды, и с глубиной, как правило, закономерно повышается. Особенно значительное повышение ее отмечается в скв. 225, где она более чем в 7 раз превышает минерализацию морской воды. По-видимому, это объясняется тем, что указанная скважина на глубине 176 м вошла в эвапориты, переслаивающиеся с глинами, в которых и была остановлена. Также высокую минерализацию имеют поровые растворы скв. 228, вскрывшей разрез неогеновых и четвертичных отложений с эвапоритами. Минерализация поровых растворов скв. 229 лишь в 1,2 раза выше минерализации морской воды. Аномально высокой минерализацией обладают поровые растворы скв. 226 с глубины лишь 0,5 м от дна. Для поровых растворов всех скважин характерно высокое содержание брома, остальные микрокомпоненты содержатся в незначительных количествах.

Изучение изотопного состава растворов позволило сделать вывод, что в формировании их существенная роль принадлежит метеорным

водам, особенно в поровых растворах глин, заключенных между слоями солей. Это указывает, что образование эвапоритов происходило в неглубоких морских впадинах при господстве испарительных условий. Состав их зависел от местного стока, рельефа, температуры и т. д.

Приведенные материалы показывают, что в глубоких частях Красноморского артезианского бассейна распространены высокоминерализованные подземные воды — рассолы, разгружающиеся, вероятно, по зонам разломов и обладающие высокой температурой. Об этом, в частности, свидетельствует высокая минерализация и температура морских вод, располагающихся в выявленных впадинах грабена, и резко отличный состав их от состава последних, близкий к водам нефтяных месторождений. По О. П. Шпайхеру (1968), минерализация этих вод достигает 280 г/л, состав хлоридный натриевый, содержание брома высокое, температура на глубине от 2045 м и более 55,9° С. Подробнее минеральные и термальные воды бассейна характеризуются в гл. VIII.

Аденский субмаринный бассейн располагается юго-восточнее Красноморского. По данным П. Бурека («Современное гидротермальное рудоотложение», 1974), центральная часть Аденского залива, как и Красного моря, представляет собой рифтовый трог, возникший в раннемеловое время, но окончательно оформившийся в позднем эоцене и олигоцене. Расширение залива обусловлено движением Аравийского щита на северо-северо-запад. Оно было более значительным, чем раздвигание дна Красного моря. В этом бассейне пройдены три скважины; глубина до дна моря колеблется здесь от 1757,5 до 2161 м (см. рис. 46, табл. 30).

Слагающие бассейн отложения изучены до глубины 584 м. Как и в предыдущих двух бассейнах, они имеют неогеновый и четвертичный возраст. Соленость поровых растворов в скв. 231 близка к солености морской воды и с глубиной несколько уменьшается (см. табл. 30). В скв. 232 на продолжении примерно первых 300 м она близка или несколько больше солености морской воды, но начиная с глубины 320 м резко возрастает, достигая 66,8‰, что, возможно, связано с наличием ниже этой глубины эвапоритов или с поднятием по зонам разломов из более глубоких горизонтов высокотермальных рассолов.

В Индийском океане вблизи Сомалийского побережья морское дно располагается на глубине 4721—5146 м. Пройденные здесь две скважины — 234 и 235 углубились в осадочную толщу океана соответственно на 247 и 684 м (табл. 31).

Как видно из табл. 31, разрез толщи разнообразнее, чем разрезы отложений ранее охарактеризованных бассейнов. Наряду с породами четвертичной системы и неогена здесь встречены отложения палеогенового и предположительно мелового возраста.

Водоносны среди всего осадочного разреза данной зоны океана пески. Однако сведения о содержащихся в них подземных водах и степени обводненности этих пород отсутствуют. Лишь соленость поровых растворов в обеих скважинах, близкая к солености морской воды, позволяет предполагать, что и минерализация подземных вод не превышает ее минерализации. В табл. 32 приведен химический состав поровых растворов.

В пределах Атлантического океана вдоль Северо-Западной Африки пройден ряд скважин. Разрезы пяти из них помещены ниже (см. рис. 46, табл. 33).

Из табл. 33 видно, что скважинами встречены условно меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Изучение поровых растворов пройденных пород показало, что в скв. 135, 136 и 137 соленость их по всему разрезу практически равна минерализации морской воды. Что касается скв. 139 и 140, то здесь она равна минерализации морской воды лишь в верхней части разреза, а

ТАБЛИЦА 30

РАЗРЕЗЫ БУРОВЫХ СКВАЖИН, ПРОЙДЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ АДЕНСКОГО СУБМАРИННОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (ПО ДАННЫМ «INITIAL REPORTS...», 1974, v. 24)

Интервал опробования ниже дна моря, м	Состав пород	Индекс геологического возраста	Мощность, м	Соленость поровых растворов, ‰	pH растворов	Пористость, % / Влажность, %
		Скважина 231				
0—7	Ил органогенный	—	7	35,5		66 / —
7—64	То же, с прослоями песка	Q	57	—		55,7 / —
64—121	То же, с линзами глины и песка, внизу с прослоями песка	Q	152	—		—
121—235	Ил и глина органогенные с прослоями вулканического пепла, песка, в том числе глинистого	Q	114	—	—	—
235—566,5	То же, но более литифицированные	N_1	331,5	31,9	—	44 / —
566,5—584	Базальт, вулканическое стекло, прослои мела	N_1	17,5	32,7	6,8	—

Глубина до дна моря 2161 м; на глубине 397 м происходило выделение газа (NH_4?), присутствует H_2S, содержание битумов 5%

		Скважина 232				
0—301,5	Ил органогенный серовато-желтый с прослоями песка и пиритизированного пепла	Q N_2	301,5	35,5; 34,9; 37,4; 38,2; 41,8; 43,2	7,46 7,3 7,16 7,3	69—55—41—62 / 44—29—23—38,4
301,5—311	Алевролит карбонатизированный с прослоями песка	N_1	9,5	—	—	—
311—320,5	Песчаник карбонатизированный	N_1	9,5	—	—	—
320,5—396,5	Ил органогенный с прослоями песка	N_1	76	66,8; 67,7	6,83 6,9	— 26—28 — 8,6
396,5—421,5	Песчаник карбонатизированный	N_1	25	—	—	— / 24—24,5
421,5—434	Ил органогенный	N_1	12,5	—	—	—

Глубина до дна моря 1757,5 м; высокая соленость указывает на возможное наличие на глубине эвапоритов

ТАБЛИЦА 31

РАЗРЕЗЫ БУРОВЫХ СКВАЖИН, ПРОЙДЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА, ВБЛИЗИ СОМАЛИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ (ПО ДАННЫМ «INITIAL REPORTS...», 1974, v. 24)

Интервал опробования ниже дна моря, м	Состав пород	Индекс геологического возраста	Мощность, м	Соленость поровых растворов, ‰	pH растворов	Пористость, % / Влажность, %
	Скважина 234					
0—9,5	Ил органогенный и глина	N	9,5	35,2	7,5	—
9,5—38	Глина с кристаллами пирита	N_1	28,5	35,3	8,4	—
66,5—85,5	Глина зеленоватая и желтая	N_1	19	36,0; 35,8	7,48	—
					7,49	—
114—161,5	Глина	N_1	47,5	—	—	—
161—190	Глина и ил органогенный	P_3	28,5	35,8	7,34	—
190—247	Глина	P_3	67	34,4	7,54	—
Глубина до дна моря 4721—4738 м						
	Скважина 235					
0—38	Ил органогенный желтовато-зеленый	Q	38	36,3	8	79,6 / 51,7
66,5—503,5	Чередование органогенных илов и глин зеленовато-серых, содержащих кристаллы пирита и единичные прослойки песка	N	437	—	8,2	71,5 / 39,9 63,5 / 33,6
579,5—589	Глина коричневая ожелезненная	N	9,5	33,2	7,78	— / 22,2
646—684	Базальт с прослоем тонкозернистой метаморфизованной породы	K (?)	38	—	—	—
Глубина до дна моря 5146 м.						

ТАБЛИЦА 32

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ПОРОД, ПРОЙДЕННЫХ СКВ. 235

Глубина отбора пробы, м	Cl, г/кг	Na, г/кг	Минерализация, г/кг	Некоторые макро- и микрокомпоненты, мг/л					
				SO_4	Ca	Mg	K	Sr	Mn
18	19,7	11	34,9	1737,6	244	1222,3	736,7	12,3	2,7
498	20,5	12	33,6	259	528	682,8	109,4	7,2	1,6

ниже закономерно повышается. Особенно хорошо это видно на примере поровых растворов пород скв. 139, в которой соленость от 38‰ вверху разреза в интервале 523—665 м увеличилась до 74,8‰, т. е. возросла почти в два раза.

Изложенное показывает, что подземные воды субмаринных артезианских бассейнов, приуроченных к морям и океанам, омывающим Аф-

ТАБЛИЦА 33

РАЗРЕЗЫ БУРОВЫХ СКВАЖИН, ПРОЙДЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА, ВБЛИЗИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АФРИКАНСКОГО МАТЕРИКА (ПО ДАННЫМ «INITIAL REPORTS...», 1974, v. 4)

Интервал опробования ниже дна моря, м	Состав пород	Индекс геологического возраста пород	Мощность, м	Соленость порового раствора, ‰	Пористость, % / Влажность, %
		Скважина 135			
0—325	Ил, переходящий в мел	$Q_{I-III} — P_3$	325	34,1—33,6	62—33 / 40—26
325—450	Алевролит, прослои песка, коричневая глина	$P_2 — K_2$	115	33	44—38 / 21—22
450—560	Глина черная и зеленая, прослои известняка и кремнистого мергеля	K	~110	33,6—32,4	—
560—689	Мергель и известняк	K	~126	—	—
Глубина до дна моря 4152 м					
		Скважина 136			
0—243	Ил, переходящий в мел	$N_2 — N_1$	243	34,1	54—44 / 40—24
243—257	Алевролит глинистый	N_1	14	33,6—34,1	53—47 / 36—25
257—284,5	Алевролит глинистый с пеплом	$K_2 — K_1$	27,5	32,5	62 / 40
284,5—285	Глина слоистая пестроцветная	$K_2 — K_1$	0,5	—	—
285—308	Мергель глинистый	K_1	23	33,6	49 / 27
308	Базальт	?	—	—	—
Глубина до дна моря 4169 м					
		Скважина 137			
0—58	Глина коричневая	?	58	34,7—36,3	— / 50
58—245	Глина коричневая цеолитовая	$P_1 — K_2$	187	—	—
245—277	Глина, ил, алевролит, кремнистая глина	K_2	32	—	—
277—397	Мергель пестроцветный, мел	$K_2 — K_1$	120	—	— / 25
397	Базальт	?	—	—	—
Глубина до дна моря 5367 м					
		Скважина 139			
0—400	Ил, мергель, мел	Q_{IV}, $N_2 — N_1$	400	38,0; 48,4; 59,4	60—52 / 42—31
400—523	Алевролит, мергель, ил	N_1	123	60,5	—
523—665	Переслаивание диатомых илов и кварцевого песка	N_1	142	74,8	32—43 / 16—28
Глубина до дна моря 3047 м					

Продолжение табл. 33

Интервал опробования ниже дна моря, м	Состав пород	Индекс геологического возраста пород	Мощность, м	Соленость порового раствора, ‰	Пористость, % / Влажность, %
		Скважина 140			
0—150	Ил, мел, мергель	$Q_{IV} - N_2$	150	36,3	61 / 37—40
150—226	Глина с линзами алеврита и ила	N_1	76	38,5	62 / 44
226—610	Глина, переходящая в доломитизированную глину с прослоями окремненного материала		384	41,8; 46,2	65—48 / 42—39
610—651	Глина с прослоями песка	K_2	41	53,4	46—60 / 27—38

Глубина до дна моря 4483 м.

риканский материк, изучены очень слабо, однако и приведенные скудные данные о них позволяют сделать ряд предварительных выводов.

Прежде всего обращает на себя внимание резко различный состав пород, слагающих бассейны, располагающиеся в межматериковых морях (Средиземноморский, Красноморский, Аденский) и в краевых зонах Индийского и Атлантического океанов. В первой группе бассейнов наряду с нормально осадочными породами широко развиты эвапориты (гипс, ангидрит, галит), во второй — преимущественно морские осадочные образования.

Водовмещающие породы бассейнов представлены песками, песчаниками, возможно известняками. Залегая между водоупорными толщами, заключенные в них воды, несомненно, обладают напором. Однако количественная характеристика этих вод и состав их не установлены. О последнем в какой-то степени можно судить по составу поровых растворов горных пород. П. А. Крюков (1971) отмечает, что сходство состава пород и подвижных вод наблюдается большей частью в относительно изолированных водоносных горизонтах, сложенных и рыхлыми, и плотными трещиноватыми породами. Водоносные горизонты субмаринных артезианских бассейнов удовлетворяют этим условиям.

Для поровых растворов в отложениях межматериковых субмаринных артезианских бассейнов характерна высокая минерализация, как правило, закономерно повышающаяся с глубиной и позволяющая предполагать широкое распространение в глубоких горизонтах этих бассейнов высокоминерализованных подземных вод типа крепких рассолов, по-видимому, термальных.

В субмаринном бассейне Индийского океана в колонке осадков до глубины 684 м минерализация поровых растворов примерно равна минерализации морской воды, а в глубоководной зоне Атлантического океана, где осадки разбурены до глубины 689 м, минерализация поровых растворов пород некоторых скважин либо соответствует минерализации морской воды, либо в 1,5—2 раза выше. Последнее характерно преимущественно для глубоких частей разреза.

Итак, хотя формирование химического состава подземных вод субмаринных артезианских бассейнов происходит в несколько иных условиях, чем в материковых, в результате формируется та же зональность в изменении их минерализации и состава по глубине, что и в субаэральных бассейнах.

Глава IV

ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Химический состав подземных вод Африканского материка изучен значительно хуже, чем Азиатского. В работе, посвященной описанию подземных вод последнего («Гидрогеология Азии», 1974), отмечалось, что их состав зависит от комплекса природных факторов, среди которых важнейшее значение имеют солевой состав атмосферных осадков, состав пород, через которые фильтруются атмосферные осадки прежде чем достигнут первого от поверхности земли горизонта подземных вод, а также состав вмещающих пород, которые выщелачиваются и растворяются атмосферными осадками и с которыми подземные воды вступают в обменные реакции при своем движении; состав седиментационных вод, отжимающихся при уплотнении осадков и поступающих в водопроницаемые слои, залегающие между водонепроницаемыми, «ювенильные» воды глубоких частей земной коры, обычно высокотемпературные с газами и микрокомпонентами, палеогидрогеологические и неотектонические условия развития артезианских бассейнов и некоторые другие.

Все эти факторы формирования подземных вод Азиатского материка имеют планетарный характер и поэтому сохраняют свое значение и для Африканского материка.

Наибольшее количество солей поступает в подземные воды в результате растворения и выщелачивания пород, а также с водой, отжимающейся при уплотнении пород. Роль «ювенильных» вод в солевом балансе подземных вод в прошлые геологические эпохи, по-видимому, была более высокой, чем в современную.

По анионному составу среди подземных вод материка выделяются силикатные, гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные, а по катионному — кальциевые, натриевые, магниевые и многочисленные смешанные. Минерализация подземных вод тоже довольно разнообразна. Установлены ультрапресные, пресные, слабосолоноватые, солоноватые и соленые подземные воды, а также различной концентрации рассолы.

Для внешних областей и зоны активного водообмена внутренних областей питания бассейнов в пределах гумидных и умеренно увлажненных территорий, а также для внешних областей питания и краевых частей зоны активного водообмена бассейнов, находящихся в аридных районах, характерны главным образом маломинерализованные силикатные, гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные разного катионного состава воды.

В центральных частях внутренних областей питания бассейнов аридных районов наряду с пресными отмечаются солоноватые и соленые воды, а на некоторых участках и рассолы, в совокупности образующие довольно пеструю картину пространственного размещения минерализации и состава подземных вод.

Мощность зоны активного водообмена бассейнов принимается равной глубине вреза гидрографической сети, но, возможно, она захватывает и более глубокие части их разрезов. Ниже располагается зона

затрудненного водообмена, в которой развиты преимущественно сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, реже хлоридные натриевые и натриево-кальциевые подземные воды. Для зоны застойного режима артезианских бассейнов характерны главным образом хлоридные натриевые, натриево-кальциевые и кальциево-натриево-магниевые воды, реже фиксируются хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды.

Приведенная схема распределения состава и минерализации подземных вод по гидродинамическим зонам артезианских бассейнов более или менее справедлива лишь при условии, если в разрезах их отсутствуют гипсоносные, соленосные или какие-либо другие легкорастворимые породы, могущие нарушить ее. При наличии таких пород в той или иной зоне состав и минерализация подземных вод претерпевают соответствующие изменения.

Из описания артезианских бассейнов следует, что для зоны активного водообмена, в которой развиты главным образом грунтовые воды, характерна как горизонтальная, так и вертикальная зональность в изменении их состава и минерализации, для зон затрудненного и застойного режимов вертикальная двух типов — по падению водоносных горизонтов и в пункте их вскрытия.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ (ГРУНТОВЫХ) ВОД ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Определение понятия «грунтовая вода». В настоящее время имеется более 30 определений этого понятия. Мы под грунтовыми водами понимает первые от поверхности земли или дна водоема подземные воды, скапливающиеся в коре выветривания и в рыхлых отложениях — грунтах на первом водоупорном слое, отражающие в закономерностях своего распространения и формирования особенности физико-географической и геологической среды, в зависимости от которых давление на их поверхности может быть равным атмосферному или более высоким.

Из этого определения следует, что грунтовая вода представляет собой природное подвижное геологическое тело (в физико-химическом смысле — раствор), формирующееся в различных по возрасту и составу породах, состоящее из собственно воды (H_2O), находящихся в ней химических элементов и их комплексов, органических веществ, микрофлоры и газов и имеющее характерную температуру, обусловленную физико-географическими и геологическими условиями среды, в которой она находится.

Факторы формирования химического состава грунтовых вод. Грунтовые воды материковых областей, залегая первыми и чаще всего неглубоко от поверхности земли, при своем формировании, естественно, испытывают воздействие большого числа природных факторов, среди которых выделяются региональные и локальные.

К региональным факторам относятся климат, растительность, почвы, породы зоны аэрации и водовмещающие породы, многолетнемерзлая зона, гравитационное поле земли, рельеф, деятельность человека.

Микроклимат, микрорельеф, поверхностные водотоки и водоемы, скопления различных полезных ископаемых, с которыми взаимодействуют грунтовые воды, очаги разгрузки по зонам разрывных дислокаций в грунтовые воды термальных слабо- и высокоминерализованных, а также глубоких артезианских, преимущественно высокоминерализованных подземных вод — все это локальные факторы. Сюда же, очевидно, следует отнести и деятельность человека, когда результаты ее в части

влияния на грунтовые воды не распространяются на значительные пространства, а захватывают лишь небольшие площади.

Интенсивность воздействия как региональных, так и локальных факторов на формирование грунтовых вод, естественно, не одинакова и в свою очередь зависит от ряда условий, в одних районах определяемых главным образом географическим их положением, в других — особенностями геологического строения, в третьих — деятельностью человека и т. д.

Ни один из природных факторов не влияет на формирование грунтовых вод отдельно. Тесно связанные между собой они, как правило, воздействуют на этот процесс комплексно. Это воздействие совершается не только в пространстве, но и во времени, т. е. в ходе исторического развития как самих факторов, так и процесса формирования грунтовых вод. Следовательно, разновозрастные грунтовые воды имеют и разный уровень развития последнего, отражающего определенную временную его стадию.

Перечисленный большой комплекс влияющих друг на друга факторов формирования, действующих в течение длительного времени, обусловливает создание провинциальных типов химического состава грунтовых вод, характерных для определенных природных зон материка.

Среди региональных факторов, влияющих на формирование химического состава грунтовых вод, располагающихся под дном морей, озер и рек, с которыми эти воды тесно связаны, ведущим является химический состав воды указанных водоемов и водотоков. К числу локальных факторов относится воздействие разгрузки высокоминерализованных и термальных напорных вод на участках, часто приуроченных к зонам разломов, морских нефтяных месторождений, руслам рек и подводным очагам вулканической деятельности. Несомненно большое влияние подводных концентраций рудных элементов и карстовых вод, часто разгружающихся под руслами рек и на дне морей. В прибрежной части шельфовой зоны, по-видимому, в пределах относительно неширокой полосы, на формирование химического состава грунтовых вод постоянно влияют разгружающиеся слабоминерализованные грунтовые воды материка. Аналогичное влияние эти воды оказывают на химический состав подрусловых и подозерных вод в периоды межени, когда дождевое питание рек и озер отсутствует. К числу локальных факторов, воздействие которых на формирование химического состава грунтовых вод аналогично воздействию вод рек и озер, относится также состав воды водохранилищ и каналов.

Рассмотрим влияние указанных факторов более подробно. Среди климатических факторов большую роль в этом процессе играют атмосферные осадки и температура воздуха.

Влияние атмосферных осадков на формирование химического состава грунтовых вод. По данным Г. А. Максимовича (1953), на земную поверхность за год на 1 км^2 поступает вместе с осадками от 12 до 24 т растворенных веществ (подсчитано разными методами. Это составляет для всей суши 1800—3600 млн. т, или 0,75—1,47 км^3.

Подробное рассмотрение истории изучения химического состава атмосферных осадков приведено в работе «Гидрогеология Азии» (1974), в связи с чем здесь на этом вопросе мы не останавливаемся. Отметим лишь, что впервые на важную роль атмосферных осадков как на фактор формирования химического состава грунтовых вод обратил внимание В. И. Вернадский (1933). Идеи его в дальнейшем развивали Е. С. Бурксер и Н. Е. Федорова (1949, 1955), Г. А. Максимович (1953), Т. К. Жаворонкина (1959), А. А. Колодяжная (1961, 1963), В. П. Зверев (1962), Е. В. Посохов (1969) и многие другие. В настоящее время библиография, посвященная этой проблеме, насчитывает более 150 работ. Одна-

ко подавляющее большинство их касается характеристики осадков, выпадающих на территорию Советского Союза. Химизм атмосферных осадков зарубежных стран, особенно Африканского материка, несмотря на большой теоретический и практический интерес вопроса изучен слабо, а по тем странам, по которым эти данные имеются, неравномерно по площади. Поэтому приводимые ниже характеристики этого состава и минерализации, а также основанное на последней количественное выражение возможной массы солей, поступающей вместе с осадками на материк, является сугубо ориентировочным.

Атмосфера Африканского материка, окруженного водной гладью морей и океанов, в прибрежной части получает соли главным образом со стороны этих водоемов, а во внутренней — преимущественно за счет солей суши, мигрирующих с поверхности в атмосферу при ветровой деятельности и при испарении вместе с парами воды (Гаджиева, Бежаев, 1971).

Б. Брайерли (Brierly, 1965) выделил на территории Африки пять районов, отличающихся количеством солей, приносимых с атмосферными осадками (см. рис. 2). Как видно из рис. 2, большая площадь, приходящаяся на центральную часть южной половины материка, характеризуется низким выпадением солей (не более 3,4—5,67 кг/га в год). В узкой прибрежной и прерывистой центральной зонах Южной Африки, на восточном побережье Мадагаскара и других островных территориях, обильно орошаемых атмосферной влагой, количество этих солей колеблется от 28,3 до 340,2 кг/га в год. Между ними располагаются площади, в пределах которых выпадает от 3,4 до 28 кг/га солей в год. На огромной территории Северной Африки с ее ничтожными осадками соли практически не приносятся на поверхность земли. Аналогичная площадь выделена Б. Брайерли в Южной Африке, однако последнее едва ли справедливо, так как здесь выпадает до 250 мм осадков в год, с которыми, несомненно, на поверхность поступают и соли.

По мере удаления от моря минерализация осадков быстро уменьшается. Так, по данным Ж. А. Дюрана (Durand, 1958), для Алжира содержание хлора в дождевой воде изменяется от 225 мг/л у побережья до 60 мг/л на расстоянии лишь 2,5 км от берега. Необходимо заметить, что для таких территорий, как Северная Африка, минерализация атмосферных осадков, а следовательно, и количество выпадающих с ними солей могут сильно возрастать за счет ветровой эрозии засоленных почв, а также соляных кор солончаков и окраин соленых озер, обогащающих атмосферу легкорастворимыми солями. В связи с этим, например, в Нигерии минимальное содержание солей в атмосферных осадках отмечается в 80 км от побережья, но затем по мере продвижения в глубь материка оно повышается, достигая в пустынях тех же величин, что и на побережье океана. Аналогичное явление установлено и в полупустынных районах Азиатского материка («Гидрогеология Азии», 1974).

Количество солей, поступающих с атмосферными осадками в отдельных пунктах и районах Африки (кг/га в год) следующее: Лагос 2948; Блекфонтейн 4,5—5,7; Дурбан 73,7; Грейамстаун 26; Республика Конго 2,3—4,5 (все данные по Brierly, 1965); Кампала 119 (Visser, 1961); Намиб от 79,4 до 1000 (Kaiser, 1926, Walter, 1936; Boss, 1941).

Как и на территории Азии, по-видимому, и в Африке минерализация осадков изменяется с изменением высоты местности, погоды, интенсивности дождей, а также во времени. С увеличением высоты гор минерализация осадков обычно уменьшается. И. Я. Давыдов (1963) объясняет это меньшей длиной пути, который проходит здесь дождевая капля до поверхности земли и меньшей насыщенностью атмосферы солевыми частицами. Наибольшая минерализация осадков отмечается в теплую погоду, когда загрязненность атмосферы всякого рода механическими частицами и мельчайшими кристалликами солей несравненно выше.

Химический состав атмосферных осадков материка не однороден. В прибрежной зоне, где на формирование их влияют компоненты минерализации морской воды, осадки преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные натриево-магниевые с иодом и бромом. По мере удаления от морей и океанов в формировании состава осадков начинают играть роль континентальные факторы природной обстановки. Состав их становится карбонатным, карбонатно-сульфатным или гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридным кальциево-натриевым, иод и бром в них уже отсутствуют. С увеличением высоты местности содержание хлор-иона несколько возрастает, а сульфат-иона уменьшается, из катионов в таком же соотношении находятся натрий и кальций.

На территории Африки имеется около 40 действующих вулканов, выделяющих при извержениях углекислоту, угарный газ, сероводород, водород, пары воды, соляной, серной, борной и фтористой кислот. Изменения в составе осадков под влиянием этих поступлений носят, как правило, местный характер. Значительно более существенная метаморфизация осадков и на большей площади отмечается в окрестностях городов и крупных горно-добывающих предприятий, где в осадках обычно резко возрастают содержания сульфат-иона, углекислоты и других специфических компонентов различных производств.

Влияние надземной растительности на формирование химического состава грунтовых вод. На территории Африки наблюдается чрезвычайное разнообразие растительных сообществ, среди которых выделяются две основные группы: 1) фреатофиты, т. е. растения, непосредственно влияющие через корневую систему на глубину залегания, ресурсы, режим и баланс грунтовых вод; 2) омброфиты, использующие лишь влагу атмосферных осадков и тем самым уменьшающие инфильтрацию их в грунтовые воды. Влияние растительности на формирование грунтовых вод проявляется также в изменении их минерализации и химического состава через надземную часть растений. Этот вопрос для территории Африки совершенно не изучен. Бедна такими исследованиями и мировая наука, несмотря на то, что еще в начале прошлого века Соссюр (Saussure, 1804) указывал на вымывание солей из листьев дождевой водой. Результаты его работ в 1883 г. были подтверждены Кунклером (Councler, 1883). Лишь значительно позже этой проблеме стали уделять несколько больше внимания, в связи с чем появилось довольно много публикаций.

В. Н. Мина (1965) отмечает, что количества вымываемых из растений веществ, особенно азота, кальция и калия, по сравнению с потребляемыми из почвы, значительны, и что ими нельзя пренебрегать при изучении обмена веществ между растениями и почвой.

На большую роль надземной древесной растительности в формировании химического состава грунтовых вод указывает также В. П. Боровицкий (1968), которым были изучены атмосферные осадки, стекавшие с крон лиственниц. Оказалось, что минерализация этих осадков в 1,5—2 раза выше, чем атмосферных. Вода имела характерный зеленовато-желтый цвет и повышенное содержание органических веществ, в ней было определено большое число микрокомпонентов, причем содержание некоторых из них было в 2—3 раза больше по сравнению с осадками, не проходившими через кроны деревьев. Велико влияние растительности на этот процесс и в природных условиях Африки, где атмосферные осадки после прохождения через надземный покров растений часто становятся зеленовато-коричневыми, что указывает на обогащение их органическими и, по-видимому, минеральными веществами, а также на увеличение минерализации.

Влияние почвенного покрова на формирование химического состава грунтовых вод. Распространенные на территории Африки весьма разнообразные типы почв, по

В. А. Ковде (1973б), можно объединить в четыре почвенно-геохимические формации (сообщества): черных гумусовых монтмориллонито-иллитовых почв, засоленных и щелочных; бурых лесных почв; аллитных почв и кор выветривания.

Каждое из указанных сообществ почв обладает своими особенностями макро- и микрокомпонентного состава, органических веществ, микроорганизмов, газов. Например, для сообщества черных гумусовых почв, включающего черные тропические почвы, образованные на древних аллювиальных отложениях, из анионов характерен бикарбонат-ион, а из катионов — кальций и магний. В прибрежных и внутриконтинентальных низменностях, депрессиях и впадинах высоких плато Восточной Африки, а также в саваннах формируются сульфатные, сульфатно-хлоридные, содовые, сульфатно-содовые и хлоридно-содовые солончаки, солонцы и солонцеватые почвы. Бурые лесные почвы являются большей частью карбонатными. Аллитные почвы и коры выветривания, широко распространенные на территории Африки, характеризуются высокой выщелоченностью, большим содержанием полуторных окислов и остаточного кварца, низкой поглотительной способностью.

По данным Н. П. Ремезова (1952), на почвах влажных тропиков и субтропиков в дождевых лесах ежегодно продуцируется 100—200 т/га органических веществ, в муссонных лесах — 60 т/га, в саваннах — 30 т/га. Лишь на поверхности аллитных почв и кор выветривания вследствие быстрого разложения сохраняется небольшой слой лесной подстилки.

Этот органический материал в последующем подвергается разложению, сопровождающемуся его минерализацией (Перельман, 1975). В результате в почву из золы растений поступают Li, Be, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, Sr, Mo, Ag, I, Au, Pb, Ra, U и некоторые другие элементы, извлеченные до того корневой системой растений из более глубоких подпочвенных горизонтов.

Высокая цветность вод гумидных районов Африки указывает, что помимо минеральных элементов при разложении растительных остатков в почву попадают органические кислоты (муравьиная, лимонная, щавелевая, яблочная и др.), амины и другие, образующие с ионами некоторых тяжелых металлов комплексные соединения (Виноградов, 1957). Особенно активны, как отмечает А. И. Рагим-Заде (1969), кислотные радикалы типа фульвокислот, обладающие свойством непрерывно реагировать с минералами, обусловленным постепенным вступлением в реакцию функциональных групп гумусовых кислот при постепенном подщелачивании среды. Они способствуют интенсивному разложению силикатных минералов и переходу в раствор кремнекислоты, окислов железа и алюминия. Круговорот веществ между почвой, породой и растительностью изображен на рис. 47.

В процессе взаимодействия почв и растений корни последних выделяют водородный и гидрокарбонатный ионы, которые вступают в обменные реакции с катионами и анионами почвы. Эта реакция имеет важное значение для формирования химического состава почв и почвенных растворов. Большую роль в формировании растворов играют также микроорганизмы, особенно растительные, за счет дыхания и разложения которых в почвах образуются углекислота, гумусовые вещества, минеральные соединения серы, фосфора, азота, редких элементов, в том числе радиоактивных и их изотопов. Процесс разложения микроорганизмов особенно быстро идет в присутствии свободного кислорода. Но и при отсутствии его разложение органических веществ не прекращается. Оно приводит к минерализации почвенных растворов, а также сопровождается десульфуризацией, в результате чего в них понижается содержание сульфат-иона, появляются сероводород, углекислота, иногда карбонат натрия.

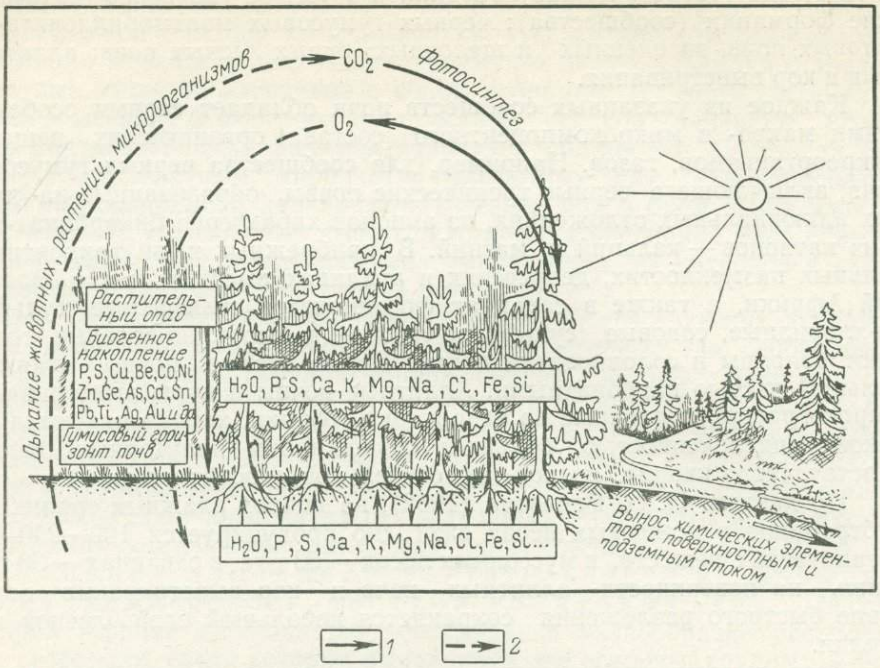


Рис. 47. Биологический круговорот химических элементов в ландшафте (бик) (Перельман, 1975)

1 — негэнтропийные процессы биогенной аккумуляции элементов, идущие с поглощением энергии, приводящие к росту упорядоченности, сложности, разнообразия (информации); *2* — энтропийные процессы минерализации, идущие с выделением энергии, приводящие к уменьшению упорядоченности, сложности, организации, разнообразия (информации)

Атмосферные осадки, обогащенные при прохождении через атмосферу и надземный слой растительности кислородом, углекислотой и другими газами, макро- и микрокомпонентами, достигают, наконец, поверхности земли, где вступают во взаимодействие с почвами. Здесь по существу начинается следующий этап формирования химического состава грунтовых вод, начало которому дает почвенная влага.

Из изложенного о процессах, происходящих в почвах после просачивания атмосферных осадков, следует, что химический состав сформировавшихся в результате этого почвенных растворов является сложным. В них присутствуют компоненты минерального состава, захваченные осадками из атмосферного воздуха и из надземного растительного покрова, а также органические вещества и газы, среди которых важнейшее значение имеют кислород и углекислота.

Состав почвенных растворов определяется типом почв, глубиной залегания уровня грунтовых вод от поверхности земли, физико-географическими условиями района. Во влажных субтропиках минерализация почвенных растворов наименьшая (0,3—1 г/л), особенно в периоды выпадения дождей. Она несколько повышается лишь в сухие сезоны, когда достигает 3—4 г/л. Растворы исключительно богаты органическими веществами и бедны компонентами минерального состава, сернокислые и хлоридные соли в них практически отсутствуют, но в значительных количествах содержится кремнекислота. Мала минерализация почвенных растворов и широко развитых в Центральной Африке болотных почв. Минерализация почвенных растворов солонцов, особенно содовых, достигает больших значений. Однако максимальную минерализацию (до 250—420 г/л; Ковда, 1973а) обнаруживают почвенные растворы сильно засоленных почв и солончаков, имеющих хлоридно-сульфатный натриево-магниевый состав, иногда с высоким содержанием нитратов. Концентрации некоторых элементов в этих почвенных раство-

рах достигают таких значений, что они выпадают из раствора и образуют твердый осадок. С глубиной минерализация растворов обычно уменьшается.

По А. П. Виноградову (1957), ионы с низким ионным потенциалом (щелочи, щелочноземельные элементы и др.) содержатся в виде истинных растворов и перемещаются с водой, собираясь в осадок и выкристаллизовываясь лишь в процессе ее испарения. Ионы со средним потенциалом входят в более тесные взаимоотношения с молекулами воды — гидроокислами, вызывая процесс гидролиза и выпадения гидратных соединений из воды. Ионы с высоким потенциалом вступают в еще более прочные соединения с водой и кислородом и образуют ионорастворимые в воде кислоты. Большую роль в миграции элементов в почвах оказывает pH воды, ограничивающая подвижность определенных элементов. Наконец, важное значение для формирования почвенных растворов имеют транспирационная деятельность растений, режим выпадения осадков и температура воздуха, повышение которой сопровождается усилением испарения и увеличением концентрации растворов, а также уменьшением растворимости газов, а понижение — возрастанием последней (особенно углекислоты) и увеличением содержания некоторых солей в растворах.

Таков в схеме довольно сложный процесс формирования химического состава почвенных растворов, представляющий собой часть общего процесса формирования химического состава грунтовых вод.

Роль зоны аэрации в формировании химического состава грунтовых вод. Дальнейшие преобразования почвенных растворов наступают в зоне аэрации располагающейся между зеркалом грунтовых вод и зоной почвенной влаги. Передвижение воды здесь происходит под действием силы тяжести и в виде капиллярной подвешенной влаги, образующей неразрывный поток, передвигающейся к горизонту грунтовых вод (при условии, если она не подпирается последними и состав пород по разрезу остается постоянным). Перемещение влаги в виде сплошного гравитационного потока и по капиллярам протекает в существенно иных условиях по сравнению с природной обстановкой формирования химического состава почвенной влаги. Эти отличия заключаются прежде всего в уменьшении прямого воздействия на этот процесс температуры воздуха, а также содержания в зоне аэрации кислорода, углекислоты, органических веществ, микроорганизмов. Все это дает основание предполагать, что химический состав влаги этой зоны несколько иной, чем почвенной влаги, минерализация ее, по-видимому, тоже несколько меньше. Большое значение приобретают здесь процессы выщелачивания и растворения пород, через которые просачивается влага, а также обменные реакции между породами и компонентами ее минерализации.

Процесс формирования химического состава и сам состав влаги зоны аэрации Африки изучены чрезвычайно слабо. Советские исследователи Н. Садыков (1965), В. А. Листенгартен (1969), М. К. Джабасов (1972) и др., изучавшие состав легкорастворимых солей, содержащихся в породах зоны аэрации, пришли к однозначному выводу о громадном значении этой зоны в формировании химического состава грунтовых вод.

Роль состава водовмещающих пород в формировании химического состава грунтовых вод. Состав пород, вмещающих грунтовые воды Африки, весьма разнообразен. Во внешних областях питания артезианских бассейнов широко распространены ультраосновные, основные и кислые интрузивные образования, эффузивы основного, среднего и кислого состава, осадочно-метаморфические терригенные и карбонатные породы; внутренние области питания сложены главным образом нормально-осадочными разновозрастными отложениями, среди которых широко распространены различные ге-

нетические типы четвертичных отложений — эоловые, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиальные, прибрежно-морские, озерные и др.

В гумидных областях Африки в коре выветривания гранитоидных пород формируются маломинерализованные грунтовые воды силикатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого, реже магниевого состава, причем содержание кремнекислоты определяется составом водовмещающих пород. Кроме кремнекислоты в воду переходят алюминий и некоторые другие петрогенные элементы. В аридных районах страны в тех же породах формируются гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией до 1 г/л, а местами несколько выше.

Грунтовые воды, формирующиеся в серпентинитовых массивах, имеют гидрокарбонатный магниевый состав и минерализацию до 1 г/л.

Двигаясь в водовмещающих породах, грунтовые воды взаимодействуют с последними, минерализация их увеличивается, соответственно изменяется и состав. Данные о скорости возрастания минерализации при этом для кристаллических пород Африки отсутствуют. А. В. Солнцев (1968), по наблюдениям в некоторых районах Советского Союза, показал, что оно является весьма высоким и, например, для гранитов на каждые 100 м пути фильтрации грунтовой воды в среднем составляет около 30 мг.

В известняках гумидной зоны Африки грунтовые воды имеют гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый состав, минерализация их до 1 г/л. Такие воды, в частности, отмечаются во внешних областях питания многих небольших артезианских бассейнов Атласа. Воды аналогичного состава наблюдаются и в гумидных областях субэкваториального пояса, на юге Чадского и Сенегальского бассейнов. Подобный состав грунтовых вод в гумидной зоне является следствием не только состава водовмещающих пород, но и благоприятных климатических и орографических условий, обеспечивающих относительно высокие скорости водообмена. В аридных районах грунтовые воды известняков чаще всего становятся сульфатно-хлоридными, сульфатными и хлоридными натриевыми, обычно слабосолоноватыми.

Темп роста минерализации грунтовых вод в закарстованных известняках в зависимости от длины пути фильтрации значительно выше, чем в гранитоидах, но по направлению от области питания к зоне разгрузки существенно снижается, что объясняется А. В. Солнцевым (1968) падением агрессивности пород по отношению к карбонату кальция с увеличением содержания его в водах и приближением к пределу насыщения.

На юге Тауденнийского бассейна минерализация грунтовых вод, формирующихся в коре выветривания доломитов, составляет около 0,4 г/л при хлоридном кальциево-магниевом составе, а в сланцах 0,73 г/л, состав вод сульфатно-хлоридный натриевый (Defossez, 1962). Более высокая минерализация грунтовых вод осадочно-метаморфических пород отмечается во внешних областях питания артезианских бассейнов, находящихся в аридных районах. Так, в низкогорьях Сенегальской складчатой зоны, вблизи г. Иджиль, в коре выветривания кварцито-сланцев, слагающих одноименную гору, распространены грунтовые воды с минерализацией 0,5—1 г/л, которая на участке выхода на поверхность древних брекчий и сланцев возрастает до 3,5 г/л (Plote, 1968).

При движении грунтовых вод через толщи фосфоритовых пород они обогащаются фтором, содержание которого в воде достигает 3—5 мг/л, а иногда и более. Таковы грунтовые воды Фосфоритового плато Марокко, равнины Бахира, плато Ганнтур (артезианские бассейны Касабланкский и Дра).

Наиболее ярко влияние водовмещающих отложений на состав грунтовых вод проявляется на участках развития соленосных и гипсоносных образований. Например, в Атласе, где в разрезе пермо-триаса широко распространены соленосные отложения, приуроченные к ним воды солоноватые или соленые, по составу хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые, минерализация до 8,5 г/л. В гипсоносных отложениях того же района состав связанных с ними грунтовых вод сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый или сульфатный кальциевый, минерализация 2—5 г/л, иногда более (Margat, 1961).

В эоловых песках, широко распространенных в прибрежных и внутриконтинентальных районах материка, формируются линзы инфильтрационно-конденсационных пресных грунтовых вод, лежащих на высокоминерализованных подземных водах. Наиболее крупные линзы таких вод установлены в массивах приморских песков вблизи г. Бизерта (Gosselin, 1951), в Ливии (Underhill, Atherton, 1964), в районе Александрии в Египте (Фарук, 1965; Эль Салави, 1966 и др.), в Сенегальском бассейне (Degallier, 1962), в Тунисе (Dutcher, Thomas, 1966), в Сахаре и в других районах.

В прибрежных районах, сложенных морскими четвертичными отложениями, минерализация грунтовых вод часто превышает 5 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый и хлоридный натриевый. Воды такого типа установлены на побережье Атлантического океана и Средиземного моря (Archambault, 1960; Фарук, 1965 и др.). Число примеров, указывающих на тесную связь состава грунтовых вод с составом вмещающих их пород, можно было бы увеличить, но и приведенных достаточно для того, чтобы еще раз подтвердить известное положение, — каков состав пород, таков и состав грунтовых вод. Однако этот общий вывод справедлив главным образом для грунтовых вод гумидных областей, формирующихся в зоне активного водообмена артезианских бассейнов. В районах аридного климата под влиянием высоких температур воздуха, особенно при неглубоком залегании зеркала грунтовых вод, минерализация их достигает больших значений, и состав этих вод не соответствует составу вмещающих пород. Аналогичные явления отмечаются в городах и других крупных населенных пунктах, на территории которых минерализация и состав грунтовых вод формируются не столько под влиянием распространенных здесь пород, сколько при активной инженерной и хозяйственной деятельности человека, в связи с чем они обогащаются не свойственными породам компонентами минерализации.

Роль рельефа в формировании химического состава грунтовых вод. Рельефом обусловливаются особенности питания, скорости движения, обмена грунтовых вод и закономерности их пространственного распределения, которые в совокупности оказывают определенное влияние на формирование их химического состава и минерализации.

В горных массивах и нагорьях Африканского материка, в большинстве своем представляющих внешние области питания артезианских бассейнов, сложенных обычно интрузивными, эффузивными и метаморфическими осадочными породами, грунтовая вода накапливается в трещинах этих пород в результате инфильтрации атмосферных осадков и конденсации влаги из воздуха. Высокие скорости движения грунтовых вод, хорошая промытость и слабая растворимость пород обусловливают то, что в области развития такого типа рельефа в зоне умеренного увлажнения эти воды, как правило, слабо минерализованы, по составу гидрокарбонатные кальциевые и натриевые. Такие грунтовые воды встречены в коре выветривания метаморфических и интрузивных пород Ахаггара (Капо-Рей, 1958), в центральной части Антиатласа, в Высоком Атласе и других районах («Гидрогеология Марок-

ко», 1955; Margat, 1958). В аридных районах минерализация их повышается до 1 г/л и более, состав становится гидрокарбонатно-сульфатным натриево-кальциевым и натриевым, а в гумидных понижается до 0,1 г/л и менее, здесь в составе их заметную роль играют кремнекислота и органические вещества, а из катионов — кальций и натрий, общий состав воды силикатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

В предгорьях и на участках распространения невысоких гор на формирование химического состава грунтовых вод в связи со снижением скоростей их движения, обусловленным уменьшением высотных отметок, их амплитуд и крутизны склонов, значительное влияние оказывают процессы выщелачивания водовмещающих пород. В химическом составе грунтовых вод одновременно с гидрокарбонат-ионом заметную роль играет сульфат-ион, минерализация ее повышается до 0,7—0,8 г/л, иногда до 1 г/л и более.

На равнинных пространствах мезо- или микроформы рельефа в формировании химического состава грунтовых вод играют еще меньшую роль. Например, в аридных районах наиболее высокая минерализация последних при преимущественно хлоридно-сульфатном или хлоридном натриевом составе отмечается в бессточных понижениях. Здесь эти воды залегают на небольшой глубине от поверхности земли, движение их крайне замедлено, а в самих впадинах оно, по-видимому, происходит лишь под влиянием испарения, в связи с чем минерализация грунтовых вод существенно увеличивается, особенно если зеркало их располагается на небольшой глубине. Минерализация грунтовых вод в депрессиях достигает единиц и десятков граммов на литр. Однако при благоприятных условиях, когда мезоформы рельефа способствуют образованию концентрированного поверхностного стока и аккумуляции этих вод на значительных по площади пониженных участках, даже в районах с аридным климатом, формируются линзы пресных и солоноватых (до 3 г/л) грунтовых вод. Такие линзы, в частности, отмечаются в понижениях «дайя», где они существуют длительное время (Бернар, 1949; Капо-Рей, 1958; Joly, 1962 и др.).

На равнинных территориях, расположенных в гумидных областях Африки, обычно формируются слабоминерализованные и ультрапресные силикатно-гидрокарбонатные и карбонатные грунтовые воды.

Роль температуры воздуха в формировании химического состава грунтовых вод. Среди климатических факторов формирования грунтовых вод большое значение имеет и температура воздуха. Достаточно подробный анализ влияния ее на этот процесс был сделан в работе «Гидрогеология Азии» (1974), поэтому на данном вопросе мы остановимся очень кратко.

Прежде всего отметим, что увеличение температуры воздуха и испаряемости с одновременным уменьшением общего количества выпадающих осадков оказывает существенное влияние на концентрирование и изменение химического состава грунтовых вод. В субэкваториальном поясе, в областях с гумидным типом климата количество осадков столь велико, что даже при постоянно положительной температуре воздуха сумма их намного превышает величину испаряемости и в таких условиях, как правило, формируются пресные грунтовые воды, а в обширных низменностях образуются болота, где поверхностные и грунтовые воды находятся в непосредственной взаимосвязи.

По мере продвижения во внутриконтинентальные районы и увеличения аридности климата возрастает воздействие последнего на химический состав и минерализацию грунтовых вод. Особенно ярко этот процесс проявляется в экстраридных условиях, где резкое преобладание испаряемости над количеством осадков и крайняя неравномерность их выпадения в течение года влекут за собой засоление как поверхностных, так грунтовых вод и грунтов. Для этих областей харак-

терно образование различных по размерам солончаковых площадей. Наиболее значительными из них являются солончаки-себхи Тауденни, Иджиль, Тиндуф, шотты Высоких плато Алжира и Северной Сахары, представляющие собой огромные «испарительные ванны» (Coque, 1962). К числу мелких солончаковых массивов, формирующихся в небольших бессточных понижениях у подножий песчаных гряд или между ними, относятся солончаки в песках Рамхат Зеллаф в Мурзуке, в окрестностях оазисов Уэд Рир и Эль-Уэд в Низкой Сахаре, в песчаных массивах Шеш и Игиди и многих других, а также по периферии конусов выноса и у подножий куэстовых уступов (себхи Бильмы, Эль-Харуджа и др.).

На всех этих площадях и участках минерализация грунтовых вод повышается до нескольких граммов или десятков граммов на литр, состав их сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Исследования, выполненные в различных районах Азии, Европы и США, показали, что чем ближе к поверхности земли залегают грунтовые воды, тем выше их минерализация, и наоборот. Для некоторых среднеазиатских районов Советского Союза установлено, что критическая глубина залегания грунтовых вод, до которой наблюдается испарение влаги с их поверхности, зависит от состава пород и колеблется от 1,5 до 3 м, местами до 3,5 м.

В. Хауд (Haude, 1963), поставивший специальные наблюдения вблизи Каира за величиной испарения грунтовых вод на почвах двух типов, установил, что среднее испарение в песках в 2—3 раза ниже, чем в суглинистых аллювиальных почвах, что приводит к возрастанию минерализации грунтовых вод и к засолению аллювиальных почв. Критическая глубина залегания грунтовых вод в этих условиях составляет 2—5 м. Полученные цифры близки к приведенным выше по артезианским бассейнам Азиатского материка.

Под влиянием интенсивного испарения грунтовые воды некоторых артезианских бассейнов аридной зоны Африки приобрели достаточно высокую минерализацию, но убывающую с глубиной. Такие явления установлены, в частности, в северной части Алжиро-Тунисского бассейна; в артезианском бассейне Руква, где в неоген-четвертичных отложениях до глубины 80—100 м распространены соленые грунтовые воды, а на глубине 100—150 м находятся пресные или солоноватые; в междуречье Замбези и Сави в Замбийском артезианском бассейне грунтовые воды засолены до глубины 30—40 м, а местами до 150 м, однако в ряде мест под этими солеными встречены пресные грунтовые воды.

Аналогичные случаи известны и описаны для артезианских бассейнов аридной зоны Азии («Гидрогеология Азии», 1974).

Роль поверхностных водотоков и водоемов в формировании химического состава грунтовых вод. Как отмечалось выше, по территории Африки текут такие крупные реки, как Нил, Нигер, Сенегал, Конго, Замбези, Лимпопо, Оранжевая и множество мелких. Ее восточная часть изобилует озерами, среди которых наиболее значительными являются Виктория, Ньяса, Танганьика и др. Материк почти со всех сторон омывают воды Индийского и Атлантического океанов, Средиземного и Красного морей.

Грунтовые воды находятся в тесном взаимодействии с водами этих внутренних и внешних водотоков и водоемов. Однако в целом эта связь изучена чрезвычайно слабо. Имеющиеся материалы по этому вопросу очень скудные.

При повышении уровней воды в реках обычно отмечается уменьшение уклонов и расходов потоков грунтовых вод в реки и по достижении определенной величины подъема речных вод поступление грунтовых вод в реку прекращается, при этом гидравлический уклон направлен в сторону берега. Установлена связь между речными и грунто-

выми водами двух типов — постоянная и периодическая. Первая характерна главным образом для речных долин горных районов или соответствующих частей более протяженных долин, берущих начало в горах, а затем продолжающихся на равнинах. Русловые воды равнинных областей поступают в грунтовые воды преимущественно в периоды подъема уровней на реках, вызывая соответствующие изменения их уровенного режима и химического состава.

Речные воды гумидных областей субэкваториального пояса Африки имеют минерализацию, не превышающую 0,2 г/л. В связи с этим и минерализация грунтовых вод вблизи русел, как правило, не превышает 0,5 г/л и лишь по мере удаления от последних местами повышается до 1 г/л и более. Состав воды при этом изменяется от гидрокарбонатного кальциевого на хлоридно-гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый (Archambault, 1960; Dars, 1962).

В районах недостаточного увлажнения пополнение ресурсов грунтовых вод за счет речных или вод уэдов происходит только в паводки. В эти периоды минерализация грунтовых вод обычно понижается, состав их также изменяется. Например, в долине р. Сенегал минерализация грунтовых вод аллювиальных отложений после паводков не превышает 0,5 г/л, состав их гидрокарбонатный кальциевый. В межень после засушливого периода минерализация этих вод повышается до 1 г/л и более, состав их становится хлоридно-гидрокарбонатным (Elouard, 1962). Для транзитного участка р. Нигер — «дуги Нигера» протяженностью 400—450 км, где эта река при отсутствии притоков не получает питания (кроме атмосферных осадков), минерализация речных вод по направлению потока возрастает от 0,04 до 0,3 г/л. В соответствии с этим изменяется минерализация и грунтовых вод в долине реки (Archambault, 1960).

Подобные случаи имеются, несомненно, и в долинах других рек, но в связи со слабой изученностью грунтовых вод материка такие участки в них не установлены.

Описанию взаимоотношений озерных вод с грунтовыми посвящена работа М. Роша (Roche, 1970). Автор изложил в ней итоги изучения грунтовых вод верхнечетвертичных и современных отложений в трех пунктах, находящихся на северном и южном побережьях оз. Чад. Горизонт грунтовых вод залегает здесь на водоупорных отложениях плейстоцена и имеет мощность 54—63 м. По изотопу кислорода (O_{18}) установлено различное происхождение грунтовых вод. В прибрежной зоне основное питание их осуществляется за счет инфильтрации озерной воды, что установлено по гидравлическим градиентам, на остальной части — за счет инфильтрации атмосферных осадков. Доля последних возрастает с удалением от берега и уменьшается с увеличением глубины. Отложения маршей питаются озерными водами и атмосферными осадками. Состав воды гидрокарбонатный, преимущественно натриевый, реже кальциевый, соответствующий составу озерной воды.

Влияние соленых вод морей и океанов на минерализацию и состав грунтовых вод в результате диффузии или вторжения во время приливов отмечается в широкой полосе, прослеженной по побережьям Атлантического океана, Средиземного и Красного морей. Под воздействием приливных вод в дельтах рек сформировались обширные заболоченные площади, в пределах которых состав грунтовых вод близок к составу океанских. Вторжение морских вод на материк вызывает увеличение минерализации как поверхностных вод рек и уэдов, так и грунтовых. Например, воды уэда Себу у г. Кенитра имеют минерализацию до 10 г/л, р. Сенегал — 15—17 г/л (точно место не указано). Состав и первых, и вторых вод изменяется от гидрокарбонатного до хлоридного.

Ширина прибрежной зоны, в пределах которой отмечается воздействие морских вод на химический состав и минерализацию грунтовых вод побережья, изменяется от нескольких до десятков километров, достигая наибольшей ширины в дельтах рек и на низменных приморских равнинах. Так, на участке от Сен-Луи до Нуадибу ширина полосы развития соленых грунтовых вод колеблется от 35 до 150 км (Depagne, 1967).

Г. Муссю и Ж. Дебюиссон (Moussu, Debuisson, 1966) экспериментально исследовали особенности динамического равновесия в системе пресных и соленых вод на морском побережье вблизи Дакара. Этими работами установлено, что в песках, подстилаемых на глубине 40—50 м мергелями ипрского яруса, в верхней части залегают пресные воды, в нижней — соленые. Переходная зона по мере удаления от океана понижается, а далее вновь повышается к соленому оз. Иуи. Под действием атмосферных осадков зеркало пресных вод поднимается, переходная зона опускается. Как соленые, так и пресные воды испытывают колебания уровней под влиянием приливов и отливов. Чем дальше от берега океана, тем меньше амплитуда этих колебаний на равных глубинах. Отмечается также сокращение амплитуды от переходной зоны к поверхности пресных вод. Период колебаний тот же, что у приливов и отливов, а разность фаз возрастает в направлении уменьшения амплитуд.

Ж. Дебюиссон (Debuisson, 1970) в том же районе изучал с помощью электрокаротажа положение границы и зоны смещения морских и пресных грунтовых вод, залегающих в прибрежных дюнах. Эти исследования показали, что положение зоны изменяется как под влиянием естественного режима грунтовых вод, так и под влиянием эксплуатационной откачки, продолжавшейся несколько месяцев. Непосредственно под водозабором за это время мощность зоны увеличилась более чем в два раза и поверхность ее поднялась на более высокие гипсометрические уровни. Минерализация воды за тот же период возросла от 0,4 до 5,4 г/л, указывая, таким образом, на наличие подсоса глубоких и высокоминерализованных подземных вод.

Интересные данные о взаимодействии подземных вод с морскими имеются по Канарским островам, где вследствие интенсивного отбора первых на многих участках побережья отмечается подсос морских вод и в результате резкое ухудшение качества питьевых вод и водоснабжения островов в целом.

На побережье Средиземного моря в Египте прибрежная равнина, где грунтовые воды сформировались в результате вторжения морских вод, имеет ширину до 70 км (Фарук, 1965). Отдельными наблюдениями проведенными в Марокко, установлено, что концентрация солей в грунтовых водах прибрежной зоны шириной, не превышающей 50—100 м, изменяется в виде синусоидальной кривой в зависимости от времени приливов и отливов с ясно выраженным сдвигом фаз по амплитуде и глубине (Hazan, 1959; Margat, 1961). Изменение содержания солей в грунтовых водах эоловых отложений на побережье вблизи г. Агадир также идет параллельно движению приливов и отливов с амплитудой изменения концентрации в воде хлористого натрия от 40 до 70 мг/л (Dijon, 1969). С удалением от побережья влияние моря на состав грунтовых вод постепенно затухает.

Изложенный материал, несмотря на его скудость, все же позволяет сделать вывод, что поверхностные водотоки и водоемы Африки влияют на формирование химического состава грунтовых вод. Это влияние осуществляется вследствие изменения как естественных условий, так и искусственных, связанных с инженерной и хозяйственной деятельностью человека, нарушающего природную обстановку.

Роль микроклимата и микрорельефа в формировании химического состава грунтовых вод. Как уже отмечалось, мелкие неровности рельефа, образовавшиеся в результате размывающей деятельности водотоков, ветровой эрозии или каких-либо других причин, а также прерывистое распределение растительности не только на поверхности земного шара в целом, но и в пределах отдельных ее массивов, создают благоприятные условия для формирования на подобных участках особого климатического режима, или микроклимата, отличающегося от среднего климата областей, в которых они находятся. В результате совокупного воздействия микрорельефа и микроклимата при близком залегании грунтовых вод от поверхности земли состав их становится чрезвычайно пестрым. Менее минерализованы грунтовые воды под микроповышениями и более минерализованы иногда солоноватые и соленые в микропонижениях между ними. Влияние микроклимата и микрорельефа на формирование химического состава грунтовых вод особенно хорошо проявляется в районах с аридным и экстраридным климатом, в то время как в гумидных областях оно отмечается весьма редко или совсем не фиксируется.

На Африканском материке пестрые по минерализации и составу грунтовые воды, формирование которых обусловлено особенностями микрорельефа и микроклимата, распространены во многих районах, но наиболее широко в пустынных районах Сахары. Они приурочены здесь к микрокотловинкам и к равнинным глинистым участкам между дюнами песков, где отличаются более высокой минерализацией, чем грунтовые воды, залегающие под буграми песков. Высокоминерализованные грунтовые воды в микропонижениях рельефа часто отмечаются на морских побережьях (Средиземного моря, Гвинейского залива и др.). Аналогичные по минерализации и составу грунтовые воды, приуроченные к микропонижениям рельефа, установлены и в пустынях Южной Африки (Калахари, Намиб и др.).

Роль рудных и нерудных месторождений в формировании химического состава грунтовых вод. Грунтовые воды, контактируя с рудными и нерудными месторождениями, вступают с ними во взаимодействие, обогащаясь характерными для этих месторождений компонентами. В результате в районе месторождений формируются гидрохимические аномалии, вытянутые по направлению движения грунтового потока. Состав грунтовой воды аномалий, или потоков рассеяния, отличается от ее фонового состава повышенными количествами тех или иных элементов, иногда увеличением минерализации и изменением щелочности или кислотности. Размеры аномалий определяются главным образом вещественным составом и масштабами месторождений, геологическим строением и физико-географическими условиями районов их нахождения. Как правило, они бывают небольшими и на общем фоне широкого площадного распространения грунтовых вод образуют локальные участки.

На территории Африки известны месторождения меди, свинца, цинка, сурьмы, ртути, железа, хрома, марганца, титана, каменной соли, гипса, фосфоритов и др.

Медно-полиметаллические месторождения получили развитие преимущественно в пределах Атласской, Красноморской, Центрально-Африканской, Нижнего и Среднего Конго, Катангской, Юго-Западной, Юго-Восточной и Мадагаскарской провинций. Практически повсеместно распространены и месторождения черных металлов.

Однако выявленными месторождениями и проявлениями, учитывая слабую геологическую изученность Африки, перспективы ее, по-видимому, не исчерпываются. При постановке более детальных геологопоисковых работ с применением новейших методов здесь, несомненно, будут открыты новые месторождения и рудопроявления. Среди указан-

ных методов одним из ведущих (особенно в аридных районах материка) должен явиться гидрохимический, основанный на выявлении водных ореолов рассеяния полезных компонентов. Применение этого метода при гидрогеологических исследованиях, выполненных Л. И. Степанищевым в Северо-Восточном Алжире, показало его большую эффективность.

Этим исследователем было установлено, что на участках ртутных месторождений, рудные тела которых залегают ниже уровня грунтовых вод и на поверхность не выходят, формируются ореольные воды с содержанием ртути до 60—90 мкг/л, а в отдельных случаях более 200 мкг/л при фоновом 2—7 мкг/л. Содержание ртути в сухих остатках проб воды, отобранных из горных выработок и скважин месторождений Гениша и Мра-Сма, достигло $6 \cdot 10^{-4}$—$1{,}5 \cdot 10^{-3}$%, тогда как фоновое по району составляло $5 \cdot 10^{-5}$—$1 \cdot 10^{-4}$%. Максимальные концентрации ртути отмечены в гидрокарбонатно-хлоридных нейтральных, реже сульфатно-хлоридных слабощелочных пресных грунтовых водах. В результате опробования грунтовых вод на ртуть в пределах северного склона Нумидийского хребта зафиксировано еще несколько аномалий.

Повышенные содержания сурьмы (0,01—0,03%) и цинка отмечены в сухих остатках проб подземных вод большинства скважин, пройденных на сурьмяном месторождении Хаммам Н'Байль.

Нет сомнения, что при более широком применении гидрохимического метода на территории Африки будут выявлены новые ореолы рассеяния, связанные с месторождениями полезных ископаемых.

Роль разрывных дислокаций и других очагов разгрузки в формировании химического состава грунтовых вод. При описании артезианских бассейнов неоднократно отмечалось широкое развитие на их площади разрывных дислокаций, особенно в бассейнах восточной части материка, в рифтовой зоне его. Многие из этих дислокаций проникают на значительные глубины и служат путями, через которые происходит разгрузка глубоких подземных вод бассейнов. Среди этих вод установлены слабо- и высокоминерализованные холодные и термальные, а по газовому составу — углекислые, азотные, азотно-углекислые, сероводородные и др. В одних бассейнах разгрузка этих вод в вышележащие водоносные горизонты осуществляется скрытно, в других они достигают поверхности земли и смешиваются с грунтовыми водами, образуя в поле их развития локальные участки, или аномалии, с отличными минерализацией, химическим и газовым составом, температурой. Подробная характеристика этих вод приводится в гл. VII.

Помимо участков развития аномальных грунтовых вод, сформировавшихся под влиянием разгрузки глубоких подземных вод по зонам разрывных дислокаций, в ряде районов (преимущественно во внутриматериковых бассейнах) такие воды образуются в результате площадной разгрузки артезианских вод под влиянием напорной фильтрации их через слабопроницаемые породы. Участки аномальных грунтовых вод отмечаются чаще всего в небольших понижениях рельефа. Размеры их по сравнению с первыми, как правило, значительно больше, грунтовые воды, приуроченные к ним, по составу хлоридные натриевые с высокой минерализацией. Подобные аномальные грунтовые воды выявлены в себхах Тауденийского, Алжиро-Тунисского и некоторых других артезианских бассейнов. Они установлены также в артезианских бассейнах Азии («Гидрогеология Азии», 1974) и Европейской части СССР (Алексеев, 1967; Алимов, 1967), имеются на территориях Американского и Австралийского материков.

Роль инженерной и хозяйственной деятельности человека в формировании химического состава грунтовых вод. Хозяйственная и инженерная деятельность чело-

века распространяется как на большие площади, вызывая региональные изменения химического состава грунтовых вод, так и на мелкие участки, в которых отмечается локальное изменение состава воды.

К региональным факторам загрязнения грунтовых вод относятся бытовые стоки, вызывающие увеличение минерализации воды и окисляемости, появление специфического вкуса, запаха и болезнетворных бактерий; нитраты в связи с широким применением азотных удобрений; ядохимикаты, попадающие в грунтовые воды при обработке растений.

Изучение химического состава грунтовых вод, выполненное во многих странах мира с интенсивно развитым сельским хозяйством, показало, что загрязнение этих вод инсектицидами, гербицидами, фунгицидами и другими отравляющими веществами является весьма значительным и в некоторых случаях вызывает нарушения в работе кроветворных органов человека. Проблема загрязнения грунтовых вод в результате широкой деятельности человека особенно актуальна для аридных и полуаридных районов, где вследствие отсутствия больших рек загрязняющие вещества могут долго находиться на поверхности земли и постепенно проникать в грунтовые воды.

Локальное изменение химического состава грунтовых вод происходит в результате интенсивной их эксплуатации, сопровождающейся сработкой уровней и ресурсов и наблюдаемого в связи с этим подтягивания загрязненных вод поверхностных водоемов и водотоков, а также высокоминерализованных вод более глубоких водоносных горизонтов, сброса кислот, фенолов и цианидов химическими предприятиями, мышьяка, сульфидов, хрома и других вредных элементов металлургическими заводами и обогатительными фабриками, складирования твердых отходов, соляных шламов и др.

Г. А. Максимович, К. А. Горбунова и В. В. Рудометов (1966) установили, что в городах с недостаточно развитой канализационной сетью отмечается прогрессивный рост минерализации и в основном нитратного загрязнения грунтовых вод не только по площади, но и во времени.

На территории Африки установлены случаи лишь локального изменения и ухудшения химического состава грунтовых вод, связанные с подтягиванием к ним высокоминерализованных более глубоких вод под влиянием длительных и интенсивных откачек. По-видимому, имеются и другие случаи изменения состава грунтовых вод, произошедшие под влиянием инженерной деятельности человека, но из-за слабой изученности подземных вод материка они пока не выявлены.

Роль гравитационного поля земли в формировании химического состава грунтовых вод. Действие гравитационного поля Земли носит планетарный характер, но сила его небольшая. Однако в аспекте геологического времени оно приобретает определенное значение и многие исследователи некоторые природные процессы связывают с действием этих сил. Например, К. В. Филатов (1956, 1976) гравитационным полем Земли объясняет дифференциацию солевой массы подземных вод артезианских бассейнов и формирование их вертикальной зональности в изменении химического состава.

Проявление гравитационных сил особенно заметно на грунтовых водах. Поэтому не случайно некоторые ученые определяли их как движущиеся под влиянием силы тяжести и называли гравитационными. В верхней части земной коры, находящейся выше местных базисов стока, вследствие почти повсеместных неровностей рельефа сила гравитационного поля Земли распадается на вертикальную и горизонтальную составляющие. Под влиянием первой происходит инфильтрация

атмосферных осадков, а в связи с горизонтальной составляющей — движение грунтовых вод к местным базисам стока.

Таким образом, гравитационное поле Земли в природном процессе формирования химического состава грунтовых вод выступает в качестве хотя и косвенного, но чрезвычайно важного фактора, активно способствующего накоплению и перемещению солей и образованию в этих водах горизонтальной и вертикальной зональности в изменении их минерализации и состава.

Лишь при неглубоком залегании грунтовых вод, когда капиллярные силы в грунтах, располагающихся над этими водами, значительно превышают гравитационные силы, последние приобретают отрицательное значение и в формировании химического состава грунтовых вод и их зональности, по-видимому, не участвуют. В аридных зонах в таких условиях под влиянием испарительной концентрации формируется инверсионный тип гидрохимической зональности.

Роль времени в формировании химического состава грунтовых вод. Как и всякое геологическое образование, грунтовая вода существует не только в пространстве, но и во времени. Из этого следует, что она имеет определенный возраст или время, в течение которого сформировалась в широком понимании этого термина, т. е. как в отношении ресурсов, так и химического состава.

Успехи, достигнутые в изучении подземных вод, как и горных пород, позволяют различать абсолютный и относительный их возраст. Абсолютный возраст выражает время, протекшее с момента образования грунтовых вод; относительный — время формирования одной какой-то их части, происходившего в определенных физико-географических и геологических условиях.

В. И. Вернадский (1933) относил природные водные растворы к динамически сложным равновесным системам и считал фактор времени одним из главных в проблеме происхождения их химического состава. Такого же взгляда придерживался и А. Е. Ферсман (1947), относивший время к одной из важнейших координат природы.

Относительно роли времени в формировании химического состава грунтовых вод артезианских бассейнов, очевидно, можно считать, что в большинстве случаев, особенно в бассейнах, имеющих сток в океаны и моря, абсолютный возраст этих вод четвертичный. В бессточных бассейнах, давно потерявших связь с морями и океанами, они могут быть и более древними.

Однако внутри артезианских бассейнов относительный возраст грунтовых вод в различных их частях не одинаков. По-видимому, к самым молодым относятся воды горно-складчатых областей, или внешних областей питания бассейнов, характеризующихся, как правило, лучшим увлажнением, быстрыми скоростями движения и водообмена, исключительно слабой минерализацией. Грунтовые воды аллювиальных отложений речных долин, формирующие потоки, направленные к местным базисам стока, являются более древними, чем грунтовые воды горно-складчатых областей. Наиболее молодые в составе этих потоков — воды верховий речных долин, где уклоны последних, скорости движения и питания этих вод достаточно высокие. По мере движения грунтовых вод вниз по аллювиальному потоку уклон долин становится менее крутым, скорости движения грунтовых вод уменьшаются, водообмен ухудшается, время взаимодействия вод и пород возрастает. Однако возраст грунтовых вод изменяется не только по уклону долин, но в плане их и в разрезе в связи с чрезвычайно неоднородным составом аллювиальных отложений. Грунтовые воды верхних частей разрезов аллювия, очевидно, имеют более молодой возраст по сравнению с водами нижних, так как последние, прежде чем достигнуть базиса стока, вынуждены проделывать более длинный путь. Грунтовые воды поймен-

ных террас речных долин, характеризующихся, как правило, крупнозернистыми отложениями, также, по-видимому, моложе грунтовых вод надпойменных террас, водовмещающие породы которых обычно обладают более тонким составом, и скорости фильтрации воды в них меньше. Все это, естественно, отражается и на особенностях химического состава воды, который в целом для долин может быть охарактеризован как весьма пестрый.

Однако наиболее древний возраст, вероятно, имеют грунтовые воды равнинных областей платформ и межгорных впадин, особенно бессточных, отличающихся чрезвычайно медленным движением воды. Возрастание минерализации и изменение состава грунтовых вод здесь происходят главным образом вследствие продолжительного взаимодействия их с породами и под влиянием испарительной концентрации.

Наблюдения в различных районах мира за режимом грунтовых вод показали, что химический состав их изменяется не только в течение длительного (геологического) времени, но и под влиянием ритмичных изменений факторов формирования его, происходящих в более короткие отрезки времени (сутки, годы, века и т. д.).

Таким образом, изложенное свидетельствует, что грунтовые воды отличаются сложной временной историей формирования солевого состава. Поэтому изучение возраста подземных вод, в том числе и грунтовых, в связи с процессами их формирования должно являться одной из важных задач исторической гидрогеологии.

Приведенное описание роли природных факторов в формировании химического состава грунтовых вод показывает, что в целом эта проблема очень сложная и для территории Африки в связи с крайне недостаточной гидрогеологической изученностью ее разработана слабо. Совершенно не освещена проблема формирования химического состава субаквальных грунтовых вод. Поэтому здесь лишь в общей форме можно отметить, что в региональном плане химизм этих вод в значительной степени определяется химическим составом перекрывающих их вод поверхностных водотоков и водоемов, а в локальном — очагами разгрузки глубоких подземных вод, взаимодействием их с рудными и нерудными месторождениями и некоторыми другими природными факторами.

Зональность химического состава грунтовых вод. Грунтовые воды артезианских бассейнов Африканского материка, как и артезианских бассейнов других областей земного шара, характеризуются горизонтальной и вертикальной зональностью в изменении химического состава и минерализации.

Горизонтальная зональность химического состава грунтовых вод. Впервые идея естественноисторической зональности природных процессов, в том числе и геологических, была высказана в конце XIX — начале XX в. известным русским ученым — почвоведом В. В. Докучаевым. Эта идея оказалась весьма плодотворной и для гидрогеологической науки, в частности, для учения о грунтовых водах. Она была использована П. В. Отоцким (1914), В. С. Ильиным (1930), Б. Л. Личковым (1933), О. К. Ланге (1947, 1965), Г. А. Максимовичем (1947), И. В. Гармоновым (1955, 1958) для выявления закономерных связей состава грунтовых вод с рельефом местности, составом пород, растительностью, увлажненностью территорий и температурой воздуха, а также климата в целом.

Базируясь на этих связях, названными исследователями составлено несколько схем зональности грунтовых вод как для всей территории Советского Союза, так и отдельных крупных его регионов. М. П. Петров (1961) считает, что наиболее обоснованными являются схемы, предложенные Б. Л. Личковым, Г. А. Максимовичем и И. В. Гармоновым. Он пришел к выводу, что в основу районирования грунтовых вод дол-

жен быть положен химический состав. Основываясь на этом выводе, М. П. Петров составил схему распространения на территории Советского Союза грунтовых вод различного химического состава, в котором хорошо отражается зональность почв, растительности, климата, особенности рельефа, геологического строения и другие природные факторы. По такому же принципу составлена схема районирования грунтовых вод указанной территории И. К. Зайцевым, опубликованная годом раньше.

Разделяя точку зрения названных и некоторых других исследователей на принципы районирования грунтовых вод, нами впервые для Африканского материка составлена карта-схема районирования этих вод, основанная на данных о их химическом составе (рис. 48, вкладка). Заметим, однако, что изученность грунтовых вод Африки, по сравнению с грунтовыми водами Советского Союза, чрезвычайно слабая. Поэтому названную карту следует рассматривать в качестве одного из возможных вариантов таких карт, которая по мере накопления нового фактического материала несомненно будет уточняться и изменяться.

В Средиземноморской гидрогеологической области изменение минерализации грунтовых вод по площади установлено в Сусском, Касабланкском, Западно-Рифском, Мулуинском, Шеллалинском, Ливийском и Каирском артезианских бассейнах, а также в бассейнах Ходна и Высоких равнин.

В Сусском бассейне в долине одноименной реки, выполненной неоген-четвертичными отложениями, минерализация грунтовой воды колеблется от 0,4 г/л в верховьях до 1,2 г/л у побережья, состав воды при этом изменяется от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридно-сульфатного магниево-натриевого. На равнинах Тадла и Бахира, на площади Касабланкского бассейна, сложенных, как и долина р. Сус, плиоцен-четвертичными отложениями, минерализация воды возрастает в направлении к себхе Меджнун от 0,4 до 1 г/л и более. В аллювиальных отложениях речных долин и на равнине Нижнего Лукоса в верховьях минерализация грунтовых вод составляет 0,5—1 г/л, в низовьях увеличивается до 3, иногда 10 г/л, а в прибрежной части равнины — до 30—60 г/л. Состав высокоминерализованных грунтовых вод хлоридно-сульфатный натриевый.

В Северо-Рифском бассейне, входящем в состав Мулуинского сложного артезианского бассейна, в пределах внешней области питания в верховьях уэдов грунтовая вода имеет минерализацию 0,4—1 г/л, которая заметно повышается в направлении к Средиземному морю, состав ее при этом изменяется от хлоридно-гидрокарбонатного магниево-натриевого до хлоридно-сульфатного и хлоридного натриевого. Минерализацию около 1 г/л имеет и грунтовая вода аллювиальных отложений, развитых в верховьях уэда Туиль Шеллалинского бассейна, причем в центральной части его минерализация возрастает до 2—5 г/л, состав в первом случае преимущественно сульфатный, во втором — хлоридно-сульфатный.

В артезианском бассейне Ходна родники, выходящие в горах внешней области питания, имеют слабоминерализованную гидрокарбонатную кальциевую воду, которая в направлении к одноименному плато возрастает до 4—6 г/л.

Во внешней области питания Ливийского артезианского бассейна у Каср-Бу-Хади минерализация грунтовых вод не превышает 0,15 г/л, а через несколько километров от этого пункта в направлении к Средиземному морю возрастает до 2,7 г/л. Вода хлоридная, по-видимому, натриевая.

Хорошо проявлена горизонтальная зональность в изменении минерализации и состава грунтовых вод на площади Каирского бассейна. Так, в аллювиальных отложениях в верховье р. Гаш у пос. Кассала

минерализация их равна 0,2 г/л, а во внутренней дельте у пос. Харделия достигает 18,5 г/л. В отложениях нубийской серии минерализация грунтовых вод в оазисах с юга на север возрастает от 0,3 до 10 г/л и более, а состав изменяется от гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного через хлоридно-сульфатный до хлоридного. В плиоцен-четвертичных отложениях дельты Нила минерализация грунтовых вод от южной части ее до побережья Средиземного моря увеличивается от 0,35 до 2,5 г/л.

Обратимся к рассмотрению аналогичных данных по артезианским бассейнам Атлантикоокеанической гидрогеологической области.

В артезианском бассейне Рио-де-Оро в четвертичных отложениях уэдов в их верховьях минерализация грунтовых вод не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный натриево-кальциевый, в низовьях и на побережье океана она возрастает до 3,5 г/л, а в себхах превышает 10 г/л, состав воды становится хлоридным натриево-кальциевым.

Во внешней области питания северной части Сенегальского бассейна в аллювиально-пролювиальных отложениях верховий уэдов грунтовая вода пресная или слабосолоноватая, в бессточных котловинах она представляет собой рассол, по-видимому, хлоридно-гидрокарбонатного натриево-магниевого состава, минерализация 35 г/л. Во внутренней области питания бассейна отмечается закономерное повышение минерализации грунтовых вод от восточной окраины его на запад, к побережью Атлантического океана, где по направлению к берегу и в зависимости от глубины залегания она увеличивается до нескольких граммов на литр. Слабоминерализованные воды имеют гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый состав, соленые — хлоридный натриевый.

Изложенным и исчерпываются материалы о зональности химического состава грунтовых вод по артезианским бассейнам Атлантической гидрогеологической области. Бедны эти данные и по артезианским бассейнам гидрогеологической области Внутренней Африки.

Так, в Алжиро-Тунисском артезианском бассейне во внешней области питания в отложениях нижнего палеозоя и девона распространены пресные воды гидрокарбонатно-сульфатного состава, минерализация которых во внутренней области питания увеличивается, состав изменяется на хлоридный натриево-кальциевый. Интересные данные об изменении минерализации грунтовых вод от внешней области питания к внутренней имеются по Тауденнийскому артезианскому бассейну. Здесь вблизи долины Нигера она составляет 0,08—0,1 г/л, на расстоянии 100 км к северу возрастает до 0,6—1 г/л, а еще севернее в колодце Буджабеха увеличивается до 3,5 г/л. Одновременно изменяется и состав воды в указанном направлении.

Подобная зональность состава грунтовых вод отмечается и на площади Мали-Нигерийского бассейна, где особенно высокая минерализация их установлена в пределах Азауакской впадины. Аналогичное явление характерно и для грунтовых вод Калахарийского бассейна. Здесь во внешней области питания минерализация этих вод 0,4—0,9 г/л, в центральной части она возрастает до 3—10 г/л, местами более.

Во внутренних областях питания артезианских бассейнов Африкано-Аравийской рифтовой области вблизи озер с солоноватой и соленой водой грунтовые воды также высокоминерализованы. Во внешних областях питания бассейнов распространены пресные гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды. В аллювиально-пролювиальных отложениях внешней области питания Афарского бассейна минерализация воды изменяется от 0,5—1,5 г/л в верховьях долин до 2—7 г/л в средней части и низовьях последних. Еще более высокую минерализацию обнаруживают грунтовые воды неоген-четвертичных отложений

котловины Аббе, где она достигает 80 г/л. На площади Красноморского бассейна в прибрежной его части (в районе г. Асэба), сложенной теми же по возрасту отложениями, выделяется полоса шириной 3,5—4 км с минерализацией грунтовой воды 3,7—48,5 г/л, далее от берега прослеживается полоса шириной 2,5—3 км, где пресные воды залегают на соленых, причем мощность их с востока на запад увеличивается от 1,5 до 40 м. Еще далее к западу уже во внешней области питания распространены лишь гидрокарбонатные натриевые или хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые грунтовые воды с минерализацией 0,5—0,7 г/л. В Аденском бассейне в районе г. Джибути горизонтальная зональность в изменении минерализации этих вод отмечается в аллювиально-пролювиальных отложениях долины Амбути, где от верховьев ее к дельте она возросла от 1,4 до 3,9 г/л.

В Индоокеанической гидрогеологической области изменение минерализации грунтовых вод по площади установлено в Сомалийском и Дар-эс-Саламском бассейнах. В первом бассейне это изменение отмечается в отложениях неоген-четвертичного возраста. Здесь минерализация воды увеличивается с юга на север в соответствии с уменьшением в том же направлении количества выпадающих осадков. В Дар-эс-Саламском бассейне минерализация грунтовой воды возрастает от внутренних частей материка к океаническому побережью.

В Южно-Африканской гидрогеологической области горизонтальная зональность в изменении состава грунтовых вод установлена в бассейнах Карру и Капском. В бассейне Карру она прослеживается от восточных, богатых атмосферной влагой районов, где минерализация этих вод не превышает 0,4 г/л, до западных и южных, где она увеличивается до 4 г/л. Соответственно состав воды изменяется от гидрокарбонатно-хлоридного до сульфатно-хлоридного натриево-магниевого и натриевого. В Капском бассейне горизонтальная зональность химического состава грунтовых вод проявляется в долинах рек. В верховьях последних вода пресная гидрокарбонатная кальциево-натриевая, а в низовьях и на побережье солоноватая (2—3 г/л) и соленая, по составу хлоридно-сульфатная и хлоридная.

На о. Мадагаскар минерализация грунтовых вод, сформировавшихся в четвертичных отложениях западного побережья, изменяется от 0,1 г/л на севере до 4,56 г/л на юге, в провинции Тулеар. В этом же направлении здесь уменьшается и количество осадков. Гидрокарбонатно-хлоридный состав воды метаморфизуется в хлоридный натриевый и натриево-кальциевый.

Из рис. 48 видно, что грунтовые воды на территории Африки распространены крайне неравномерно. На огромной площади северной части ее, в пределах которой выпадает чрезвычайно мало атмосферных осадков, а иногда они полностью отсутствуют на протяжении нескольких лет, грунтовые воды пользуются спорадическим распространением. Они приурочены здесь к долинам рек, озерным котловинам, солончаковым понижениям и другим отрицательным формам рельефа, а также к обширным массивам песков, где, по-видимому, местами образуют инфильтрационно-конденсационные линзы пресных и солоноватых вод, располагающиеся на соленых.

Аналогичные площади спорадического распространения грунтовых вод выделяются в аридных зонах южной части Африки, в основном в пустыне Калахари. Между этими двумя засушливыми областями располагается огромная площадь сплошного развития грунтовых вод, совпадающая с зонами избыточного и умеренного увлажнения материка. Подобные территории известны также на севере Африки в Атласе и на о. Мадагаскар, особенно обильно увлажняемом на юго-востоке.

Интересные закономерности выявляются и в отношении распределения химического состава грунтовых вод. Для Экваториальной и зна-

чительной части Южной Африки, Атласских гор и о. Мадагаскар характерно широкое развитие гидрокарбонатных грунтовых вод различного катионного состава с минерализацией до 1 г/л, местами с высоким содержанием кремнекислоты и органических веществ, вследствие чего в отдельных районах как поверхностная, так и грунтовая вода приобретает коричневатый оттенок. В Экваториальной Африке в пределах поля распространения гидрокарбонатных грунтовых вод выделяются участки развития железистых (болотных) вод, приуроченные в основном к переувлажненным районам в бассейнах рек Конго и верховьев Нила.

К северу и югу от основной площади распространения гидрокарбонатных грунтовых вод в областях спорадического их развития имеются участки с гидрокарбонатно-сульфатной, сульфатно-гидрокарбонатной, сульфатно-хлоридной и хлоридно-сульфатной водой различного катионного состава с минерализацией до 3 и от 1 до 5 г/л. В распределении этих вод отмечается тесная связь их с рельефом, климатом и составом пород, слагающих указанные районы.

Еще более высокую минерализацию (5—10 г/л) имеют грунтовые воды спорадического распространения пустыни Сахара на севере и пустыни Калахари на юге Африки. На побережье Сомалийского полуострова, в котловине Боделе, в верховьях Нила, севернее долины Сенегала и на небольших участках в самой Северной Африке выделяются поля распространения грунтовых вод преимущественно сульфатного состава с минерализацией 5—10 г/л, связанные, по-видимому, с гипсоносными отложениями.

Высокоминерализованные хлоридные натриевые воды характерны для участков солончаков, некоторых озерных котловин и других понижений рельефа, где грунтовые воды залегают близко от поверхности земли, а высокая минерализация их и состав обусловлены, очевидно, процессами испарительной концентрации.

Африканский материк омывается водами морей и океанов. И это сказывается на химическом составе грунтовых вод прибрежной зоны, в пределах которой распространены главным образом гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-магниево-кальциевые грунтовые воды довольно пестрой минерализации. Компоненты ионного состава этих вод поступают на материк в основном с брызгами морской воды, особенно во время сильных ветров. Имеющиеся единичные анализы атмосферных осадков указывают, что морские соли проникают на небольшие расстояния от побережья. Однако данные других исследователей, правда по другим материкам, свидетельствуют, что в указанные периоды водяная пыль может выноситься на 70—80 км от берега, а количество захватываемых ею при этом солей настолько велико, что даже в этих весьма удаленных от моря местностях они служат одним из весьма важных источников засоления почв (Доброклонский, Вавилов, 1938). Из сказанного можно сделать вывод, что для территории Африки проблема размеров прибрежной зоны с развитием гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных грунтовых вод, сформировавшихся под влиянием вод морей и океанов, практически не решена и что границы распространения этих вод, показанные на карте, условны.

Во многих местах Африканского побережья, но преимущественно в дельтах рек и в песчаных массивах установлены инфильтрационно-конденсационные линзы пресных грунтовых вод, плавающие на соленых подземных водах.

Таким образом, несмотря на скудость имевшихся данных о химическом составе грунтовых вод материка и схематичность составленной карты их районирования, последняя на современном уровне развития гидрогеологии в странах материка в основном, по-видимому, верно от-

ражает выявленные закономерности их распространения, тесно связанные с физико-географическими, геологическими и другими природными факторами.

Вертикальная зональность химического состава грунтовых вод. Долгое время считалось, что грунтовые воды, находясь в области активного водообмена артезианских бассейнов, обладают лишь горизонтальной зональностью в изменении химического состава. Однако за последние десятилетия в связи с возросшим изучением подземных вод в целом установлено, что помимо горизонтальной эти воды характеризуются и вертикальной зональностью, причем, как и глубокие артезианские воды, прямой и обратной.

Прямая зональность теоретически возможна во всех районах распространения грунтовых вод, имеющих положительный водный баланс. В таких районах верхняя часть осадочных образований и кора выветривания скальных пород обычно хорошо промыты и содержащиеся в них грунтовые воды отличаются минимальной минерализацией. По мере увеличения глубин в связи с удлинением путей фильтрации и, следовательно, более длительного взаимодействия пород и грунтовых вод минерализация последних должна возрастать, а состав претерпевать соответствующие изменения. Однако эти изменения происходят, как правило, при небольшой минерализации (обычно до 1 г/л) и отмечаются при исследованиях редко, так как практическое значение этого явления не очень велико. Важно, что вода пресная и может быть использована для питьевого водоснабжения. Поэтому в литературе данные о вертикальной зональности грунтовых вод в этой градации минерализации встречаются редко. Бедны такие сведения и по Африканскому материку, на площади которого подобная зональность зафиксирована лишь в четырех районах, в принципе подтверждающих ее наличие.

Один из них находится в южной части Красноморского артезианского бассейна, где грунтовые воды гидрокарбонатные кальциевые в верхней части разреза аллювия с глубиной становятся сульфатно-хлоридными натриевыми, минерализация их увеличивается.

Второй район с такой зональностью грунтовых вод выявлен в пределах Касабланкского артезианского бассейна. Здесь в отложениях четвертичного возраста минерализация грунтовых вод составляет 0,4 г/л, а в гидравлически связанных с ними водах юрских отложений повышается до 8 г/л.

Третий район приурочен к дельте Нила, в пределах которой в верхней части разреза плиоцен-четвертичных отложений в интервале глубин от 2 до 30 м грунтовая вода имеет минерализацию 0,5 г/л и гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый и кальциево-натриевый состав, а далее до глубины 280 м минерализация воды возрастает до 45 г/л. Подобная зональность установлена также в пределах Сенегальского бассейна. Она характерна также для линз грунтовых вод, широко распространенных во многих артезианских бассейнах материка.

Инверсионный тип зональности химического состава грунтовых вод отмечается главным образом в аридных зонах Африки. Особенно хорошо она проявилась в артезианских бассейнах Африкано-Аравийского пояса, где почти во всех из них грунтовые воды, залегая неглубоко от дневной поверхности, характеризуются высокой минерализацией, а на глубине (разной в различных бассейнах) постепенно сменяются пресными или слабосолоноватыми водами. Так, в артезианском бассейне Руква грунтовые воды неоген-четвертичных отложений до глубины 80—100 м отличаются высокой минерализацией, а в более глубоких горизонтах становятся пресными и слабосолоноватыми. В Афарском бассейне в отложениях того же возраста, выполняющих котловину оз. Аббе, минерализация грунтовых вод достигает 80 г/л, а в солончаках, расположенных к востоку от озера, вода восходящих родников,

приуроченных к разломам, имеет минерализацию 1,8—2,3 г/л, что дает основание предполагать наличие под высокоминерализованными грунтовыми водами слабосолоноватых вод. Такое же явление отмечается в Замбезийском бассейне. Из других районов Африки инверсионный тип зональности химического состава грунтовых вод установлен в Западно-Рифском бассейне и в ряде бассейнов Высоких плато.

Таким образом, из изложенного вытекает, что прямой тип зональности в изменении химического состава грунтовых вод характерен для районов умеренного и избыточного увлажнения, а инверсионный — для территорий недостаточного увлажнения.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГЛУБОКИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблема формирования химического состава глубоких подземных вод, включающая формирование их минерализации, состава и зонального распределения в недрах земной коры, в литературе по гидрогеологии Африки освещена чрезвычайно слабо. В Советском Союзе, где этой проблеме уделяется большое внимание, имеются сотни публикаций, рассматривающих ее с разных сторон. Высказанные главным образом советскими исследователями взгляды на формирование химического состава глубоких подземных вод в настоящее время объединяются в три группы гипотез — эндотегенную, инфильтрогенную и седиментогенную.

Достаточно подробный разбор гипотез приводится в трудах Л. С. Балашова, И. К. Зайцева, А. М. Овчинникова (1968), Е. В. Посохова (1969), А. Е. Гуревича, Л. Н. Капченко, Н. М. Кругликова (1972), частично в книге «Гидрогеология Азии» (1974) и др. Поэтому рассмотрение их здесь опускается. Отметим лишь, что вышедшие в свет после перечисленных трудов работы И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина (1972), С. И. Смирнова (1971, 1974), Л. Н. Капченко (1974), Е. С. Гавриленко (1975) не меняют точек зрения указанных авторов на проблему, излагавшуюся ими в ранее опубликованных работах.

Эндотегенная гипотеза связывает формирование химического состава высокоминерализованных подземных вод и рассолов земной коры с поступлением в гидросферу так называемых ювенильных вод из верхней части мантии земли. Как мы отмечали («Гидрогеология Азии», 1974), это одна из ранних гипотез формирования подземных вод земной коры. Предложенная несколько столетий назад, она горячо поддерживается и развивается В. Ф. Дерпгольцем, Е. С. Гавриленко, В. А. Кротовой, А. А. Дзюбой, Н. Д. Будановым, Г. Н. Емельяновым, С. О. Юшковой и многими другими. Эта гипотеза в трактовке В. Ф. Дерпгольца (1962, 1963, 1968; Гавриленко, Дерпгольц, 1971) со стороны Л. С. Балашова, И. К. Зайцева и А. М. Овчинникова (1968) подверглась критике.

Указанные исследователи отрицают наличие в складчатых областях, сложенных кристаллическими породами, высокоминерализованных вод по причине отсутствия в них фаций пород, отложившихся в водоемах повышенной солености, с которыми они связывают формирование этих вод. Развивая это общее положение, они пришли к заключению, что ожидать в гранитной (или базальтовой) оболочке высококонцентрированных рассолов нет оснований; выделившаяся из кристаллических пород вода не содержала сколько-нибудь значительных концентраций солей; вулканические очаги не имеют существенного отношения к формированию рассолов в артезианских бассейнах. С этими выводами Л. С. Балашова, И. К. Зайцева и А. М. Овчинникова согласиться нельзя по следующим соображениям. Еще до выхода в свет их работы хлоридные высокоминерализованные воды и рассолы были установлены в метаморфических и интрузивных породах Финляндии, Канады, в гранодиоритах Невады, в гранитах Колорадо, Марокко, Японии, Тан-

зании, в Советском Союзе в кристаллических толщах Украинского массива, Алданского щита, в метаморфических породах палеозоя Северного Кавказа, Уральского хребта. Позже высокоминерализованные воды были отмечены также в гранитах Восточного Забайкалья и Восточной Монголии, в кристаллических образованиях протерозоя на юге Балтийского щита («Гидрогеология Азии», 1974; Грейслер и др., 1974). В самые последние годы интересные данные по химическому составу глубоких вод кристаллических пород архея и протерозоя последнего получены в результате бурения в северной части щита сверхглубокой скважины СГ-3, вскрывшей на глубине 4350—6700 м хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 250 г/л и температурой 150° С. Таким образом, имеющиеся данные убедительно показывают, что в кристаллических породах горно-складчатых областей и щитов платформ формируются такие же по составу и минерализации подземные воды, как и в глубоких частях артезианских бассейнов, сложенных осадочными отложениями: минерализация и температура этих вод с глубиной закономерно повышаются, а солевой и газовый состав изменяется.

В настоящее время проблема заключается в количественной оценке этих вод в общем балансе подземных вод земного шара. Мнения ученых на этот счет расходятся. По П. Н. Кропоткину и Б. М. Валяеву (1976), доля мантийных компонентов в общей массе флюида и газа, поднимающихся в верхние слои земли или на ее поверхность, небольшая. Важнее роль их в геохимической эволюции земли. С этими процессами связано перемещение из глубинных геосфер водорода, гелия, лития, бора, углерода, азота, кислорода, фтора и др., всего 17 элементов. Дегазация земли связана с восходящей миграцией «глубинного водорода, взаимодействие которого с минеральными компонентами литосферы обусловливает во многом процессы метасоматоза, метаморфизма и проявление (сброса) в верхних горизонтах земной коры воды, а также разнообразной гаммы углеводородных и кислых газов» (с. 11).

В. И. Виноградов (1976) считает, что воды термальных источников имеют вадозное происхождение, а дегазация земли, по его мнению, прошла на ранних стадиях развития ее; в настоящее время доля ювенильных газов, достигающих земной поверхности, ничтожна.

И. Н. Толстихин и А. В. Сочава (1976), наоборот, указывают, что ювенильные компоненты земли в ощутимом количестве выделяются в атмосферу и в современную эпоху.

По В. П. Якуцени (1976), проявление мантийных газов на поверхности земли осуществляется лишь через активизированные зоны рифтов, интенсивного прогибания и системы разломов главным образом глубинного заложения. Такого же взгляда придерживается и В. А. Кротова (1976). Она считает также, что с периодами раскрытия и усиления флюидопроводности разломов происходит образование мощных толщ солей как продуктов глубинных (эндогенных) рассолов, под которыми в последующем сформировались и сохранились обнаруживаемые залежи нефти и газа.

Таким образом, краткий обзор результатов новейших работ, выполненных по рассматриваемой проблеме, показывает, что мнения отдельных ученых о роли ювенильных вод и газов в формировании подземной гидросферы и о времени их поступления в последнюю разошлись. Что же касается путей, по которым происходит поднятие продуктов дегазации земли, то большинство исследователей считает, что оно осуществляется главным образом через зоны глубинных разломов и другие ослабленные участки земной коры, в противоположность мнению В. Ф. Дерпгольца, предполагавшего равномерную по поверхности мантии диффузию растворов.

Изучение разрезов стратифицированных толщ различных районов Африканского материка позволяет нам предположить, что роль магма-

тогенных вод в формировании подземной гидросферы была значительной, особенно в начальные эпохи развития земли, характеризовавшиеся образованием мощных зон глубинных разломов и широким проявлением процессов магматизма, сопровождавшихся выделением ювенильных газов и вод. В современную эпоху поступление последних в подземную гидросферу ограничивается главным образом районами современной вулканической деятельности и развития рифтовых зон (Восточная Африка), а также зонами разрывных дислокаций, контролируемыми выходами термальных азотных и углекислых вод.

Инфильтрогенная гипотеза формирования химического состава подземных вод подробно рассмотрена А. Е. Гуревичем и др. (1972) и кратко нами («Гидрогеология Азии», 1974). Вывод о том, что с помощью этой гипотезы не может быть объяснено ни формирование состава, ни зональности глубоких подземных вод остается в силе.

К седиментационным, по Л. Н. Капченко (1969), относятся подземные воды, захоронившиеся в бассейнах седиментации вместе с твердыми осадками, либо поступившие в эти осадки из других горизонтов или бассейнов седиментации. К числу сторонников седиментогенной гипотезы формирования высокоминерализованных глубоких вод и рассолов относятся Л. С. Балашов (1968а, б), Е. А. Басков (1968), М. Г. Валяшко (1958, 1963, 1968 и др.), Г. Ю. Валуконис (1967а, б), Н. К. Власова (1968), М. С. Гуревич (1964), И. К. Жеребцова (1968), И. К. Зайцев (1968), Н. К. Игнатович (1950), Л. Н. Капченко (1968 и др.), Е. В. Посохов (1968, 1969), А. Е. Ходьков (1959, 1964, 1968), С. А. Шагоянц (1948, 1968) и др.

По мнению сторонников этой гипотезы, рассольные воды распространены только в тех гидрогеологических структурах, в разрезе которых участвуют хемогенные образования (каменная и калийная соли, ангидрит, гипс, доломит и др.) или в структурах, расположенных в области аридного климата. В этих условиях в соответствующие геологические эпохи существовали благоприятные условия для формирования солеродных бассейнов, воды которых могли захороняться в сингенетичных им образованиях. Преобразование хлоридных кальциево-натриевых вод морских осадков в хлоридные кальциевые и дальнейшее их концентрирование происходит под влиянием процессов взаимодействия пород и вод в различных термодинамических зонах земной коры. А. Е. Ходьков и Г. Ю. Валуконис (1967, 1968) называют эти воды водами новообразующихся горных пород, формирующихся в погружающихся частях земной коры и освобождающихся при прогрессивном метаморфизме осадочного вещества. Они различают следующие генетические типы этих вод.

1. Седиментационные воды, отвечающие в основном составу вод поверхностного бассейна (морского, лагунного, солеродного).

2. Воды первой стадии метаморфизма (диагенез+катагенез) осадочных толщ, завершающейся преобразованием органического вещества, глубинной (с участием сульфатредукции) метаморфизацией вод, характеризующиеся наличием в них сероводорода, хлористого кальция, бора, брома, иода (воды нефтяных месторождений и грязевых вулканов).

3. Воды глубокометаморфизованных осадочных толщ, минеральные воды предгорных районов, гидротермы.

4. Воды магматического переплавления силикатных пород, рудообразующие флюиды, гидротермы.

Таким образом, в соответствии с седиментогенной гипотезой химический состав глубоких высокоминерализованных подземных вод и рассолов определяется соленостью вод бассейнов седиментации, составом водовмещающих и водоупорных пород, обменными реакциями между компонентами пород и воды. А. Е. Гуревич, Л. Н. Капченко и

Н. М. Кругликов (1972) считают, что возраст этих вод сопоставим с возрастом отложений водоупора, регионально перекрывающего водоносную толщу.

М. Е. Альтовский (1950, 1958) в связи с рассматриваемой гипотезой отмечает, что обменной адсорбцией обладают лишь вещества, находящиеся в высокодисперсном состоянии, т. е. раздробленные до величины мицелл. Поэтому адсорбция имеет место среди глинистых пород и не играет существенной роли среди изверженных пород, известняков, доломитов, чистых песков и т. п. Процессы обменной адсорбции совершаются мгновенно, ограничены емкостью поглощения и происходят в эквивалентных количествах, что исключает возможность увеличения минерализации подземных вод за счет этих процессов. Он отмечал также, что седиментогенная гипотеза не может объяснить, каким образом из вод морского генезиса с максимальной концентрацией солей 35 г/л образуются воды и рассолы с минерализацией до 350 г/л; почему в водоносных слоях существует переход от гидрокарбонатных вод к сульфатным, а затем к хлоридным. Все эти вопросы, поставленные М. Е. Альтовским, не потеряли своего значения и в настоящее время. К ним можно добавить еще следующие: как могли сформироваться высокоминерализованные воды в артезианских бассейнах, в которых отсутствуют хемогенные осадки, и в бассейнах, сложенных терригенными континентальными отложениями, а также в пределах щитов и плит, образованных кристаллическими (несоленосными) породами, в которых распространены высокоминерализованные воды и рассолы такого же состава, как и в глубоких горизонтах осадочного чехла артезианских бассейнов. Из изложенного следует, что с помощью эндотегенной, инфильтрогенной и седиментогенной гипотез можно объяснить лишь поступление в подземные воды компонентов их минерализации. Распределение же последней по вертикали, выражающееся в закономерном увеличении ее с глубиной при одновременном изменении состава воды независимо от возраста и состава пород, ни одна из указанных групп гипотез объяснить не в состоянии. Как отмечали Н. К. Игнатович (1950), Ф. А. Макаренко (1958), Н. А. Маринов («Гидрогеология Азии», 1974), К. В. Филатов (1976) и др., эта закономерность носит планетарный характер. Наша точка зрения на возможную причину этого явления излагается ниже.

Сейчас же отметим, что формирование химического состава высокоминерализованных глубоких подземных вод и рассолов является весьма сложным процессом. Состав этих вод зависит от состава пород, ювенильных вод и газов, поднимающихся по глубинным разломам из верхней части мантии к поверхности земли; обменных реакций, происходящих между породами и подземными водами, а также от структуры бассейнов, температуры и давления, существующих на больших глубинах, от количества и характера органических остатков, захороненных в водовмещающих толщах, времени. Значение первых трех факторов рассмотрено выше, остановимся более подробно на характеристике роли остальных.

На большое значение в формировании химического состава глубоких подземных вод структуры и тектонического режима артезианских бассейнов впервые обратил внимание Н. К. Игнатович (1947). Он считал, что развитие структурных элементов земной коры дает основные указания о направлении процессов формирования подземных вод и среди них различал раскрытые структуры, частично раскрытые и закрытые, по степени проточности — проточные, частично проточные и непроточные, по степени промытости — промытые, частично промытые (промывающиеся) и непромытые, или засолоняющиеся. Чем глубже эти структуры, чем больше неровностей в их фундаменте и чем спокойнее их тектонический режим, тем более высокую минерализацию и весьма

сложное распределение по площади и в разрезе имеют различные по составу типы глубоких вод.

Температура, по А. Е. Гуревичу, Л. Н. Капченко, Н. М. Кругликову (1972), является основным фактором, определяющим химическое и фазовое равновесие, а также скорость взаимодействия растворов и твердой органо-минеральной фазы. Это общее положение хорошо подтверждают экспериментальные работы И. Г. Киссина и С. И. Пахомова (1968) и некоторых других исследователей. Указанные авторы доказали, что независимо от состава и степени минерализации подземных вод, а также минерального состава пород с повышением температуры в водах возрастает концентрация кремневой и борной кислот, калия и кальция, а pH уменьшается. В случае гипсоносных пород с повышением температуры до 150° С и более в подземных водах снижается содержание кальция и сульфатов, а при наличии в водоносных породах карбонатов кальция образуются хлоридные натриевые воды с содержанием кальция 10—20%-экв. Этими же исследователями установлена зависимость между повышением температуры и содержанием в воде CO_2. Чем выше температура воды, тем выше содержание CO_2, количество которой иногда достигает 30—40% от суммы растворенных в ней газов. Температура влияет также на растворимость других, в частности углеводородных, природных газов. По данным Т. А. Мишниной, О. И. Авдеевой и Т. К. Божовской (1961), А. Ю. Намиота и М. М. Бондаревой (1963), с увеличением температуры при постоянном давлении в связи с выделением теплоты сольватации растворимость газов в воде и водных растворах солей уменьшается. При высоких давлениях растворимость газов с ростом температуры достигает некоторого минимума, после чего повышается.

А. Е. Гуревич, Л. Н. Капченко и Н. М. Кругликов (1972) считают, что влияние давления на равновесие и скорость химических реакций в жидкой фазе мало́ и значительно возрастает лишь для газовых реакций. Действительно, как показали Т. А. Мишнина, О. И. Авдеева и Т. К. Божовская (1961), растворимость газов при давлениях, близких к атмосферному, прямо пропорциональна парциальному давлению его над раствором. При давлениях свыше нескольких десятков атмосфер рост растворимости газов замедляется. Однако Е. В. Посохов (1969) считает, что на больших глубинах с давлением необходимо считаться, так как растворяющая способность воды существенно возрастает. Например, с увеличением давления на 100 атм растворимость $CaCO_3$ увеличивается на 7,5%, ангидрита ($CaSO_4$) на 7,7%, гипса на 5,7% и плавикового шпата (CaF_2) на 3,3%. Отсюда Е. В. Посохов делает вывод, что на больших глубинах условия равновесия растворов будут совершенно иными, чем в верхних водоносных горизонтах и на поверхности. Исследования Н. И. Хитарова (1958, 1960а, б) также показали, что с увеличением давления последовательно возрастает переход в раствор Na_2O, K_2O, SiO_2 и Al_2O_3. О большом значении давления в поддержании внутреннего равновесия в водонапорных горизонтах артезианских бассейнов свидетельствует такое широко распространенное явление, как быстрое заполнение стволов скважин солями, выпадающими из высокоминерализованных вод и рассолов после их вскрытия. Оно связано с понижением давления и температуры в пластах, а также с дегазацией подземных вод.

Повышенные пластовые давления, как известно, способствуют возникновению перегретых подземных вод, в свою очередь способствующих ускорению химических реакций, усилению диффузии веществ и других процессов, отражающихся на изменении химического состава подземных вод.

Под влиянием высоких температур и давлений в глубоких горизонтах земной коры, в первую очередь в осадочных образованиях чех-

ла артезианских бассейнов, как правило, содержащих значительное количество органических веществ (особенно в нефтегазоносных районах), происходит их преобразование, в результате чего состав подземных вод изменяется и помимо мантийных газов (там, где они поступают) воды обогащаются углекислотой, сероводородом, азотом, метаном, аммиаком, биогенным иодом, бромом и другими микрокомпонентами.

Большое значение роли времени как фактора формирования химического состава подземных вод отмечалось выше при рассмотрении происхождения солевого состава грунтовых вод. Мы считаем, что не менее значительно оно и в формировании химического состава и особенно вертикальной зональности его для глубоких подземных вод земной коры материка. Это убедительно на примере некоторых относительно хорошо изученных артезианских бассейнов Советского Союза показала В. А. Кротова (1960). Однако А. Е. Гуревич и др. (1972) считают, что фактор времени не оказывает ощутимого влияния на соленасыщенность подземных вод. Они указывают при этом, что наиболее минерализованные, метаморфизованные рассолы независимо от возраста тяготеют к области распространения галогенных формаций, а наименее минерализованные — к терригенным, часто угленосным отложениям. Этот вывод встречает возражение, так как в настоящее время в различных частях земного шара имеется достаточное число артезианских бассейнов, на примере которых видна роль времени в перемещении вместе с подземными водами и накоплении в них огромной массы солей, закономерно распределяющихся в разрезе земной коры.

Типы вертикальной зональности химического состава глубоких подземных вод артезианских бассейнов. Под влиянием природных факторов, которые кратко охарактеризованы выше, сформировались довольно сложные типы вертикальной зональности химического состава глубоких подземных вод материка. Выделяются следующие их типы: прямая, при которой минерализация подземных вод увеличивается с глубиной; инверсионная, или обратная, в начале, как правило, с уменьшающейся минерализацией воды по разрезу, а затем переходящей в прямую зональность; сложная, то с возрастающей, то с убывающей минерализацией по глубине. Кроме того, в связи со слабой гидрогеологической изученностью материка выделяется группа бассейнов, в которых зональность химического состава подземных вод не выявлена и на карте-схеме (рис. 49) показана предположительно. В состав этой группы входят Сусский, Мулуинский, Аннабский и Меджердинский, находящиеся в пределах сложного Телль-Атласского бассейна; Фигигский, принадлежащий бассейну Высоких плато; Куфрский, относящийся к сложному Ливийско-Египетскому бассейну; Дра, Рио-де-Оро, Гвинейско-Либерийский, Камеруно-Габонский, Анголо-Конголезский, Намибский, Эяси-Найваша, Рудольф и Аденский.

Прямая вертикальная зональность в изменении минерализации и химического состава подземных вод характерна для бассейнов: Касабланкского, Западно-Рифского, Митиджского, Шергинского, Шеллалинского, Верхне-Нильского, Ливийского, Вольтского, Нигерийского, Тауденнийского, Мали-Нигерского, Чадского, Конголезского, Танганьика, Виктория, Дар-эс-Саламского, Лимпопо, Карру.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод Касабланкского бассейна, включающая плато Марракешская Хауза, Тадла, Бахира и прибрежные равнины Абда, Дуккала, Шауя, сложена юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями установленной мощностью до 2—5 км и возможной до 8 км. Однако воды ее изучены здесь лишь до глубины 200—500 м. В пределах этих глубин установлено, что в юрских песчаниках и известняках на глубине 80—200 м сформировались хлоридные натриево-магниево-кальциевые воды с минерализа-

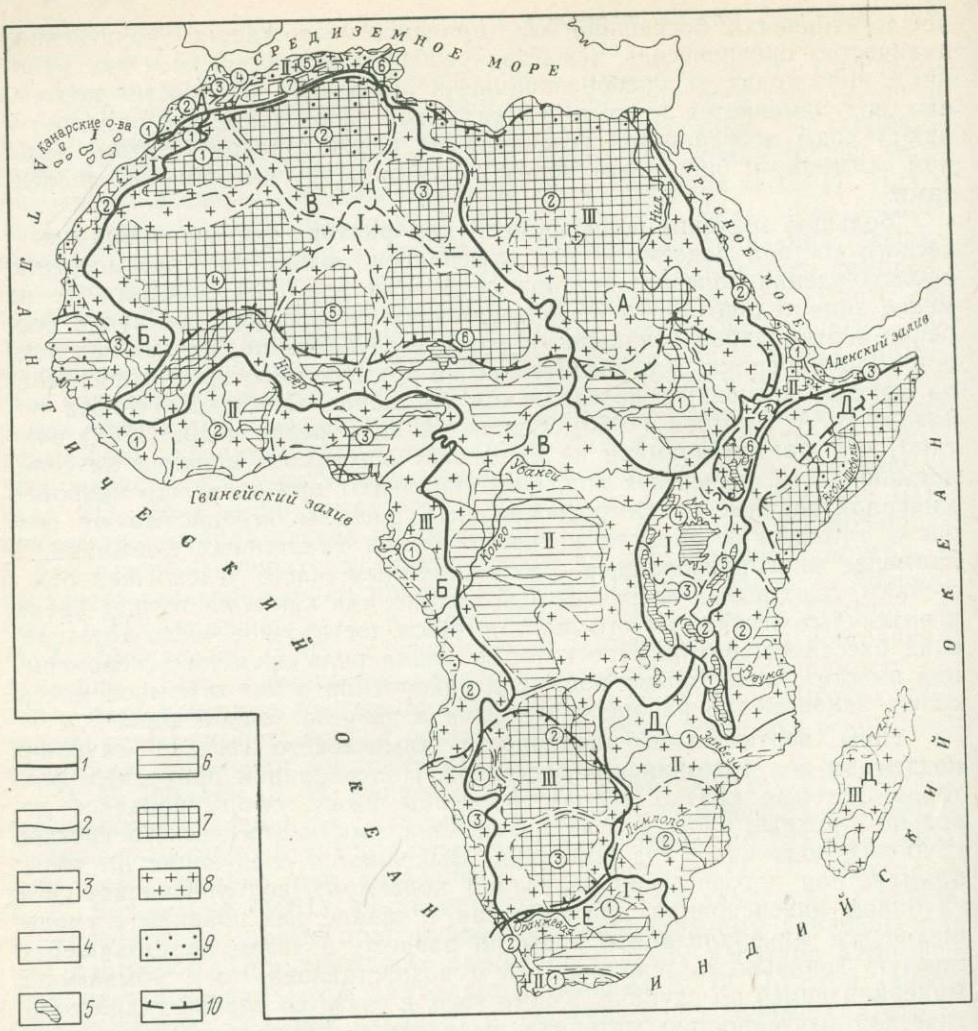


Рис. 49. Схематическая карта вертикальной зональности химического состава подземных вод артезианских бассейнов Африки (составила Л. И. Флерова)

Границы: *1* — гидрогеологических областей (на соответствующих участках и гидрогеологических районах); *2* — гидрогеологических районов; *3* — артезианских бассейнов; *4* — областей внутреннего питания, накопления и разгрузки подземных вод артезианских бассейнов; *5* — озера. Типы вертикальной зональности химического состава подземных вод: во внутренних областях питания артезианских бассейнов: *6* — прямой или гумидный, *7* — инверсионный или аридный; во внешних областях питания артезианских бассейнов; *8* — прямой, *9* — сложный, обусловленный наличием в разрезе бассейнов эвапоритовых отложений; *10* — границы областей с аридным климатом; А—Е — гидрогеологические области; римские цифры — номера гидрогеологических районов; арабские цифры — номера артезианских бассейнов

Прерывистая штриховка означает, что зональность химического состава подземных вод во внутренних областях питания артезианских бассейнов установлена предположительно

цией 2—5 г/л. Выше в известняках, песчаниках, мергелистых известняках и галечниках нижнего мела развиты воды с минерализацией от 0,5 до 4 г/л гидрокарбонатного кальциевого и сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого состава. В верхнемеловых известняках минерализация воды колеблется от 0,2 до 3 г/л, по составу вода гидрокарбонатная кальциевая и гидрокарбонатно-хлоридная кальциево-натриевая. В кремнистых известняках маастрихта-эоцена, разделенных прослоями фосфоритоносных мергелей, минимальная минерализация составляет 0,6 г/л, максимальная достигает 1,5 г/л. Пресная вода по составу хло-

ридно-гидрокарбонатная кальциево-магниевая, солоноватая — хлоридно-сульфатная натриевая.

В верхней части разреза плиоцен-четвертичных отложений, сложенных известняками, конгломератами, песчаниками, минерализация воды колеблется от 0,4 до 8 г/л, состав довольно пестрый. Наконец, в четвертичных песках и гравии развиты преимущественно пресные воды с минерализацией до 1 г/л.

Приведенные данные указывают на значительные изменения минерализации подземных вод бассейна, обусловленные наличием в разрезе прослоев и пачек гипсоносных образований и, очевидно, разным положением опробованных водоносных горизонтов по отношению к местным базисам стока. Однако огромная мощность кайнозойских, мезозойских и, по-видимому, палеозойских отложений, содержащих мощные толщи соленосных образований и гипсов, дает основание утверждать, что в глубоких горизонтах бассейна распространены крепкие хлоридные натриевые, кальциево-натриевые или кальциево-магниево-натриевые рассолы с микрокомпонентами. Из изложенного следует, что для описываемого бассейна характерна прямая зональность в изменении минерализации подземных вод, сопровождающаяся соответствующим преобразованием их химического состава.

Во внешней области питания Западно-Рифского бассейна в различных по возрасту отложениях и на различной глубине встречены довольно пестрые по составу и минерализации воды. Например, минерализация воды в юрских отложениях, вскрытых в интервале 110—225 м, 1,2—2,5 г/л. В меловых отложениях, сложенных преимущественно мергельно-глинистыми и флишоидными породами с подчиненными им кремнистыми известняками и песчаниками, минерализация воды изменяется от 2 до 4 г/л. В песчаниках олигоцена вода хлоридно-сульфатная и хлоридно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,2—0,8 г/л. В миоценовых песчаниках на глубине около 250 м вскрыты пресные и слабосолоноватые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 5 г/л. Аналогичные по минерализации воды установлены в отложениях неогена и четвертичной системы.

Основной причиной пестроты минерализации и состава воды во внешней области питания бассейна является присутствие в разрезе соленосных и гипсоносных отложений и слабая промытость этой части бассейна.

Подземные воды внутренней области питания изучены чрезвычайно слабо и имеющиеся данные о их минерализации не дают возможности однозначно решить вопрос ее зональности. Лишь большая мощность мезокайнозойских отложений и наличие в глубоких горизонтах бассейна соленосных и гипсоносных пород позволяет предполагать, что эта зональность является прямой.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод Митиджского бассейна сложена породами плиоцена и четвертичного возраста. В разрезе плиоцена отмечаются мергели, песчаники, конгломераты, алевролиты. По данным опорной скважины, пройденной в г. Музайя, минерализация воды в этих породах на глубине 167—177 м составляла 0,5 г/л, а в интервале от 909 до 1086 м возросла до 38 г/л, состав в обоих случаях хлоридный натриевый. Данные о химическом составе воды четвертичных отложений отсутствуют.

Внутренняя область питания Шергинского бассейна представлена обширной синклинальной структурой, сложенной пестроцветной соленосной и гипсоносной толщами пермо-триаса, пестроцветными загипсованными глинами нижней юры, доломитовыми и мергельно-известняковыми образованиями средней юры. Верхнеюрские и меловые отложения представлены известняками, песками и песчаниками, разделенными глинами, палеоген-неогеновые образования комплексом грубообломоч-

ных пород, глин и озерных известняков. Водоносность пермо-триасовых и нижнеюрских отложений не изучена, но можно предположить, что в породах этого возраста развиты высокоминерализованные воды и рассолы хлоридного натриевого состава. Воды средней юры в разведанном интервале 163—397 м имеют минерализацию 0,4—1 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый и натриево-магниевый. С увеличением глубины залегания минерализация воды при том же анионном составе возрастает до 1,4—3,2 г/л. Воды вышележащих комплексов имеют минерализацию 0,8—3 г/л.

Во внутренней области питания Шеллалинского бассейна выделяется до 12 водоносных горизонтов и комплексов, приуроченных к отложениям юры, мела и кайнозоя.

Водоносные породы юрских отложений представлены известняками, песчаниками, доломитами, а водоупорные мергелями. Минерализация воды довольно пестрая (от 0,4 до 3,8 г/л), состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый, хлоридно-сульфатный магниево-натриевый и магниево-кальциевый. Наибольшая минерализация воды отмечается в областях питания, где эти отложения выходят на поверхность и зеркало воды в них располагается на глубинах меньше высоты капиллярного поднятия. Подземные воды валанжинских и готеривских отложений накапливаются в песчаниках и известняках. Минерализация воды 1—1,6 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный. Воды, заключенные в песчаниках баррема, апта и альба, имеют более высокую минерализацию (в отдельных пунктах 6,8 г/л), состав сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый, местами хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый. В туронском ярусе минерализация воды летом колеблется от 0,7 до 2,4 г/л. Воды олигоцена и миоцена имеют минерализацию от 0,8 до 5,8 г/л, состав хлоридно-сульфатный магниево-натриевый. Водовмещающие породы плиоцен-четвертичных отложений образованы песками, галечниками, конгломератами, водоупорными глинами. В этих отложениях минерализация воды изменяется от 0,6 до 7,9 г/л.

Из изложенного видно, что в описываемом бассейне изучены преимущественно подземные воды верхней части разреза, сформировавшиеся в основном под влиянием климатических факторов и меньше зависящие от состава пород, слагающих зону аэрации и водоносные горизонты. Лишь в юрском водоносном комплексе намечается некоторое небольшое увеличение минерализации воды с глубиной, позволяющее относить его к числу бассейнов с прямой зональностью в ее изменении.

В Верхне-Нильском бассейне отложения Нубийской серии, пройденная мощность которых достигает 500 м, а водоносная часть состоит из песков, песчаников и конгломератов, содержат пресную гидрокарбонатную натриево-кальциевую воду с минерализацией 0,2—0,6 г/л. Плейстоцен-плиоценовые отложения сложены песками, песчаниками и глинами. В этих породах в интервале от 10 до 100 м встречены воды с минерализацией 0,1—1,5 г/л, которая на востоке бассейна достигает 18 г/л. Эти отрывочные сведения о составе подземных вод бассейна позволяют лишь условно отнести его к бассейнам с прямой зональностью в изменении минерализации их по глубине.

На площади Ливийского бассейна основным водоносным горизонтом, используемым для водоснабжения, является миоценовый, содержащий слабонапорные воды с минерализацией 0,6—6 г/л гидрокарбонатно-хлоридного и сульфатно-хлоридного магниево-кальциевого состава. С глубиной минерализация этих вод возрастает. Так, на глубине 350 м южнее г. Бенгази она составляет 11,2 г/л, отмечается также увеличение минерализации воды по пласту в направлении к Средиземному морю. О химическом составе подземных вод внутренней области питания бассейна сведения отсутствуют, однако наличие в ней многочис-

ленных нефтегазопроявлений, разбуренных скважинами до глубины 3200 м и вскрывших весь разрез осадочного чехла бассейна до кембро-ордовика включительно, позволяет уверенно говорить о широком развитии в пределах указанных глубин высокоминерализованных вод и рассолов хлоридного натриевого или натриево-кальциевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава.

В Вольтском бассейне, по имеющимся скудным материалам, предполагается прямая зональность в изменении минерализации воды. Такая же зональность, по-видимому, характерна и для Нигерийского бассейна, в осадочном чехле которого мощностью более 4000 м имеются месторождения нефти и газа, позволяющие думать, что к этим структурам приурочены термальные высокоминерализованные воды и рассолы хлоридного натриевого и кальциевого состава.

Подземные воды верхнего протерозоя и палеозоя внешней области питания Тауденнийского бассейна имеют минерализацию 0,5—4 г/л, которая на удаленных от внешней области питания участках возрастает до 30 г/л. Однако в юго-западной части бассейна, где осадков выпадает во много раз больше, чем на севере, минерализация воды в указанных породах понижается.

В породах фундамента внутренней области питания бассейна, в краевой ее части, на глубине до 100 м минерализация воды 0,1—2,1 г/л. В отложениях кембрия — ордовика минерализация воды, залегающей в интервале 1,5—35 м, изменяется от 0,3 до 4 г/л, иногда возрастая до 30—32 г/л. Подземные воды нижнемеловых отложений, вскрытые на глубине 175—251 м в окрестностях пос. Бидон-5, имеют минерализацию 0,48 г/л, но при удалении от массива Ахаггар, очевидно, являются высокоминерализованными. Минерализация воды верхнемеловых отложений в пределах глубин 124—172 м варьирует от 3,6 до 16,5 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Воды конечной континентальной толщи характеризуются пестрой минерализацией, которая, однако, нигде не достигает минерализации подземных вод нижележащих стратиграфических образований.

Мали-Нигерский бассейн приурочен к одноименной синеклизе, сложенной породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В этом бассейне установлено увеличение минерализации подземных вод по глубине с соответствующим изменением состава как от внешней области питания к внутренней, так и в пределах последней. Особенно ярко эта зональность прослеживается в нижнемеловом водоносном комплексе. Здесь минерализация воды от 0,7 г/л на глубине 400 м повышается до 12 г/л на глубине 1550 м, состав ее при этом изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного до хлоридно-сульфатного натриевого. В более глубоких горизонтах бассейна, возможно, распространены соленые воды, вплоть до крепких рассолов.

Внутренняя область питания Чадского бассейна представлена одноименной синеклизой. Данные о зональности химического состава подземных вод его отсутствуют, однако состав пород, слагающих бассейн, и особенности структуры позволяют думать о наличии здесь прямой зональности.

В Конголезском бассейне вертикальная зональность в изменении минерализации воды предполагается по проявлениям минеральных источников, среди которых зафиксированы источники с высокоминерализованной (до 45 г/л) хлоридной натриевой водой. Последняя, несомненно, поступает с больших глубин, так как ближайшие к поверхности подземные воды являются слабоминерализованными пресными гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава.

В верхней части разреза неоген-четвертичных отложений бассейна Танганьика распространены пестрые по составу и минерализации воды,

а на глубине 183 м в этих же отложениях установлены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 183 г/л.

Прямая зональность в изменении минерализации воды отмечается и в бассейне Виктория. Грунтовые воды его, сформировавшиеся в четвертичных отложениях, относятся к пресным и ультрапресным. В глубоких горизонтах неогена, вскрытых скважинами на берегу оз. Катве, воды хлоридные натриевые с минерализацией до 200 г/л. В этом же бассейне известны родники с водой хлоридно-гидрокарбонатного и хлоридного натриевого состава с минерализацией до 60 г/л, а также нефтепроявления, в совокупности позволяющие утверждать, что в глубоких горизонтах бассейна имеются еще более минерализованные подземные воды.

Химический состав подземных вод Дар-эс-Саламского бассейна изучен слабо. Например, сведения о водоносности пород фундамента, отложений системы Карру и юрских почти отсутствуют. Лишь наличие в этих стратифицированных комплексах эвапоритов (залежи галита, гипса и ангидрита) позволяет совершенно определенно утверждать, что в них развиты высокоминерализованные подземные воды и рассолы хлоридного натриевого состава. В верхнеюрско-меловых отложениях до изученной глубины 230 м распространены пресные и солоноватые воды. Пресные воды характерны и для неоген-четвертичных образований.

Внутренняя область питания бассейна Лимпопо выполнена мощной толщей мезо-кайнозойских отложений. Имеющиеся единичные данные показывают, что грунтовые воды, залегая неглубоко от поверхности и испытывая воздействие климатических факторов, имеют минерализацию 0,7—6 г/л. Не исключено, что под ними на более значительных глубинах прогиба могут быть встречены высокоминерализованные хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды.

На востоке артезианского бассейна Карру во внешней области питания бассейна распространены главным образом слабоминерализованные гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые воды, минерализация которых далее на запад, под влиянием более сухого климата, увеличивается в первом от поверхности водоносном горизонте до 1,5 г/л и более. Состав их становится хлоридно-сульфатным и сульфатно-хлоридным натриевым. По неглубоким скважинам, пройденным в свите Бофорт системы Карру, отмечается повышение минерализации воды и с глубиной с соответствующим преобразованием ее состава. Соленые воды с минерализацией 8,46 г/л здесь встречены скважиной на глубине 1434 м в габбро, подстилающем отложения системы Карру. Вода хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая.

Инверсионным типом зональности в изменении минерализации подземных вод характеризуются следующие бассейны: Шелифский, Бергентский, Джефарский, Ходна, Мурзукский, Руква, Ньяса, Капский и Кейптаунский.

Внешняя область питания Шелифского бассейна представлена горами Трара, Тлемсен, Дая, Саида, Дахра и Варсенис с разделяющими их Тлемсенской, Бель-Аббесской и Маскаринской межгорными равнинами. В пределах последних юрские и меловые отложения погружаются на большую глубину и перекрыты породами миоценового возраста. Имеющиеся отрывочные данные по скважинам на нефть указывают, что заключенные в отложениях юры и мела подземные воды характеризуются высокой минерализацией. Так, скважина, пройденная западнее г. Сиди-Бель-Аббес, в интервале 1688—4036 м вскрыла воду в юрских карбонатных породах с минерализацией 28—47 г/л. В песчаниках миоцена, залегающих на глубине 1022—1247 м, по данным скважины, заложенной около г. Маскара, минерализация воды достигает 100—150 г/л.

Внутренняя область питания бассейна выполнена меловыми, неогеновыми и четвертичными образованиями, ниже которых, по-видимому, распространены более древние мезозойские и палеозойские отложения. Сведения о подземных водах меловых отложений отсутствуют. В разрезе миоцена мощностью до 1500 м установлены известняки, загипсованные мергели, конгломераты, пески, трепелы. Содержащаяся в них вода имеет хлоридный натриевый и натриево-кальциевый состав и минерализацию, изменяющуюся от 13 до 80 г/л. Приведенные данные позволяют думать, что в более глубоких горизонтах этих отложений, а также в подстилающих их мезозойских минерализация воды еще более высокая. Подземные воды нижнего плиоцена, изученные до глубины 200 м, пресные, в то время как верхнеплиоценовых и четвертичных отложений — слабосолоноватые с минерализацией 1,5—5 г/л, сформировавшиеся под влиянием процессов испарительной концентрации и состава водовмещающих пород.

Во внутренней области питания Бергентского бассейна водоносны юрские известняки и доломиты, нижненеогеновые песчаники и четвертичные песчано-глинистые отложения. В юрских породах в интервале 58—444 м отмечаются пресные гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые воды. В отложениях миоцена распространены пресные (минерализация до 0,5 г/л) и слабосолоноватые сульфатные воды с минерализацией до 3,5 г/л, а в окрестностях шотта Тигри и более минерализованные. В четвертичных отложениях колодцами вскрываются, как правило, солоноватые и соленые воды.

В пределах Джефарского бассейна, сложенного породами триаса, юры, мела, неогена и четвертичной системы, отмечается довольно пестрая картина в распределении химического состава подземных вод. Так, среди подземных вод, приуроченных к триасовым отложениям, отмечаются пресные и солоноватые воды; в нижнемеловых отложениях встречены пресные воды, широко используемые для водоснабжения. Воды верхнемеловых отложений пресные и слабосолоноватые с минерализацией 2—5 г/л. Минерализация воды неогеновых отложений в пределах изученных глубин до 225 м колеблется от 0,93 до 5—7 г/л. Наконец, воды плиоцен-четвертичных образований имеют минерализацию чаще всего около 5 г/л.

Внутренняя область питания бассейна Ходна до изученной глубины около 500 м сложена меловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. В верхнемеловых отложениях около Мдукаля на глубине 480—489 м вскрыты напорные воды с минерализацией 2,7 г/л. В разрезе неогена установлены пески, галечники, песчаники, конгломераты, содержащие в большинстве случаев пресные гидрокарбонатные натриевые, реже сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые воды. Пески и гравийно-галечные образования плиоцен-четвертичного возраста содержат высокоминерализованные воды, сформировавшиеся в основном под влиянием испарительной концентрации.

В глубоких горизонтах Мурзукского бассейна, в наиболее погруженной его части, по-видимому, распространены высокоминерализованные воды и рассолы. В отложениях промежуточной континентальной толщи (триас — нижний мел) выявлено несколько напорных водоносных горизонтов, сложенных песчаниками, разделенных глинами и аргиллитами. Вода в этих горизонтах пресная и слабосолоноватая с минерализацией до 2,4 г/л, пестрая по составу. В залегающих выше палеоген-неогеновых песчано-глинистых и карбонатных отложениях, местами гипсоносных, минерализация воды достигает 5,6 г/л.

В неоген-четвертичных отложениях бассейна Руква до глубины 80—100 м развиты высокоминерализованные подземные воды, ниже которых в интервале 100—150 м располагаются пресные и слабосолоноватые воды, в отдельных пунктах прослеженные до глубины 300 м.

Такой же тип зональности, но с другими параметрами минерализации и мощностью зон намечается в тех же отложениях бассейна Ньяса.

Весьма интересная зональность в изменении химического состава подземных вод выявляется в Капском бассейне. Здесь в отложениях Капской системы, слагающей внешнюю область питания, минерализация воды чаще всего не достигает 1 г/л, редко повышаясь до 2 г/л. Состав воды пестрый: хлоридно-гидрокарбонатный, реже сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и сульфатно-хлоридный натриевый. Во внутренней области питания в нижнемеловых отложениях на глубине 950—1090 м установлены хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 0,56 г/л, а в перекрывающих эти отложения породах палеоген-неогена — высокоминерализованные воды.

Подобная зональность в изменении минерализации характерна и для Кейптаунского бассейна, где в палеоген-неогеновых отложениях развиты сульфатно-хлоридные натриевые и кальциево-натриевые воды с минерализацией до 2,4 г/л, а в залегающих ниже более древних породах на глубине до 100 м распространены менее минерализованные, часто пресные воды.

Наряду с бассейнами, характеризующимися прямым и инверсионным типами зональности химического состава подземных вод, на территории материка имеется большое число бассейнов с весьма сложным ее типом. К таким бассейнам относятся следующие: Тунисский, Высоких равнин, Тиндуфский, Алжиро-Тунисский, Каирский, Сенегальский, Бешарский, Окаванго, Этоша, Калахари, Красноморский, Афарский, Сомалийский, Замбезийский и группа Мадагаскарских.

Подземные воды Тунисского бассейна изучены очень слабо. Однако наличие соленосных отложений в разрезе пермо-триаса предполагает развитие в нем соленых вод или крепких рассолов. Подобная вода, судя по выходам родников, характерна, по-видимому, и для юрских отложений внутренней области питания бассейна. В разрезе отложений меловой системы установлены главным образом известняки, отделенные от выше- и нижележащих водоносных пород мела и юры пачками аргиллитов и глин.

Минерализация воды в них составляет 1,6—4 г/л, увеличиваясь с глубиной. В составе палеогена водоносными являются известняки, пески и песчаники. Минерализация воды в них 0,4—0,6 г/л, иногда увеличивается до 1,4 г/л.

Миоцен представлен известняками, песчаниками и песками, разделенными прослойками аргиллитов, гипса и глин. В этих породах имеется несколько напорных горизонтов. Наряду с пресными водами, широко используемыми для водоснабжения, в некоторых горизонтах вода имеет минерализацию до 10 г/л (в понижениях рельефа).

В соленосных отложениях триаса, слагающих внешнюю область питания артезианского бассейна Высоких равнин, развиты соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава, в породах юры и мела — пресные и слабосолоноватые с сухим остатком 1,3 г/л, минерализация которых несколько увеличивается (до 2,2 г/л) лишь в нижнемеловых отложениях, выполняющих небольшие межгорные впадины. Состав воды гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый и хлоридно-сульфатный натриево-магниевый.

Во внутренней области питания бассейна водовмещающие породы меловых отложений образованы пачками известняков, разделенных глинами и мергелями. До изученной глубины 295 м минерализация воды не превышает 0,8 г/л, состав пестрый — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциево-натриевый, гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниево-натриевый, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный кальциево-натриево-магниевый. В палеогеновых отложениях,

так же как и в меловых, вода пресная, но в известняках, песчаниках и конгломератах неогена напорная вода, залегающая на глубине 25—140 м, имеет минерализацию до 10 г/л. Неглубокозалегающие грунтовые воды четвертичных отложений, добываемые с помощью шахтных колодцев, характеризуются минерализацией от 1 до 5,5 г/л.

В Тиндуфском бассейне внутренняя область питания представлена одноименной впадиной, находящейся в западной его части, и впадиной Регган, расположенной на востоке.

В породах кембро-ордовикско-силурийского возраста, заполняющих наиболее погруженную часть бассейна, минерализация воды достигает 254 г/л. К типу крепких рассолов относятся и воды более молодых образований палеозоя. Так, например, во впадине Регган в отложениях девона минерализация воды на глубине 288 м составляет 100 г/л, а на более значительных глубинах увеличивается до 220 г/л. Во впадине Тиндуф воды девон-каменноугольного комплекса в интервале от 748 до 1804 м изменяют минерализацию с 70 до 107 г/л. В промежуточной континентальной толще минерализация воды до глубины 200 м равна около 13 г/л, а в конечной континентальной толще не превышает 1,5 г/л. Однако в четвертичных отложениях под влиянием испарительной концентрации минерализация воды вновь возрастает до 7 г/л, усложняя общий характер зональности ее в пределах бассейна.

Сложной зональностью химического состава подземных вод обладает также Алжиро-Тунисский бассейн.

Подземные воды кембро-силурийских отложений на участках, примыкающих к внешней области питания вблизи Ахаггара, пресные, солоноватые и соленые с минерализацией до 10 г/л. На глубине свыше 4000 м в центральной и северной частях бассейна минерализация их возрастает до 340 г/л. Состав воды меняется соответственно с гидрокарбонатного через сульфатный на хлоридный кальциево-натриевый. Примерно тот же максимальный уровень минерализации и те же закономерности распределения ее отмечаются и в подземных водах девонско-каменноугольного комплекса. В соленосных пермо-триасовых отложениях минерализация воды возрастает до 370 г/л. В отложениях верхней юры — нижнего мела воды соленые. Минерализация подземных вод нижнемеловых отложений, изученных в интервале 390—1774 м, не превышает 2 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Воды верхнемеловых отложений имеют минерализацию 1,6—4,6 г/л, состав сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный по катионам смешанный. Близка к указанной минерализации, за исключением отдельных участков, и минерализация подземных вод в располагающихся выше отложениях палеогена, неогена и четвертичной системы. Максимальное значение ее здесь достигает 6,4 г/л. Состав воды пестрый — хлоридно-сульфатный, сульфатный, сульфатно-хлоридный, по катионам преимущественно натриевый. В четвертичных отложениях минерализация воды изменяется от пресных в песках эргов и аллювиально-пролювиальных отложениях верховий уэдов до солоноватых и рассолов вблизи соленых озер — шоттов.

Из изложенного видно, что в Алжиро-Тунисском бассейне сформировалось два типа инверсионной зональности — первая характерна для подземных вод кембро-силурийских — пермо-триасовых отложений, в пределах которых минерализация воды с глубиной уменьшается с 370 до 340 г/л; вторая намечается в отложениях мезозоя и кайнозоя, минерализация воды в которых от 6,4 г/л в верхних горизонтах уменьшается до 1,6 г/л в нижних. Наложение этих двух типов зональностей друг на друга создает новый, сложный тип зональности химического состава подземных вод.

Интересная зональность химического состава подземных вод выявлена в пределах Каирского бассейна.

Внутренняя область питания его сложена породами Нубийской серии, верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Нубийская серия представлена песками, песчаниками, конгломератами, глинами, аргиллитами. В южной части бассейна минерализация воды в этих отложениях находится в пределах 0,1—0,6 г/л, в отдельных пунктах возрастает до 1—3 г/л, по составу гидрокарбонатная и хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая. В северном направлении — к оазисам Дахла, Харга, Бахария до глубины примерно 700 м отмечается постепенное увеличение минерализации воды. В указанных оазисах последняя находится в пределах 0,3—0,7 г/л, в одной из скважин достигает 3,2 г/л. Здесь установлены гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, натриево-кальциевые и натриево-магниевые, а также хлоридно-сульфатные натриево-магниевые воды. Еще севернее по направлению к Средиземному морю наблюдается дальнейшее погружение Нубийского водоносного комплекса при одновременном резком возрастании минерализации воды. Так, например, вблизи Мабарака последняя на глубине 3150—3500 колеблется от 160,8 до 201,8 г/л, состав хлоридный натриевый и натриево-кальциевый.

Верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые отложения образованы известняками и песчаниками, генерирующими основные ресурсы подземных вод, а разделяющие их водоупорные породы — глинами, мергелями и аргиллитами. Минерализация воды в среднем составляет 3—7 г/л, но в ближайших к поверхности земли горизонтах, располагающихся на глубине 10—30 м, она возрастает до 10—20 г/л, однако на глубине более 100 м в известняках она падает до 1,6 г/л и менее. Состав воды гидрокарбонатно-хлоридный и сульфатно-хлоридный магниево-натриевый. Плиоцен-четвертичные отложения, распространенные на севере бассейна, содержат пестрые по составу воды с минерализацией от 0,06 до 70 г/л.

Из изложенного видно, что в описываемом бассейне отмечается закономерное увеличение минерализации воды с юга на север, т. е. от основной области питания бассейна в сторону Средиземного моря, представляющего зону его региональной разгрузки. Этот процесс отжатия соленых вод пресными в указанном направлении обусловил формирование в бассейне пластовой зональности в изменении их химического состава.

На юге бассейна, где осадков выпадает достаточно много и климат не такой сухой, как на севере, зональность минерализации подземных вод прямая. По мере движения на север под влиянием усиления аридизации климата и связанным с этим возрастанием роли испарительной концентрации, в ближайших к поверхности отложениях верхнего мела, палеогена и неогена формируются солоноватые и соленые хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые и хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,8—5,2 г/л. Вместе с тем подземные воды Нубийского комплекса, залегающие здесь под указанными отложениями, являются пресными, гидрокарбонатными кальциево-натриевыми, очевидно, приобретающими более высокую минерализацию на значительно бóльших глубинах, а также на севере бассейна. Возрастание минерализации подземных вод Нубийского комплекса по направлению к Средиземному морю подтверждается данными опробования глубоких скважин. Все это дает основание предполагать, что севернее области распространения пресных вод Нубийского комплекса в последнем развиты высокоминерализованные воды и рассолы и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод здесь снова становится прямой.

Обратимся к характеристике зональности химического состава подземных вод Сенегальского бассейна. Как следует из приведенного вы-

ше описания его, основная масса пресных подземных вод скапливается в восточной части бассейна, недалеко от внешней области питания, со стороны которой движется основной поток их в сторону Атлантического океана. В процессе движения, взаимодействуя с вмещающими породами и испытывая воздействие других природных факторов, подземные воды увеличивают минерализацию и одновременно изменяют состав. Однако, по-видимому, в связи с различной засоленностью пород и неодинаковыми их фильтрационными свойствами, западнее области распространения пресных подземных вод в бассейне сформировалась весьма своеобразная зональность в изменении их минерализации и состава.

В толще четвертичных отложений мощностью около 10 м развиты пресные и слабосолоноватые гидрокарбонатные кальциевые и сульфатные магниево-кальциевые воды. В конечной континентальной толще, продолжающейся до глубины 100 м, минерализация воды изменяется от 0,05 до 15 г/л. Наряду с гидрокарбонатными, здесь встречаются хлоридные натриевые воды. В следующей зоне, охватывающей отложения эоцена мощностью более 300 м, воды солоноватые, сульфатные магниево-кальциевые и хлоридные кальциево-натриевые. В стратиграфически ниже располагающихся породах маастрихтского яруса мощностью также более 300 м минерализация воды падает ниже 1 г/л и лишь изредка повышается до 1,2 г/л. Новое закономерное повышение минерализации от 20 до 90 г/л отмечается в отложениях сеноман-кампанского яруса с глубины 450 м и ниже. Еще более концентрированные термальные хлоридные натриевые и кальциево-натриевые рассолы распространены, по-видимому, в нижнемеловых, юрских и более древних образованиях, залегающих на больших глубинах.

Наиболее древними водоносными образованиями Бешарского бассейна являются нижнекарбоновые. В них установлены высокоминерализованные воды, по-видимому, хлоридного натриевого состава. В вышележащих нижнемеловых отложениях распространены пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией 0,9—1,4 г/л, сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного по катионам смешанного состава. В плиоцен-четвертичных отложениях под влиянием процессов испарительной концентрации воды имеют минерализацию до 6 г/л.

Довольно пестрая картина распределения минерализации подземных вод, но с явной тенденцией увеличения ее с глубиной, отмечается в бассейнах Окаванго, Этоша и Калахари. Так, например, во внешней области питания последнего бассейна, в восточной его части, в фельзитах на небольшой глубине были встречены воды с минерализацией 5,3 г/л, а на более значительной из тех же лав была поднята вода с минерализацией 102,9 г/л. В центральной части того же бассейна в скважинах глубиной 54—135 м минерализация воды изменялась от 0,4 г/л в краевой части бассейна до 3—10 г/л в срединной области. Еще более высокоминерализованные воды вскрыты здесь скважинами в котловине Борице глубиной 124—291 м. В верхних горизонтах минерализация воды составляла 80,9 г/л, а в залегающих под ними 7,2 г/л. На юге бассейна скважинами, имевшими максимальную глубину 37,5 м, установлены воды с минерализацией от 125,9 до 161,4 г/л с бромом в количестве 0,16 г/л. В долине Нособа, где палеозойские породы испытывают погружение под более молодые образования, в них из водоносных горизонтов, залегающих на глубине 300—420 м, также были получены высокоминерализованные воды.

В Красноморском бассейне, характеризующемся широким развитием эвапоритов, глубокие подземные воды, как правило, отличаются высокой минерализацией и хлоридным натриевым и натриево-кальциевым составом. Минерализация подземных вод более молодых по возрасту водоносных комплексов, хотя также достаточно высокая, менее значи-

тельна по сравнению с водами более древних толщ. Так, например, минерализация подземных вод палеозойско-мезозойских отложений, распространенных на западном побережье Суэцкого залива на глубине 424—795 м, изменяется от 4 до 383 г/л, в палеогеновых отложениях, вскрытых в интервале 999—2310,5 м и представленных известняками и сланцами, уменьшается до 42 г/л, но в соленосных неогеновых отложениях вновь возрастает до 73—288 г/л. В неоген-четвертичных отложениях, развитых на юге бассейна, минерализация воды от внешней области питания к внутренней изменяется от 0,5 до 48,5 г/л.

В Афарском бассейне в котловине оз. Аббе, выполненной неоген-четвертичными отложениями, минерализация воды составляет 80 г/л. Однако расположенные к востоку от озера восходящие родники, имея минерализацию воды около 2 г/л, указывают, что под этими высокоминерализованными водами распространены менее минерализованные, возможно, связанные с другим стратифицированным комплексом. Вместе с тем огромная мощность (до 5—6 км) эвапоритов, установленная в Афарской впадине, позволяет утверждать, что ниже слабоминерализованных вод в ней распространены высококонцентрированные рассолы.

Сомалийский бассейн во внутренней области питания сложен юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. В юрских отложениях при глубине скважин до 130 м минерализация воды возрастает с 0,7 до 30 г/л. В меловых гипсоносных отложениях установлены соленые воды с быстро увеличивающейся минерализацией по глубине. Минерализация подземных вод палеогена довольно пестрая и по глубине распределена неравномерно. Здесь, например, известны пресные воды в известняках на глубине 730—780 м и солоноватые и соленые воды с минерализацией до 14 г/л в скважинах глубиной до 100 м. Минерализация воды в неоген-четвертичных отложениях изменяется от 0,5 до 3 г/л.

В Замбезийском бассейне, вследствие его слабой изученности, зональность химического состава подземных вод не ясна. Так, в грабене Луангва в верхней части слагающих его отложений воды пресные. О минерализации и составе вод более глубоких горизонтов грабена, очевидно, в какой-то степени можно судить по данным анализов воды родников, которая является здесь соленой. В грабене Замбези в отложениях системы Карру вода вскрывается на глубине 75—80 м и обнаруживает тенденцию нарастания минерализации с глубиной. Грунтовые воды, приуроченные к отложениям нижнего мела и кайнозоя, формируясь под влиянием процессов испарительной концентрации, имеют высокую минерализацию и совершенно не пригодны для водоснабжения. На отдельных участках грабена такая вода прослеживается до глубины 150 м, на других под солеными водами на глубине около 100 м были установлены пресные воды. Все изложенное указывает на сложную зональность химического состава подземных вод бассейна.

В артезианских бассейнах Мадагаскара, вследствие обильного увлажнения острова атмосферными осадками, особенно на севере и в центральной части, а также высокой его приподнятости над уровнем моря, сформировалась мощная зона пресных подземных вод, прослеженная на глубину более 1000 м. Лишь на юге острова, где осадков выпадает немного, а температура воздуха весьма высокая, под влиянием испарительной концентрации в первом от поверхности водоносном комплексе сформировались пестрые по составу воды, минерализация которых в отдельных пунктах достигает 5—14 г/л. Судя по данным состава воды многочисленных минеральных источников можно предположить, что в глубоких горизонтах осадочного чехла артезианских бассейнов распространены высокоминерализованные хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды.

Таким образом, здесь в бассейнах северной и центральной части острова установлена прямая зональность в изменении минерализации подземных вод, а на юге острова намечается инверсионный ее тип.

О возможных причинах вертикальной зональности химического состава подземных вод. Из краткого обзора гидрохимической структуры артезианских бассейнов материка видно, что среди них выделяются бассейны с прямым, инверсионным и смешанным типами зональности химического состава (см. рис. 49). Наиболее распространенным является первый тип, прослеживающийся почти во всех по возрасту и составу породах, слагающих материк. Сущность зональности заключается в закономерном увеличении минерализации подземных вод с глубиной при одновременном изменении их состава с гидрокарбонатного на сульфатный, а затем на хлоридный натриевый, натриево-кальциевый и кальциевый в самых глубоких частях артезианских бассейнов. Эта закономерность прослеживается не только в несолеиосных, но и в соленосных породах (Кисельгоф, 1973).

Как отмечалось выше, ни одной из предложенных групп гипотез она не может быть объяснена. Рассматривая ее причины в артезианских бассейнах Азии («Гидрогеология Азии», 1974), мы пришли к выводу, что это явление природы, носящее характер планетарной закономерности, связано, по-видимому, с гравитационным полем земли.

Мысль об увеличении минерализации и изменении состава подземных вод с глубиной впервые была высказана в Советском Союзе В. И. Вернадским. В последующем она была подтверждена результатами гидрогеологических исследований, выполнявшихся в различных районах страны К. В. Филатовым, Н. К. Игнатовичем, К. И. Маковым и другими исследователями.

К. В. Филатов (1947) был первым, использовавшим гравитационное поле земли для объяснения причин вертикальной зональности, установленной в подземных водах платформенных артезианских бассейнов. В 1956 г. он сформулировал и опубликовал гравитационную гипотезу формирования химического состава подземных вод этих бассейнов. В дальнейшем, по мере получения нового фактического материала по химизму глубоких подземных вод последних, он неоднократно обращался к этой гипотезе и в работе, вышедшей в свет в 1976 г., развивая отдельные положения ее, показал, что прямая вертикальная зональность подземных вод депрессионных структур земной коры «является законом их строения и что для этого явления не может быть других закономерностей, как утверждали некоторые исследователи» (1976, с 221).

Эта гипотеза, иногда с некоторыми оговорками, была поддержана Л. С. Балашовым (Балашов, Зайцев, Овчинников, 1968), А. А. Кадиком (1968), К. Б. Ашировым (1971), В. Ф. Дерпгольцем (Гавриленко, Дерпгольц, 1971), А. А. Карцевым (1972), Н. А. Мариновым (1974), причем мы на примере Азиатского материка показали, что положения ее справедливы не только для подземных вод артезианских бассейнов, но и других структур земной коры (щитов, плит, горно-складчатых областей), т. е. она носит характер всепланетарной закономерности или закона. Этот вывод подтверждается и приведенными выше материалами по подземным водам Африканского материка.

С критикой и непризнанием гравитационной гипотезы выступили О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957), Н. А. Огильви (1958), А. М. Овчинников и Б. Ф. Маврицкий (1960), И. К. Зайцев (1968), П. А. Крюков (1971), М. П. Толстой (1963) и др. Не останавливаясь на изложении взглядов указанных исследователей, достаточно подробно рассмотренных в последнем труде К. В. Филатова (1976), отметим лишь, что некоторые из них, обсуждая проблему формирования химического состава подземных вод для объяснения причины изменения

его с глубиной, по существу пользуются гравитационной гипотезой. Например, Г. Н. Каменский (1958) считает, что высокоминерализованные рассольные воды осолоненных лагун, обладающие удельным весом 1,2 и более, проникая в породы, вытесняют не только пресные, но и соленые воды и благодаря высокому удельному весу чаще всего сохраняются в наиболее глубоких частях разреза. И. К. Зайцев и Е. А. Басков (1963) силами гравитации объясняют проникновение рассолов в породы, непосредственно подстилающие соленосные толщи. М. Г. Валяшко (1965), обсуждая генезис рассолов осадочной оболочки земли, пришел к выводу, что разделение гидросферы в условиях эпиконтинентальных морей на растворитель и остаточный раствор обусловливает появление пресных и соляных растворов — рассолов, распределяющихся в осадочной толще в соответствии с их плотностью. В конечном итоге это приводит к накоплению в нижних частях осадочной оболочки земли наиболее высокоминерализованных подземных вод и рассолов. А. Е. Ходьков (1968) также высокой плотностью объясняет погружение хлоридных натриево-кальциевых растворов в самые низкие участки проницаемых осадочных комплексов.

В называвшейся выше работе К. В. Филатова (1976) также приводится ряд новых (по сравнению с 1956 г.) примеров и доказательств, показывающих огромную роль гравитационного поля земли в формировании прямой вертикальной зональности химического состава артезианских бассейнов. К. В. Филатов доказал также, что ионы, атомы и молекулы в своем поведении и распределении в пространстве, наряду с электромагнитными, подчиняются и гравитационным силам.

Большое значение для утверждения гравитационной гипотезы и расширения положений ее до масштабов всего земного шара имели результаты бурения глубоких и сверхглубоких скважин, проведенных в Советском Союзе в пределах Алданского и особенно Балтийского щитов. Опробованием этих скважин установлено, что и в пределах сложнодислоцированных кристаллических пород архея и протерозоя, лишенных соленосных образований, формируются высокоминерализованные подземные воды и рассолы того же состава, что и в артезианских бассейнах, распределенные в разрезе по минерализации, так же как и в последних.

Помимо вертикальной зональности, гравитационной гипотезой легко доказывается часто отмечающееся в артезианских бассейнах Африки и других материков несоответствие между составом подземных вод и вмещающих их пород, чего другими гипотезами практически не представляется возможным объяснить.

Формированию прямой вертикальной зональности химического состава подземных вод, возможно, способствует установленное В. Д. Бабушкиным, В. М. Гольдбергом и В. М. Шестаковым (1975) интересное явление практической водоупорности монолитных глин по отношению к пресным водам при низких температурах и значительно меньшим экранирующим свойством их по отношению к хлоридным растворам при повышенных температурах, какие обычно господствуют на больших глубинах. Авторы предполагают, что поступление воды в напорные горизонты осуществляется при этом в результате фильтрации ее по трещинам и опесчаненным зонам.

Различным временем проявления гравитационного поля земли объясняется, по-видимому, то, что в артезианских бассейнах, сложенных более молодыми осадочными отложениями, при прочих одинаковых условиях минерализация глубоких подземных вод менее значительна, чем в бассейнах, образованных более древними породами, и выражена она несколько слабее, за исключением тех случаев, когда в разрезе последних участвуют соленосные толщи.

В современную эпоху гравитационным рассолением обусловливается формирование линз пресных подземных вод с постепенно увеличивающейся минерализацией по глубине, а также описанные выше случаи прямой зональности химического состава грунтовых вод в некоторых речных долинах Африки.

Прямой тип зональности чаще всего наблюдается в достаточно увлажненных районах и поэтому может быть назван гумидным. К этому типу относится и выявленная нами прямая вертикальная зональность химического состава подземных вод в артезианских бассейнах шельфовой зоны морей и океанов, где под первыми водоупорными отложениями их дна располагаются пресные или слабосолоноватые напорные воды, с глубиной, видимо, сменяющиеся солеными и рассолами («Гидрогеология Азии», 1974). Формирование этой зональности в указанных условиях вряд ли можно объяснить другими причинами, кроме гравитационного расслоения.

В районах недостаточного увлажнения, как видно из рис. 49, на большинстве площадей сформировался инверсионный тип зональности, характеризующийся развитием высокоминерализованных подземных вод в приповерхностной зоне земли, образовавшихся под влиянием испарительной концентрации. Сила гравитационного поля в этих условиях меньше, чем капиллярные силы. Мощность толщи первых от поверхности высокоминерализованных подземных вод, сформировавшихся таким путем, зависит преимущественно от состава пород, глубины залегания подземных вод и интенсивности солнечной радиации в конкретном пункте. В некоторых районах эта мощность превышает 100 м. Максимальная минерализация подземных вод отмечается в верхней части разреза водовмещающих пород, с глубиной она постепенно падает; на какой-то глубине, в разных районах различной, воды становятся пресными, но затем снова минерализация их повышается по закону прямой зональности. Так как этот тип вертикальной зональности чаще всего наблюдается в районах недостаточного увлажнения, его можно назвать аридным.

Сложная вертикальная зональность химического состава подземных вод характерна для внутренних областей питания и накопления подземных вод бассейнов, в разрезах которых имеются залежи соленосных или гипсоносных образований, чередующихся с несоленосными. При таком сложении осадочного чехла отмечается скачкообразное изменение минерализации и состава глубоких подземных вод бассейнов. Эта зональность установлена как в бассейнах аридной, так и гумидной зон Африки.

Зональность химического состава подземных вод артезианских бассейнов не ограничивается глубокими горизонтами осадочного чехла, а, как мы видели из их описания, в ряде случаев продолжается и в породах фундамента. В связи с этим здесь еще раз уместно обратить внимание исследователей на необходимость рассматривать водоносные породы кристаллического фундамента и водоносные горизонты осадочного чехла бассейнов совместно, как две различные части единого целого (Каменский, Толстихина, Толстихин, 1959), а не разделять их, как это делают некоторые ученые (Колодий, Кудельский, 1972).

Для щитов и горно-складчатых стран, обрамляющих внутренние области питания бассейнов, по аналогии с лучше изученными аналогичными районами Советского Союза и зарубежной Азии, принята прямая вертикальная зональность химического состава подземных вод (см. рис. 49).

Контуры распространения некоторых артезианских бассейнов не всегда совпадают с определенными климатическими зонами, выделяемыми на территории Африки. Поэтому отдельные артезианские бас-

сейны располагаются как на площади аридной, так и гумидной зон. Все это, естественно, отражается на особенностях вертикальной зональности состава подземных вод в соответствующих частях бассейнов, делая ее для таких бассейнов в целом более сложной.

В связи с этим несколько замечаний необходимо сделать и о зональности состава подземных вод внешних областей питания бассейнов. Хотя на всей площади Африканского материка она является и прямой, но вследствие неоднородности климатических условий, качественно различной в разных природных зонах. Например, во внешних областях питания артезианских бассейнов гумидной зоны минерализация подземных вод, как правило, не превышает 0,1—0,2 г/л, состав силикатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, в воде содержится большое количество органических веществ. Минерализация ближайших к поверхности подземных вод аридной зоны 0,8—1 г/л, местами выше. Состав воды гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый или сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Мощность зоны пресных вод в первом случае более значительна, чем во втором. Изложенные здесь некоторые положения о климатической зональности подземных вод артезианских бассейнов на новом фактическом материале подтверждают ранее высказанные идеи и предположения Н. И. Толстихина (1955).

Глава V

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗОНАХ РАЗРЫВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Как отмечалось выше (см. гл. II), разрывные дислокации широко распространены на территории Африки, особенно в ее восточной части, где они образуют огромной протяженности пояс с приуроченными к нему грабено- и горстообразными структурами.

Ранее («Гидрогеология Азии», 1974) мы пришли к заключению, что разрывные дислокации следует рассматривать в качестве особых, самостоятельных гидрогеологических структур, характеризующихся, как правило, значительной протяженностью, небольшой шириной по отношению к последней и весьма значительной глубиной, в некоторых случаях составляющей несколько километров, т. е. во много раз превышающей глубину зоны экзогенной трещиноватости пород, чаще всего определяемой в 100—150 м. Очевидно, из всех форм разрывных нарушений наиболее благоприятны для скопления подземных вод вертикальные разрывные нарушения, проходящие в плотных, легко поддающихся раздроблению породах. Эти нарушения в противоположность нарушениям, проходящим в пластичных или полупластичных породах, обычно сопровождаются зонами повышенной трещиноватости и весьма благоприятны для формирования ресурсов подземных вод, иногда огромных. Однако, если таких ресурсов иногда и не отмечается, то почти во всех случаях породы в зонах тектонических нарушений более водоносны, чем породы, находящиеся за их пределами.

Рассмотрим данные об их водоносности отдельно для складчатых областей материка; докембрийских выступов фундамента, образующих, как правило, внешние области питания бассейнов; внутренних областей питания последних и районов активной неотектонической деятельности.

На севере материка в Атласском гидрогеологическом районе на площади Сусского бассейна имеются родники Аулуз, приуроченные к зоне разлома в нижнекембрийских известняках. Дебит их составляет несколько сотен литров в секунду. Мощная зона разлома в нижнеюрских известняках проходит в пределах Западно-Рифского бассейна, где к ней приурочены выходы родников Айн Скруна Зерхун с дебитом 150 л/с, Мулай Якуб-Утита — 5 л/с и Мулай Идрис — 15 л/с. В долине Средней Мулуи родники поднимаются по разлому в среднеюрских известняках. Дебит одного из них Айн-Тиссафа достигает 240 л/с. В долине Верхней Мулуи юго-западнее г. Мидельт в зоне разлома, проходящей в нижнеюрских известняках, зафиксировано 11 высокодебитных родников.

В артезианских бассейнах Высоких плато, в частности в бассейне Ходна, в зоне тектонических нарушений, секущих меловые или неогеновые отложения, дебиты родников достигают 100 л/с. В Шеллалинском бассейне восходящие родники Рмель, Хамин, Адхаб, выходящие в уэде Уэрк в зоне разлома в меловых песчаниках, дают в сумме более 300 л/с, а родники Рас-эль-Ма и Бу-Шутния, питающиеся из разлома водами нижнемеловых известняков в уэде Туиль, дают соответственно 39—65 и 41,5—72 л/с.

В Шелифском бассейне второго порядка, входящем в состав Телль-Атласского бассейна, в разрывных нарушениях небольшой протяженно-

сти, проходящих в горах Трара, Дахра, Варсенис, Тлемсен, карбонатные породы юры и мела характеризуются повышенной водоносностью. Находящиеся здесь в предгорьях Трары родники Себду имеют дебиты около 800 л/с. В Аннабинском бассейне родники, получающие питание из гнейсов и гранитов докембрия вне зон разломов, дают лишь 0,5 л/с, а в зонах разломов — до 1,5 л/с. Родники Ле Хамма, расположенные севернее г. Константина и приуроченные к зоне разлома в меловых отложениях, имеют дебит до 400 л/с. В этом же бассейне в зонах разрывных нарушений известны проявления термоминеральных источников с высокими дебитами и температурами. Последние зафиксированы также во внешней области питания Тунисского бассейна, где они связаны с многочисленными зонами нарушений, секущими породы триаса, мела, палеогена и неогена.

На юге материка в пределах складчатых структур Капид (Кейптаунский и Капский артезианские бассейны) песчаники Столовой горы в зонах разрывных дислокаций питают родники около г. Каледон с дебитами 10 л/с, а около г. Эйтенхахе более 50 л/с. Здесь же зафиксированы проявления термоминеральных источников с дебитами до 130 л/с.

В докембрийских выступах внешних областей питания водоносные зоны разломов относительно небольшой протяженности отмечаются в пределах Конголезского, Калахарийского, Сомалийского, Дар-эс-Саламского, Замбезийского и Мадагаскарского бассейнов. Большинство источников термальные, дебиты их значительно меньше, чем дебиты родников в описанных выше зонах разломов горно-складчатых областей Африканского материка. Так, дебиты источников, приуроченных к зоне разлома в гранитах Конголезского бассейна, составляют 40 л/с, в Калахарийском бассейне изменяются от 2,2 до 19,7 л/с, в Сомалийском бассейне до 13 л/с, в Дар-эс-Саламском бассейне до 3,8 л/с, в Замбезийском до 8,4 л/с и в Мадагаскарских до 40 л/с, но чаще меньше.

Во внутренней области питания Алжиро-Тунисского артезианского бассейна в зонах разломов имеются проявления как термальных, так и холодных вод. Термальные источники приурочены к Южно-Атласскому разлому. Они разгружаются в окрестностях соленого озера Джерид и др., дебит их изменяется от 65 до 400 л/с. В зоне разлома, проходящей к подножию Сахарского Атласа, группы восходящих родников Айн-Кельба и Умаш имеют расходы соответственно 65 и 168 л/с. Дебиты родников, находящихся в зоне разлома, прослеженной от оазиса Айн-Керма до района Тольги и секущей эоценовые отложения, изменяются от 5 до 30 л/с. Скважины, пройденные в тех же отложениях в зонах нарушений в оазисах Тольга — Дусен, при фонтанировании дают притоки воды 73—160 л/с, а одна скважина, находящаяся в оазисе Улед-Разма, при таком же режиме имела дебит 176 л/с.

Во внутренних областях питания Аденского и Сомалийского артезианских бассейнов на полях развития юрских и меловых осадочных отложений вне зон разломов дебиты родников составляют в среднем около 0,6—0,8 л/с, а в зонах разломов достигают 54 л/с (родник Рудж).

Родники и минеральные термальные источники, приуроченные к зонам разломов, известны также в бассейне Карру и на Мадагаскаре. В Карру один из наиболее крупных родников — Флорисбад, расположенный северо-западнее г. Блумфонтейн и приуроченный к тектоническому нарушению, имеет дебит 150 л/с. Разлом проходит в песчаниках и сланцах свиты Экка. На Мадагаскаре родники, связанные с разломами в песчаниках и известняках верхнеюрско-нижнемелового возраста, питают родники с дебитами 60—125 л/с.

Множество источников, преимущественно термальных с температурой воды до 100° С и более, зафиксировано в Восточно-Африканской рифтовой зоне. Их дебиты колеблются от 1 до 25 л/с, но имеются ис-

точники и с более высокими дебитами. Подробное описание этих источников, а также состава их вод приводится ниже, в гл. VII.

Число примеров с указанием родников, приуроченных к зонам разломов, и их дебитов можно было бы значительно увеличить, но и приведенных достаточно, чтобы сделать вывод о высокой водоносности пород в таких зонах, где, как правило, генерируются значительные количества подземных вод. Наиболее водоносны зоны разломов, проходящие в известняках, особенно в закарстованных их разностях. Дебиты родников, находящихся в таких зонах, иногда достигают нескольких сотен литров в секунду. Наименьшей водоносностью характеризуются гнейсы и гранито-гнейсы, а также различные сланцеватые породы.

Питание подземных вод зон разрывных дислокаций осуществляется за счет атмосферных осадков, дренирования пород, рассекаемых разломами, а также вод поверхностных водотоков и водоемов, на отдельных участках, возможно, конденсационной влаги. Однако доля участия перечисленных источников питания в связи со сложностью природных условий территории Африки в различных ее частях неодинакова, например для засушливой, аридной зоны основным источником восполнения ресурсов подземных вод разломов будет подток воды со стороны водоносных пород, рассекаемых разломами. В гумидных районах с их огромным количеством атмосферных осадков наряду с питанием за счет подтока боковых вод, несомненно, важное значение имеют атмосферные осадки и на отдельных участках широко развиты поверхностные водотоки, особенно там, где направление их совпадает с зонами разломов или где последние пересекаются водотоками.

Разломы, питающиеся водами поверхностных водотоков, как правило, отличаются высокой водоносностью, особенно в периоды подъема воды на реках. Однако режим питания таких разломов недостаточно устойчив. Более устойчивым питанием обладают разломы, получающие его из глубоких напорных водоносных горизонтов.

Разгружаются подземные воды зон разрывных дислокаций с помощью родников, а также скрытно, в грунтовые воды или какие-либо другие водоносные горизонты, встречаемые на пути движения подземных вод.

Минерализация воды зон разрывных дислокаций весьма пестрая и определяется составом подземных вод, питающих разломы, характером слагающих их пород, интенсивностью раздробленности последних, особенностью состава поверхностных вод и атмосферных осадков, а также режимом их выпадения. При прочих одинаковых условиях вследствие более высокой раздробленности водовмещающих пород в зонах разломов минерализация заключенных в них подземных вод, как правило, почти всегда выше, чем минерализация вод таких пород, не подвергшихся тектонической переработке. Как уже отмечалось, к зонам разломов часто бывают приурочены проявления рудной минерализации различного типа, оказывающей влияние на минерализацию и состав воды. Поэтому в таких зонах воды часто бывают обогащены рудными микрокомпонентами.

Минерализация, состав и температура подземных вод, формирующихся в разрывных дислокациях, располагающихся в зонах активного водообмена артезианских бассейнов и не имеющих глубинных источников питания, и подземных вод, находящихся в разломах во внутренней или внешней области питания бассейнов и связанных с глубинными источниками питания, резко различается.

Например, вода родников Аулуз, приуроченных к разлому во внешней области питания Сусского бассейна, имеет минерализацию 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Для воды родников Айн Скруна Зерхун, находящихся в аналогичных условиях Западно-Рифского бассейна, характерна минерализация 1 г/л. Минерализация

воды родников, связанных с разломами, располагающимися во внешней области питания Мулуинского бассейна, изменяется от 0,76 до 1,5 г/л, состав сульфатный кальциево-магниевый. Родники Рмель, Хамин, Адхаб, Рас-эль-Ма и Бу-Шутния, находящиеся в разломах внешней области питания Шеллалинского бассейна, имеют минерализацию воды в зависимости от сезона года от 0,4 до 2,35 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Минерализация воды родников Себду и др., выходящих в зонах разломов в Шелифском бассейне, варьирует от 0,3 до 0,8 г/л. Еще меньшая минерализация (окол 0,15 г/л) характерна для воды родников Кейптаунского и Капского артезианских бассейнов, формирующихся в зонах разломов внешней области их питания, состав вод гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-натриевый. Минерализация воды около 1 г/л отмечается в родниках, находящихся в зоне разлома, проходящей в метаморфических породах внешней области питания Сомалийского бассейна, состав ее гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Такая же минерализация воды установлена в родниках, приуроченных к разлому, секущему юрские и меловые отложения внутренней области питания того же бассейна, но располагающейся в зоне активного водообмена.

Таким образом, подземные воды, формирующиеся в разрывных нарушениях, находящихся выше местных базисов стока, как правило, имеют гидрокарбонатный, редко хлоридно-гидрокарбонатный и сульфатный состав, минерализацию до 1 г/л, иногда более.

Существенно иной состав и минерализация отмечаются для подземных вод разрывных нарушений, имеющих глубинные источники питания, располагающиеся в зонах затрудненного или застойного режимов артезианских бассейнов. Это главным образом хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды с высокой минерализацией.

Для Африканского материка в целом характерна высокая прогретость. Поэтому здесь подземные воды даже в зоне активного водообмена артезианских бассейнов имеют температуру, близкую к 25—30° С, и эта температура для них считается нормальной. С глубиной в соответствии с геотермическим градиентом температура подземных вод закономерно повышается. Однако систематические измерения температуры их в скважинах не проводились и о них мы можем судить лишь по данным измерений температуры воды многочисленных термальных источников, проявляющихся в разломах.

В Западно-Рифском артезианском бассейне температура воды источников достигает 41° С, в Мулуинском бассейне 38° С, в Аннабинском бассейне температура воды источника Хаммам-Гергур 44° С, а Хаммам-Мескутин 96° С, в Тунисском бассейне температура воды минеральных источников изменяется от 28 до 75° С. Множество проявлений термальных вод зафиксировано в артезианских бассейнах Восточно-Африканского гидрогеологического района, где температура их колеблется от 25 до 100° С, а единичных достигает 110° С. В Конголезском артезианском бассейне температура воды источников Киабуква составляет 90—91° С и на базе их построена геотермальная станция. Скважины в Калахарийском артезианском бассейне встретили воду на глубине 60—162 м с температурой 76,5—79,8° С, в Замбезийском артезианском бассейне вода источника Вармбад имеет температуру 51,9° С, в артезианском бассейне Карру 36,9° С, на Мадагаскаре известны источники с температурой воды до 75° С.

Здесь приведена лишь небольшая часть материалов о проявлении термальных вод на площади Африканского материка. В действительности их значительно больше и данные о них достаточно подробно излагаются в гл. VII, где, кроме того, высказан и ряд соображений о генезисе этих вод. Здесь же важно подчеркнуть, что неодинаковая температура воды источников, зафиксированная в разломах различных райо-

нов материка, указывает, по-видимому, и на различную глубину проникновения их в земную кору. Во всяком случае температура воды 90—100° С позволяет думать, что разломы, по которым поднимается такая вода, имеют корни на глубине нескольких километров, а может быть и десятков километров и, вероятно, они полностью отвечают понятию глубинных разломов земной коры. Для термальных вод Африки, связанных с разломами, характерна и газовая зональность. В зоне активного водообмена их воды насыщены газами воздушного происхождения, в зоне затрудненного водообмена в составе газов преобладают азот и метан и, наконец, в зоне застойного режима — лишь метан и другие углеводороды.

Глава VI

ФОРМИРОВАНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РЕСУРСОВ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Проблема формирования ресурсов подземных вод является следующей основной проблемой современной гидрогеологии (после проблемы формирования их химического состава), постоянно привлекающей внимание исследователей.

Обычно различают и количественно оценивают ресурсы глубоких, или напорных, вод, находящихся в зонах затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов, и ближайших к поверхности свободных, или грунтовых, приуроченных к зоне активного водообмена их, определяемой положением местных базисов стока. Первые, как следует из изложенного выше, характеризуются высокой минерализацией и могут представлять интерес как сырье для химической промышленности, для бальнеологии, как носители тепла для отопления зданий и т. д. Ресурсы этих вод огромны, но используются они в Африке, как и в целом на земном шаре, чрезвычайно слабо. Однако нас интересуют преимущественно ресурсы пресных вод (причем их подземная составляющая), которые во всем мире и в Африке особенно играют одну из главных ролей в развитии различных отраслей народного хозяйства.

Формирование ресурсов подземных вод осуществляется несколькими путями: при дегазации верхней части мантии (ювенильные воды); за счет отжатия седиментационных вод артезианских бассейнов, происходящего при литификации глинистых осадков в расположенные между ними песчаные или какие-либо другие пласты-коллекторы, при конденсации влаги из воздуха и за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Как отмечалось, проявления ювенильных вод связаны преимущественно с зонами глубинных разломов или с сопровождающими их региональными и другими более мелкими разрывными дислокациями, а также зонами повышенной трещиноватости пород. Они характеризуются высокой минерализацией и питают родники чаще всего с незначительными дебитами. В чистом виде эти воды на поверхность или в грунтовые воды не поступают, так как смешиваются на пути подъема с водами других генетических типов. Роль их в пополнении ресурсов подземных вод, особенно пресных, ничтожно мала и при количественной оценке последних этими водами можно пренебречь.

Ресурсы седиментационных вод, очевидно, огромны, но эти воды, отжимаемые из осадочных пород глубоких частей артезианских бассейнов, отличаются высокой минерализацией и в формировании пресных подземных вод, как и ювенильные, не участвуют.

Африканский материк характеризуется относительно небольшими колебаниями температур воздуха как в течение суток, так и более длительного времени, поэтому роль конденсационной влаги в формировании ресурсов подземных вод, по-видимому, незначительна по сравнению, например, с районами, обладающими резко континентальным климатом с большими перепадами температур. Тем не менее конденсация влаги из воздуха, очевидно, имеет место и в этих условиях. Об этом, в частности, свидетельствуют данные Б. Квияновича (Cvijanovitch, 1953), установившего, что в песках Большого Эрга количество конден-

сационной влаги составляет 40—45 $см^3$ в день с 1 $м^2$ поверхности у подножия дюн и 8—15 $см^3$ в день с 1 $м^2$ поверхности на вершине дюны. В пересчете это равно соответственно 0,46—0,52 и 0,09—0,17 $л/с \cdot км^2$. Вторым доказательством проявления процессов конденсации влаги на площади Африканского материка служат линзы пресных подземных вод, располагающиеся на соленых. Они отмечаются во многих районах его и, по мнению большинства исследователей, занимавшихся их изучением, имеют инфильтрационно-конденсационное происхождение. Однако роль конденсационной влаги в формировании ресурсов пресных подземных вод все же, по-видимому, незначительна.

Главным источником пополнения ресурсов подземных вод являются атмосферные осадки, инфильтрирующиеся в водоносные горизонты. Распределение их, как отмечалось выше, по сезонам года и годам, а также по площади материка чрезвычайно неравномерно. Основная масса осадков выпадает в экваториальной части его и на о. Мадагаскар, значительно меньше, но также достаточно много в Атласских горах на севере Африки. К северу и югу от экватора количество осадков постепенно убывает. Минимальное значение их отмечается на севере в пустыне Сахара и на юге в пустыне Калахари. Существенное влияние на распределение осадков оказывает рельеф. Установлено, что на склонах гор разной экспозиции и на разных гипсометрических уровнях выпадает неодинаковое количество осадков. С высотой оно вначале, как правило, увеличивается, но затем несколько уменьшается.

Инфильтрация осадков определяется составом, мощностью и фильтрационными свойствами пород зоны аэрации, проницаемостью и уклонами водовмещающих пород, особенностями рельефа, степенью его дренированности и некоторыми другими природными факторами.

Доля осадков, достигающих уровня грунтовых вод в различных климатических зонах Африки, неодинакова. По имеющимся отдельным данным в Северной Африке коэффициент инфильтрации осадков изменяется от 5 до 58%, в Центральной — от 4 до 67%, в Восточной — от 10 до 30%, в Южной — от 0 до 20%. К наиболее проницаемым относятся закарстованные карбонатные породы, вулканические туфы, лавы, гравийно-галечные и разнозернистые пески.

Достигнув зоны насыщения, атмосферные осадки переходят в подземный сток, при этом большая часть их расходуется на формирование ресурсов подземных вод зоны активного водообмена, другая, меньшая,— на питание глубоких водоносных горизонтов. В результате в них часто накапливаются значительные ресурсы пресных подземных вод, которые в зависимости от особенностей питания, фильтрационных свойств пород, их наклона и других факторов отжимают более минерализованные воды и проникают значительно ниже местных базисов стока. Находясь в зоне затрудненного водообмена бассейнов, эти воды, естественно, являются более древними, чем воды зоны активного водообмена. Последние, тесно взаимодействуя с речными водами и водами других водоемов, образуют устойчивый подземный сток. Сведения об этом стоке на территории Африки приводятся в работах Л. И. Зубенок (1956, 1970), М. И. Львовича (1964, 1970, 1972, 1974), М. И. Львовича и Л. Л. Россолимо (1973), Г. Я. Карасик (1969а, б, в; 1970). Г. Я. Карасик принадлежат особенно значительные исследования подземного стока Африки. Эти материалы послужили основой для выявления общих закономерностей распространения ресурсов подземных вод зоны активного водообмена на площади материка, а также для ориентировочной количественной их оценки.

Как видно из рис. 50, подземный сток на территории Африки распределен чрезвычайно неравномерно. Проследим его, начиная со Средиземноморского побережья. Здесь выделяется довольно значительная область Атласид, в пределах которой модули подземного стока законо-

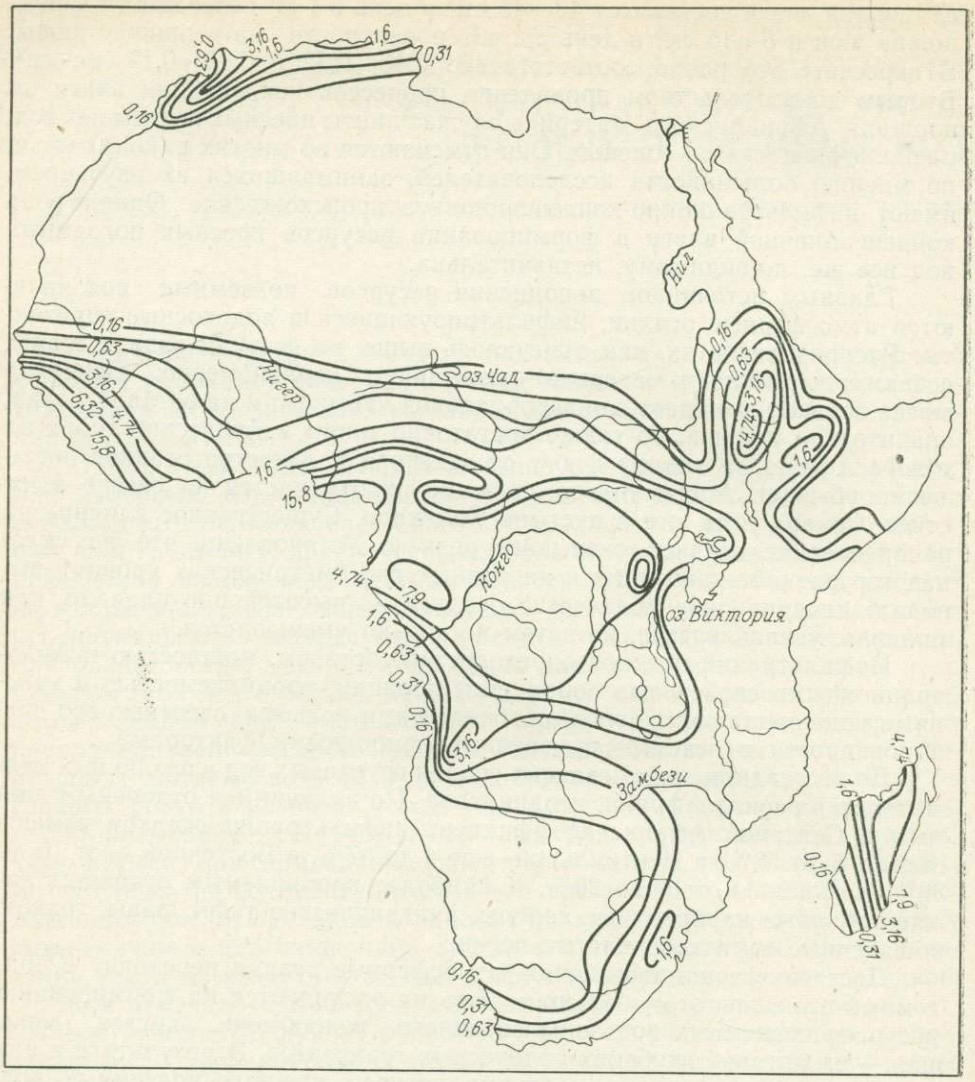


Рис. 50. Схематическая карта подземного стока Африканского континента (Карасик, 1970)
Изолинии модулей подземного стока, л/с·км²

мерно изменяются от 0,16 л/с·км² на юге до 3,16 л/с·км² примерно в центральной части западной половины этих гор. Далее на юг располагается огромная территория пустыни Сахара, на севере и юге ограниченная минимальной для материка изолинией стока, равной 0,16 л/с·км².

Южнее пустыни изолинии модулей подземного стока постепенно, но неодинаково в различных частях Экваториальной Африки повышаются. Здесь намечаются три области интенсивного подземного стока. Первая располагается на западном побережье Атлантического океана, где зона охватывает главным образом многочисленные истоки Нигера и большого числа мелких рек, стекающих в океан. Вторая область находится на востоке материка. Она примерно совпадает с Абиссинским нагорьем. Наконец, третья охватывает дельту Нигера и побережье Гвинейского залива.

В пределах первой и третьей областей модули подземного стока максимальны для территории Африки, составляя почти 16 л/с·км². Однако размеры этих областей, как следует из рис. 50, существенно раз-

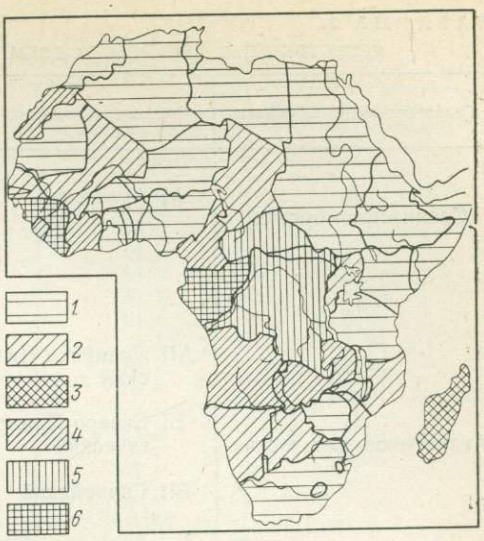


Рис. 51. Обеспеченность стран Африки ресурсами вод подземного (устойчивого) стока (Карасик, 1970)

Ресурсы в тыс. м³ на душу населения: *1* — до 2,5; *2* — 2,5—5; *3* — 5—10; *4* — 10—25; *5* — 25—50; *6* — 50

личаются. На Абиссинском нагорье интенсивность подземного стока намного ниже, чем в истоках и дельте Нигера. Максимальные значения модулей подземного стока в этой области не превышают 5 л/с·км².

Между Гвинейским заливом и оз. Виктория выделяется огромная площадь, охватывающая преимущественно бассейн р. Конго и ограниченная изолинией модуля подземного стока 1,6 л/с·км². Для этой площади максимальное значение модуля достигает 7,9 л/с·км², но наиболее распространенная величина его 3,16—7,9 л/с·км².

Южнее изолинии модуля, равной 1,6 л/с·км², подземный сток резко уменьшается и в пустыне Калахари, как и в Сахаре, опускается до минимального значения на материке. Лишь на самом юге Африки, в восточной ее части, он снова повышается, составляя 1,6 л/с·км².

Данные о подземном стоке для территории от оз. Виктория до побережья Индийского океана на севере и примерно до долины Замбези на юге в связи со слабой его изученностью отсутствуют.

Мадагаскар характеризуется закономерным увеличением подземного стока с юго-запада, где он является минимальным (0,16 л/с·км²), на северо-восток, где он составляет 7,9 л/с·км².

Таким образом, примерно 1/3 территории Африки, приходящаяся на пустыни Сахара и Калахари и прилегающие к ним площади, практически лишена подземного стока или он является ничтожным. Максимальный подземный сток отмечается в приэкваториальной части материка.

В табл. 34 приведены значения ресурсов подземных вод зоны активного водообмена артезианских бассейнов. Из табл. 34 видно, что наибольшими ресурсами их на единицу площади обладает Атлантикоокеаническая гидрогеологическая область, на втором месте находится Африкано-Аравийская, на третьем — Внутренней Африки, на четвертом — Индоокеаническая и на пятом — Средиземноморская.

Как следует из рис. 50 и табл. 34, распределение подземного стока на территории Африки подчиняется географической зональности и обнаруживает самую тесную связь со степенью увлажнения той или иной территории. Эта особенность в распределении ресурсов речного стока, в том числе и наиболее устойчивой ее части (подземного стока) ранее была отмечена Г. Я. Карасик (1969а) и некоторыми другими исследователями.

На рис. 51 показана обеспеченность стран Африки ресурсами подземного стока на душу населения. Из рисунка видно, что максимальное значение его характерно для стран, расположенных в центральной части Южной Африки и на побережье Гвинейского залива, где оно превышает 25 тыс. м³/год на человека. Наименьшее количество подземного стока, как и следовало ожидать, отмечается для стран, расположенных на территории Сахары, а также во многих странах, находящихся в восточ-

ТАБЛИЦА 34

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА

Гидрогеологическая область	Гидрогеологический район	Номер бассейна	Название бассейна
А Средиземноморская	AI Атласский	1	Сусский
		2	Касабланкский
		3	Западно-Рифский
		4	Мулуинский
		5	Телль-Атласский
		6	Тунисский
		7	Высоких плато
	AII Ливийско-Нильский	1	Верхне-Нильский
		2	Ливийско-Египетский
Б Атлантикоокеаническая	БI Северо-Приатлантический	1	Дра
		2	Рио-де-Оро
		3	Сенегальский
	БII Гвинейский	1	Гвинейско-Либерийский
		2	Вольтский
		3	Нигерийский
	БIII Южно-Приатлантический	1	Камеруно-Гобонский
		2	Анголо-Конголезский
		3	Намибский
В Внутренней Африки	BI Сахарский	1	Тиндуфский
		2	Алжиро-Тунисский
		3	Мурзукский
		4	Тауденнийский
		5	Мали-Нигерский
		6	Чадский
	BII Конголезский	1	Конголезский
	BIII Калахарийский	1	Этошский
		2	Окованго
		3	Калахарийский
Г Африкано-Аравийского рифтового пояса	ГI Восточно-Африканский	1	Ньяса
		2	Руква
		3	Танганьикский
		4	Виктория
		5	Эяси-Найваша
		6	Рудольф
	ГII Красноморско-Аденский	1	Афарский
		2	Красноморский
		3	Аденский
Д Индоокеаническая	ДI Сомали-Танзанийский	1	Сомалийский
		2	Дар-эс-Саламский
	ДII Мозамбикский	1	Замбезийский
		2	Лимпопо
	ДIII Мадагаскарский		
Е Южно-Африканская	EI Карру	1	Карру
	EII Капский	1	Капский
		2	Кейптаунский

ной и южной частях Африки. Мадагаскар получает за счет подземного стока от 5 до 10 тыс. м^3 воды на душу населения. Хотя эти данные носят относительный характер и, как указывает М. И. Львович (1972), могут варьировать в больших пределах в зависимости от степени развития промышленности и орошаемого земледелия, а также распределения населения, но и они в принципе для большей части континента подтверждают выявленные закономерности в распределении подземного стока на его площади.

Мы уже говорили, что около 1/3 территории Африки лишена подземного стока, а вода тех гидрогеологических областей, которые имеют

АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ АФРИКИ (СОСТАВИЛА Л. И. ФЛЕРОВА)

Площадь, км²	Подземный сток, мм	Модуль подземного стока, л/с·км²	Средняя величина подземного стока, мм	Ресурсы подземных вод зоны активного водообмена, км³
19 687,5	15—50	0,47—1,6	32,9	0,65
90 000	30—100	0,95—3,16	55,6	5,0
45 000	30—100	0,95—3,16	74,6	3,36
53 437,5	15—100	0,47—3,16	48,9	2,61
125 262	5—50	0,16—1,6	30,7	3,85
67 500	5—30	0,16—0,95	14,4	0,97
136 300	5—30	0,16—0,95	9,13	1,24
1 029 375	5—150	0,16—4,74	19,7	13,38
3 488 750	5—150	0,16—4,74	10,3	35,9
81 562,5	5—50	0,16—1,6	13,9	1,13
264 375	<5	0,16	≪5	0,26
752 187	5—1000	0,16—31,6	62,8	43,4
264 375	100—1000	3,16—31,6	505,8	133,53
714 375	15—250	0,47—7,9	65,57	46,8
784 687,5	30—500	0,95—15,8	142	111,4
593 437,5	30—500	0,95—15,8	200,4	118,0
492 187,5	5—150	0,16—4,74	46,2	18,4
267 187,5	<5	0,16	≪5	0,26
435 937,5	5—30	0,16—0,95	3	1,3
1 136 250	<5	0,16	3	3,4
601 875	<5	0,16	3	1,8
2 171 250	5—250	0,16—7,9	25	54,2
1 045 500	5—30	0,16—0,95	10,1	10,2
2 257 187,5	5—150	0,16—4,74	20,6	46,3
3 295 062,5	30—250	0,95—7,9	162,4	533,0
163 125	5—15	0,16—0,47	6,9	1,12
1 070 000	5—50	0,16—1,6	13,2	13,3
686 250	5	0,16	5	3,4
120 937,5	15—50	0,47—1,6	22,9	2,74
95 625	15—50	0,47—1,6	23,7	2,25
225 000	15—500	0,47—15,8	105,1	23,1
441 542,5	15—500	0,47—15,8	105,6	46,2
14 437,5	15—50	0,47—1,6	22,8	0,3
309 375	30—150	0,95—4,74	45,2	13,9
186 125	5—100	0,16—3,16	20,0	20,0
188 937	5—30	0,16—0,95	6,68	1,25
76 437,5	5—30	0,16—0,95	7,0	0,52
1 545 937,5	5—50	0,16—1,6	12,6	19,4
632 812,5	15—30	0,47—0,95	22,5	14,2
1 039 375	15—150	0,47—4,74	27,3	28,4
777 812,5	5—150	0,16—4,75	21,0	16,17
590 937,5	5—250	0,16—7,9	128,7	75,93
1 585 000	5—100	0,16—3,16	14,0	22,19
90 000	5—15	0,16—0,47	14,2	1,27
47 812,5	5—15	0,16—0,47	11,7	0,55

подземный сток, не всегда пригодна для питья, орошения земель или других народнохозяйственных нужд. В частности, к пестрым по минерализации, а в некоторых областях и высокоминерализованным относятся подземные воды зоны активного водообмена бассейнов с инверсионным типом зональности. Таким образом, проблема обеспечения таких районов, а также районов, практически лишенных подземного стока, пресными подземными водами стоит весьма остро.

В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть вопрос обеспеченности территории Африки этими водами с учетом ресурсов их, имеющихся в более глубоких зонах артезианских бассейнов, чем

зона активного водообмена. Проведем это рассмотрение, придерживаясь принятой схемы гидрогеологического районирования.

В Средиземноморскую гидрогеологическую область входят районы, весьма различающиеся по условиям формирования пресных подземных вод. Различия этих условий предопределяются особенностями тектонического строения бассейнов и климатом.

В тектоническом отношении бассейны этой области разделяются на геосинклинальные и платформенные. К первым относятся бассейны Атласского района, ко вторым — Ливийско-Нильского. Бассейны складчатой области имеют четкие, орографически определенные границы. Площади внешних областей питания их обычно превышают площади внутренних областей питания. Платформенные бассейны, напротив, обладают значительно большей площадью. Их орографические границы в ряде случаев трудно прослеживаются, а площади внешних областей питания, как правило, значительно меньше площадей внутренних областей питания.

В Атласском районе количество выпадающих осадков изменяется от 200 до 1500 мм, платформенные артезианские бассейны получают значительно меньше осадков. Лишь Верхне-Нильский бассейн, в значительной своей части располагающийся в экваториальной зоне, является исключением. Здесь выпадает до 1500 мм осадков.

Отмеченные особенности тектонического строения и климата Средиземноморской области оказывают существенное влияние и на формирование ресурсов пресных подземных вод в пределах входящих в нее районов и бассейнов.

В бассейнах Атласского района накопление ресурсов пресных подземных вод происходит главным образом во внешних областях их в породах юры, мела, палеогена, неогена и четвертичной системы.

Отложения юры и мела, представленные известняками, доломитами, мергелями, песками и песчаниками, имеют большую мощность и обладают хорошими фильтрационными свойствами. Известняки и доломиты обычно закарстованы или трещиноваты.

Ресурсы пресных подземных вод юрских и меловых отложений достаточно высоки. Например, в Мулуинском бассейне суммарный дебит родников, приуроченных к разрывным нарушениям в юрских отложениях, — 200—300 л/с, а дебиты родников, выходящих из юрских закарстованных известняков, после выпадения атмосферных осадков достигают 100—500 л/с. Скважины, получающие воду из юрских отложений для водоснабжения г. Уджды, характеризуются притоками до 69,4 л/с. Расходы скважин, вскрывших пресные воды в юрских известняках и доломитизированных известняках Сусского бассейна, достигают 20 л/с. В Касабланкском и Западно-Рифском бассейнах также наиболее водоносны сильно закарстованные известняки и доломиты лейаса. Они содержат пресные воды гидрокарбонатного кальциево-магниевого и магниево-кальциевого состава с минерализацией, не превышающей 0,5 г/л. Родники, связанные с этими горизонтами, обладают дебитами до 2000 л/с («Гидрогеология Марокко», 1955). Естественные ресурсы подземных вод, заключенных в юрских водоносных горизонтах в пределах Марокко, оцениваются в 1,2—1,7 км³ в год (Мортье, 1962).

Дебиты родников, питающихся водами тех же отложений в артезианских бассейнах второго порядка Высоких плато, иногда превышают 100 л/с. Скважины на воду, вскрывающие воды юрских и меловых отложений, имеют удельные дебиты до 8,3 л/с.

В Касабланкском бассейне для питьевого водоснабжения используют подземные воды с минерализацией до 3 г/л. Они приурочены здесь к песчаникам и известнякам неокома и к известнякам сеноман-турона. На использовании этих вод основано, в частности, водоснабжение г. Могадора. Дебиты скважин высокие.

По данным И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, эксплуатационные запасы подземных вод одного из водоносных горизонтов Шеллалинского бассейна, приуроченного к баррем-апт-альбским трещиноватым песчаникам, на трех изученных участках, оказались равными 8500 л/с. Большие запасы пресных подземных вод заключены, по-видимому, в известняках и песчаниках сеномана и турона Сусского бассейна. Удельные дебиты скважин и колодцев изменяются здесь от 2 до 150 л/с (Dijon, 1968).

Значительные ресурсы пресных вод содержатся в палеогеновых и неогеновых отложениях. В частности, в Западно-Рифском бассейне широко развиты известняки, песчаники и конгломераты плиоцена, содержащие пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией до 1,1 г/л. Для родников, питающихся водами этих отложений, указываются дебиты до 600—950 л/с. Часто пресные воды этих отложений гидравлически связаны (Despois, 1955). Они нередко обладают напором и известны почти во всех бассейнах района. Мощность водоносных отложений только неогена в некоторых бассейнах достигает 2500 м. В Тунисском бассейне скважины, вскрывающие пресные напорные воды миоцена, имеют дебиты до 300 л/с. В Сусском бассейне воды эоценовых конгломератов используют для водоснабжения г. Агадира. На участке водозабора из этих отложений откачивают около 160 л/с воды с минерализацией 0,4—0,5 г/л (Dijon, 1968).

Значительное количество пресных подземных вод во всех бассейнах Атласского района можно получить из нерасчлененных неоген-четвертичных и четвертичных отложений. Среди четвертичных отложений наиболее водоносны аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, воды которых широко используют для водоснабжения.

Огромные площади платформенных бассейнов Средиземноморской области испытывают влияние экстраридного климата. Поэтому существование пресных подземных вод в этих бассейнах представлялось ранее (а многим исследователям и сейчас) явлением до некоторой степени парадоксальным. Например, проблема происхождения пресных подземных вод Ливийско-Нильского района породила несколько весьма различающихся гипотез. Еще первые исследователи этой части Африки Дж. Болл (Bull, 1927), К. Сэндфорд (Sandford, 1953) и Б. Хеллстром (Hellstrom, 1940) основными площадями, на которых происходит современное питание пресных подземных вод Ливийско-Нильского гидрогеологического района, считали окружающие район горные массивы.

Б. Хеллстром (Hellstrom, 1940) определил скорость водообмена при движении подземных вод в нубийских песчаниках от плато Эрди и Эннеди к депрессии Каттара в 80 000 лет. Это значит, что в течение четвертичного периода в нубийских песчаниках могло происходить неоднократное возобновление запасов подземных вод.

По более поздним исследованиям Дж. Фогеля и Д. Эхалта (Vogel, Ehhalt, 1963), возраст подземных вод нубийских песчаников в оазисах Харга, Бахария и Сива, определенный радиоуглеродным методом, составляет 20 000—30 000 лет. При этом возраст воды уменьшается по направлению от Средиземного моря к югу. Данные этих исследований могут служить подтверждением гипотезы о существующем процессе формирования подземных вод Ливийско-Нильского гидрогеологического района.

Соглашаясь с мнением указанных исследователей о расположении областей питания артезианских бассейнов Средиземноморской области и о молодости пресных вод, заключенных в этих бассейнах, необходимо заметить, что наиболее интенсивная инфильтрация происходит, по-видимому, на участках выпадения наибольшего количества осадков, т. е. в Верхне-Нильском и в южной части Ливийско-Египетского бассейнов. Широко распространенные здесь пески и конгломераты Нубийской се-

рии, а также пески и песчаники серии Умм-Руваба плиоцен-плейстоценового возраста обладают высокими фильтрационнымы свойствами. Отложения нубийской серии, занимающие значительную площадь Ливийско-Нильского гидрогеологического района, обладают наибольшими ресурсами пресных подземных вод. Минерализация воды в верхних безнапорных горизонтах около 0,3 г/л. Нижние горизонты содержат обычно напорные пресные воды. В прибрежной части Средиземного моря нубийские отложения, погружающиеся на большую глубину, заключают высокоминерализованную соленую воду.

В северной части Ливийско-Нильского района пресные подземные воды, распространенные в эоценовых и миоценовых известняках, приурочены к зонам повышенной трещиноватости и к карстовым полостям в них. В зависимости от степени трещиноватости пород и их закарстованности дебиты скважин изменяются от 0,4 до 11,2 л/с (Fisher, 1953; Doyel, Maguire, 1964). В южной части Ливийско-Нильского района, в Верхне-Нильском бассейне отложения серии Умм-Руваба мощностью около 500 м также содержат пресные воды. Дебиты колодцев, забирающих воду из этих отложений, колеблются от 0,75 до 1,86 л/с, в период дождей они увеличиваются до 3,3 л/с (Rodis e. a., 1968).

Большие естественные ресурсы пресных подземных вод заключены в неоген-четвертичных эоловых, аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях. Мощность аллювиальных отложений в дельте Нила, содержащих пресные воды, достигает 300 м. Минерализация этих вод закономерно повышается при удалении от русла реки (Рафаил, 1963; El-Hinnwi, Atwa, 1973).

Изложенное показывает, что артезианские бассейны Средиземноморской гидрогеологической области обладают достаточно высокими ресурсами пресных подземных вод.

Атлантикоокеаническая гидрогеолгическая область из-за значительной протяженности испытывает влияние разнообразных климатических условий. В некоторых пунктах бассейна Рио-де-Оро, расположенного в зоне тропических пустынь, среднегодовое количество осадков снижается до 35 мм, а в пределах Намибского бассейна местами падает до нуля.

В то же время в артезианских бассейнах, расположенных в экваториальном и субэкваториальном климатических поясах, количество осадков достигает 4500 мм/год и более. Максимальное количество осадков приходится на области внутреннего питания Гвинейского района и Камеруно-Габонского бассейна Южно-Приатлантического района, где выпадает до 9000 мм/год. Такое неравномерное распределение осадков на территории области сказывается и на формировании ресурсов пресных подземных вод. Кроме того, на этот процесс в значительной степени влияют и особенности тектонического строения бассейнов. В связи с этим различные районы этой области отличаются по естественным ресурсам пресных подземных вод.

Северо-Приатлантический район включает артезианские бассейны Дра, Рио-де-Оро и Сенегальский.

Во внешней области питания артезианского бассейна Дра в пределах южного склона Антиатласа для водоснабжения используют пресные воды георгийских известняков кембрия. Основная разгрузка подземных вод последних осуществляется родниками или их группами, приуроченными к зонам тектонических нарушений. Дебиты родников колеблются от 9 до 223 л/с, состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый, минерализация 0,5—0,9 г/л. Пресные воды во внешней области питания бассейна известны также в палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложениях. Во внутренней области питания бассейна пресные и солоноватые воды формируются в плиоцен-четвертичных известняках. Относительно высокой водоносностью отличаются четвер-

тичные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения речных долин и уэдов («Гидрогеология Марокко», 1955).

В бассейне Рио-де-Оро условия формирования ресурсов пресных подземных вод неблагоприятны. Небольшое количество осадков, высокая испаряемость и преобладание поверхностных отложений со слабыми фильтрационными свойствами приводят к тому, что в бассейне существует недостаток пресных подземных вод. В основном они скапливаются здесь в аллювиально-пролювиальных отложениях вади и в приморских песчаных массивах.

Проблема водоснабжения пресными водами в пределах Сенегальского бассейна решается в основном за счет использования подземных вод песков и песчаников маастрихта, а также отложений конечной континентальной толщи эоцена.

Мощность водоносных отложений маастрихта достигает 300 м. В южной и центральной частях бассейна они содержат гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 1,2 г/л. Естественные ресурсы пресных подземных вод маастрихтского водоносного горизонта М. Одибер (Audibert, 1966) оценивает в 3000 км^3.

К северу от р. Сенегал основным источником водоснабжения служат подземные воды отложений конечной континентальной толщи. Эти отложения к востоку от 15° з. д. содержат хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией от 0,1 до 0,8 г/л. Скважины, вскрывшие эти воды, имеют дебиты 0,3—11 л/с (Depagne, 1967). Западнее указанной долготы пресные воды замещаются солеными.

Кроме этих двух водоносных горизонтов, пресные подземные воды могут быть встречены в этом бассейне в песках, песчаниках и известняках эоцена, в эоловых песках и в аллювии речных долин. Дебиты скважин, эксплуатирующих воду эоловых песков, достигают 14 л/с, а мощность песков, заключающих ее, составляет 50 м (Degallier, 1962). В аллювии речных долин при помощи скважин можно получить 9—12 л/с пресных (до 0,5 г/л) вод гидрокарбонатного кальциевого состава (Elouard, 1962).

Из приведенных данных видно, что Сенегальский бассейн весьма богат пресными подземными водами, располагающимися преимущественно в юго-восточной части его, где находится главная область питания бассейна. Со стороны последней в сторону Атлантического океана движется мощный поток этих вод, минерализация их по пути постепенно увеличивается.

На площади Гвинейского района размещаются Гвинейско-Либерийский, Вольтский и Нигерийский артезианские бассейны.

В первом бассейне на Канакринском участке подземные воды для питьевого водоснабжения добывают из аллювиальных отложений речных долин, дебиты скважин до 2 л/с, минерализация воды 1,2 г/л. На Абиджанском участке значительные количества пресных вод сформировались в отложениях верхнего мела — нижнего палеогена. Скважины, пройденные в этих отложениях, дают притоки до 16 л/с, минерализация воды до 0,1 г/л (Guerin — Villeaubreil, 1962). Дебиты родников 2—60 л/с. Кроме того, в этом бассейне для водоснабжения используют воды слабоводоносного маастрихтского горизонта и спорадически распространенные воды четвертичных отложений.

В Вольтском бассейне незначительные количества пресной воды установлены в коре выветривания кристаллических пород, из которых скважинами может быть получено до 7 л/с воды, а в некоторых пунктах до 9 л/с, минерализация воды 0,2—0,6 г/л. Более водоносны здесь отложения нижнего палеозоя, из которых выходят родники с дебитами до 50 л/с, но воды их слабосолоноватые (Gill, 1969).

В Нигерийском бассейне пресные воды с минерализацией менее 0,1 г/л встречены в верхнемеловых и верхнемеловых — нижнепалеоге-

новых (кампан-палеоценовых) отложениях. Дебиты скважин варьируют от 3 до 16 л/с (Preez, Barber, 1965). Кроме того, пресные воды отмечаются в песках и галечниках палеоген-неогена, установлены они в различных литолого-генетических комплексах четвертичных отложений. Дебиты скважин, эксплуатирующих водоносные горизонты палеоген-неогена, достигают 50 л/с. Дебиты скважин, получающих воду из четвертичных отложений, значительно меньше (1,6—1,8 л/с, часто менее 1 л/с).

Для Камеруно-Габонского бассейна, расположенного большей частью в гипергумидных экваториальных условиях, отмечается уменьшение количества осадков от 6000—8000 мм/год на побережье до 1500 мм/год в глубь материка. Пресные подземные воды установлены в коре выветривания докембрийских пород, в мезозойских сланцево-известняковых отложениях, в кайнозойских эффузивах и в аллювиальных четвертичных образованиях. Дебиты скважин, пройденных в породах мезозоя, составляют несколько литров в секунду, в аллювиальных четвертичных суглинках — доли литра в секунду. Более водообильны кайнозойские лавы и туфы, питающие родники с дебитами до 100 л/с.

Намибский бассейн находится в совершенно иных условиях увлажнения. Наименьшее количество осадков (несколько десятков миллиметров) выпадает здесь во внутренней области питания его, а во внешней увеличивается до 200—400 мм/год. Пресные и солоноватые, но используемые для хозяйственных нужд подземные воды во внешней области питания бассейна встречены в коре выветривания палеозойских и докембрийских пород, в конгломератах и песчаниках свиты Стромберг. Наиболее водоносны палеозойские карстующиеся известняки свиты Отави, к которым приурочены родники с дебитом в отдельных пунктах более 40 л/с. Дебиты родников, связанных с другими породами, не превышают 2,5 л/с (Pfalz, 1944). Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна небольшие скопления пресных вод установлены лишь в коре выветривания кристаллических пород. Дебиты скважин, пройденных в этих породах, не превышают 0,1 л/с.

На площади Внутренне-Африканской гидрогеологической области, как известно, размещается три гидрогеологических района — Сахарский, Конголезский и Калахарийский. В составе первого района имеется шесть артезианских бассейнов — Тиндуфский, Алжиро-Тунисский, Мурзукский, Тауденийский, Мали-Нигерский и Чадский площадью от 0,436 до 2,257 млн. км^2.

В Тиндуфском бассейне в среднем выпадает около 32 мм осадков. Пресные и солоноватые подземные воды распространены в нем локально, они приурочены к коре выветривания кристаллических пород, к озерным известнякам плиоцена и четвертичным аллювиально-пролювиальным отложениям вади. Ресурсы этих вод, по-видимому, незначительны.

Относительно высокими ресурсами пресных подземных вод обладают Мурзукский и восточная часть Алжиро-Тунисского артезианских бассейнов. Это объясняется близостью расположения областей питания (Ахаггар, Сахарский Атлас) и высокими фильтрационными свойствами пород, обеспечивающими быструю инфильтрацию атмосферных осадков.

Пресные подземные воды в этих бассейнах установлены в песках, песчаниках и кварцитах промежуточной континентальной толщи и в известняках конечной. В пределах Сахарского Атласа на площади 10 тыс. км^2, сложенной отложениями промежуточной континентальной толщи, ресурсы этих вод определены в количестве 0,725 км^3 (Cornet, Gouskov, 1952; Cornet, 1964). Дебиты скважин достигают 100 л/с и более.

Хорошими фильтрационными свойствами отличаются и трещиноватые, местами закарстованные известняки конечной континентальной толщи, заключающие значительные скопления пресных подземных вод. В Алжиро-Тунисском бассейне родники, связанные с этими известняками, имеют дебиты до 15 л/с (Gosselin, 1962).

Пресные подземные воды в восточной части Алжиро-Тунисского и Мурзукского бассейнов установлены также и в породах другого возраста. В частности, большие ресурсы этих вод предполагаются в эоловых песках Большого Западного и Восточного Эргов. При площади песков 70 тыс. км², 50 мм в год осадков и инфильтрации их в количестве 5% от этой величины А. Корне и Н. Гуськов (Cornet, Gouskov, 1952) определили, что в них поступает 3000 л/с воды. Минерализация последней 0,3—0,7 г/л.

В западной части Алжиро-Тунисского бассейна, выделяемой некоторыми исследователями под названием Угартского бассейна, ресурсы пресных подземных вод чрезвычайно ограничены. Незначительные количества их известны здесь лишь в песчаниках кембро-ордовика, в отложениях карбона и четвертичного возраста.

В огромном Тауденнийском бассейне, в северной его части, расположенной в аридной зоне, в среднем выпадает около 25 мм осадков, а в южной, находящейся в зоне избыточного увлажнения, 1700 мм. В связи с этим условия формирования ресурсов пресных подземных вод в упомянутых двух частях бассейна резко отличны. Основное питание подземных вод бассейна осуществляется на юге его, где оно происходит за счет потерь поверхностного стока и инфильтрации атмосферных осадков. По данным Р. Амброджи (Ambroggi, 1966), потери р. Нигер на участке Бамако — Томбукту составляют 40 тыс. км³ в год. Количество осадков, просачивающихся в отложения бассейна, судя по фронту распространения пресных подземных вод в нем, также, очевидно, является значительным.

Основные ресурсы этих вод формируются здесь в отложениях промежуточной континентальной толщи, в верхнемеловых песках и песчаниках, в песках и песчаниках конечной континентальной толщи и в аллювии рек. Подземные воды этих отложений преимущественно напорные. Дебиты скважин и колодцев достаточно высокие. Например, удельные дебиты скважин, получающих воду из верхнемеловых песков и песчаников, достигают 1,3 л/с. Скважины, эксплуатирующие подземные воды аллювиальных отложений, имеют дебиты до 5—6,5 л/с.

Довольно высокими ресурсами пресных подземных вод обладают также Мали-Нигерский и Чадский бассейны, судя по имеющимся данным по их южным частям. Большая мощность зоны экзогенной трещиноватости в породах докембрия, наличие в осадочном чехле бассейнов хорошо водопроницаемых отложений промежуточной континентальной толщи и верхнего мела, отложений конечной континентальной толщи и четвертичных аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и эоловых отложений, также имеющих большую мощность, способствуют накоплению в них значительных ресурсов подземных вод. Так, в Чадском бассейне мощность отложений промежуточной континентальной толщи достигает 2000 м, а постэоценовая водоносная группа отложений, представленная песками, глинами и илами, в районе оз. Чад имеет мощность свыше 500 м. Воды этих отложений обладают, как правило, небольшой минерализацией, часто напорные. Их широко используют для водоснабжения населенных пунктов. Дебиты скважин изменяются от 0,15 до 31,1 л/с.

Конголезский район (бассейн), расположенный в экваториальном климатическом поясе, получает наибольшее количество осадков, сумма которых повсюду не ниже 1500—2000 мм/год. Пресные воды в этом районе встречены в коре выветривания изверженных и метаморфических

пород докембрия, в породах мезозоя (система Луалаба), в неоген-четвертичных и современных аллювиально-озерных и аллювиальных отложениях. Дебиты скважин колеблются от 4,6 до 46 л/с. Лишь в палеоген-неогеновых преимущественно песчаных отложениях, распространенных на юге района, грунтовые воды благодаря сдренированности этих пород имеют локальное распространение и дебиты скважин обычно незначительны.

Калахарийский гидрогеологический район, включающий три бассейна, находится в существенно иных физико-географических условиях по сравнению с Конголезским. На его площади отмечается закономерное уменьшение годовых сумм осадков от 1000 мм на севере до 100 мм и менее на юго-западе. Это, естественно, сказывается и на особенностях формирования ресурсов подземных вод.

Пресные подземные воды во внешних областях питания бассейнов приурочены к коре выветривания кристаллических пород докембрия, часто они разгружаются в виде родников с дебитами до 4 л/с. Наиболее мощные родники связаны с карстующимися карбонатными породами Доломитовой свиты (Трансваальская система) и свиты Отави (система Нама). Некоторые из этих родников имеют дебиты до 40 л/с и более. Пресные воды, содержащиеся в песчаниках системы Карру, вскрываются скважинами. Их дебиты в отдельных пунктах достигают 30 л/с. Менее обильны пресные воды в современных аллювиальных отложениях.

Основной фактор формирования ресурсов подземных вод артезианских бассейнов Африкано-Аравийского рифтового пояса — активная неотектоническая деятельность, предопределившая сложность и разнообразие гидрогеологических условий области. Входящие в состав ее бассейны образуют вытянутую в северо-восточном направлении широкую полосу, пересекающую несколько климатических зон, отличающихся режимом увлажнения.

В геологическом строении внешних областей питания бассейнов участвуют докембрийские образования — гнейсы, кристаллические сланцы, лавы, разные по составу интрузивные породы. Накопление подземных вод здесь происходит в зоне экзогенной трещиноватости указанных пород, мощность которой изменяется от 30 до 150 м, реже больше. Водоносность пород невысокая, но скапливающиеся в них воды в большинстве случаев пресные и широко используются для водоснабжения. Внешние области питания некоторых артезианских бассейнов (Рудольф и др.) сложены кайнозойскими эффузивами, характеризующимися пестрой водоносностью, но также содержащими пресные воды.

Значительные ресурсы подземных вод во внешних областях питания имеются в речных долинах и вади. Особенностью приуроченных к ним потоков грунтовых вод является закономерное увеличение их минерализации от верховьев долин, где воды минимально минерализованы, к низовьям, где они приобретают более высокую минерализацию, становясь солоноватыми и солеными.

По условиям подземного стока артезианские бассейны разделяются на проточные, дренируемые через соответствующие речные долины омывающими материк морями и океанами, и бессточные. Для проточных бассейнов характерен прямой тип зональности в изменении минерализации и химического состава подземных вод. Среди бессточных бассейнов установлены бассейны с прямым и инверсионным типами зональности химизма подземных вод. В случае бассейнов с прямой зональностью зона пресных вод в них обычно имеет небольшую мощность. При инверсионном типе зональности пресные воды залегают на различной глубине под солеными (иногда свыше 100 м), что затрудняет их поиски и использование. Как отмечалось выше, например в бассейне Руква, первые от поверхности высокоминерализованные воды просле-

жены до глубины 80—100 м, ниже они сменяются пресными или слабосолоноватыми водами. Аналогичная зональность характерна для Афарского бассейна, располагающегося на площади Красноморско-Аденского района.

Из изложенного следует, что ресурсы пресных подземных вод в пределах описываемой гидрогеологической области распределены неравномерно. Наиболее обеспечены ими бассейны Виктория, Танганьикский, Эяси-Найваша и Ньяса, находящиеся полностью или частично в зонах избыточного или достаточного увлажнения. Остальные бассейны обеспечены ими слабо.

Индоокеаническая гидрогеологическая область включает Сомали-Танзанийский, Мозамбикский и Мадагаскарский районы.

На площади первого района располагаются два бассейна — Сомалийский и Дар-эс-Саламский. Подземные воды в породах фундамента Сомалийского бассейна встречены в зоне экзогенной трещиноватости и в разрывных дислокациях. Водоносность пород слабая, минерализация вод до 0,5 г/л, в отдельных водопунктах до 1—2 г/л. Высокой водоносностью характеризуются зоны разломов. Дебиты скважин, пройденных в кайнозойских эффузивах, достигают 3—4 л/с, минерализация воды в колодцах 0,6—1 г/л, в родниках меньше.

Воды осадочного чехла внутренней области питания бассейна в большинстве случаев солоноватые и соленые, дебиты скважин невысокие. Пресные воды имеются в неоген-четвертичных отложениях, аллювиальных и аллювиально-пролювиальных образованиях речных долин и вади. Дебиты родников 0,1—3,5 л/с, минерализация воды изменяется от 0,5 до 3 г/л.

Более благоприятны в целом условия водообеспеченности в Дар-эс-Саламском бассейне. Водоносность докембрийских пород внешней области питания его хотя и слабая, но в отдельных пунктах скважины, пройденные в них, дают до 4,8 л/с воды, а в зонах разрывных дислокаций несколько больше. Минерализация воды до 0,85 г/л. Во внутренненней области питания пресные и солоноватые воды встречены в отложениях системы Карру. Из песчаников этой системы притоки воды к скважинам достигают 19 л/с. Аналогичные по качеству воды отмечаются в верхнеюрско-меловых отложениях, но дебиты скважин здесь значительно ниже (2—4,5 л/с). В окрестностях Дар-эс-Салама в отложениях неогена распространены пресные воды, залегающие на глубине 20—36 м. Однако наиболее широко в описываемом районе для водоснабжения используются грунтовые воды аллювиальных отложений речных долин Вами, Руфиджи, Пангани и др.

Мозамбикский район включает артезианские бассейны Замбезийский и Лимпопо. Скважины, пройденные в метаморфических породах внешней области питания первого бассейна глубиной до 75 м, имеют дебиты от 0,8 до 4 л/с, а в гранитах — 0,01—1,6 л/с. Ресурсы вод незначительны, так как при длительной откачке происходит сработка уровней и уменьшение притоков воды к скважинам. Высоководоносны здесь доломиты и известняки верхнего рифея — венда, характеризующиеся широким проявлением карстообразования. Удельные дебиты скважин, вскрывших эти породы, достигают 4 л/с. Водоносность пород внутренней области питания пестрая, но преимущественно слабая, хотя дебиты отдельных скважин составляют 19 л/с. Как и в других бассейнах, большой интерес для водоснабжения представляют воды аллювиальных отложений речных долин, отличающиеся высокой водоносностью и слабой минерализацией подземных вод.

В бассейне Лимпопо ресурсы пресных вод установлены главным образом во внешней области питания. Наиболее водоносны здесь закарстованные известняки и доломиты, питающие мощные родники.

В Мадагаскарском гидрогеологическом районе, высоко приподнятом над уровнем моря и хорошо орошаемом атмосферными осадками, на большей части площади зона пресных вод достигает 1000 м. Лишь на юге его, где осадков выпадает мало, а температура воздуха высокая, под влиянием испарительной концентрации в первом от поверхности водоносном комплексе сформировались пестрые по составу воды с минерализацией до 14 г/л. Водоносность пород в целом в пределах района высокая, особенно водоносны закарстованные известняки, к которым приурочены родники с дебитами до 2000 л/с.

В Южно-Африканской гидрогеологической области располагаются два района — Карру (он же артезианский бассейн) и Капский. В бассейне Карру пресные подземные воды скапливаются в породах докембрия внешней области питания, характеризующихся спорадической и слабой водоносностью. Во внутренней области питания основные ресурсы их аккумулируются в аллювиальных отложениях долины р. Оранжевая и ее притоков.

Пресные воды в породах внешней области питания распространены преимущественно в восточной части бассейна. В западной части в связи с аридизацией климата в этом же направлении минерализация воды увеличивается до 1,5 г/л и выше. Из этого можно заключить, что водообеспеченность описываемого бассейна неодинакова — более высокая в восточной, менее высокая в западной его частях.

Докембрийские породы внешних областей питания, входящих в состав Капского района, как и в других бассейнах, характеризуются пестрой и в целом слабой водоносностью, за исключением карбонатных пород. Высокой водоносностью отличаются зоны разрывных дислокаций, питающие родники с дебитами до 52 л/с. В восточной части района минерализация вод слабая, на востоке она несколько выше и в отдельных пунктах здесь встречаются слабосолоноватые воды. Подземные воды внутренних областей питания бассейнов изучены слабо и по имеющимся немногим данным вмещающие их породы характеризуются слабой водоносностью, а сами воды пестрой минерализацией.

Приведенные краткие сведения о распространении пресных подземных вод в пределах районов и артезианских бассейнов позволили составить схематическую карту районирования территории Африки по условиям обеспеченности ее этими водами (рис. 52). Дать количественную оценку их ресурсов из-за слабой гидрогеологической изученности материка не представилось возможным. В связи с этим на карте как во внешних, так и во внутренних областях питания бассейнов условно выделены площади высоко-, достаточно- и слабообеспеченные пресными водами, что отвечает лишь качественной их характеристике.

Под высоководообеспеченными понимаются районы, в пределах которых может быть получена вода, в количестве, достаточном для удовлетворения потребностей крупного населенного пункта, предприятия или какого-либо другого объекта (многие десятки и сотни тысяч кубометров воды в сутки).

К достаточно водообеспеченным отнесены районы, в которых могут быть построены водозаборы производительностью первые десятки тысяч кубометров воды в сутки, удовлетворяющие потребность в воде средних по величине населенных пунктов, предприятий или каких-либо других объектов.

Слабоводообеспеченными являются районы, где возможно удовлетворить потребность в воде лишь мелких, преимущественно сельскохозяйственных объектов (десятки и сотни кубометров воды в сутки, редко больше).

При районировании мы сочли необходимым сохранить разделение на внешние и внутренние области питания артезианских бассейнов, чтобы показать, что для первых характерны в основном пресные без-

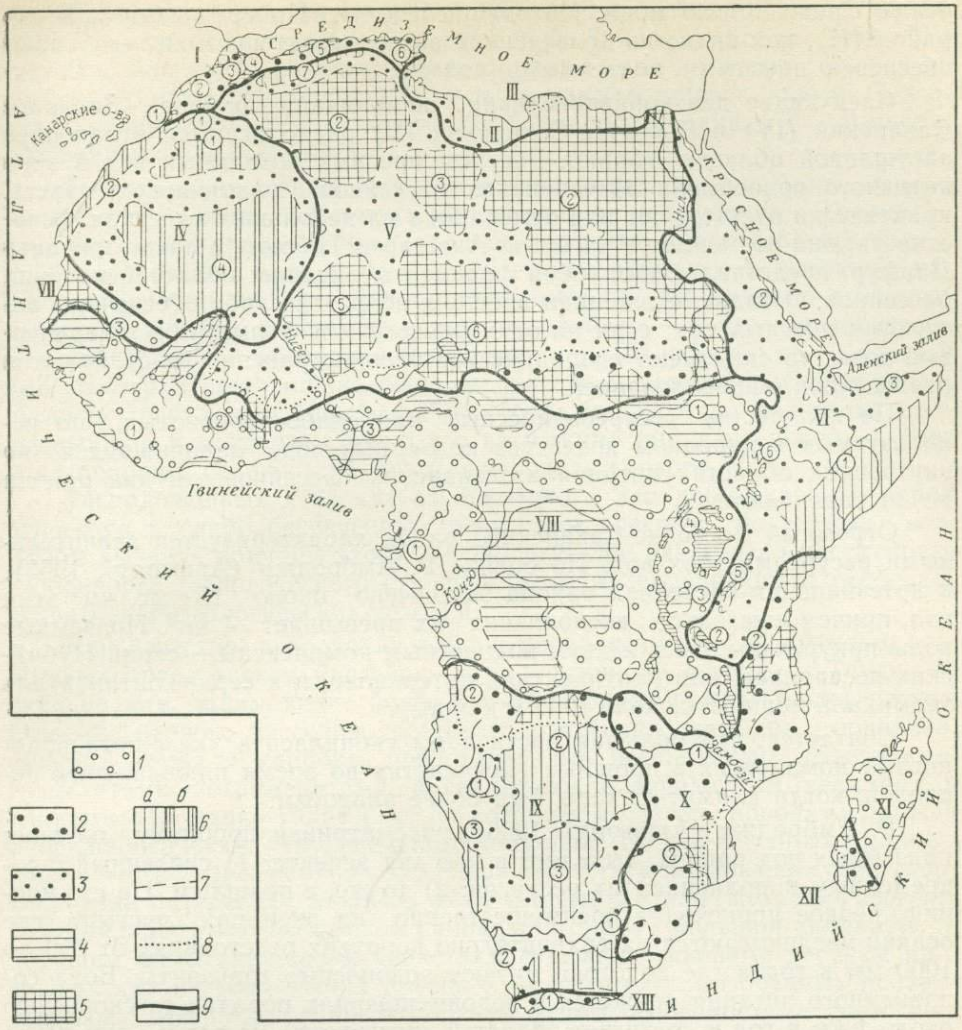


Рис. 52. Схематическая карта районирования территории Африки по условиям обеспеченности пресными подземными водами (составила Л. И. Флерова)

Водообеспеченность во внешних областях питания артезианских бассейнов: *1* — высокая, *2* — достаточная, *3* — слабая; во внутренних областях питания и накопления подземных вод бассейнов: *4* — высокая, *5* — достаточная, *6* — слабая вследствие: *а* — аридного климата; *б* — неблагоприятного литологического состава водовмещающих пород; *7* — границы внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов; *8* — границы между участками различной водоообеспеченности внутри районов; *9* — границы между районами водообеспеченности

Арабские цифры — номера внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов. Римские цифры — номера районов водообеспеченности: I — Атласский, II — Присредиземноморский, III — Киренаикский, IV — Западно-Сахарский, V — Восточно-Сахарский, VI — Красноморско-Сомалийский, VII — Северо-Сенегальский, VIII — Центрально-Африканский, IX — Калахарийско-Каруский, X — Замбезийский, XI — Северо-Мадагаскарский, XII — Южно-Мадагаскарский, XIII — Капский

напорные воды, скапливающиеся главным образом в зоне экзогенной трещиноватости докембрийских пород, а для вторых — напорные, формирующиеся в осадочном чехле бассейнов.

Как видно из рис. 52, всего на территории Африки выделяется 13 районов относительной водообеспеченности.

Самый северный — Атласский район (I) обладает значительными ресурсами пресных подземных вод как во внешних, так и во внутренних областях питания бассейнов и в целом относится к высоководообеспеченным. Также высокообеспеченным пресными водами является очень небольшой Киренаиский район (III), расположенный на самом побе-

режье Средиземного моря. Находящисйя южнее Присредиземноморский район (II), как видно из приведенной выше характеристики его, слабо обеспечен пресными подземными водами.

Следующие два неравновеликих по площади района — Западно-Сахарский (IV) и Восточно-Сахарский (V) располагаются в наиболее засушливой области Африки. Ресурсы пресных подземных вод в зоне активного водообмена артезианских бассейнов, находящихся здесь, практически отсутствуют или отмечаются на небольших участках. В частности, они возможны в нагорьях Ахаггар и Тибести, а также на плато Дарфур, представляющих собой фрагменты внешних областей питания бассейнов. Остальные площади внешних областей слабо обеспечены ресурсами пресных вод; если на этих площадях и формируются грунтовые воды, то они имеют спорадическое распространение и отличаются повышенной минерализацией.

По количеству ресурсов пресных или слабосолоноватых, но используемых в народном хозяйстве подземных вод, накопившихся во внутренних областях питания артезианских бассейнов, эти два района резко различаются.

Огромный Восточно-Сахарский район характеризуется значительными ресурсами этих вод. По оценке Р. Амброджи (Ambroggi, 1966), в артезианских бассейнах района заключено около 15 тыс. км^2 этих вод, причем ежегодное восполнение их превышает 4 км^3. Подземные воды приурочены здесь к двум водоносным комплексам — серии Нубийских песчаников, или континенталь интеркалер, и к серии континенталь терминаль мощность около 1000 м каждый.

Считается, что бóльшая часть воды скопилась в указанных водоносных комплексах в прошлые тысячелетия во время плювиальных периодов, когда климат Сахары был более влажным.

Р. Амброджи (Ambroggi, 1966), рассматривая проблему питания подземных вод района, выделяет в ней два аспекта: 1) связанный с современным пополнением их ресурсов; 2) то же, с прошлым. По его мнению, первое происходит преимущественно на окраинах пустыни, где осадки увеличиваются на сравнительно коротких расстояниях от 100 до 1000 мм в год и где водотоки питают водоносные горизонты. Вода современного питания движется в водовмещающих породах со скоростью около 1 км в год и достигает областей разгрузки не ранее чем через 15 веков или больше. По его расчетам, вода, находящаяся в областях разгрузки, выпала в виде дождя между последним сахарским плювиалом и периодом Римской империи. О современном питании подземных вод района за счет поступления атмосферных осадков со стороны горного обрамления южной части его косвенно свидетельствует отмеченное выше омоложение их с севера на юг.

Питание, происходившее около 2000 лет назад (Ambroggi, 1966), было приурочено к межледниковьям, когда континентальный ледяной покров частично отступал. Это хорошо согласуется с мнением геологов, также считающих, что наиболее обильные летние дожди в Сахаре совпадали с периодами отступания ледников, общая продолжительность которых оценивается примерно в 140 тыс. лет. Кроме инфильтрации атмосферных осадков ресурсы подземных вод в межледниковье пополнялись за счет потерь поверхностного стока из рек и озер, которые тогда были полноводнее.

Просачивавшиеся в водовмещающие породы атмосферные осадки постепенно отжимали на север более древние и, очевидно, более минерализованные подземные воды, сформировавшиеся в прежние геологические эпохи, в результате площади, занимаемые этими водами, сокращались, а площади распространения пресных и слабоминерализованных подземных вод соответственно расширялись.

Фронт этих вод продвинулся далеко на север к Средиземному морю и в настоящее время проходит в 150—200 км южнее его, при этом глубина залегания слабоминерализованных вод по этому фронту во многих пунктах превышает 1000 м и местами достигает 2000 м. Севернее, до побережья Средиземного моря, распространены высокоминерализованные воды и рассолы.

Все изложенное показывает, что в пределах описываемого района, включающего более 2/3 территории Сахары, в глубоких горизонтах в четвертичное время сформировались огромные количества пресных и слабосолоноватых подземных вод. Эти воды отличаются высокими напорами (уровни их, как правило, поднимаются значительно выше поверхности земли), а скважины, каптирующие их,— высокими дебитами. В соответствии с приведенной характеристикой района по существу всю его территорию можно было бы отнести к высоководообеспеченным. И лишь слабая изученность района, большая глубина залегания подземных вод и отсутствие данных о их режиме при длительной работе водозаборных скважин не позволяют сделать этого.

Расположенный к западу от описанного Западно-Сахарский район относится к слабообеспеченным ресурсами пресных подземных вод. Чтобы выявить причины этого, необходимо еще раз кратко рассмотреть особенности геологического строения, которые определяют и особенности его гидрогеологических условий.

Как известно, в пределах района располагаются два крупных бессточных артезианских бассейна — Тиндуфский на севере и Таудений-ский на юге, занимающие более 3/4 его территории. В геологическом строении первого бассейна участвуют отложения кембрия, ордовика, силура, девона и карбона, представленные песчаниками, долеритами, гравелитами, когломератами, аргиллитами, алевролитами, сланцами и глинами. Примерно такими же по возрасту и составу породами сложен и осадочный чехол Тауденийского бассейна. Из приведенных данных видно, что в разрезах обоих бассейнов отсутствуют отложения серии континенталь интеркалер нижнего мела и континенталь терминаль неогена, которые в Восточно-Сахарском районе благодаря большой мощности и хорошим фильтрационным свойствам содержат основные ресурсы пригодных для водоснабжения пресных и слабоминерализованных подземных вод. Очевидно, главным образом этими особенностями геологического строения, а также слабой трещиноватостью и высокой уплотненностью палеозойских пород, слагающих бассейны, объясняется отсутствие в Западно-Сахарском районе существенных скоплений ресурсов указанных вод.

Таким образом обеспеченность территории Сахары ресурсами пресных подземных вод различная. В центральной и восточной частях ее ресурсы этих вод огромны, Западная Сахара бедна ими. Этот вывод имеет большое научное и практическое значение. Во-первых, он подтверждает, что эти две части Сахары геологически развивались по-разному, а, во-вторых, указывает, что экономика Восточной Сахары может развиваться более быстрыми темпами, чем Западной, поскольку в условиях пустыни основой этого развития является прежде всего вода, пригодная для водоснабжения и орошения земель.

В Красноморско-Сомалийском районе (VI), находящемся на крайнем востоке материка, как и в Западно-Сахарском, пресные подземные воды распространены преимущественно спорадически, а водоносность слагающих его пород слабая.

Небольшой Северо-Сенегальский район (VII), располагающийся на Западе Африки и входящий в состав Сенегальского бассейна, обладает достаточными ресурсами пресных подземных вод, за исключением слабо обеспеченной ими узкой полосы, приходящейся на внешнюю об-

ласть питания, породы которой характеризуются незначительной водоносностью.

Центрально-Африканский район (VIII) занимает огромную территорию Экваториальной Африки, где он вытянут в широтном направлении от западного ее окончания почти до самого восточного при средней ширине около тысячи километров. Отличаясь от других районов обилием атмосферных осадков, он обладает достаточно большими русурсами пресных подземных вод в зоне активного водообмена артезианских бассейнов. Велики они, по-видимому, и в глубоких частях внутренних областей питания, что в целом позволяет относить район к высокообеспеченным пресными подземными водами.

Располагающийся южнее Калахарийско-Карруский район (IX), границы которого на отдельных участках совпадают с контурами пустыни Калахари, а большая часть отличается малым количеством атмосферных осадков и неблагоприятным для скопления подземных вод составом пород, относится к слабообеспеченным пресными или слабоминерализованными подземными водами.

Замбезийский район (X), находящийся восточнее Калахарийско-Каррускоro, характеризуется лучшими природными условиями и относится к достаточно обеспеченным ресурсами пресных подземных вод.

Высокими ресурсами этих вод отличается почти вся территория Мадагаскара, за исключением крайней южной части ее.

Капский (XIII) район, расположенный на самом юге Африки, достаточно хорошо обеспечен пресной подземной водой во внешней области питания и очень слабо — во внутренней.

Такова в схеме обеспеченность ресурсами пресных и слабо-минерализованных подземных вод отдельных районов Африки и материка в целом.

В заключение кратко остановимся на роли внешних областей питания артезианских бассейнов в формировании и распределении ресурсов пресных подземных вод.

Выше говорилось, что основным источником питания подземных вод Африки являются атмосферные осадки, которые проникают в водовмещающие породы как во внутренних, так и во внешних областях питания бассейнов, причем многие исследователи ведущую роль в этом процессе отводят последним. В частности, питанием со стороны горного обрамления и отжатием, возможно, соленых вод и рассолов более ранних эпох образования пресными водами плейстоцена объясняется формирование слабоминерализованных подземных вод в артезианских бассейнах Восточно-Сахарского района, причем при движении на север эти воды испытывают постепенное погружение. По-видимому, подобное явление имеет место в Сенегальском бассейне, где пресные воды от горного обрамления движутся в сторону Атлантического океана, отжимая в том же направлении более минерализованные воды меловых и палеогеновых отложений. Очевидно, такие случаи имеются и в других бассейнах материка.

Подземные воды, сформировавшиеся во внешних областях питания бассейнов (их горном обрамлении), участвуют в пополнении ресурсов подземных вод не только зоны активного водообмена, но и более глубоких, располагающихся значительно ниже местного базиса стока, где произошла замена минерализованных древних вод слабоминерализованными современными. Огромная роль горно-складчатых областей, обрамляющих внутренние области питания бассейнов, в формировании их гидродинамического режима и ресурсов пресных подземных вод была подчеркнута нами для ряда бассейнов в работе «Гидрогеология Азии» (1974). На примере некоторых из них показано, что эти области питания участвуют в восполнении ресурсов подземных вод не только

зоны активного, но и затрудненного водообмена, хотя роль их с глубиной заметно убывает.

До нас эта проблема рассматривалась Г. Н. Каменским (1958), М. С. Гуревичем (1964), И. К. Зайцевым, Н. И. Толстихиным (1972), А. Е. Гуревичем, Л. Н. Капченко, Н М. Кругликовым (1972) и многими другими, которые также пришли к выводу о большой роли горно-складчатых областей в формировании ресурсов пресных подземных вод всех гидродинамических зон артезианских бассейнов. Из изложенного следует также, что эту проблему в отношении водообмена в зонах затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов надо решать не в целом для всех из них, а индивидуально для каждого бассейна с учетом истории его геологического развития, палеогидрогеологических условий, состава водовмещающих пород, соотношения областей питания и разгрузки и других факторов.

Заканчивая краткий очерк, посвященный закономерностям распространения и формирования ресурсов пресных подземных вод Африки, еще раз подчеркнем, что во многих артезианских бассейнах ресурсы этих вод накопились в плювиальные периоды, когда климат материка был достаточно влажным и теплым, происходило таяние и отступание ледников. Большинство исследователей считают, что пополнение этих ресурсов в современную эпоху в связи с резкой аридизацией климата во многих районах является ничтожно малым или совсем не происходит. Это при значительном расходовании подземных вод на народнохозяйственные нужды уже теперь приводит к сработке уровней, а в дальнейшем по мере роста населения и дальнейшего развития экономики может привести к существенному истощению ресурсов пресных подземных вод. Поэтому некоторые исследователи уже сейчас обращают внимание на необходимость разработки мероприятий, направленных на охрану вод от истощения, в первую очередь в аридных районах материка.

Так, Р. Амброджи (Ambroggi, 1966), рассматривая использование подземных вод в Восточной Сахаре, считает, что одним из мероприятий увеличения водных ресурсов ее должно быть внедрение более совершенных методов земледелия, способствующих уменьшению расходования подземной воды на единицу площади возделываемых земель; перевод широко используемых для орошения фонтанирующих скважин на крановый режим, что даст возможность отбирать такое количество воды, какое соответствует возобновляемым ресурсам; наконец, в целях рационального использования воды для правильного планирования развития народного хозяйства необходимо произвести работы по количественной оценке ресурсов пресных подземных вод Сахары. Однако нам представляется, что эти совершенно правильные рекомендации должны быть осуществлены в возможно короткие сроки не только в пределах Сахары, но и других районов Африки, в которых сейчас или в дальнейшем будет ощущаться недостаток в этих водах.

Глава VII

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории Африки минеральные и термальные воды пользуются широким распространением. В соответствии с принципами районирования этих вод, принятыми в Советском Союзе, здесь выделяются четыре провинции: I — сероводородно-углекислых, азотно-углекислых и углекислых терм областей современного вулканизма; II — углекислых вод областей молодой магматической деятельности; III — азотных щелочных терм областей новейших тектонических движений; IV — азотных, азотно-метановых и метановых преимущественно термальных вод, распространенных в осадочном чехле внутренних областей питания и накопления подземных вод (рис. 53, вкладка).

Помимо районирования по генетическому принципу, проявления минеральных и термальных вод Африки могут быть районированы по географическому признаку. Выделяются: а) субаэральные Атласская, Восточно- и Южно-Африканская, а также Мадагаскарская гидроминеральные области, Камерунский гидроминеральный район; б) субмаринные Красноморский и Аденский районы.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

I. Провинция сероводородно-углекислых, азотно-углекислых и углекислых терм областей современного вулканизма. Современная вулканическая деятельность широко распространена в восточной части территории Африки — в рифтовой зоне, а также в Тибести, Дарфуре и у западного побережья — в Камеруне.

В Восточной Африке известно около 40 действующих вулканов, большинство которых находятся в стадии фумарольной и сольфатарной активности, особенно сильно проявляющейся в северной части зоны, в Эфиопии (Richard, Neumann van Padang, 1957). На всех вулканах здесь отмечаются многочисленные фумаролы и сольфатары с температурой выделяющихся газов до 160—220° С («Geology, geochemistry...», 1971). В кратере вулкана Эрта-Але, приуроченного к вулканической цепи того же названия, находятся два лавовых озера с температурой лавы 1050° С. В местах выходов фумарол и сольфатар часто образуются скопления серы, местами хлорида аммония («Северная стена» в 3,5 км юго-юго-восточнее вулкана Алу), отлагающегося при температуре более 160° С. Газы, за вычетом паров воды, представлены в основном SO_2, H_2S и CO_2, иногда отмечаются галоидные газы (Martini, 1969). В более южных районах рифтовой зоны фумарольная и сольфатарная активность проявлена несколько слабее. Однако и на вулканах этого района фиксируется значительное выделение газов, как, например, в фумарольных и сольфатарных полях островных вулканов оз. Рудольф, в кратерах и на склонах вулканов Сугота, Менengai, Ол-Доиньо-Ленгаи, Меру, Рутшуру и др. Выходы парогазовых струй с содержанием CO_2 до 77,8 % отмечены на склонах вулкана Эбурру около оз. Найваша (Walsh, 1969).

Весьма активное поступление к земной поверхности горячих вулканических эманаций наряду с весьма высоким тепловым потоком [2,2 мккал/(с·см²)] обусловливает наличие в пределах областей современного вулканизма многочисленных паровых струй, кипящих и горячих источников, подразделяющихся по составу газов на сероводородно-углекислые, азотно-углекислые и углекислые.

Термы первой группы связаны непосредственно с выходами вулканических эманаций и приурочены обычно к кратерам или склонам вулканических конусов. Характерной особенностью этих вод является кислая и ультракислая реакция (pH от долей единицы до 4—5). Состав вод сульфатный и хлоридно-сульфатный, по катионам смешанный.

Изученность сероводородно-углекислых терм крайне слабая. Имеются лишь указания на наличие таких вод, в частности на участках активной сольфатарной деятельности на многих вулканах Данакильского района в Эфиопии (Эрта-Але, Алаито, Аффера, Соркале, Дубби и др.) (De Launay, 1903; Aubert de la Rue, 1939).

Своеобразная группа ультракислых источников (pH 0,5—1), не имеющих аналогов в других районах, известна в северной части Данакильской впадины («Geology, geochemistry...», 1971). На участке выходов этих источников впадина выполнена мощной (до 5000—6000 м) толщей эвапоритов. Скважина, пробуренная здесь на глубину 1000 м, вскрыла галит с небольшими прослоями глинистых сланцев, гипсов, ангидритов, а также хлоридов и сульфатов калия и магния. Источники приурочены к нескольким соляным куполам, наиболее крупный из которых — Даллол имеет диаметр около 5 км, максимальную отметку 72 м ниже уровня моря и относительное превышение над прилегающей равниной около 50 м. Формирование купола связывается с внедрением в толщу эвапоритов интрузии, наличие которой на сравнительно небольшой глубине устанавливается гравиметрическими исследованиями. На куполе отмечаются фреатические кратеры, образовавшиеся за счет прорыва газов. Весьма малодебитные источники купола выходят на площадке, сложенной переотложенными слоями, выпавшими из воды. Вода источников имеет температуру более 100° С, ультракислую реакцию, высокую (300—312 г/л) минерализацию и хлоридный натриевый состав (табл. 35).

Из других компонентов в воде установлены: железо от 6 до 9,4 г/л, марганец 150—420 мг/л, бор 75—180 мг/л, фтор 15—105 мг/л, медь до 23 мг/л, цинк 11,5—39,5 мг/л, некоторые редкие элементы (табл. 36), а из газов H_2S и SO_2.

В 2 км юго-западнее описанной группы на небольшом куполе Черная гора находится другая группа источников, отличающаяся от первой хлоридным магниевым составом воды, существенно более высокой минерализацией ее и менее кислой реакцией. Морфологически источники представляют собой небольшие котлообразные понижения, заполненные горячей водой, либо с очень небольшим стоком, либо последний отсутствует.

Помимо Восточной Африки, сероводородно-углекислые воды в связи с вулканической деятельностью установлены в Тибести и Дарфуре, на севере материка.

В южной части массива Тибести имеется несколько вулканов, находящихся в стадии сольфатарной активности. На склонах одного из них — Тусиде зафиксированы многочисленные фумаролы с температурой свыше 60° С. На склонах другого вулкана — Тарсо-Воон на обширной площади, называемой Собором («благодатная вода»), также отмечаются фумаролы и термальные источники. Породы здесь под воздействием горячих вод сильно изменены и покрыты налетами хлористого железа, аммония и серы. Верхняя группа выходов воды, носящая название «Гремящий источник», представляет собой углубление, заполненное

ТАБЛИЦА 35

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СЕРОВОДОРОДНО-УГЛЕКИСЛЫХ ВОД ДАНАКИЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ[1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/кг	Формула химического состава	pH	Примечания
Источник на куполе Даллол	4	>107,5	300	$\frac{Cl\ 99\ SO_4\ 1}{(Na\ 78+K\ 2)\ 80\ Ca\ 6\ H\ 6\ Fe\ 4}$	0,5	Дебит 0,1 л/с
То же	5	105	312	$\frac{Cl\ 98\ SO_4\ 2}{(Na\ 85+K\ 1)\ 86\ H\ 6\ Fe\ 5}$	<0,5	Дебит слабый
„ „	6	Высокая	301	$\frac{Cl\ 99\ SO_4\ 1}{(Na\ 78+K\ 3)\ 81\ Mg\ 8\ Fe\ 6}$	<0,1	—
Источник на куполе Черная гора	7	110	429	$\frac{Cl\ 100}{Mg\ 95\ Ca\ 3}$	3,0	—
То же	8	70	368	$\frac{Cl\ 100}{Mg\ 89\ Ca\ 5\ K\ 3}$	3,0	Нет стока
Источник на конусе, в фреатическом кратере 1926 г.	9	Высокая	375	$\frac{Cl\ 100}{Mg\ 90\ Ca\ 5}$	Нет св.	То же

[1] По данным «Geology, geochemistry...», 1971

булькающей водой с грязью, обладающей сильным запахом сероводорода. Температура на поверхности грязи около 70° С, а газопаровых струй 90° С. В средней группе выходов насчитывается до десяти источников, температура воды которых изменяется от 56 до 82° С, две газопаровые струи имеют здесь температуру около 100° С. В восточной группе выходов выделяются две газовые струи с температурой 80—90° С и несколько источников с температурой воды 62—85° С. Наконец, южнее располагается еще один выход воды с температурой 38° С. Воды всех источников кислые, содержат свободную серную кислоту, грязь их слаборадиоактивна (Geze, Vincent, 1957).

Расположенный на плато Дарфур вулкан Марра также находится в стадии фумарольной активности. В небольших промоинах на склонах внутреннего кратера вулкана зафиксированы многочисленные фумаролы, выделяющие горячие пары с сильным запахом сернистого газа. У северо-западного берега внутреннего кратерного озера выходит ряд источников со значительными дебитами, температура воды на выходе 65—85° С (Hammerton, 1966).

Несколько проявлений термальных вод на склонах действующих вулканов Канарских островов, вероятно, также относятся к типу сероводородно-углекислых терм (Waring, 1965).

Азотно-углекислые термы приурочены, как правило, к фундаментам вулканических аппаратов и к вулкано-тектоническим депрессиям. Эти воды на глубине обычно перегреты и иногда разгружаются в виде источников гейзерного типа. Такие воды установлены в северной части Восточно-Африканской области, где выделяются два района их распространения.

В первом районе, включающем Данакиль и Афар, наиболее характерным представителем азотно-углекислых терм служит группа источ-

ТАБЛИЦА 36

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАССОЛОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ДАНАКИЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (Г/КГ) [1]

Ионы	Источник на куполе Даллол, № 4	Источник на куполе Черная гора, № 7
Li^+	0,0055	0,0041
Na^+	101,0	1,945
K^+	3,57	3,6
Ca^{2+}	6,74	6,28
Mg^{2+}	2,91	104,0
Fe^{3+}	6,17	0,806
Cl^-	182,7	312,0
SO_4^{2-}	2,971	0,489
Rb	0,0032	0,0004
Cs	0,0028	0,006
Sr	0,057	0,084
Mn	0,335	0,120
F	0,085	0,012
B	0,145	0,06
Cu	0,0185	⩽0,0005
Ag	⩽0,0001	⩽0,0001
Au	⩽0,0001	⩽0,0001
Zn	0,005	⩽0,01
Hg	0,01	⩽0,001
As	⩽0,0001	⩽0,0001
Cr	⩽0,0001	⩽0,0001
Mo	⩽0,0005	⩽0,0005
Ni	⩽0,0005	⩽0,0005
Pb	0,001	0,001

[1] По данным «Geology, geochemistry. . .», 1971.

ников Аллаллобеда, приуроченная к небольшому одноименному грабену — элементу более крупного грабена Тэндахо. В районе широко развиты базальты, меньше риолиты. Имеются сведения, что в 1609 и 1627 гг. здесь произошли вулканические извержения. Источники выходят из тектонически нарушенных четвертичных озерных отложений, на обширной площади перекрытых кремнистыми образованиями, свидетельствующими о весьма активной в прошлом гидротермальной деятельности на этом участке. Они представляют собой резервуары горячей воды с температурой от 63 до 100° С. Породы, слагающие стенки резервуаров, изменены до красно-бурых глин. Вода в них периодически «вскипает» и разбрызгивается на ту или иную (обычно небольшую) высоту и лишь в источнике № 10 — типичном гейзере она поднимается до 6 м. По сообщению местных жителей этот источник ранее представлял собой резервуар горячей воды со спокойным зеркалом. Фонтанировать он начал после разрушения стенок резервуара и понижения уровня воды в нем. На участке выходов источников отмечаются также многочисленные паровые струи и вторичные грязевые котлы с кислой сульфатной водой.

Как видно из табл. 37, минерализация воды источников около 2 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый, характерно высокое содержание кремнекислоты.

Помимо источников Аллаллобеда в грабене Тэндахо отмечается большое число других гидротермальных проявлений, представленных источниками, паровыми струями и прогретыми участками гидротермальноизмененного грунта. В частности, указывается источник с температурой воды 51°С и дебитом 3,3 л/с, расположенный на берегу кратерного озера щитового вулкана Бегаадолома. Минерализация воды его

ТАБЛИЦА 37

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНО-УГЛЕКИСЛЫХ ТЕРМ АФАРА И ДАНАКИЛЯ (ЭФИОПИЯ) [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	HBO_2, г/л	H_2SiO_3, г/л	Примечания
Аллаллобеда	10	100	2,1	$\frac{Cl\ 71\ SO_4\ 20}{(Na\ 89+K\ 6)\ 95}$	8,4	0,009	0,45	Источник гейзерного типа, образуется гейзерит
То же	11	89	2,0	$\frac{Cl\ 76\ SO_4\ 21}{(Na\ 90+K\ 6)\ 96}$	8,6	0,01	0,45	Бассейн диаметром 15 м, образуется гейзерит; дебит 10,5 л/с
„ „	12	99	2,0	$\frac{Cl\ 79\ SO_4\ 17}{(Na\ 89+K\ 5)\ 94}$	—	0,01	0,44	Мелкий резервуар 2×3 м, периодически вода разбрызгивается на высоту 15 см; дебит 0,8 л/с
Источник на берегу кратерного озера Бегаадолома	13	51	1,6	$\frac{Cl\ 65\ (HCO_3+CO_3)\ 20\ SO_4\ 15}{(Na\ 91+K\ 7)\ 98}$	7,1	0,012	0,1	Дебит 3,3 л/с
Скважина в Сердо	14	68,2	1,6	$\frac{Cl\ 73\ SO_4\ 23}{(Na\ 93+K\ 4)\ 97}$	7,3	0,007	0,085	Вода вскрыта на глубине 137,2 м
Источник в северной части грабена Доби	15	55	2,1	$\frac{Cl\ 71\ SO_4\ 23}{(Na\ 81+K\ 5)\ 86\ Ca13}$	7,7	0,009	0,16	Дебит 5,1 л/с
Ундакио, грабен Доби	16	72	2,0	$\frac{Cl\ 72\ SO_4\ 24}{(Na\ 85+K\ 3)\ 88\ Ca\ 12}$	8,0	0,006	0,17	Дебит 1,3 л/с

Доби Филоа	17	51	7,2	$\frac{Cl\ 90\ SO_4\ 9}{(Na\ 79+K\ 3)\ 82\ Ca\ 18}$	7,6	0,012	0,16	Дебит 0,5 л/с
Ханфере'Ала, грабен Доби	18	35	2,3	$\frac{Cl\ 83\ SO_4\ 9}{(Na\ 90+K\ 4)\ 94}$	—	0,004	0,09	Вода вскрыта колодцем на глубине 1 м
Источник в грабене Тео	19	74	1,8	$\frac{Cl\ 73\ SO_4\ 15}{(Na\ 85+K\ 3)\ 88\ Ca\ 11}$	6,5	0,011	0,2	Резервуар с мутной водой, уровень периодически колеблется; дебит 0,4 л/с
Источник в грабене Тео	20	70	1,9	$\frac{Cl\ 76\ SO_4\ 17}{(Na\ 91+K\ 2)\ 93}$	—	0,01	0,26	Круглый резервуар диаметром 5 м; дебит 1 л/с
Источник у северо-западного берега оз. Аффера	21	38,5	3,2	$\frac{Cl\ 89\ SO_4\ 8}{(Na\ 65+K\ 2)\ 67\ Ca\ 23\ Mg\ 10}$	8,0	0,004	0,085	Дебит 20 л/с
Источник на юго-западном берегу оз. Аффера	22	47	4,1	$\frac{Cl\ 92\ SO_4\ 6}{(Na\ 59+K\ 3)\ 62\ Ca\ 35}$	7,6	0,005	0,12	Два выхода с общим дебитом 5 л/с
Источник у юго-восточного берега оз. Аффера	23	51	12,2	$\frac{Cl\ 93\ SO_4\ 7}{(Na\ 59+K\ 3)\ 62\ Ca\ 38}$	7,4	0,008	0,112	Большое число выходов, суммарный дебит 250 л/с
Источник на восточном берегу оз. Аффера	24	57,5	19,2	$\frac{Cl\ 97}{(Na\ 64+K\ 3)\ 67\ Ca\ 32}$	7,2	0,012	0,114	Выход из лавового потока, дебит 3 л/с
Источник на восточном берегу оз. Аффера	25	52	39,2	$\frac{Cl\ 99}{(Na\ 66+K\ 2)\ 68\ Ca\ 27}$	—	—	0,13	Дебит 20 л/с
Оз. Аффера	26	—	144	$\frac{Cl\ 99}{(Na\ 65+K\ 2)\ 67\ Ca\ 29}$	7,9	0,096	0,086	Стока нет

[1] По данным «Geology, geochemistry. . .», 1971.

1,6 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. Само озеро диаметром 0,8 км содержит мутную щелочную (pH 9,6) воду, состав которой не изучен. Напорная вода, близкая по составу и такая же по минерализации, как и вода источников Аллаллобеда, вскрыта на глубине 137,2 м в дер. Сердо. Уровень ее установился на глубине 112 м, дебит скважины не определен. Большое число термальных источников установлено в грабене Доби, в Северном Афаре. Грабен выполнен озерно-аллювиальными и вулканогенными (риолиты, игнимбриты) четвертичными образованиями. Выходы источников приурочены к зоне тектонического нарушения. Температура воды изменяется от 35 до 72° С, минерализация 1,9—2,3 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Более высокую минерализацию (7,2 г/л) и хлоридный натриевый состав имеет вода источника Доби Филоа, представляющего собой резервуар протяженностью 23 м, шириной 1 м и глубиной 0,05 м. Очевидно, высоким испарением при очень незначительном оттоке и обусловлено концентрирование солей в его воде до указанных значений.

Термальные источники Тео выходят у восточного борта небольшого одноименного грабена. Последний с поверхности сложен аллювиальными отложениями, а обрамляющие его горы образованы базальтами. Источники располагаются на небольшой (диаметром около 200 м) заболоченной площадке, сложенной кремнистыми отложениями ранее существовавших источников, перекрывающими аллювиальные осадки. Общее число источников около 50, температура воды от 70 до 80° С, минерализация 1,8—2,85 г/л, состав преимущественно хлоридный натриевый.

Многочисленные (более 60) проявления термальных вод известны в окрестностях оз. Аффера в Данакильской впадине. Берега озера сложены четвертичными базальтами, трахитами и рыхлыми продуктами вулканических извержений. В некотором отдалении от озера располагаются конусы вулканов. Подавляющее большинство источников выходит на поверхность из сильно загипсованных озерных и аллювиальных отложений, некоторые — из шлаков и лавовых потоков, спускающихся к озеру. Для этой группы источников характерны однообразный хлоридный натриево-кальциевый состав воды и чрезвычайно пестрая ее минерализация. Высокая минерализация и состав воды, вероятно, связаны с выщелачиванием и растворением солей из соле- и гипсоносных отложений, выполняющих озерную впадину, ксенолиты которых отмечаются в базальтовых лавах.

Вода бессточного озера Аффера имеет тот же состав, что и вода источников, но минерализация ее достигает 144 г/л и обусловлена процессами испарения. Видимое питание озера за счет источников оценивается в 66—91 млн. м³/год, за счет осадков — в 7,5 млн. м³/год, потери на испарение от 200 до 475 млн. м³/год. Столь большой дефицит водного баланса озера позволяет уверенно предполагать весьма значительное участие в его питании подземных вод, разгружающихся ниже водного зеркала.

Второй крупный район с азотно-углекислыми термами включает среднюю часть долины р. Аваш и Долину озер Эфиопии. Он сложен четвертичными базальтами, риолитами, игнимбритами. В районе выделяется ряд вулканов, находящихся в стадии сольфатарной активности, выраженной, как правило, слабо. Термальные воды имеют температуру от 37 до 96,5° С, минерализацию — от долей грамма до 3—4 г/л, состав главным образом гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный, реже гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый (табл. 38).

В северной части района, в 25 км юго-юго-западнее Гоуани, располагается группа источников Метека, тяготеющая к сложному вулканическому массиву Айелу. Источники выходят в пределах заболоченного участка, на востоке ограниченного полем базальтов. Здесь извест-

но 15 источников с температурой воды, изменяющейся от 46 до 65° С и дебитами от долей литра до 300 л/с. Состав воды подавляющего числа источников гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый, минерализация около 1 г/л. Повышенной минерализацией (4,9 г/л) и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатным натриевым составом характеризуется здесь самый высокотемпературный (64° С) и высокодебитный (300 л/с) источник. На площадке, где разгружаются источники, развиты кремнистые накопления, связанные, очевидно, с более ранней гидротермальной деятельностью их.

Большая группа источников находится между озерами Лангано и Звай. Температура воды их изменяется от 60 до 96,5° С, минерализация — от 1,2 до 3,2 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый. Многие источники выходят на площадках, сложенных кремнистыми отложениями, хотя в современную эпоху накопления их не отмечается. Например, у источников Боле этими образованиями мощностью более 0,5 м покрыта площадь около 1400 м².

Воды описанного типа развиты и южнее, в районе озер Ауаса и Абая. В частности, на северном берегу последнего находится источник, который, судя по наличию гейзерита, в недавнем прошлом представлял собой гейзер. Температура воды его 95° С, минерализация 3,1 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Здесь же отмечаются котлы, содержащие мутную кислую сульфатную воду с температурой до 93° С.

В пределах Восточного рифта от оз. Рудольф на севере до оз. Эяси на юге и на отдельных участках Западного рифта с широко проявленным голоценовым вулканизмом зафиксированы многочисленные, как правило, высокоминерализованные гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридные натриевые термы. Газовый состав их не изучен, но присутствие в воде больших количеств карбонат- и гидрокарбонат-ионов наряду с указаниями ряда исследователей, изучавших эти воды, на выделение из них углекислоты позволяет и нам относить их к углекислым термам.

Наиболее характерными представителями этих терм являются источники, выходящие по берегам озер Магади и Натрон, в южной части Восточного рифта. На берегах первого озера известно свыше 20 источников с температурой воды от 35 до 82° С, дебиты отдельных из них несколько сотен литров в секунду при суммарном дебите всех около 9000 л/с. Минерализация воды изменяется от 15 до 30 г/л, состав преимущественно гидрокарбонат-карбонатно-хлоридный натриевый (табл. 39). В воде определены (мг/л): фтор 100—162, бром 70—158 и бор не более 10. Все источники выходят либо из щелочных трахитов, либо из контактовых зон их с плейстоценовыми озерными образованиями. Дно и берега оз. Магади сложены троной ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$), образующей слой мощностью местами до 40 м, площадь распространения около 75 км². Запасы ее оцениваются здесь в 3×10^9 т, а время накопления — в 10 тыс. лет (Eugster, 1970).

Весьма близка по составу к источникам бассейна оз. Магади вода многочисленных термальных (33—48° С) источников, выходящих на берегах оз. Натрон. Вода озер Магади и Натрон также сходна по составу. Отсутствие у второго значительных скоплений троны объясняется, по-видимому, выносом ее в гипсометрически ниже расположенное оз. Магади в период, когда между ними существовала связь. Аналогичные по составу, но слабее минерализованные воды развиты и в северной части Восточного рифта вплоть до южной оконечности оз. Рудольф. Вода источников Кибориит и особенно Квайбейпей, расположенных на берегу оз. Ханнингтон, отличается высоким содержанием кальция.

Помимо охарактеризованных содовых озер Магади и Натрон в пределах описываемого района распространения углекислых терм имеются

ТАБЛИЦА 38

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНО-УГЛЕКИСЛЫХ ТЕРМ ДОЛИНЫ Р. АВАШ И ДОЛИНЫ ОЗЕР (ЭФИОПИЯ)[1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	HBO_2, г/л	H_2SiO_3, г/л	Примечания
Метека	27	50	1,1	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 55\ Cl\ 29\ SO_4\ 16}{(Na\ 95+K\ 3)\ 98}$	8,2	0,004	0,072	Дебит 16,6 л/с
То же	28	64	4,9	$\frac{Cl\ 57\ SO_4\ 24\ HCO_3\ 19}{(Na\ 93+K\ 4)\ 97}$	7,6	0,017	0,213	Дебит 300 л/с
Марейя	29	84	1,2	$\frac{Cl\ 51\ SO_4\ 24\ HCO_3\ 22}{(Na\ 85+K\ 2)\ 87\ Mg\ 7}$	—	0,005	0,2	Дебит 0,5 л/с
Оз. Хертале, западный берег	30	49	0,9	$\frac{HCO_3\ 52\ Cl\ 29\ SO_4\ 16}{(Na\ 87+K\ 5)\ 92}$	7,9	0,004	0,1	Дебит 0,2 л/с
Унда Билен	31	40	1,0	$\frac{HCO_3\ 50\ Cl\ 30\ SO_4\ 17}{(Na\ 98+K\ 2)\ 100}$	—	0,003	0,11	Дебит 2,6 л/с
Филоа	32	45	1,6	$\frac{HCO_3\ 59\ Cl\ 25\ SO_4\ 9}{(Na\ 96+K\ 4)\ 100}$	8,6	0,007	0,082	Дебит 730 л/с
Содэре	33	62	2,5	$\frac{HCO_3\ 75\ Cl\ 15\ SO_4\ 9}{(Na\ 90+K\ 4)\ 94}$	7,1	0,008	0,175	Дебит 167 л/с
Гиппо Пул	34	46,5	1,1	$\frac{HCO_3\ 76\ Cl\ 8}{(Na\ 90+K\ 5)\ 95}$	8,8	0,006	0,14	Дебит 1,2 л/с

Гаргади	35	41	0,9	$\frac{HCO_3\ 84\ Cl\ 8}{(Na\ 94+K\ 6)\ 100}$	8,1	0,002	0,13	—
Источник о-ва Дебре Цейон на оз. Звай	36	60	1,2	$\frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 7}{(Na\ 83+K\ 5)\ 88}$	7,6	0,003	0,21	Дебит 0,1 л/с, CO_2 0,21 г/л
Боле	37	94	2,0	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 42\ Cl\ 28\ SO_4\ 28}{(Na\ 97+K\ 3)\ 100}$	8,7	0,011	0,22	Дебит 0,4 л/с
Источник о-ва Гейзер на оз. Лангано	38	96,6	2,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 44\ Cl\ 38\ SO_4\ 16}{(Na\ 96+K\ 4)\ 100}$	9,1	0,013	0,225	Дебит 11,6 л/с
Оиту	39	61	3,2	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 70\ Cl\ 24}{(Na\ 97+K\ 3)\ 100}$	8,3	0,006	0,18	Дебит 0,5 л/с
Граха-Гух	40	87	1,5	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 79\ SO_4\ 9\ Cl\ 9}{(Na\ 89+K\ 6)\ 95}$	8,4	0,005	0,185	Дебит 1 л/с
Кике	41	69	0,85	$\frac{HCO_3\ 91\ Cl\ 6}{(Na\ 77+K\ 13)\ 90}$	8,15	0,001	0,17	Дебит 6,3 л/с
Вендо Генет	42	68	2,6	$\frac{HCO_3\ 78\ Cl\ 11\ SO_4\ 11}{(Na\ 88+K\ 5)\ 93}$	8,4	0,007	0,155	Дебит 2,1 л/с

[1] По данным «Geology, geochemistry. . .», 1971.

ТАБЛИЦА 39

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ УГЛЕКИСЛЫХ ТЕРМ ВОСТОЧНОГО РИФТА[1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Эфиопия			
Источник на восточном берегу оз. Шала	43	96	7,2	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 54\ Cl\ 42}{(Na\ 98+K\ 2)\ 100}$	8,9	0,13	Дебит 33,3 л/с: выделяется газ, HBO_2 0,028 г/л
То же	44	52	1,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 60\ Cl\ 36}{(Na\ 94+K\ 6)\ 100}$	9,3	0,2	Дебит 4,5 л/с
Источник на юго-восточном берегу оз. Шала	45	70	12,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 65\ Cl\ 31}{(Na\ 98+K\ 2)\ 100}$	10,1	0,23	Дебит 3 л/с; выделяется газ
Источник на юго-западном берегу оз. Шала	46	53	4,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 69\ Cl\ 27}{(Na\ 97+K\ 3)\ 100}$	9,2	0,118	Дебит 5 л/с; выделяется газ
Оз. Шала	47	—	19	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 67\ Cl\ 27}{(Na\ 98+K\ 2)\ 100}$	10,15	0,15	Стока нет; HBO_2 — 0,098 г/л
				Кения			
Источник у южной оконечности оз. Рудольф	48	50	2	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 71\ Cl\ 23}{Na\ 98}$	—	—	—
Капедо	49	49	2,9	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 76\ Cl\ 19}{Na\ 100}$	—	0,125	Дебит 450 л/с
Кибориит	50	Около 100	5,6	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 80\ Cl\ 18}{Na\ 98\ Ca\ 8}$	8,9	0,065	—
Квайбейпей	51	93	21	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 80\ Cl\ 19}{Na\ 62\ Ca\ 38}$	9,5	—	—

Источник у северной оконечности оз. Магади	52	81	30,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 65\ Cl\ 32}{(Na\ 99+K\ 1)\ 100}$	9,05	0,117	F 0,162 г/л
То же	53	85	33	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 69\ Cl\ 31}{(Na\ 98+K\ 2)\ 100}$	8,98	0,11	Дебит 305 л/с; F 0,144 г/л
Источник на северо-западном берегу оз. Магади	54	45	27	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 66\ Cl\ 32}{(Na+K)\ 100}$	8,98	0,118	Дебит 640 л/с; выделяется CO_2; F 0,156 г/л
Берд-Рок, оз. Магади	55	40	32,5	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 67\ Cl\ 32}{(Na+K)\ 100}$	9,3	0,161	Дебит 110 л/с; выделяется CO_2; F 0,1 г/л
Оз. Магади	56	26	324	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 56\ Cl\ 42}{(Na\ 99+K\ 1)\ 100}$	10,4	1,16	Стока нет; F 1,64 г/л
				Танзания			
Источник на юго-западном берегу оз. Натрон	57	37	5,44	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 67\ Cl\ 28}{Na\ 100}$	—	—	F 0,03 г/л
То же, на западном	58	48	14,1	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 69\ Cl\ 28}{(Na+K)\ 100}$	—	—	F 0,07 г/л
То же, на северо-западном	59	38,5	65,7	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 62\ Cl\ 36}{(Na+K)\ 100}$	—	0,5	F 0,323 г/л
То же, на восточном	60	38,5	6,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 70\ Cl\ 27}{Na\ 100}$	—	0,096	F 0,03 г/л
То же	61	46	37,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 72\ Cl\ 24}{(Na+K)\ 100}$	—	0,088	F 0,234 г/л
Оз. Натрон	62	—	329,6	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 53\ Cl\ 45}{Na\ 100}$	—	—	F 1,36 г/л

[1] По данным «Geology, geochemistry...», 1971, Г. П. Эгстера (Eugster, 1970), Б. Дж. Уокера (Walker, 1969), Дж. Уолша (Walch, 1969).

и другие озера с водой аналогичного состава, но менее минерализованной (Livingstone, 1963; Arad, Morton, 1969).

Оз. Рудольф

$$M\,2{,}6\ \frac{(HCO_3 + CO_3)\,62\ Cl\,35}{(Na\,97 + K\,2)\,99}$$

Оз. Ханнингтон

$$M\,54\ \frac{(HCO_3 + CO_3)\,85\ Cl\,14}{(Na\,99 + K\,1)\,100}$$

Оз. Накуру

$$M\,20\ \frac{(HCO_3 + CO_3)\,82\ Cl\,16}{Na\,100}$$

Оз. Элментейта

$$M\,56\ \frac{(HCO_3 + CO_3)\,67\ Cl\,30}{Na\,100}$$

В Западном рифте выходы углекислых термальных вод установлены по берегам оз. Катве, занимающем эксплозивный кратер севернее оз. Иди-Амин-Дада. Температура воды источников 27—30° С, что несколько выше температуры обычных грунтовых вод этого района (23—26° С). По минерализации воды источники разделяются на пять групп, каждая из которых занимает определенную часть берега озера. На северо-восточном и юго-западном берегах озера находятся источники со средней минерализацией воды соответственно 2,4 и 1,5 г/л. На северном берегу средняя минерализация воды источников составляет 7 г/л, а на северо-западном и восточном достигает соответственно 30,3 и 21,5 г/л. Несмотря на разницу в минерализации, состав воды источников довольно близок. Из анионов в них преобладает сумма гидрокарбонат- и карбонат-ионов, в высокоминерализованных водах — хлор-ион, а из катионов — натрий, редко натрий и магний (табл. 40).

Вода оз. Катве, питающегося описанными источниками, имеет следующий химический состав:

$$M\,378{,}6\ \frac{Cl\,52\ (HCO_3 + CO_3)\,29\ SO_4\,19}{(Na\,88 + K\,12)\,100}.$$

Расположенные несколько севернее углекислые источники Буранга приурочены к зоне разлома, проходящей параллельно Главному рифтовому эскарпу около северо-западной оконечности массива Рувензори (Dixon, Morton, 1969). Выходы источников отмечены мощными слоями и конусами известкового туфа, натечными образованиями серы. Помимо углекислого газа, в воде их установлен сероводород. Дебит источника Мамбуга 8,3 л/с, температура воды 98° С, источника Ньямсимбе соответственно 17 л/с и 86° С, источника Кагоро 4 л/с и 81° С. Состав воды всех источников практически одинаков — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый.

Кроме оз. Катве в описываемом районе находится много других, как правило, также кратерных озер. Формулы химического состава воды их (Arad, Morton, 1969).

Оз. Китагата

$$M\,204\ \frac{SO_4\,58\ (HCO_3 + CO_3)\,24\ Cl\,18}{(Na\,90 + K\,10)\,100}.$$

Оз. Махига

$$M\,256\ \frac{Cl\,53\ SO_4\,38\ (HCO_3 + CO_3)\,9}{(Na\,90 + K\,10)\,100}.$$

ТАБЛИЦА 40

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ УГЛЕКИСЛЫХ ТЕРМ ЗАПАДНОГО РИФТА (УГАНДА) [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	Примечания
Буранга, источник Мамбуга	63	98	17	$\frac{Cl\ 45\ SO_4\ 32}{(HCO_3+CO_3)\ 23 \quad (Na+K)\ 100}$	8,4	Дебит 8,3 л/с; выделяется CO_2; образуется травертин
Бугойе	64	43	13	$\frac{Cl\ 42\ SO_4\ 32}{(HCO_3+CO_3)\ 26 \quad (Na+K)\ 100}$	—	Выделяется CO_2
Источники на северо-восточном берегу оз. Катве	65	27—30	2,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 64\ SO_4\ 19\ Cl\ 19}{(Na+K)\ 86\ Mg\ 14}$	—	То же
То же, на юго-западном	66	27—30	1,5	$\frac{HCO_3\ 68\ Cl\ 20\ SO_4\ 12}{(Na+K)\ 93}$	—	» »
То же, на северо-западном	67	27—30	30,3	$\frac{Cl\ 41\ (HCO_3+CO_3)\ 36\ SO_4\ 23}{(Na+K)\ 100}$	—	» »
То же, на восточном	68	27—30	21,5	$\frac{Cl\ 40\ (HCO_3+CO_3)\ 34\ SO_4\ 26}{(Na+K)\ 97}$	—	» »
То же, на северном	69	27—30	7,0	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 50\ Cl\ 26\ SO_4\ 24}{(Na+K)\ 100}$	—	» »

[1] По данным А. Арада и У. Мортона (Arad, Morton, 1969), С. Дж. Диксона и У. Мортона (Dixon, Morton, 1969).

Оз. Муньяньянге

$$M\ 110\ \frac{(HCO_3+CO_3)\ 71\ Cl\ 24}{(Na\ 89+K\ 11)\ 100}.$$

Оз. Касеньи

$$M\ 381\ \frac{Cl\ 61\ (HCO_3+CO_3)\ 20\ SO_4\ 19}{(Na\ 90+K\ 10)\ 100}.$$

В целом термальные углекислые воды района оз. Катве Западного рифта отличаются от аналогичных вод Восточного рифта наличием значительных количеств сульфат-иона и сероводорода.

В других районах Африки проявления углекислых термальных вод, связанные с процессами новейшего вулканизма, известны в окрестностях оз. Шала в Южной Эфиопии. Южнее находится вулканический центр Корбетти, представляющий собой обширную кальдеру диаметром 15 км, внутри которой возвышаются вулканические купола Шебби и Урджи. В составе слагающих их пород преобладают обсидианы и риолиты. Многочисленные термальные источники выходят по берегам озера. Дебиты их варьируют от долей литра до нескольких десятков литров воды в секунду, температура воды — от 51 до 96° С, минерализация — от 1,3 до 12,4 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Вода озера имеет такой же состав, но минерализация ее достигает 19 г/л.

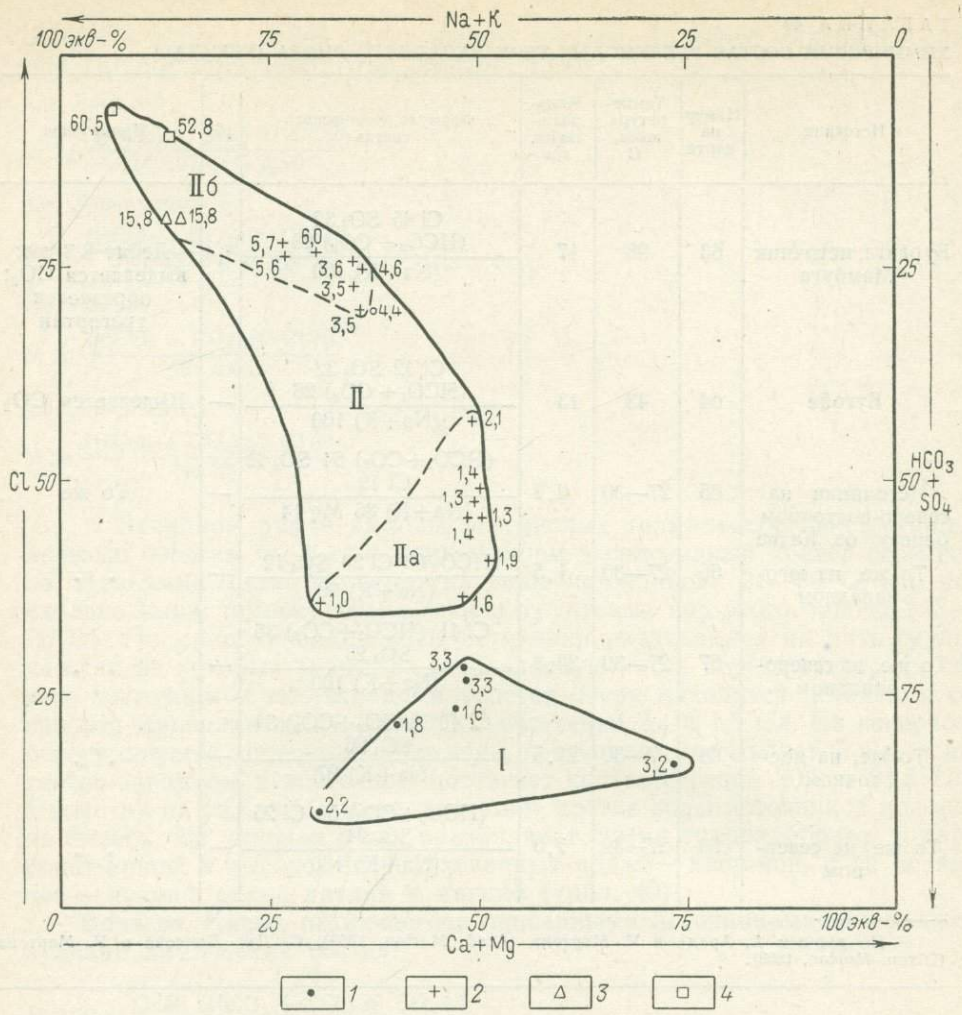


Рис. 54. График-квадрат химического состава углекислых вод Атласской гидроминеральной области (составил Р. И. Ткаченко)

Температура воды (°С): *1* — 19—24, *2* — 40—70, *3* — 80, *4* — 33, 45. Цифры у значков — минерализация воды. Группы вод: I — холодные и субтермальные, II — термальные (IIа — слабосолоноватые смешанного состава, IIб — солоноватые и соленые, преимущественно хлоридные натриевые)

II. Провинция углекислых вод областей молодой магматической деятельности. Помимо вышеописанных углекислых терм, приуроченных к районам современной вулканической деятельности, проявления углекислых минеральных вод установлены в Атласе, в Восточной Африке, на Мадагаскаре и в Камеруне.

В пределах Атласской гидроминеральной области углекислые воды распространены преимущественно в ее северной части и по температуре разделяются на две группы, первая из которых объединяет холодные и субтермальные (19—24°) источники, а вторая — горячие (от 33 до 80° С).

Вода источников первой группы имеет минерализацию от 1 до 4,4 г/л и преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый состав (рис. 54, табл. 41).

В качестве примеров рассмотрим источники Бен-Харун и Такитунт. Источники Бен-Харун расположены в 70 км к юго-востоку от г. Алжир. Они связаны с интенсивно дислоцированной известняково-мергельной

толщей сенона, местами прорванной диапирами триасовых пестроцветных соленосных пород. Площадка, на которой находятся многочисленные грифоны, сложена травертинами. Суммарный дебит источников 0,9 л/с, температура воды 19° С, состав гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый, минерализация 3,26 г/л.

Источники Такитунт находятся в отрогах гор Малой Кабилии, в поле развития дислоцированных отложений верхнего мела, которые, повидимому, подстилаются соленосными образованиями триаса. Дебит источников достигает 210 л/с, температура воды около 22° С, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый, минерализация 2,2 г/л.

Термальные источники второй группы по минерализации и составу воды разделяются на две подгруппы.

Вода источников первой подгруппы (IIа на рис. 54) имеет минерализацию 1,3—2,1 г/л и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав, содержание углекислоты 0,4—1 г/л. К ним относятся, например, источники Лалла-Хайя в Центральной Месете Марокко и Бу-Ханифия, находящиеся в 20 км юго-западнее г. Маскара. Источники Лалла-Хайя расположены в зоне разлома, проходящей по краевой части гранитного массива Ульме, вблизи которого отмечаются небольшие поля кайнозойских вулканитов. Дебит источников 20 л/с, температура воды 42,8° С, минерализация 1,6 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый (Combe, 1969). Аналогичная по составу и близкая по минерализации вода источников Бу-Ханифия, около которых наблюдается большое скопление травертинов, залегающих на мергелях и кремнистых известняках эоцена (Guigue, 1940).

Вода источников второй подгруппы (IIб на рис. 54) имеет минерализацию от 3,5 до 60,5 г/л, хлоридно-гидрокарбонатный, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, хлоридный натриево-кальциевый и натриевый состав, содержание углекислоты от 0,45 до 0,85 г/л. Интересным представителем этой подгруппы являются источники Бу-Хаджар в 50 км юго-восточнее г. Оран. Они выходят из засоленных озерных отложений четвертичного возраста. Судя по характеру травертиновых образований, представленных чередующимися железистыми и безжелезистыми разностями, состав воды их не был постоянным.

К особенно высокоминерализованной относится вода источников Эль-Бибан, Айн-Ментила и Биадха. Формулы химического состава ее.

Эль-Бибан (Guigue, 1940)

$$CO_2\ 0{,}88\ M\ 15{,}83\ \frac{Cl\ 89\ \ SO_4\ 8}{Na\ 86\ \ Ca\ 11}\ T\ 80^\circ\ C.$$

Айн-Ментила (Guigue, 1940)

$$CO_2\ 0{,}44\ \ M\ 60{,}5\ \frac{Cl\ 93\ \ SO_4\ 7}{Na\ 93\ \ Ca\ 5}\ T\ 33^\circ\ C.$$

Биадха (Djellouli, 1969)

$$CO_2\ \ M\ 52{,}8\ \frac{Cl\ 90\ \ SO_4\ 7}{Na\ 87\ \ Ca\ 10}\ T\ 45^\circ\ C.$$

Источники Эль-Бибан и Айн-Ментила приурочены к зонам тектонических нарушений, проходящих в карбонатных отложениях мелового возраста, подстилаемых соленосными образованиями пермо-триаса. Повидимому, такую же структуру имеет и участок выхода источника Биадха в Тунисе. Как видно из формул, вода всех источников относится к группе хлоридных натриевых. Для воды источника Айн-Ментила характерно аномально высокое содержание сероводорода, достигающее 160 мг/л.

В Восточно-Африканской области кроме углекислых терм, охарактеризованных при описании первой провинции, проявления углекислых вод известны в Руанде, Бурунди, Танзании, Заире и Эфиопии.

ТАБЛИЦА 41

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ НЕКОТОРЫХ УГЛЕКИСЛЫХ ИСТОЧНИКОВ АТЛАСА[1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава	H_2SiO_3, г/л	Радиоактивность, mμC/л	Примечания
I. Холодные и субтермальные								
Алжир								
Бу-Хаджар, источник газирующий	71	19	1,32	4,44	$\frac{Cl\ 70\ HCO_3\ 28}{(Na\ 61+K\ 2)\ 63\ Ca\ 29}$	0,087	0,55	Суммарный дебит 1,2 л/с
Рига, источник № 4	73	21	2,25	3,22	$\frac{SO_4\ 47\ HCO_3\ 37\ Cl\ 16}{Ca\ 62\ Na\ 26\ Mg\ 12}$	0,051	—	—
Леблан (Аттатба)	74	24	0,56	1,63	$\frac{HCO_3\ 73\ Cl\ 23}{(Na\ 43+K\ 10)\ 53\ Ca\ 31\ Mg\ 16}$	0,013	—	Дебит 0,12 л/с
Бен-Харун, грифон № 2	75	19	2,11	3,26	$\frac{HCO_3\ 52Cl\ 26\ SO_4\ 22}{Na\ 52\ Ca\ 40}$	0,013	—	Суммарный дебит 0,9 л/с
Такитунт	77	19—21,7	0,71	2,22	$\frac{HCO_3\ 87\ Cl\ 10}{Na\ 68\ Ca\ 26}$	0,022	—	Дебит 0,2 л/с
Тунис								
Айн-Гарси	80	22	Есть	1,82	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 77\ Cl\ 21}{(Na\ 59+K\ 1)\ 60\ Ca\ 26\ Mg\ 14}$	—	—	—
II. Термальные								
Марокко								
Лалла-Хайя	70	42,8	1,09	1,6	$\frac{HCO_3\ 62\ Cl\ 37}{(Na\ 48+K\ 4)\ 52\ Ca\ 32\ Mg\ 16}$	0,200	—	Дебит трех каптированных выходов 20 л/с

Алжир

Бу-Ханифия, источник № 1	72	63,5	0,42	1,35	$\frac{HCO_3\ 47\ Cl\ 45}{(Na\ 48+K\ 3)\ 51\ Ca\ 36\ Mg\ 13}$	0,048	0,26	Суммарный дебит семи выходов 2,5 л/с
Бу-Ханифия, источник № 4 („Пальмовый“)	72	65	0,54	1,33	$\frac{HCO_3\ 48\ Cl\ 45}{(Na\ 47+K\ 3)\ 50\ Ca\ 37\ Mg\ 13}$	0,048	0,19	—
Тасса	78	40,6	0,96	2,1	$\frac{Cl\ 57\ HCO_3\ 42}{(Na\ 50+K\ 2)\ 52\ Ca\ 40}$	0,26	—	Дебит 2 л/с
Бу-Хаджар, источник Луиза	71	52	0,5	3,53	$\frac{Cl\ 73\ HCO_3\ 25}{(Na\ 63+K\ 2)\ 65\ Ca\ 28}$	0,075	0,2	Дебит 0,07 л/с
То же, источник Жанна	—	70	0,71	3,57	$\frac{Cl\ 75\ HCO_3\ 22}{(Na\ 63+K\ 2)\ 65\ Ca\ 29}$	0,086	0,43	—
Ксенна, источник Айн-эль-Кебир	76	56,5	0,45	5,57	$\frac{Cl\ 76\ SO_4\ 14\ HCO_3\ 10}{(Na\ 72+K\ 1)\ 73\ Ca\ 21}$	0,015	—	—
То же, источник Айн-эль-Альфа	—	67,5	0,45	5,69	$\frac{Cl\ 77\ SO_4\ 14\ HCO_3\ 9}{(Na\ 72+K\ 1)\ 73\ Ca\ 21}$	0,014	—	—
Н'Байль	79	42	0,87	6,0	$\frac{Cl\ 77\ HCO_3\ 14}{(Na\ 66+K\ 3)\ 69\ Ca\ 25}$	0,021	1,71	Дебит 8,5 л/с

Тунис

Бургиба	81	50	Есть	1,0	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 65\ Cl\ 35}{(Na\ 67+K\ 2)\ 69\ Ca\ 22}$	—	—	—

[1] По данным С. Гиг (Guigue, 1940, 1947), А. Джелули (Djellouli, 1969), М. Комба (Combe, 1969).

ТАБЛИЦА 42

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ НЕКОТОРЫХ УГЛЕКИСЛЫХ ИСТОЧНИКОВ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ОБЛАСТИ [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Руанда			
Машьюза	85	67	1,12	$\frac{HCO_3\ 73\ Cl\ 16}{(Na\ 89+K\ 3)\ 92}$	7,8	0,055	Образуются травертины
Гишьита	86	32	0,92	$\frac{HCO_3\ 66\ Cl\ 20\ SO_4\ 14}{(Na\ 84+K\ 3)\ 87\ Ca\ 10}$	—	0,108	То же
				Бурунди			
Рухва	87	67	1,8	$\frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 11}{(Na\ 65+K\ 8)\ 73\ Mg\ 21}$	6,9	0,068	Газируют, образуются слаборадиоактивные травертины; дебит 20 л/с
Кабези	88	38	2,06	$\frac{HCO_3\ 89\ Cl\ 10}{(Na\ 97+K\ 1)\ 98}$	7,85	0,029	—
				Танзания			
Рамбо	89	65	3,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 76\ Cl\ 16\ SO_4\ 8}{(Na+K)\ 95}$	8,4	0,117	Дебит 19 л/с; спонтанный газ: CO_2 97,2 об. %
Каламбо	90	75	3,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 68\ Cl\ 21\ SO_4\ 11}{Na\ 86\ Mg\ 13}$	—	0,163	—
Маджи-е-Вета	91	72	2,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 70\ SO_4\ 17\ Cl\ 13}{(Na+K)\ 98}$	—	0,088	Дебит 25 л/с, спонтанный газ: CO_2 99 об. %

[1] По данным А. Бертосса (Bertossa, 1969), Х. Делстра и др. (Deelstra e. a., 1972), Б. Дж. Уокера (Walker, 1969).

Температура воды этих углекислых источников изменяется от 32 до 75° С, минерализация — от 0,92 до 3,3 г/л (табл. 42), состав преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный или гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый, натриево-магниевый и натриево-кальциевый.

В качестве примера можно привести группу источников долины р. Сонгве в Танзании, расположенную на ее левом берегу в 30 км западнее г. Мбея. Источники выходят на участке, сложенном карбонатными травертинами, по-видимому, маскирующими разлом. Источник Рамбо из этой группы представляет собой большое число выходов воды, находящихся в небольших котлообразных углублениях диаметром от 1,5 до 3 м на участке площадью 100×100 м. Дебит ручья, соби-

рающего воду со всего этого участка, 500—1000 л/с. Температура воды около 66° С, состав гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридный натриевый. Вода в углублениях кажется кипящей из-за выделяющихся газов, которые на 97,2 об.% состоят из CO_2 и на 2,1 об. % из N_2. Гелия в воде менее 0,1% (James, 1959б).

Углекислые источники Рухва в Бурунди находятся на левом берегу р. Рузизи. Район сложен метаморфическими сланцами, во многих местах перекрытыми четвертичными базальтами. Источники приурочены к тектоническому нарушению. Вода выделяется из трех небольших бассейнов, образованных травертинами. Суммарный дебит не менее 20 л/с, температура воды 68° С, минерализация 1,8 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-магниевый (Deelstra e. a., 1972).

В Данакильской депрессии в Эфиопии, в 4—5 км южнее описанного купола Даллол, известно несколько проявлений холодных углекислых рассолов. Выходы их располагаются в воронковидных понижениях на вершинах конусов высотой до 2 м, сложенных новообразованными солями. Рассолы имеют следующий состав («Geology, geochemistry ...», 1971):

$$CO_2\,0{,}75\ M\,282\ \frac{Cl\,100}{(Na\,55 + K\,3)\,58\ Ca\,33}\ pH\,5{,}9.$$

Обращает на себя внимание высокое содержание HBO_2, достигающее 260 мг/л.

На Мадагаскаре углекислые воды развиты в районах Диего-Суарес, Самбирану и Итаси-Анкаратра (Besairie, 1959).

Температура воды углекислых источников района Диего-Суарес на крайнем севере острова до 30° С, минерализация несколько выше 1 г/л, состав гидрокарбонатно-карбонатный, смешанный по катионам (табл. 43). Температура воды источников района Самбирану, также находящихся на севере Мадагаскара, 58—70° С, минерализация 1,2—2,5 г/л, состав гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридный, гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый, натриево-кальциевый или смешанный по катионам. Вода источника Эаномафана характеризуется несколько меньшей температурой и минерализацией, по-видимому, вследствие смешения ее с грунтовыми водами.

В источниках, связанных с вулканическими массивами Итаси и Анкаратра в центральной части острова, температура воды изменяется от 21 до 51° С. Вода этих источников несколько более минерализована (2,4—4,5 г/л), состав гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридный и гидрокарбонатно-карбонатно-сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый и натриево-магниевый. Состав спонтанных газов некоторых источников этой группы приводится в табл. 44.

В Камерунском районе известна довольно большая группа углекислых источников (Chatonier, Lassere, 1960), приуроченных к тектоническим нарушениям в докембрийских гранитах или к контактам последних с плиоцен-четвертичными андезито-базальтами. Температура воды их достигает 70° С, минерализация изменяется от 1,4 до 6 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциево-магниевый (табл. 45). Большие колебания минерализации, объясняемые смешением с грунтовыми водами, отмечаются в воде источников Вина. Они выходят из аллювиальных отложений вблизи контакта докембрийских гранитов и плиоцен-четвертичных андезито-базальтов. Своеобразный гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав имеет вода источника Н'Гуадамзи, выходящего на участке развития маломощных четвертичных лав, залегающих на сильнотрещиноватых и выветрелых гранитах докембрия.

III. Провинция азотных термальных вод областей новейших тектонических движений. Азотные термальные

ТАБЛИЦА 43

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ НЕКОТОРЫХ УГЛЕКИСЛЫХ ИСТОЧНИКОВ МАДАГАСКАРА[1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
Район Диего-Суарес							
Сакарами	93	24	1,14	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 99}{Mg\ 39\ Na\ 32\ Ca\ 29}$	—	0,013	Дебит несколько литров в секунду
Бориравина	94	30	1,1	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 94}{Ca\ 74\ Mg\ 14\ Na\ 12}$	—	0,025	Дебит небольшой
Район Самбирану							
Рамана	95	64,5	2,0	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 87\ Cl\ 8}{(Na\ 84+K\ 10)\ 94}$	—	0,130	CO_2—0,931 г/л
Антамсфапиана	96	67	1,49	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 62\ Cl\ 32}{(Na\ 56+K\ 10)\ 66\ Mg\ 18\ Ca\ 16}$	6,8	0,139	Дебит трех источников по 2—3 л/с каждый
Эаномафана	97	47	0,87	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 72\ SO_4\ 17\ Cl\ 11}{(Na\ 48+K\ 3)\ 51\ Ca\ 40}$	7,9	0,101	Дебит 8 л/с
Раномафана Беангока	98	59	1,28	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 61\ Cl\ 24\ SO_4\ 15}{(Na\ 47+K\ 5)\ 52\ Ca\ 35\ Mg\ 13}$	6,9	0,026	Дебит 6 л/с
Андраномандеви Беджофо	99	65	2,47	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 53\ Cl\ 39}{(Na\ 84+K\ 7)\ 91\ Mg\ 5}$	—	0,040	—
Район Итаси-Анкаратра							
Махатайнио	100	29	3,64	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 68\ Cl\ 21\ SO_4\ 11}{(Na\ 51+K\ 1)\ 52\ Mg\ 39}$	6,9	0,104	Дебит 3 л/с
Мананази	101	24	4,44	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 51\ SO_4\ 41}{(Na\ 51+K\ 1)\ 52\ Ca\ 40}$	—	—	Дебит 0,06 л/с
Рамаинандро	102	21	2,44	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 82\ Cl\ 10}{(Na\ 83+K\ 3)\ 86\ Ca\ 10}$	—	—	Дебит небольшой
Раномафана 1	103	51	4,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 77\ Cl\ 18}{(Na\ 76+K\ 9)\ 85\ Mg\ 8}$	—	—	Дебит 3,5 л/с
Рановизи	104	42	4,5	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 77\ Cl\ 18}{(Na\ 76+K\ 9)\ 85\ Ca\ 8}$	—	—	Дебит 2,3 л/с
„Больничный"	105	51	4,45	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 76\ Cl\ 19}{(Na\ 71+K\ 9)\ 80\ Ca\ 11}$	—	0,160	Дебит 1,5 л/с

[1] По данным А. Безери (Besairie, 1959).

Продолжение табл. 43

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
„Парковый"	106	26	4,33	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 77\ Cl\ 18}{(Na\ 73+K\ 10)\ 83\ Ca\ 9}$	—	0,133	Дебит 0,1 л/с
„Озерный"	107	35	3,83	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 64\ SO_4\ 21\ Cl\ 15}{(Na\ 76+K\ 9)\ 85\ Ca\ 9}$	—	0,128	Дебит 0,25 л/с
Анциракели южный	108	27	2,6	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 61\ SO_4\ 27\ Cl\ 12}{(Na\ 67+K\ 12)\ 79\ Ca\ 13}$	—	0,103	—

ТАБЛИЦА 44

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОДЫ НЕКОТОРЫХ УГЛЕКИСЛЫХ ИСТОЧНИКОВ МАДАГАСКАРА[1]

Источник	CO_2	O_2	N_2	Ar	He	Rn
	об. %					тр. С/л
Рамаинандро	97,33	0,09	2,51	0,062	0,0027	2,04
Рановизи	98,94	0,145	0,90	0,015	0,00004	0,36
Анциракели южный . . .	99,27	0,03	0,68	0,012	0,00005	0,86

[1] По данным Ш. Моро и др. («Composition. . .», 1926).

воды наиболее широко распространены на территории Африки. Провинция этих вод включает горно-складчатые сооружения Атласа, всю область новейшей тектонической активизации и эпиплатформенного орогенеза Восточной и Южной Африки, а также Мадагаскар.

Азотные термы Атласской области имеют температуру от 24 до 96° С, минерализация от долей грамма до 36 г/л. По составу воды эти источники разделяются здесь на четыре группы (рис. 55).

В первую группу входят источники с водой преимущественно гидрокарбонатного кальциевого и магниево-кальциевого состава с минерализацией до 1 г/л, а также сульфатно-хлоридного или сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого и кальциево-магниево-натриевого состава с минерализацией от 1 до 5,38 г/л (табл. 46). К этой группе терм относятся, в частности, источники Рига, расположенные в 24 км к северо-востоку от г. Милиана, где они приурочены к крупному тектоническому нарушению, разделяющему мергели миоцена и сенона. Здесь известно 10 выходов термальной воды, девять из которых сконцентрированы на площади 0,25 км². Температура воды их колеблется от 38 до 67° С, содержание углекислоты не превышает 0,1 г/л, состав сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, минерализация около 2,5 г/л (Guigue, 1940). Наличие на площади выходов источников ранее образовавшихся травертиновых накоплений позволяет предполагать, что в прошлом вода их была углекислой.

Источники Гергур, состав воды которых близок к составу воды источников Рига, находятся в 55 км от г. Сетиф на правом берегу уэда Бу-Селлам. Они располагаются здесь в зоне тектонического нарушения,

ТАБЛИЦА 45

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ НЕКОТОРЫХ УГЛЕКИСЛЫХ ИСТОЧНИКОВ КАМЕРУНСКОГО РАЙОНА[1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Примечания
Вул'Ндэ	107	70	1,4	$\frac{HCO_3\ 94}{Na\ 80\ Ca\ 11\ Mg\ 9}$	Выделяется CO_2
Галим	108	Высокая	6,0	$\frac{HCO_3\ 99}{Na\ 89\ Ca\ 6}$	То же
Нгидуанга	109	—	2,2	$\frac{HCO_3\ 99}{Na\ 56\ Ca\ 33\ Mg\ 11}$	» »
Вина, источник I	110	—	5,3	$\frac{HCO_3\ 56\ Cl\ 44}{Na\ 48\ Ca\ 30\ Mg\ 22}$	» »
То же, источник II	—	—	3,8	$\frac{HCO_3\ 56\ Cl\ 44}{Na\ 44\ Ca\ 33\ Mg\ 23}$	» »
То же, источник III	—	—	1,8	$\frac{HCO_3\ 68\ Cl\ 22}{Na\ 45\ Ca\ 33\ Mg\ 22}$	» »
Лаопанга	111	50	2,1	$\frac{HCO_3\ 95}{(Na\ 37+K\ 1)\ 38\ Ca\ 35\ Mg\ 27}$	Выделяется CO_2; образуются травертины
Марбуи	112	Высокая	2,0	$\frac{HCO_3\ 82\ SO_4\ 17}{(Na\ 41+K\ 1)\ 42\ Ca\ 34\ Mg\ 24}$	—
Н'Гуадамзи	113	—	2,4	$\frac{HCO_3\ 99}{Mg\ 73\ Ca\ 18\ Na\ 9}$	—

[1] По данным Д. Шатонье и М. Лассера (Chatonier, Lasserre, 1960).

проходящей в доломитах и известняках мелового возраста. По данным С. Гиг (Guigue, 1947), на участке имелось восемь выходов воды с суммарным дебитом 10—12 л/с и температурой 41—44°С. Состав воды сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриево-магниевый, минерализация около 3,8 г/л. Вода источника Айн-Зоф, входящего в эту группу, имела самую высокую в Атласе радиоактивность, достигающую 150 тμ С/л. Л. И. Степанищев, посетивший источники в 1972 г., отметил, что все они, кроме источника Айн-Зоф, оказались сдренированными каптажной штольней, имевшей длину 30 м и дававшей около 15 л/с воды с температурой 45° С.

К описываемой группе терм Атласа относятся также источники Мескутин, приуроченные к зоне разломов, проходящей у основания горного массива Джебель-Дебар в известняках верхнего мела и эоцена. Здесь отмечено восемь выходов воды с температурой от 80 до 96° С и дебитом от 3 до 20 л/с. Состав ее хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый или кальциево-натриево-магниевый, минерализация около 1,5 г/л, содержание углекислоты в воде 0,129—0,207 г/л, сероводорода до 6,8 мг/л (Guigue, 1940).

Вторую группу азотных терм Атласа образуют источники преимущественно с хлоридной натриевой водой, имеющей минерализацию от 1,03 до 30,7 г/л и температуру от 32,5 до 75° С (см. рис. 55, табл. 47). Дебиты источников варьируют от долей до 50 л/с. Они также распола-

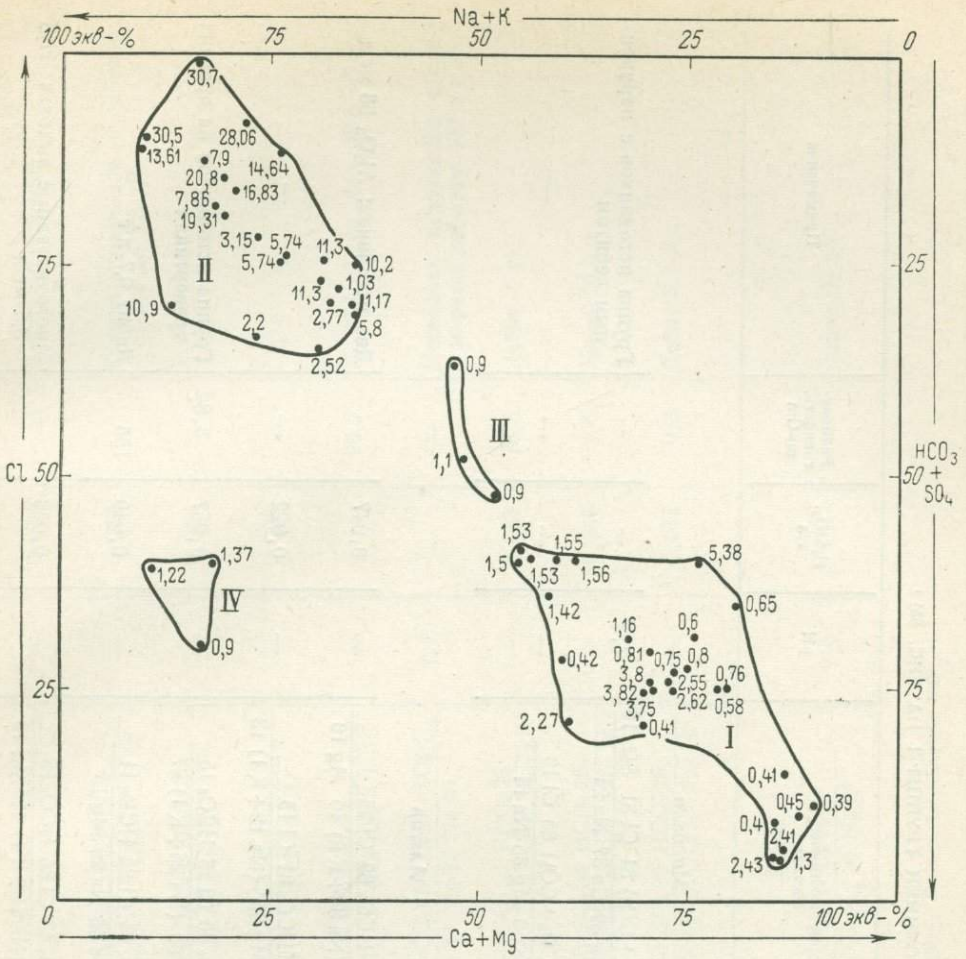


Рис. 55. График-квадрат химического состава азотных терм Атласской гидроминеральной области (составил Р. И. Ткаченко).

Цифры у значков — минерализация воды. Группы вод: I — сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатные кальциево-магниевые; II — хлоридные натриевые; III — смешанного состава; IV — сульфатно-хлоридные натриевые

гаются в зонах тектонических нарушений, проходящих в карбонатных или терригенных породах меловой системы. Например, один из таких источников — Улед Галия, находящийся в отрогах Варсениса в нескольких километрах от г. Бени-Хиндель, приурочен к зоне разлома в меловом флише. Температура воды его 40° С, минерализация 2,5 г/л, состав хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Наиболее высокоминерализованные термы Атласа связаны с тектоническими нарушениями в пестроцветных гипсоносных и соленосных образованиях пермо-триаса. К числу таких терм относится источник Мулай-Якуб, в 25 км западнее г. Фес в Марокко, находящийся в зоне разлома, проходящей в наклоненной на юг антиклинальной складке. Ядро последней сложено указанными отложениями, а на крыльях — карбонатно-песчаниковыми образованиями юры и миоцена. Температура воды источника 53° С, минерализация 30,7 г/л, состав хлоридный натриевый. В воде источника содержится сероводород в количестве 30 мг/л (Combe, 1969). Второй источник с водой этого же типа — Эс-Салахин располагается в центральной части антиклинали Бу-Резаль, в 8 км севернее г. Бискра. Антиклиналь образована песчаниками, мергелями и гипсами баррема, гипсоносными и соленосными отложениями пермо-

ТАБЛИЦА 46

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНЫХ ТЕРМ АТЛАСА (ИСТОЧНИКИ ГРУППЫ I НА РИС. 55) [1]

Источник	Номер по карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Радиоактивность, mμC/л	Примечания
				Марокко				
Айн-Регада	114	25	0,6	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 51\ Cl\ 31\ SO_4\ 18}{Mg\ 39\ Ca\ 37\ Na\ 24}$	7,2	—	—	Группа источников с переменным дебитом
Беркан	115	Тепл.	0,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 85\ Cl\ 19}{Ca\ 50\ Mg\ 35\ Na\ 14}$	—	—	—	—
				Алжир				
Бугара	116	45,5	0,42	$\frac{HCO_3\ 63\ Cl\ 28}{Ca\ 50\ (Na\ 38+K\ 2)\ 40\ Mg\ 10}$	—	0,047	—	Два источника; Al_2O_3 68 мг/л
Абделли	117	34	0,41	$\frac{HCO_3\ 81\ Cl\ 15}{Ca\ 52\ Mg\ 35\ (Na\ 12+K\ 1)\ 13}$	—	0,022	—	—
Рига, источник № 1бис	73	54	2,62	$\frac{SO_4\ 60\ Cl\ 25\ HCO_3\ 15}{Ca\ 66\ (Na\ 26+K\ 1)\ 27}$	—	0,057	3,82	Группа источников на древних травертинах
Гергур, источник Айн-Зоф	118	41,2	3,75	$\frac{SO_4\ 64\ Cl\ 25\ HCO_3\ 11}{Ca\ 56\ Na\ 29\ Mg\ 15}$	—	0,049	155	Дебит 0,7 л/с
Бу-Селлам	119	45,5	1,42	$\frac{SO_4\ 45\ Cl\ 36\ HCO_3\ 19}{Ca\ 42\ (Na\ 41+K\ 1)\ 42\ Mg\ 16}$	—	0,053	—	Многочисленные выходы; H_2S 8,5 мг/л

Грус	120	37,6	1,16	$\frac{HCO_3\ 36\ SO_4\ 33\ Cl\ 31}{Ca\ 52\ (Na\ 31+K\ 1)\ 32\ Mg\ 16}$	—	0,044	—	Группа источников
Уэд-Хамимин, источник № 2	121	46,5	2,41	$\frac{SO_4\ 76\ HCO_3\ 18}{Ca\ 68\ Mg\ 19\ (Na\ 12+K\ 1)\ 13}$	—	0,042	—	Группа источников с дебитом от 0,1 до 2,5 л/с
Брадаа	122	28	0,39	$\frac{HCO_3\ 74\ SO_4\ 14\ Cl\ 12}{Ca\ 63\ Mg\ 28}$	—	0,013	—	—
Джебель Лехаль	123	31,5	0,58	$\frac{HCO_3\ 58\ Cl\ 25\ SO_4\ 17}{Ca\ 56\ Mg\ 23\ Na\ 21}$	—	0,023	—	—
Улед Али	124	44,5	1,3	$\frac{SO_4\ 66\ HCO_3\ 29}{Ca\ 68\ Mg\ 19\ (Na\ 12+K\ 1)\ 13}$	—	—	28,2	N_2 80,4 об. %, CO_2 19,6 об. %
Хамма	125	34	0,75	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 56\ Cl\ 27\ SO_4\ 17}{Ca\ 47\ Mg\ 27\ Na\ 26}$	7,7	—	—	Несколько источников с суммарным дебитом 400 л/с
Тибили, Мескутин	143	80	0,207	$\frac{Cl\ 41\ SO_4\ 36\ HCO_3\ 23}{(Na\ 39+K\ 6)\ 45\ Ca\ 42\ Mg\ 13}$	—	0,088	10,3	Дебит 3 л/с
Гейзер, Мескутин	—	96	0,203	$\frac{Cl\ 40\ SO_4\ 34\ HCO_3\ 26}{Ca\ 45\ (Na\ 38+K\ 3)\ 41\ Mg\ 14}$	—	0,087	1,5	Дебит 20 л/с
Айн-Зитуна, Мескутин	—	92	0,129	$\frac{Cl\ 40\ SO_4\ 35\ HCO_3\ 25}{Ca\ 48\ (Na\ 37+K\ 1)\ 38\ Mg\ 14}$	—	0,083	0,3	Дебит 3,3 л/с
				Тунис				
Айн-Ребау	126	28	5,38	$\frac{SO_4\ 56\ Cl\ 40}{Ca\ 46\ Mg\ 30\ Na\ 24}$	7,9	—	—	Дебит 66 л/с

[1] По данным С. Гиг (Guigue, 1940, 1947), А. Джелули (Djellouli, 1969), М. Комба (Combe, 1969).

ТАБЛИЦА 47

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНЫХ ТЕРМ АТЛАСА (ИСТОЧНИКИ II ГРУППЫ НА РИС. 55) [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Марокко			
Мулай-Якуб	127	53	30,7	$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 84\ Ca\ 11}$	—	—	Дебит 12 л/с, H_2S 90 мг/л
				Алжир			
Бен-Шигер	128	32,5	3,15	$\frac{Cl\ 78\ HCO_3\ 14}{Na\ 77\ Ca\ 15}$	—	0,52	Дебит 0,7 л/с
Айн-Уарна	129	46,5	5,8	$\frac{Cl\ 68\ SO_4\ 24}{(Na\ 63+K\ 2)\ 65\ Ca\ 29}$	—	0,053	—
Улед-Галия	130	40	2,52	$\frac{Cl\ 65\ SO_4\ 22\ HCO_3\ 13}{(Na\ 68+K\ 1)\ 69\ Ca\ 24}$	—	0,025	—
Мелуан, источник № 1	131	39	30,5	$\frac{Cl\ 90\ SO_4\ 8}{(Na+K)\ 90\ Ca\ 9}$	—	0,91	Два источника с дебитом 20 и 0,35 л/с
Ксенна, Айн-эль-Джераб	76	43,5	5,74	$\frac{Cl\ 76\ SO_4\ 17\ HCO_3\ 10}{(Na\ 72+K\ 1)\ 73\ Ca\ 21}$	—	0,014	Пять источников, H_2S 18,5—24 мг/л
Эс-Салахин	132	42	10,9	$\frac{Cl\ 70\ SO_4\ 28}{(Na\ 85+K\ 2)\ 87\ Ca\ 10}$	7,25	0,051	Группа источников с суммарным дебитом 17,5 л/с; H_2S 44 мг/л
Бу-Акказ	133	39,5	2,77	$\frac{Cl\ 70\ HCO_3\ 20\ SO_4\ 10}{(Na\ 67+K\ 1)\ 68\ Ca\ 25}$	—	0,035	CO_2—163 мг/л
Бени-Геша	134	55	20,8	$\frac{Cl\ 85\ SO_4\ 8}{(Na\ 80+K\ 1)\ 81\ Ca\ 16}$	—	0,096	—
				Тунис			
Соллах	135	75	1,03	$\frac{Cl\ 72\ (HCO_3+CO_3)\ 23}{Na\ 67\ Mg\ 17\ Ca\ 16}$	6,9	—	Дебит 50 л/с
Айн-Атрус	136	58	11,3	$\frac{Cl\ 76\ SO_4\ 19}{(Na\ 64+K\ 2)\ 66\ Ca\ 25}$	6,3	—	Дебит 40 л/с
Айн-эль-Хаммам	137	35	1,17	$\frac{Cl\ 70\ (HCO_3+CO_3)\ 29}{Na\ 66\ Ca\ 26}$	—	—	Дебит 4 л/с
Айн-эль-Ариан	138	46	14,64	$\frac{Cl\ 88\ SO_4\ 8}{(Na\ 73+K\ 1)\ 74\ Ca\ 23}$	6,1	—	Дебит 2,5 л/с
Сейала	139	46	13,61	$\frac{Cl\ 88\ SO_4\ 9}{Na\ 91\ Ca\ 6}$	—	—	Дебит 0,75 л/с
Бени-Джедиди	140	61	19,31	$\frac{Cl\ 82\ SO_4\ 14}{(Na\ 80+K\ 1)\ 81\ Ca\ 15}$	7	—	Дебит 15 л/с
Меллег	141	42	7,9	$\frac{Cl\ 87\ (HCO_3+CO_3)\ 7}{Na\ 83\ Ca\ 12}$	7	—	Дебит 1 л/с
Салхин	142	65	28,06	$\frac{Cl\ 92\ SO_4\ 7}{Na\ 78\ Ca\ 16}$	—	—	Дебит 1,1 л/с

[1] По данным С. Гиг (Guigue, 1940; 1947), А. Джелули (Djellouli, 1969), М. Комба (Combe, 1969), М. Мулена (Moulin, 1969).

триаса. Температура воды источника 42° С, минерализация 10,9 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый (Moulin, 1969).

К третьей группе азотных терм Атласа (см. рис. 55) относятся источники Сиди Харазем, Айн-Табуда и Заид, вода которых имеет хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый и натриево-кальциево-магниевый состав (табл. 48). Температура воды изменяется от 20,5 до 39,5° С, минерализация 0,9—1,1 г/л, содержание углекислоты не превышает 0,2 г/л.

Последнюю группу азотных терм Атласа составляют источники Берруагия в Алжире и Уштата в Тунисе. Первые источники расположены в 6 км севернее одноименного городка. Здесь известны два крупных и несколько мелких выходов минеральной воды, связанных с тектоническим нарушением в окварцованных песчаниках нижнего мела. Минерализация воды около 1,3 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый (Guigue, 1947).

В Восточно-Африканской области, как и в Атласе, азотные термы развиты весьма широко. По минерализации и химическому составу они разделяются на две группы (рис. 56).

Первая группа включает источники, минерализация воды которых не превышает 2 г/л, а чаще не достигает 1 г/л. По составу вода преимущественно гидрокарбонатная натриевая (табл. 49). Как и остальные, эти источники находятся в разломах, секущих кристаллические породы докембрия. Дебиты их варьируют от долей до 20 л/с, температура воды — от 22 до 97° С. Источники этой группы образуют основную массу термопроявлений южной части области, хотя довольно широко распространены и на севере ее. В частности, сюда относятся все источники Малави, располагающиеся по западному берегу оз. Ньяса и южнее его. Минерализация воды их изменяется от 0,2 до 0,74 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый, реже гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый. Более высокой (1,2 г/л) минерализацией отличается вода источников Чивета, хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава (Kirkpatrick, 1969). Слабо минерализованные (0,1—0,23 г/л) азотные термы известны на территории Бурунди (Deelstra e. a., 1972). Температура воды их 37—47° С, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый. Несколько отличается вода источника Мабеи, находящегося в тектоническом нарушении в доломитах, состав ее гидрокарбонатно-хлоридный магниево-кальциевый.

В южной части области, в пределах Замбии и Родезии, развиты азотные термы с минерализацией воды 1,3—2 г/л преимущественно сульфатно-хлоридного и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого, натриевого или смешанного по катионам состава.

Азотные термы второй группы распространены в Восточно-Африканской области значительно слабее (см. рис. 56). Эта группа включает источники, вода которых имеет минерализацию более 2 г/л, хлоридно-сульфатный, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридно-сульфатный, хлоридный натриевый и натриево-кальциевый состав (табл. 50). Обычно они располагаются в тектонических нарушениях в породах различного состава и возраста. Дебиты источников не превышают первых литров в секунду, температура воды варьирует от 25 до 96° С. Особо следует отметить источники, находящиеся недалеко от восточного берега оз. Виктория, приуроченные, очевидно, к тектоническим нарушениям в вулканических породах палеоген-неогенового возраста (James, 1959a; Walker, 1969). Химический состав воды их гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый, весьма близкий к составу углекислых терм первой провинции. В газовом же составе этих вод преобладают азот (81,2—88,2 об. %) и гелий (9,3—17,9 об.%). Ряд источников с термальной (36—40° С) высокоминерализованной водой (7,1—36 г/л) известен в Заире. Химический и

ТАБЛИЦА 48

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНЫХ ТЕРМ АТЛАСА (ИСТОЧНИКИ ГРУПП III и IV, НА РИС. 55) [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
Группа III								
Марокко								
Сиди Харазем	144	35	0,2	0,99	$\frac{Cl\ 63\ HCO_3\ 33}{(Na\ 52+K\ 1)\ 53\ Ca\ 24\ Mg\ 23}$	7,76	0,1	Дебит пяти источников 450 л/с
Айн-Табуда	145	20,5	—	0,9	$\frac{Cl\ 47\ (HCO_3+CO_3)\ 31\ SO_4\ 22}{Na\ 48\ Ca\ 27\ Mg\ 25}$	7,3	—	—
Алжир								
Заид	146	39,5	0,176	1,1	$\frac{Cl\ 52\ HCO_3\ 42}{(Na\ 50+K\ 2)\ 52\ Ca\ 40}$	—	0,023	Дебит четырех грифонов 5 л/с
Группа IV								
Алжир								
Берруагия, источник № 1	147	38,5	0,086	1,22	$\frac{HCO_3\ 48\ Cl\ 39\ SO_4\ 13}{(Na\ 88+K\ 1)\ 89\ Ca\ 9}$	—	0,046	Группа источников
Тунис								
Уштата	148	44,5	—	0,9	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 62\ Cl\ 30}{Na\ 83\ Ca\ 11}$	—	—	Дебит 4 л/с

[1] По данным: С. Гиг (Guigue, 1940, 1947), А. Джелули (Djellouli, 1969), М. Комба (Combe, 1969).

ТАБЛИЦА 49

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНЫХ ТЕРМ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ОБЛАСТИ (ИСТОЧНИКИ ГРУППЫ I НА РИС. 55) [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Эфиопия			
Айлет	150	66	0,84	$\frac{HCO_3\ 73\ Cl\ 24}{(Na\ 89+K\ 3)\ 92}$	—	0,114	Три источника; вода радиоактивна
Ангуар	151	43,8	1,5	$\frac{HCO_3\ 65\ Cl\ 25\ SO_4\ 10}{(Na+K)\ 86\ Ca\ 11}$	—	—	Дебит 0,3 л/с
Али-Хаза	152	52,5	0,75	$\frac{HCO_3\ 53\ Cl\ 24\ SO_4\ 23}{(Na\ 82+K\ 4)\ 86\ Ca\ 10}$	—	0,105	Два источника; вода радиоактивна
Адди-Кэйих	153	24,5	0,6	$\frac{HCO_3\ 44\ SO_4\ 43\ Cl\ 13}{Ca\ 44\ Na\ 32\ Mg\ 24}$	—	—	—
Чачету	154	43	1,2	$\frac{HCO_3\ 49\ SO_4\ 31\ Cl\ 20}{(Na\ 69+K\ 2)\ 71\ Ca\ 18\ Mg\ 11}$	7,7	0,084	Дебит 0,15 л/с
Карту	155	61,5	1,0	$\frac{HCO_3\ 69\ SO_4\ 26}{Na\ 93}$	8,1	0,17	—
Боркана	156	59	0,9	$\frac{HCO_3\ 49\ SO_4\ 38\ Cl\ 13}{(Na\ 91+K\ 3)\ 94}$	8,25	0,06	Дебит 2 л/с
Тиро	157	33,5	0,4	$\frac{HCO_3\ 87\ Cl\ 8}{(Na\ 91+K\ 2)\ 93}$	9	0,1	Дебит 0,2 л/с
				Кения			
Арус	158	85	0,3	$\frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 12}{Ca\ 60\ Na\ 40}$	6,3	0,078	—
Лобои	159	31	0,5	$\frac{HCO_3\ 82\ Cl\ 10}{Na\ 73\ Ca\ 27}$	6,9	0,104	—
				Уганда			
Ихимбо	162	69	0,57	$\frac{SO_4\ 52\ Cl\ 25\ HCO_3\ 23}{(Na+K)\ 94}$	8,5	—	Дебит 4,1 л/с
Рубабу	163	57	0,8	$\frac{HCO_3\ 52\ SO_4\ 29\ Cl\ 19}{(Na\ 76+K\ 2)\ 78\ Ca\ 14}$	6,7	—	Дебит 2,5 л/с
				Бурунди			
Мабеи	164	38	0,23	$\frac{HCO_3\ 80\ Cl\ 13}{Mg\ 57\ Ca\ 35}$	7,73	0,039	Дебит несколько литров в секунду
Мвумву	165	38	0,17	$\frac{HCO_3\ 78\ Cl\ 11\ SO_4\ 10}{(Na\ 41+K\ 7)\ 48\ Ca\ 42}$	8,35	0,056	То же
Мугара	166	47	0,1	$\frac{HCO_3\ 72\ Cl\ 20}{(Na\ 42+K\ 7)\ 49\ Ca\ 43}$	6,22	0,021	Дебит 20 л/с

[1] По данным: Дж. У. Бонда (Bond, 1953); Х. Делстра и др. (Deelstra e. a., 1972), К. Дж. Диксона и У. Г. Мортона (Dixon, Morton, 1969), И. М. Киркпатрика (Kirkpatrick, 1969), Г. Б. Мофа (Maufe, 1933), У. Г. Рива (Reeve, 1969), Ч. Тоффоли (Toffoli, 1937 а, б, в), Б. Дж. Уокера (Walker, 1969), Дж. Уолша (Walsh, 1969) и «Geology, geochemistry...», 1971.

Продолжение табл. 49

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Танзания			
Утете	168	55	1,2	$\frac{HCO_3\ 49\ SO_4\ 26\ Cl\ 25}{Na\ 91\ Ca\ 5}$	7,5	0,03	Дебит 12,5 л/с; спонтанный газ: N_2 83,9; CO_2 12,4; H_2S 2,5 об. %
Мтагата	169	53	0,2	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 44\ Cl\ 27\ SO_4\ 26}{(Na\ 49+K\ 5)\ 54\ Ca\ 41}$	8,1	0,065	Дебит 5 л/с; газ: N_2 90,9; CO_2 6,4 об. %
Кондоа	171	25	0,8	$\frac{HCO_3\ 53\ Cl\ 34}{Na\ 43\ Ca\ 32\ Mg\ 25}$	7,5	0,078	Дебит 3,8 л/с; газ: N_2 91,5; CO_2 3,9 об. %
				Малави			
Чипудзи	178	32	0,74	$\frac{HCO_3\ 71\ Cl\ 23}{(Na\ 80+K\ 2)\ 82\ Ca\ 10}$	7,5	0,156	—
Манондо	179	45,5	0,68	$\frac{HCO_3\ 86\ Cl\ 18}{(Na\ 95+K\ 1)\ 96}$	8,3	0,078	Два источника
Чивета	180	78,3	1,2	$\frac{Cl\ 46\ HCO_3\ 43\ SO_4\ 11}{(Na\ 92+K\ 3)\ 95}$	7,5	0,182	Несколько источников
Мванкенджа	181	53,4	0,49	$\frac{HCO_3\ 94}{(Na\ 93+K\ 1)\ 94}$	7,8	0,091	Два источника
				Замбия			
Источники на правом берегу р. Мсанзара	182	Около 100	2,0	$\frac{SO_4\ 85\ Cl\ 15}{(Na\ 59+K\ 1)\ 60\ Ca\ 40}$	—	—	Шесть источников, вода радиоактивна
Источники севернее г. Чома	183	Высокая	1,31	$\frac{SO_4\ 83\ Cl\ 12}{(Na\ 90+K\ 5)\ 95}$	—	0,037	Суммарный дебит 18 л/с
Источник в ущелье Кариба	184	78,5	1,51	$\frac{SO_4\ 77\ Cl\ 15}{(Na\ 80+K\ 4)\ 84\ Ca\ 15}$	6,6	—	—
				Родезия			
Кавира (Шумба)	186	47,7	0,8	$\frac{Cl\ 63\ HCO_3\ 23\ SO_4\ 14}{Ca\ 45\ Mg\ 32\ Na\ 23}$	—	—	Дебит 10 л/с
Чигвадада	187	64,4	0,7	$\frac{Cl\ 66\ HCO_3\ 22\ SO_4\ 12}{Na\ 37\ Ca\ 35\ Mg\ 28}$	7,5	—	Дебит слабый
Мандаяцва	188	50	1,58	$\frac{SO_4\ 69\ Cl\ 25}{(Na\ 81+K\ 1)\ 82\ Ca\ 16}$	—	0,104	—
Лубимби	189	Высокая	1,3	$\frac{Cl\ 46\ HCO_3\ 37\ SO_4\ 17}{Na\ 90}$	—	0,123	Суммарный дебит 20 л/с
Чипизо	190	То же	1,32	$\frac{SO_4\ 71\ HCO_3\ 17\ Cl\ 12}{(Na\ 80+K\ 4)\ 84\ Ca\ 14}$	—	0,156	Несколько источников

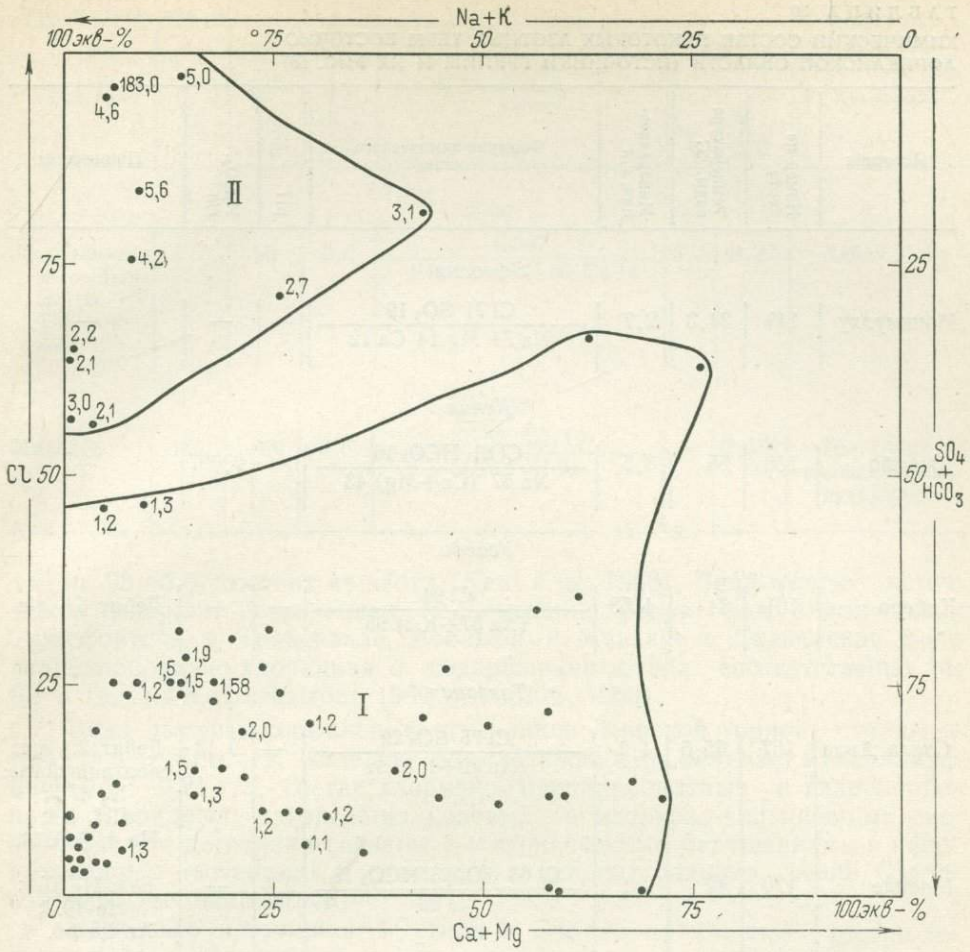


Рис. 56. График-квадрат химического состава азотных терм Восточно-Африканской гидроминеральной области (составил Р. И. Ткаченко)

Цифры у значков — минерализация воды, превышающая 1 г/л
Группы вод: I — гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и натриево-кальциевые; II — хлоридные натриевые

газовый состав воды их не изучен. Аномально высокой (183 г/л) минерализацией отличается вода источника Увинза в Танзании. Температура ее 25,5° С, состав хлоридный натриевый, растворенный газ на 94,6 об.% состоит из азота.

Чрезвычайно широко азотные термы распространены в Южно-Африканской области. Температура воды их изменяется от 24 до 80° С, минерализация ее у подавляющего числа источников слабая, состав главным образом, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, натриево-кальциевый и натриево-кальциево-магниевый (рис. 57; табл. 51). Подобные воды развиты преимущественно в восточной и южной частях области, где они в большинстве случаев связаны с разломами в докембрийских кристаллических породах, реже в других образованиях. Дебиты источников от долей литра до 9—10 л/с. Примером таких источников может служить группа Бадфонтейн, включающая семь источников, находящихся в Восточном Трансваале в долине р. Крокодиловой, притока р. Комати, к югу от Лейденбурга. Источники располагаются в тектонических нарушениях, проходящих в сланцах, лавах и туфах свиты Претория (нижний протерозой). Температура воды не превышает 28° С, минерализация 0,14—0,17 г/л,

ТАБЛИЦА 50

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНЫХ ТЕРМ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ОБЛАСТИ (ИСТОЧНИКИ ГРУППЫ II НА РИС. 56) [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Эфиопия			
Монкмуллу	149	34,3	2,7	$\frac{Cl\ 71\ SO_4\ 19}{Na\ 74\ Mg\ 14\ Ca\ 12}$	—	—	—
				Кения			
Джомбо	160	65	3,5	$\frac{Cl\ 81\ HCO_3\ 19}{Na\ 57\ (Ca+Mg)\ 43}$	—	0,097	—
				Уганда			
Киберо	161	84	4,58	$\frac{Cl\ 94}{(Na\ 87+K\ 8)\ 95}$	—	—	Дебит 6,6 л/с
				Танзания			
Скала Аида	167	65,5	4,2	$\frac{Cl\ 75\ SO_4\ 22}{(Na\ 89+K\ 3)\ 92}$	—	0,13	Дебит 2,3 л/с; спонтанный газ: N_2 87,5; CH_4 5,4; He 4,2 об. %
Мпонде	170	42	2,1	$\frac{Cl\ 63\ SO_4\ 23\ HCO_3\ 13}{Na\ 99}$	9,5	—	Газ: N_2 87,5; He 10.2; Ar 1,5 об. %
Увинза	172	25,5	183	$\frac{Cl\ 95}{(Na\ 92+K\ 2)\ 94}$	7,5	—	Газ: N_2 94,6; He 2,5; CO_2 1,7; Ar 1,2 об. %
Таква	173	38	2,1	$\frac{Cl\ 55\ SO_4\ 23\ HCO_3\ 16}{(Na\ 95+K\ 1)\ 96}$	8,5	—	Газ: N_2 87,5; He 7; CO_2 1,6; Ar 1,5; CH_4 1,1 об. %
Маджи Мото, г. Мусома	174	57	5,2	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 52\ Cl\ 37\ SO_4\ 11}{Na\ 100}$	9,5	0,13	Дебит 2,1 л/с; газ: N_2 86,3; He 9,3 об. %
Ньямози	175	37	4,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 71\ Cl\ 20}{Na\ 99}$	9,5	0,117	Дебит 0,1 л/с; газ: N_2 81,2; He 17,9 об. %
Мананка	176	27	2,4	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 54\ Cl\ 34\ SO_4\ 12}{Na\ 99}$	9,5	—	Дебит 1,6 л/с; газ: N_2 88,2; He 9,3 об. %

[1] По данным Х. Делстра и др. (Deelstra e. a., 1972), К. Дж. Диксона и У. Г. Мортона (Dixon, Morton, 1969), Г. Б. Мофа (Maufe, 1937); Ч. Тоффоли (Toffoli, 1937a), Б. Дж. Уокера (Walker, 1969), Дж. Уолша (Walsh, 1969).

Продолжение табл. 50

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Заир			
Источники мыса Банза, оз. Танганьика	177	96	5,0	$\frac{Cl\ 97}{(Na\ 82+K\ 4)\ 86\ Ca\ 14}$	6,5	0,22	Дебит 1 л/с
				Родезия			
Ниченге	185	>20	6,6	$\frac{Cl\ 83\ SO_4\ 10}{(Na+K)\ 91}$	—	0,058	Три группы малодебитных источников

газ на 98 об.% состоит из азота (Kent e. a., 1966). Вода многих источников содержит повышенные концентрации фтора. Так, в источниках Дриефонтейн в Трансваале, Лобамба и Манзане в Свазиленде вода гидрокарбонатно-хлоридная с содержанием фтора соответственно 14; 6,5 и 14,5 мг/л (Backström, 1962 б; Hunter, 1969).

Вода азотных термальных источников Капской горной страны — Брандвлей, Монтагу, Каледон, Вармватербег и др. обладает минерализацией 0,11—0,21 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый и натриево-кальциево-магниевый. Все эти источники связаны с тектоническими нарушениями в кварцитовидных песчаниках и слюдяных глинистых сланцах серии Столовой горы (верхний силур).

Несколько источников (Сутини и Эйланд на крайнем северо-востоке ЮАР и Малмсбери на юго-западе) приурочено к разломам в архейских гранито-гнейсах и гранитах. Состав воды их хлоридный натриево-кальциевый, минерализация 1,32; 1,04 и 1,17 г/л (см. табл. 51).

К смешанным по анионам щелочным термам с минерализацией воды около 1 г/л относятся источники, находящиеся в долине р. Свакоп и вблизи г. Виндхук, в центральной части Намибии. Источники выходят в поле развития сложнодислоцированных и раздробленных биотитовых сланцев докембрия, перекрытых засоленными песками и суглинками. Группа Гросс Бармен, насчитывающая 12 источников, имеет общий дебит 2,6 л/с, температура воды 41,6—69° С; минерализация 1,1 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. В воде содержится фтор в количестве от 4,9 до 9,5 мг/л, газ на 93 об.% состоит из азота, на 6 об.% из углекислоты и 1 об.% в нем составляет аргон. Абсолютное содержание CO_2 в воде варьирует от 4 до 23 мг/л, H_2S не превышает 1 мг/л. Радиоактивность воды источников Гросс Бармен и Кляйн Бармен равна соответственно 4,9 и 15,9 ед. Махе (Gevers e. a., 1963).

В западной части области отмечается несколько термальных источников (Риемвасмак, Вармбад, Оучо) с минерализацией воды от 1,4 до 3 г/л, состав ее хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый и натриево-магниево-кальциевый. Наиболее минерализована (3 г/л) вода источника Риемвасмак, находящегося на востоке ЮАР около границы с Намибией. Источник выходит в сухом русле р. Молопо из песков, под которыми залегают гнейсы докембрия, и приурочен, по-видимому, к разлому в последних. Дебит источника 0,5 л/с (Backström, 1962а).

ТАБЛИЦА 51

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНЫХ ТЕРМ ЮЖНО-АФРИКАНСКОЙ ОБЛАСТИ[1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
				Родезия			
Мвенгези	197	53	0,4	$\frac{HCO_3\ 60\ Cl\ 23\ SO_4\ 17}{Na\ 93}$	—	—	Дебит небольшой
Мутамбара	198	56	0,4	$\frac{HCO_3\ 47\ SO_4\ 27\ Cl\ 26}{(Na\ 93+K\ 2)\ 95}$	—	—	Дебит 4 л/с
Рупизи	199	62	0,4	$\frac{HCO_3\ 56\ Cl\ 33\ SO_4\ 11}{Na\ 95}$	—	0,109	Дебит 3,8 л/с
				ЮАР			
Евангелина	200	32,5	1,4	$\frac{Cl\ 57\ SO_4\ 33\ HCO_3\ 10}{(Na+K)\ 71\ Ca\ 18\ Mg\ 11}$	7,1	—	Дебит 4,2 л/с
Кляйн Чипизе	201	45,9	0,3	$\frac{HCO_3\ 51\ Cl\ 37\ SO_4\ 12}{(Na\ 84+K\ 8)\ 92}$	9,6	0,097	Дебит 6,8 л/с; газ: N_2 98,6 об. %
Чипизе	202	58,3	0,51	$\frac{Cl\ 57\ HCO_3\ 30}{(Na\ 92+K\ 1)\ 93}$	8,6	0,087	Дебит 9 л/с; газ: N_2 100 об. %
Сутини	203	43,9	1,32	$\frac{Cl\ 86\ SO_4\ 12}{Na\ 86\ Ca\ 14}$	6,8	—	Дебит 1,6 л/с
Эйланд (Летаба)	204	40,3	1,04	$\frac{Cl\ 82\ HCO_3\ 17}{(Na\ 87+K\ 2)\ 89\ Ca\ 11}$	8,2	0,128	Дебит 1,5 л/с
Дриефонтейн	205	30	0,46	$\frac{HCO_3\ 40\ Cl\ 40\ F\ 11}{(Na\ 83+K\ 1)\ 84\ Mg\ 13}$	8,7	—	Дебит 1,6 л/с
Буффелчук	206	30,6	0,63	$\frac{Cl\ 48\ HCO_3\ 43}{Na\ 83\ Ca\ 17}$	7,1	0,058	Дебит 1 л/с; газ N_2
Риффонтейн	207	29	0,87	$\frac{Cl\ 64\ HCO_3\ 36}{Na\ 93}$	7,8	—	Дебит 0,4 л/с; газ N_2
Вармбатс	208	59,9	0,41	$\frac{HCO_3\ 51\ Cl\ 36}{(Na\ 87+K\ 1)\ 88\ Ca\ 10}$	8,7	0,062	Дебит 8,3 л/с
Ричмонд	209	28	0,15	$\frac{HCO_3 54\ Cl 28\ SO_4 11\ F7}{(Na\ 74+K\ 3)\ 77\ Ca\ 23}$	8,0	0,016	Дебит 4,5 л/с
Бадфонтейн	210	25,5	0,14	$\frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 30\ Cl\ 10}{Na\ 50\ Mg\ 40\ Ca\ 10}$	8,0	—	Дебит 1,75 г/л; газ N_2
Мачадодорп	211	28,5	0,29	$\frac{HCO_3\ 60\ Cl\ 30}{(Na+K)\ 75\ Ca\ 18}$	8,3	—	Дебит 2,3 л/с; газ N_2
Бадплас	212	50	0,41	$\frac{Cl\ 69\ (HCO_3+CO_3)\ 22}{(Na\ 77+K\ 14)\ 91}$	9,0	—	Дебит 9,5 л/с
Фришгеваг	213	29,5	0,26	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 64\ Cl\ 24}{(Na+K)\ 95}$	9,5	—	Дебит 1 л/с; газ N_2
Наталь Спа	214	44,4	0,27	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 50\ Cl\ 37\ SO_4\ 13}{(Na+K)\ 94}$	—	—	Дебит 3,4 л/с
Риемвасмак	215	38,3	3,0	$\frac{Cl\ 65\ SO_4\ 26}{(Na\ 81+K\ 1)\ 82\ Ca\ 13}$	8,2	0,027	Дебит 0,52

[1] По данным Дж. У. Бекстрома (Backström, 1962а; 1962б), Т. У. Геверса и др. (Gevers e. a., 1963), Л. Э. Кента (Kent, 1949, 1961, 1969), Л. Э. Кента и др. (Kent e. a., 1961, 1966), М. Мессини и Дж. К. Ди Лолло (Messini, Di Lollo, 1957), Б. Н. Темперли (Temperley, 1964), Д. Р. Хантера (Hunter, 1969).

Продолжение табл. 51

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
Источники долины р. Тугела	216	53	1,0	$\frac{SO_4\ 58\ Cl\ 38}{(Na\ 67+K\ 1)\ 68\ Ca\ 28}$	8,2	0,073	—
Лилани	217	41,4	0,36	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 63\ Cl\ 19\ SO_4\ 18}{(Na\ 85+K\ 11)\ 96}$	8,4	0,122	Дебит 3,4 л/с
Малмсбери	218	32,9	1,17	$\frac{Cl\ 87\ HCO_3\ 7}{Na\ 85\ Ca\ 14}$	6,7	0,073	Дебит 7 л/с
Брандвлей	219	64,2	0,11	$\frac{Cl\ 19\ HCO_3\ 43}{(Na\ 55+K\ 6)\ 61\ Ca\ 32}$	6,6	—	Дебит 130 л/с
Монтагу	220	44,6	0,11	$\frac{HCO_3\ 45\ Cl\ 40\ SO_4\ 15}{(Na\ 36+K\ 8)\ 44\ Ca\ 40\ Mg\ 16}$	6,1	—	Дебит 5,3 л/с; газ N_2
Каледон	221	49	0,2	$\frac{Cl\ 50\ HCO_3\ 40\ SO_4 10}{(Na\ 41+K\ 7)\ 48\ Mg\ 28\ Ca\ 24}$	7,2	0,058	Дебит 0,1 л/с
Вармватерберг	222	45,6	0,21	$\frac{HCO_3\ 52\ Cl\ 39}{(Na+K)\ 42\ Ca\ 38\ Mg\ 20}$	7,5	0,020	Дебит 9 л/с
Мозамбик							
Либомбуш	223	24	0,32	$\frac{HCO_3\ 66\ Cl\ 34}{(Na+K)\ 76\ Ca\ 14\ Mg\ 10}$	—	0,050	—
Свазиленд							
Лобамба	224	52,2	0,15	$\frac{HCO_3\ 61\ Cl\ 16\ F\ 16}{Na\ 77\ Mg\ 23}$	8,4	—	Дебит 1 л/с; F 6,5 мг/л
Эзулвени 1	225	46	0,2	$\frac{HCO_3\ 68\ Cl\ 16\ SO_4\ 10}{(Na\ 74+K\ 3)\ 77\ Ca\ 21}$	7,3	0,086	Дебит 5,3 л/с; состав газа: N_2 93,7; He 4,7 об. %
Манзане	226	33,3	0,27	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 46\ Cl\ 24\ F\ 23}{(Na+K)\ 100}$	9,65	—	Дебит 0,8 л/с; F 14,5 мг/л
Сипофанени	227	40	0,44	$\frac{Cl\ 65\ (HCO_3+CO_3)\ 28}{(Na\ 94+K\ 2)\ 96}$	8,7	0,109	Дебит 1,8 л/с; состав газа: N_2 81,8; He 5,54 об. %
Намибия							
Гросс Бармен	228	65	1,1	$\frac{SO_4\ 43\ HCO_3\ 32\ Cl\ 24}{(Na\ 91+K\ 3)\ 94}$	7,45	0,104	Дебит 2,6 л/с
Кляйн Бармен	229	62	1,05	$\frac{HCO_3\ 40\ SO_4\ 36\ Cl\ 20}{(Na\ 92+K\ 3)\ 95}$	7,65	0,136	Дебит 1,2 л/с
Оканду	230	38	0,99	$\frac{Cl\ 40\ SO_4\ 29\ HCO_3\ 29}{(Na\ 88+K\ 2)\ 90}$	8,1	0,110	Дебит 1 л/с
Виндхук	231	80	0,8	$\frac{HCO_3\ 40\ SO_4\ 40\ Cl\ 20}{(Na\ 68+K\ 19)\ 87}$	—	0,180	—
Вармбад	232	37,5	2,2	$\frac{Cl\ 61\ SO_4\ 35}{(Na\ 73+K\ 1)\ 74\ Ca\ 24}$	—	0,140	—
Оучо	233	46	1,8	$\frac{Cl\ 57\ SO_4\ 31\ HCO_3\ 12}{(Na\ 48+K\ 14)\ 62\ Mg\ 26\ Ca\ 12}$	—	0,062	—

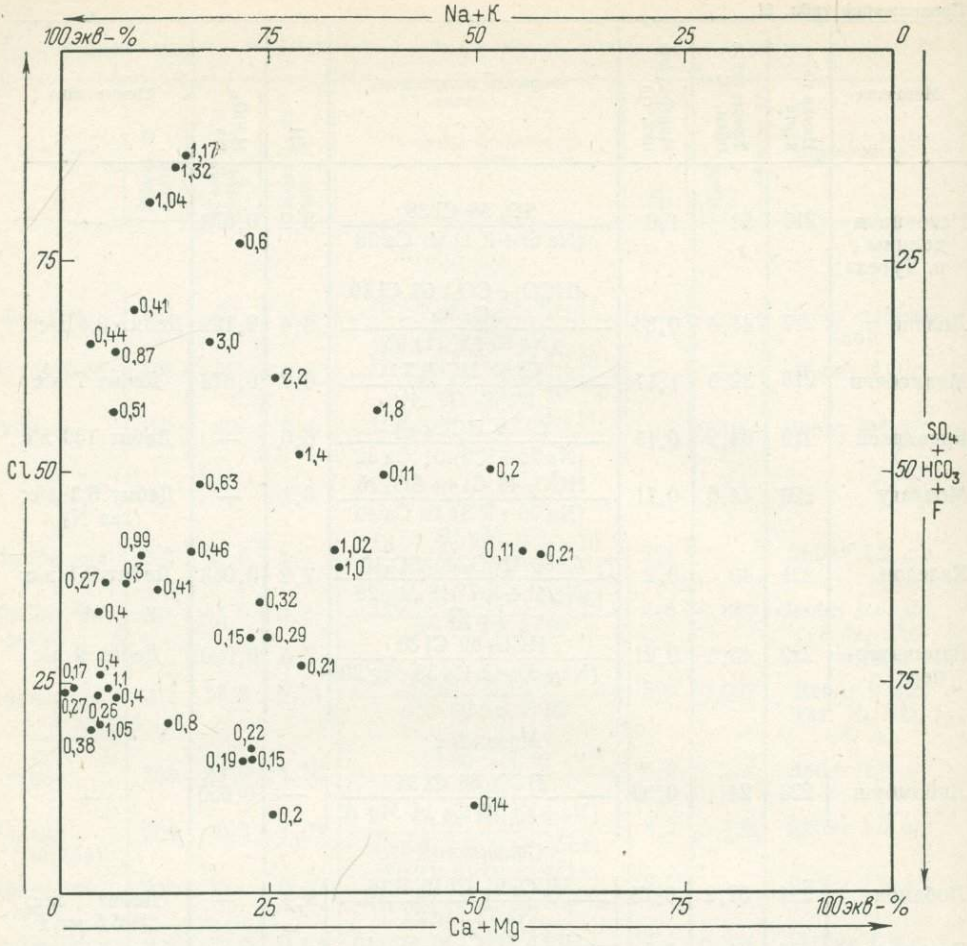


Рис. 57. График-квадрат химического состава азотных терм Южно-Африканской гидроминеральной области (составил Р. И. Ткаченко)
Цифры у значков — минерализация воды

Своеобразен состав воды источников долины р. Тугела около г. Кранскоп в Натале, в котором ведущая роль принадлежит сульфат-иону. Источники располагаются в мощной брекчированной зоне в докембрийских амфиболитах и гнейсах, сопровождающейся сульфидной минерализацией и наличием жил кальцита (Gevers, 1943).

На Мадагаскаре азотные термы распространены почти на всей территории. Температура воды их изменяется от 27 до 70° С, минерализация — от 0,2 до 3,72 г/л (табл. 52). В отличие от аналогичных терм Южно-Африканской области основная роль принадлежит обычно сульфат-иону, а гидрокарбонат-, карбонат- и хлор-ион присутствуют в подчиненных количествах. Состав натриевый и натриево-кальциевый, в отдельных случаях кальциево-натриевый. Эти термы приурочены в основном к тектоническим нарушениям в докембрийских кристаллических породах, относящихся преимущественно к так называемой Графитовой серии. Ряд источников на восточном побережье юга Мадагаскара имеет воду гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава с минерализацией 0,2—0,32 г/л. В западной части острова находится несколько термальных источников с водой хлоридно-сульфатного натриевого состава при минерализации 1,6—3,6 г/л, связанных с тектоническими нарушениями в морских образованиях пермо-триаса.

ТАБЛИЦА 52

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ АЗОТНЫХ ТЕРМ МАДАГАСКАРА [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
Седжос, о. Нуси-бе	234	30	3,65	$\frac{Cl\ 72\ HCO_3\ 28}{(Na\ 71+K\ 4)\ 75\ Mg\ 15\ Ca\ 10}$	7	—	—
Бециака	235	70	1,36	$\frac{SO_4\ 49\ Cl\ 30\ (HCO_3+CO_3)\ 21}{(Na\ 77+K\ 3)\ 80\ Ca\ 20}$	—	0,114	Дебит 0,8 л/с
Мангидрану южный	236	38	0,48	$\frac{SO_4\ 61\ (HCO_3+CO_3)\ 28\ Cl\ 11}{(Na\ 87+K\ 2)\ 89\ Ca\ 9}$	7,2	0,095	Дебит небольшой
Андранумафана Андезите	237	53	2,5	$\frac{Cl\ 76\ SO_4\ 21}{Ca\ 59\ Na\ 41}$	—	0,075	—
Андранумафана Малайлай	238	50	1,82	$\frac{SO_4\ 54\ Cl\ 32\ (HCO_3+CO_3)\ 14}{Na\ 86\ Mg\ 14}$	—	0,088	—
Эманафана Икупа	239	42	0,41	$\frac{SO_4\ 86\ (HCO_3+CO_3)\ 14}{Na\ 61\ Ca\ 39}$	6,8	0,065	—
Анцирава-сукали	240	27	3,72	$\frac{SO_4\ 60\ Cl\ 22\ (HCO_3+CO_3)\ 18}{Na\ 92\ Ca\ 8}$	—	0,116	Три источника с небольшим дебитом
Бетафо	241	55	0,3	$\frac{SO_4\ 54\ (HCO_3+CO_3)\ 28\ Cl\ 18}{Na\ 73\ Ca\ 25}$	—	0,034	CO_2 66 мг/л
Ранумафана Амбатуфинандрахана	242	40	0,7	$\frac{SO_4\ 85\ HCO_3\ 8}{Ca\ 50\ (Na\ 43+K\ 2)\ 45}$	—	0,091	—
Амбарарата-мамаву	243	39	0,3	$\frac{SO_4\ 70\ HCO_3\ 19\ Cl\ 11}{(Na\ 70+K\ 11)\ 81\ Ca\ 19}$	7,1	0,039	—
Мафана	244	52	0,4	$\frac{SO_4\ 68\ HCO_3\ 23}{(Na\ 86+K\ 5)\ 91\ Ca\ 9}$	7,9	0,078	—
Ранумафана в верховьях р. Намуруна	245	47,5	0,23	$\frac{SO_4\ 57\ HCO_3\ 34}{(Na\ 93+K\ 2)\ 95\ Ca\ 5}$	7,6	0,055	Много источников с дебитами от 0,7 до 1,8 л/с; N_2 97,55 об. %; H_2S от 47,6 до 51 мг/л
Намаранцандри	246	70	0,6	$\frac{SO_4\ 64\ HCO_3\ 27}{Na\ 94}$	7,6	—	Дебит 0,3 л/с

[1] По данным А. Безери (Besairie, 1959).

Продолжение табл. 52

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	Примечания
Вохицара	247	40	0,22	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 51\ Cl\ 29\ SO_4\ 20}{Na\ 89}$	7,1	0,056	Дебит 1 л/с
Царафасина	248	72	0,26	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 50\ Cl\ 39\ SO_4\ 11}{(Na\ 78+K\ 2)\ 80\ Mg\ 17}$	7,9	—	—
Брискавиль	249	70	0,32	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 62\ SO_4\ 35}{(Na\ 77+K\ 18)\ 95}$	8	—	Дебит 12 л/с
Бетамбурака	250	60	0,31	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 89\ Cl\ 18}{Na\ 93}$	7,5	0,105	Дебит высокий
Ранумафана Фанези	251	45	0,3	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 72\ SO_4\ 26}{(Na\ 78+K\ 4)\ 82\ Mg\ 13}$	—	0,091	Дебит 0,04 л/с
Ранумафана Бевахо	252	Высокая	1,0	$\frac{SO_4\ 53\ (HCO_3+CO_3)\ 33\ Cl\ 14}{Na\ 94}$	—	0,051	—
Ранумафана Махариву	253	45	1,6	$\frac{Cl\ 45\ (HCO_3+CO_3)\ 34\ SO_4\ 21}{(Na\ 96+K\ 2)\ 98}$	—	0,062	Дебит 1 л/с
Ранумай	254	45	3,6	$\frac{Cl\ 70\ SO_4\ 27}{(Na\ 66+K\ 2)\ 68\ Ca\ 29}$	6,6	0,014	—
Андранумибока	255	Высокая	2,2	$\frac{Cl\ 68\ SO_4\ 26}{(Na\ 94+K\ 1)\ 95}$	7,3	0,045	—

Выделяется термальный источник Седжос на южном берегу о. Нуси-Бе. Минерализация воды 3,65 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниево-кальциевый. На формирование воды источника влияет, вероятно, подток морских вод.

Несколько азотных термальных источников известно также в Камеруне (см. рис. 53, № 256), где они приурочены к верхнемеловым песчаникам, перекрывающим докембрийские граниты. Дебиты источников 1—2 л/с, минерализация 0,5—0,6 г/л, состав воды одного из источников — Рабамду следующий (Chatonier, Lassere, 1960):

$$M\,0{,}6\ \frac{SO_4\ 83\ Cl\ 12}{Na\ 68\ Ca\ 29}.$$

В Западной Нигерии, примерно в 25 км восточнее г. Илеши, находится группа источников Икогоси, включающая шесть выходов воды с температурой от 35 до 36,5° С. Приурочены они к разлому в докембрийских гранитах (см. рис. 53, № 257). Минерализация воды всех источников около 0,1 г/л, типовой состав следующий:

$$M\,0{,}1\ \frac{HCO_3\ 90\ Cl\ 10}{Mg\ 60\ Ca\ 31}.$$

Содержание H_2SiO_3 в воде источников изменяется от 12 до 30 мг/л (Rogers e. a., 1969).

IV. Провинция азотных, азотно-метановых и метановых вод в осадочном чехле внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов. Эта провинция занимает почти половину территории Африканского континента. Распределение различных типов минеральных вод этой провинции подчинено в основном общей для них вертикальной зональности в изменении химического состава подземных вод, заключающейся в смене по мере увеличения глубин залегания водоносных горизонтов слабоминерализованных гидрокарбонатных и сульфатных вод высокоминерализованными хлоридными.

По газовому составу эти воды разделяются на азотные, азотно-метановые и метановые. Азот имеет главным образом атмосферное происхождение и в значительно меньшей степени биохимическое. Образование метана в водах связано с современными или более древними биохимическими процессами, обусловленными наличием в породах рассеянного органического вещества.

Закономерности распространения этих вод и условия формирования их химического состава подробно рассмотрены в главах III и IV, поэтому здесь основное внимание уделяется их температурному режиму.

По особенностям геологичекого строения и характеру распространения теплового потока отрицательные тектонические структуры континента, представляющие внутренние области питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов, подразделяются на платформенные синеклизы, периокеанические прогибы, межгорные и предгорные впадины складчатых зон и грабены рифтовой зоны.

Первые из них характеризуются большими мощностями осадочного покрова, достигающими нескольких тысяч метров. Принимая в среднем для таких структур величину теплового потока 1,0—1,1 мккал/(с·см^2) и геотермический градиент 1,5—2,5°/100 м (Смирнов, 1968), можно считать, что их тепловой потенциал сравнительно невысок, но температура на глубине 3000 м в разных районах колеблется от 45 до 75° С. В связи с этим нами в пределах синеклиз выделяются бассейны термальных вод, существование которых в ряде случаев подтверждается фактическими наблюдениями.

В Алжиро-Тунисском артезианском бассейне пластовые термальные воды вскрыты в его северо-восточной части на глубине 800—1000 м в меловых отложениях (Arnold e. a., 1973; Clarke, Jones, 1972). Температура воды 44—68° С, минерализация 1,5—4,6 г/л, состав преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный, по катионам смешанный. Глубже, в водоносных горизонтах пермо-триаса, девона и кембрия, развиты рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией 340—370 г/л и температурой 70° С и выше. В этом артезианском бассейне отмечаются и естественные выходы на поверхность термальных пластовых вод, приуроченные к системе нарушений Южно-Атласского регионального разлома, проходящего по северной окраине бассейна (окрестности Гафсы, Хаммы, соленого озера Джерид). Это воды нижнемелового комплекса, имеющие минерализацию 2—7,5 г/л, увеличивающуюся лишь в районе Гафсы до 16,8 г/л; температура воды 37—50° С. Дебиты отдельных источников и их групп часто значительны и изменяются от 40 до 400 л/с (Djellouli, 1969). Как видно из табл. 53, состав воды сложный, хотя в нем преобладают хлориды натрия. Повышенная минерализация воды в источниках вблизи Гафсы позволяет связать их генезис с соленосными отложениями триаса.

В Каирском бассейне термальные воды приурочены к мощной толще отложений Нубийской серии. Пресные и слабосолоноватые воды с температурой до 35—40° встречены до глубины 700—800 м преимущественно в южной и центральной его частях. Дебиты скважин достигают 30—100 л/с.

ТАБЛИЦА 53

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ НЕКОТОРЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛЖИРО-ТУНИССКОГО И КАИРСКОГО БАССЕЙНОВ [1]

Источник	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Примечания
Алжиро-Тунисский бассейн					
Сиди-Айн-Зарук, г. Гафса	258	28	16,83	$\frac{Cl\ 85\ SO_4\ 14}{(Na+K)\ 79\ Ca\ 15}$	Дебит 40 л/с
Хаммат-эль-Джарид, группа	259	39—4	7,5	$\frac{Cl\ 68\ SO_4\ 31}{(Na+K)\ 52\ Ca\ 30\ Mg\ 18}$	Дебит 150 л/с
Уэд-эль-Хамма, группа	260	37—50	3,3	$\frac{Cl\ 42\ SO_4\ 38\ (HCO_3+CO_3)\ 20}{(Na+K)\ 62\ Ca\ 26\ Mg\ 12}$	Дебит 95 л/с
Каирский бассейн					
Айн-эль-Балад, оазис Фарафра	261	28,5	1,82	$\frac{Cl\ 57\ HCO_3\ 27\ SO_4\ 16}{Mg\ 55\ (Na+K)\ 36}$	Дебит 5,5 л/с
Айн-Ашур, оазис Харга	262	30	0,43	$\frac{Cl\ 91\ SO_4\ 7}{(Na+K)\ 76\ Ca\ 17}$	—
Хелуан, Новый источник	263	26,5	5,08	$\frac{Cl\ 79\ SO_4\ 19}{(Na+K)\ 62\ Mg\ 20\ Ca\ 18}$	Дебит 5,5—13,3 л/с
Хелуан, Серный источник	264	31,6	6,2	$\frac{Cl\ 78\ SO_4\ 17}{(Na+K)\ 68\ Ca\ 15\ Mg\ 13}$	Дебит 3—9,4 л/с
Айн-эль-Райян	265	18	4,55	$\frac{Cl\ 65\ HCO_3\ 18\ SO_4\ 17}{(Na+K)\ 64\ Ca\ 24\ Mg\ 12}$	Состав газа: CH_4 90 об. %; дебит выделяющегося газа 0,016 л/с
Айн-Фарис, оазис Гара	266	23,5	6,2	$\frac{Cl\ 72\ SO_4\ 24}{(Na+K)\ 62\ Ca\ 20\ Mg\ 18}$	—
Ситра, Южная Каттара	267	20	4,85	$\frac{Cl\ 89\ SO_4\ 9}{(Na+K)\ 67\ Ca\ 20}$	—

[1] По данным А. Джелули (Djellouli, 1969) и Дж. М. Эль-Рамли (El Ramly, 1969).

В направлении к Средиземному морю при погружении пород на глубину более 2000—3000 м температура повышается до 60—80° С, одновременно возрастает минерализация и изменяется химический состав. Так, в оазисе Каттара воды, вскрытые в интервале 1800—2600 м, имеют минерализацию (по хлористому натрию) 17—120 г/л и хлоридный натриево-кальциевый состав (Химида, 1964). Воды нижнего мела, опробованные к юго-западу от Мобарана, по данным Н. З. Бишая, на глубинах 3150—3500 м имеют минерализацию 160,8—201,8 г/л и тот же состав.

С зонами разломов, секущих осадочные отложения нижнего мела (Нубийская серия), верхнего мела и палеоген-неогена, связаны выхо-

ды ряда источников. Вода последних в оазисах Харга, Дахла, Фарафра имеет, как правило, минерализацию до 2 г/л и хлоридный натриево-кальциевый, реже хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный магниево-натриевый состав. Минерализация воды источников, связанных с более глубокими горизонтами, достигает 4,5—6,2 г/л, состав ее хлоридно-сульфатный или хлоридно-гидрокарбонатный, по катионам смешанный. Из газов в ней отмечаются сероводород и метан (Хелуан, Вади-Эль-Райян). В воде источников оазиса Сива, связанных с отложениями миоцена, обнаружен бром в количестве от 1,9 до 10,7 мг/л. Температура воды на выходе достигает 26,5—40° С. Характерно, что в зонах разломов она примерно на 10° С выше, чем в источниках и скважинах, располагающихся вне этих зон (El Ramly, 1969).

В Мурзукском бассейне термальные воды приурочены к водоносным комплексам силура, девона и нижнего мела. Об их температуре, минерализации и химическом составе можно судить по данным многочисленных источников и скважин в оазисах Шати, Бу-Ани и др. Так, в первом из них температура воды силурийских отложений 33,6° С, минерализация до 0,3 г/л, состав сульфатно-хлоридный. На глубине более 1000—1500 м, характерной для центральной части бассейна, очевидно, можно встретить воду с более высокой температурой и минерализацией, приближающейся к минерализации рассолов.

Мали-Нигерский бассейн содержит значительные ресурсы термальных вод в отложениях верхнего карбона, юры, нижнего и верхнего мела. В этом бассейне отмечается рост температуры воды от 35—36° С на глубине 180—380 м в отложениях сенона до 54° С на глубине 950—1550 м в образованиях юры — верхнего карбона. Геотермический градиент, по данным Б. В. Графского, для бассейна равен 1,1—1,6°/100 м. Минерализация воды менее 10 г/л, состав сульфатный и сульфатно-хлоридный натриевый и кальциевый.

В соседнем Чадском бассейне в континентальных отложениях кайнозоя встречены воды с температурой 31—40° С и минерализацией 0,3—0,5 г/л (Кларк, Барнес, 1968).

Расположенные в Центральной и Южной Африке артезианские бассейны Конго и Калахарийский изучены крайне слабо. Однако значительная мощность отложений верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, составляющих осадочный чехол бассейнов, позволяет предполагать наличие в них на больших глубинах высокотермальных пластовых вод. Это подтверждают и данные бурения скважин в долине Авоба, в районе Большого Намаквaленда, вскрывших в песчаниках свиты Экка на глубине 166 м солоноватые воды с температурой 32—33,7° С (Kent, 1949).

Синеклиза Карру, находящаяся на крайнем юге континента, сложена отложениями одноименной системы (верхний карбон — нижняя юра) общей мощностью 3—5 км — тиллитами, песчаниками, эффузивами, известняками. Термальные воды, сформировавшиеся в этих породах, характеризуются невысокой (до 10 г/л) минерализацией и хлоридным натриевым составом (табл. 54). Скважина в Самбоккраале, около Бофорт-Уэста, вскрыла воды на глубине 2975, 3029 и 3206 м в трещиноватых тиллитах с температурой на изливе соответственно 65,6; 43,3 и 46,1° С, а на забое 93,3° С (глубина неизвестна). Скважина в Одендалсрюсе, к западу от Блумфонтейна, встретила термальную воду на глубине 1434 м в трещиноватой зоне габбро-норитов Бушвельдского комплекса под тиллитами серии Двайка. Температура ее на изливе составляла 37,2° С, минерализация 8,48 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый.

Проявления глубинных термальных вод на поверхности в этом бассейне связаны с зонами дизъюнктивных нарушений или с контактами долеритовых даек, секущих отложения системы Карру. Вода источников имеет минерализацию от 0,18 до 2,28 г/л и температуру от 27,7 до 36,9° С. По составу выделяются хлоридные и гидрокарбонатно-хлорид-

ТАБЛИЦА 54

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ НЕКОТОРЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ И СКВАЖИН СИНЕКЛИЗЫ КАРРУ[1]

Источник, скважина	Номер на карте	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Примечания
			Источники		
Аливал-Норт	268	36,9	1,12	$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 77\ Ca\ 20}$	Дебит 44 л/с; газ: CH_4 55,2; N_2 36 об. %
Флорисбад	269	29,8	2,28	$\frac{Cl\ 96}{(Na+K)\ 87\ Ca\ 13}$	Дебит 15,5 л/с; газ: CH_4 87,2; N_2 17,3 об. %
Род Вол	270	30	0,32	$\frac{HCO_3\ 71\ Cl\ 19}{(Na+K)\ 88\ Ca\ 10}$	Дебит 3 л/с
Бадсфонтейн	271	30	0,5	$\frac{Cl\ 85\ HCO_3\ 9}{(Na+K)\ 81\ Ca\ 17}$	Дебит 2,7 л/с
Краддок	272	31,3	0,2	$\frac{(HCO_3+CO_3)\ 50\ Cl\ 32\ SO_4\ 18}{(Na+K)\ 89\ Ca\ 8}$	Дебит 0.9 л/с; газ: CH_4 83,4; N_2 16,6 об. %
Форт-Бофорт	273	27,7	0,52	$\frac{Cl\ 67\ (HCO_3+CO_3)\ 15}{(Na+K)\ 90\ Ca\ 7}$	Дебит 0,9 л/с; газ: CH_4 100 об. %
			Скважины		
Одендалсрюс	274	37,2 на изливе	8,48	$\frac{Cl\ 84\ SO_4\ 15}{(Na+K)\ 83\ Ca\ 16}$	Дебит 2,4 л/с; глубина 1410 м
Самбокрааль	275	65,6 на изливе 93,3 на глубине >3206 м	6,46	$\frac{Cl\ 93\ HCO_3\ 5}{(Na+K)\ 95}$	Дебит 3,8 л/с; газ CH_4

[1] По данным Л. Э. Кента (Kent, 1949, 1969).

ные, реже хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды. В газовом составе их преобладает метан.

Для мезозойских периокеанических прогибов и впадин (Тарфая, Сенегальской, Камеруно-Габонской, Намибской, Сомалийской, Танзанийской, Мадагаскарской) характерны геотермические градиенты 1,5—2,5° С/100 м, что обусловливает прохождение изотермы в 100° на глубинах 4—7 км.

Слабая гидрогеологическая изученность глубоких частей разреза осадочных отложений, выполняющих эти прогибы и впадины, позволяет лишь частично охарактеризовать их термальные воды. Например, в Сенегальском бассейне в отложениях маастрихта вскрыты воды с температурой 27—40° С. Они пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 3 г/л, гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые (Audibert, 1966). В Нигерийском бассейне скважина в Бона в верхнемеловых отложениях на глубине 300 м вскрыла

пресные воды, температура которых составила 47° С (Archambault, 1960). В дельте р. Нигер температура подземных вод по данным бурения нефтяных скважин возрастает от 27° С у поверхности земли до 38° С на глубине 470 м (Rogers e. a., 1969). Термический режим подземных вод в артезианских бассейнах восточного побережья практически не изучен. В пределах Мадагаскарского района, в Мадзунгском и Мурундавском бассейнах на западном побережье острова, термальные воды широко развиты почти по всему разрезу осадочных отложений, что связано, по-видимому, с активной неоген-четвертичной вулканической деятельностью. Тепловой поток здесь отличается повышенным значением по сравнению с остальными мезозойскими прогибами, а геотермический градиент в отдельных пунктах достигает 5°/100 м.

Межгорные впадины и предгорные прогибы Атласской и Капской горных областей выполнены толщами мезо-кайнозойских отложений мощностью до 2—6 км. Средние значения теплового потока невысокие — порядка 1,2 мккал/(с·см²), геотермический градиент 1,5—2,5°/100 м. Наличие в них термальных вод подтверждается данными бурения, а также многочисленными проявлениями этих вод в зонах разломов в окраинных частях бассейнов.

Наиболее напряженным тепловым режимом отличаются рифтовые зоны Красного моря и Восточной Африки. Подземные воды в отложениях палеозоя и мезозоя, распространенные на побережье Красного моря на глубине 900—1000 м, имеют температуру 65—70° С, минерализацию до 288 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый. Термальные воды в грабенах Восточно-Африканской рифтовой зоны приурочены к толще осадочно-вулканогенных образований неоген-четвертичного возраста мощностью до 3000 м. Воды этих структур, как свидетельствуют данные бурения вблизи озер Катве, Найваша, Ханнингтон и др., отличаются высокой температурой. Так, в окрестностях оз. Найваша на глубине 493 м вскрыты воды с температурой 99° С, а на глубине 927 м — перегретые воды с температурой 202,4° С. На отдельных участках даже при неглубоком бурении встречались перегретые воды.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ СУБАКВАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Минеральные и термальные воды, судя по особенностям геологического строения и приведенному выше описанию субмаринных артезианских бассейнов, окружающих африканский материк, развиты, очевидно, в большинстве из них. Однако проявления этих вод пока удалось установить лишь в глубоких впадинах дна Красного моря.

Термальные и минеральные воды Красноморского бассейна. Красноморский субмаринный бассейн, начиная с 1948 г., когда его впервые посетила шведская экспедиция на судне «Альбатрос», неоднократно исследовался экспедициями других стран. В результате этих исследований в пределах наиболее погруженной части рифтовой зоны выявлено 13 впадин различных размеров, содержащих термальные рассолы (Backer, Schoell, 1972). Из них к наиболее крупным, рассолы которых имеют наиболее высокую температуру и которые в связи с этим представляют наибольший интерес и подверглись всестороннему изучению, относятся впадины Атлантис II, Чейн и Дискавери (рис. 58).

Поверхность раздела с разной плотностью воды во впадинах установлена на глубине около 2000 м, а очертания их определяются изобатой 1900 м. Наиболее северная и наиболее крупная из них впадина Атлантис II, имеющая максимальную глубину 2170 м. К югу от нее располагается впадина Чейн глубиной около 2066 м. Западнее находится округлая впадина Дискавери, максимальная глубина которой 2220 м. Об-

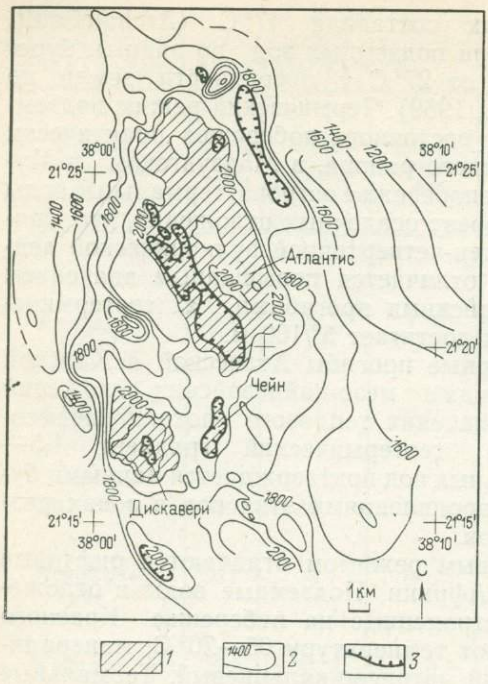


Рис. 58. Схематическая батиметрическая карта района термальных, сильно минерализованных вод в Красном море (Росс и др., 1974)

1 —участки распространения термальных вод; *2* — изобаты; *3* — контуры наиболее погруженных частей впадин

щая площадь всех впадин примерно 70 км², что составляет 0,016% общей площади Красного моря и примерно 0,003% его объема.

Магнитометрические измерения, выполненные в Красном море, показали, что впадины с термальными рассолами располагаются в пределах осевого пояса магнитных аномалий. По данным гравиметрических исследований район впадин подстилается осадочными породами, эвапоритами и пирокластами, плотность которых равна 2,31—2,43 г/см³. Мощность этих толщ в осевой зоне моря около 1 км, а в стороны от нее увеличивается до 7 км. Наличие эвапоритов, осадочных и вулканогенных пород во впадине Красного моря было подтверждено затем скважинами, пробуренными в различных его частях. Разрезы приведены в описании Красноморского субмаринного артезианского бассейна.

Измерения термических градиентов в осадках впадины Атлантис II показали колебание их от +3,78 до —0,87° С/м. Это свидетельствует как о поступлении тепла из осадка в вышележащие воды, так и, наоборот, о поступлении тепла из воды в осадок. Тепловой поток во впадине Атлантис II составляет 15—20 мккал/ (с·см²), за пределами впадины он изменяется от 1,5 до 8,0 мккал/(с·см²), а на дне океанов в различных районах мира равен примерно 1 мккал/(с·см²).

Осадки впадин Чейн и Дискавери, залегающие ниже термальных рассолов, имеют меньшую температуру, чем рассолы. Это дало основание для предположения, что в указанные впадины рассолы перелились из впадины Атлантис II через разделяющие их седловины, располагающиеся на глубине соответственно 2009 и 1980 м.

Наблюдения за потерями тепла рассолами показали, что в настоящее время средний тепловой поток во впадине Атлантис II должен быть равен 80 мккал/(с·см²) или больше. Такое количество тепла поступает во впадину, очевидно, в результате интенсивной разгрузки высоконагретых рассолов через локальные каналы. В прошлом эта разгрузка осуществлялась, по-видимому, через разные промежутки времени, совпадавшие с землетрясениями и излияниями базальтов. Наиболее интенсивное поступление рассолов, когда объем их превысил объем впадины Атлантис II и они переливались из нее в соседние впадины, происходило в более раннюю эпоху. В настоящее время поступление термальных растворов является незначительным.

Во впадине Атлантис II главное скопление термальных вод начинается на глубине 2042 м, температура их здесь составляет 56,5° С, соленость 257‰. На такой же глубине располагаются рассолы во впадине Дискавери, температура их равна 44,7° С, соленость аналогична со-

ТАБЛИЦА 55

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ КРАСНОГО МОРЯ И ВОДЫ ОКЕАНА (Г/КГ)

Ионы	Впадина Атлантис II	Впадина Дискавери	Впадина Чейн	Вода океана
Na^+	92,60	93,05	24,0	10,76
K^+	1,87	2,14	0,78	0,39
Ca^{2+}	5,15	5,12	1,18	0,41
Mg^{2+}	0,76	0,81	1,42	1,29
Sr^{2+}	0,04	0,04	0,01	0,008
Cl^-	156,03	155,3	41,9	19,35
Br^-	0,13	0,12	0,08	0,066
SO_4^{2-}	0,84	0,70	2,81	2,71
HCO_3^-	0,14	0,03	—	0,72
Si	0,03	0,003	—	0,004
Fe	0,08	0,003	—	0,00002
Mn	0,08	0,05	0,005	0,00001
Zn	0,005	0,0008	—	0,000005
Cu	0,0003	0,0001	—	0,00001
Co	0,0002	0,0001	—	—
Pb	0,0006	0,0002	—	0,000004
Ni	—	0,0003	—	0,0000001
Соленость	257,76	257,37	72,19	35,71
Температура, °С	56,5	44,7	29,1	—
Плотность	1,178	1,183	—	1,03

лености воды впадины Атлантис II. Во впадине Чейн температура рассолов на глубине 2042 м уменьшается до 34° С, а соленость до 72‰.

Химический состав термальных рассолов Красного моря в сравнении со средним составом воды океана приведен в табл. 55.

Формулы состава рассолов

Атлантис II

$$M\ 257{,}8\ \frac{Cl\ 100}{(Na\ 91 + K\ 1)\ 92\ Ca\ 6}\ T\ 56{,}5^\circ\ C$$

Дискавери

$$M\ 257{,}4\ \frac{Cl\ 100}{(Na\ 92 + K\ 1)\ 93\ Ca\ 6}\ T\ 44{,}7^\circ\ C$$

Чейн

$$M\ 72{,}7\ \frac{Cl\ 95\ SO_4\ 5}{(Na\ 84 + K\ 2)\ 86\ Mg\ 9\ Ca\ 5}\ T\ 29{,}1^\circ\ C.$$

Из табл. 55 и формул видно, что рассолы всех впадин хлоридные натриевые. Концентрации главных и второстепенных компонентов в них разнятся весьма существенно (особенно, в рассолах впадины Чейн). Содержание рудных элементов в рассолах более высокое, а магния и сульфат-иона ниже, чем в океанической воде.

В осадках впадин Атлантис II и Дискавери установлены такие рудные элементы, как железо, марганец, цинк, медь, кобальт, свинец и никель, при этом содержание их здесь значительно выше, чем в морской воде. Указанные металлы находятся в осадках в виде сульфидов, характерных для сульфидных жильных месторождений железа, цинка, меди и свинца малой и умеренной глубинности (марказит, халькопирит, марматит и др.). Однако в связи с особенностями разгрузки рудоносных растворов и состава рудовмещающих пород рудоносные растворы не дают жильных тел, а образуют рассеянную вкрапленность в пластах осадков.

Изучение изотопного состава органических остатков, встреченных в осадках впадин с термальным рассолами, показало, что уровень

Красного моря за последние 80 тыс. лет не был постоянным. В режиме его за это время выделяются четыре периода высокого стояния и столько же периодов низкого, сопровождавшихся соответствующим изменением солености воды (высокой при низком уровне, нормальной для морской воды при высоком). Понижение уровня происходило в периоды оледенения, повышение — в межледниковье (Эмери и др., 1974).

Радиоуглеродным анализом осадков рассолоносных впадин установлено, что наиболее поздняя крупная фаза гидротермальной деятельности и рудоотложения началась примерно 12 тыс. лет назад и продолжается до сих пор. Это подтверждается и данными изучения изотопного состава свинца (Купер, Ричардс, 1974).

Общие запасы руды в верхних десяти метрах осадков во впадине Атлантис II в пересчете на твердое вещество составляют около 83 млн. т. Ниже также залегают рудоносные осадки, мощность которых может колебаться от 20 до 100 м. Кроме основных компонентов минерализации в рудах в виде мелких примесей установлены кобальт, никель, кадмий, мышьяк, олово, германий, висмут, индий и ртуть. Несмотря на значительные размеры образованного современными растворами месторождения, промышленное значение его пока не установлено.

Наличие очага разгрузки термальных подземных вод на дне Красного моря наряду с большой глубиной Красноморского рифта, выполненного мощной толщей вулканогенных и осадочных образований, позволяет предположительно выделить в его пределах крупный субмаринный бассейн термальных подземных вод. Такой же бассейн, очевидно, имеется в Аденском рифте, являющемся естественным продолжением Красноморского.

Происхождение и формирование химического состава минеральных и термальных вод. Происхождение и формирование подземных вод зон застойного и затрудненного водообмена артезианских бассейнов, составляющих четвертую провинцию природных минеральных и термальных вод материка, рассмотрено в главах III и IV. Поэтому здесь более подробно будут освещены некоторые вопросы генезиса вод, распространенных в первых трех провинциях.

Сероводородно-углекислые, азотно-углекислые и углекислые термы областей современного вулканизма связаны с перегретыми эманациями, выделяющимися из магматических очагов.

Сероводородно-углекислые термы, приуроченные к кратерам и склонам вулканических аппаратов, формируются за счет растворения в близповерхностных, преимущественно грунтовых водах хлористого водорода и сернистых газов (H_2S и SO_2), дающих при окислении сульфат-ион. Этот процесс приводит к образованию кислых растворов, в катионном составе которых преобладает водород, а в анионном-сульфат- и хлор-ионы. Эти растворы, энергично взаимодействуя с вмещающими вулканическими породами, выносят из них алюминий, железо, щелочные земли и щелочи, преобразуя их в опалиты и опалокварциты.

К этой группе терм на материке относятся, очевидно, и весьма своеобразные ультракислые горячие хлоридные натриевые и хлоридные магниевые рассолы Данакильской впадины в Эфиопии. Ультракислая реакция этих рассолов не может быть объяснена только окислением серных газов, так как, во-первых, концентрации сульфат-иона в них слишком малы и, во-вторых, находиться в воде с такими значениями pH этот ион может в основном лишь в виде HSO^-_4. В связи с этим можно допустить, что хлористый и, вероятно, фтористый водород поступают в рассол, формирующийся при растворении эвапоритов, извне. Образование хлористого водорода может быть связано либо с непосредственным выделением из магматического очага, либо с реакцией гидролиза, происходящей во флюиде при подъеме к поверхности. По В. В. Красинцевой (1968), такая реакция в присутствии SiO_2 идет

очень интенсивно при температуре выше 600° С и может быть записана следующим образом:

$$NaCl + SiO_2 + H_2O \rightarrow NaSiO_3 + 2HCl.$$

Флюид, поступающий из магматического очага, по-видимому, содержит также значительные количества железа, марганца и некоторых других рудных элементов в виде высокоподвижных хлоридов или комплексных соединений.

Большой интерес представляют развитые здесь же хлоридные магниевые рассолы. Исследователи, изучавшие эти рассолы, считают, что они образовались в результате разложения бишофита ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) и карналлита ($KMgCl_3 \cdot 6H_2O$) с последующим переходом составляющих их компонентов в раствор („Geology, geochemistry...“,1971). Мы допускаем возможность формирования хлоридных магниевых рассолов из хлоридных натриевых в процессе их упаривания, происходящем под влиянием высоких температур. При этом менее растворимый хлористый натрий в виде галита выпадает из раствора первым, а более растворимый хлористый магний при отсутствии стока продолжает накапливаться в нем. Примером подобного формирования рассолов хлористого магния может служить описанный выше фреатический кратер, образовавшийся в октябре 1926 г. на соляном куполе Черная гора. Как отмечалось, к 1970 г. здесь сформировался соляной конус, в основном, по-видимому, галитового состава, высотой около 4 м и диаметром 18 м. Котел на вершине конуса содержит горячий хлоридный магниевый рассол с минерализацией 375 г/л. Не совсем ясен в этом случае генезис самой воды источников. Поскольку эвапоритовые толщи являются хорошим водоупором, подток воды со стороны бортов впадины следует, очевидно, исключить. Вероятно, то сравнительно небольшое количество воды, которое разгружается здесь в виде источников, формируется за счет конденсации паровой фазы эксгаляций и частично за счет дегидратации гипсов в сфере воздействия магматического очага.

Азотно-углекислые термы областей современного вулканизма развиты в Африке только на территории Эфиопии, где они распространены в двух районах. Термы Данакиля и Афара имеют преимущественно хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый состав, а долины Аваша и Долины озер — главным образом гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый. Термы первого района в целом более высокотемпературны. И в том, и в другом районе они приурочены к вулканогенно-осадочным образованиям, выполняющим грабены и на поверхность часто поднимаются по зонам разломов.

Проблема происхождения азотно-углекислых терм областей современного вулканизма является наиболее дискуссионной. Присутствие эндогенной составляющей в этих термах не вызывает сейчас сомнений и доказывается высокой интенсивностью теплового потока (White, 1957; Аверьев, 1966). Одако понимание самой сущности этой составляющей весьма противоречиво, чем и объясняется различие точек зрения на формирование хлоридных натриевых терм.

Многие исследователи областей современного активного вулканизма считают первичными эти так называемые «щелочные» термы и рассматривают их как родоначальные для большей части термальных вод других типов (White, 1957; Mahon, 1964; Арсанова, 1974; Набоко, 1974). При этом указывают различные механизмы формирования их состава. Так, Д. Е. Уайт (1965) отмечает, что хлоридный натриевый состав этих терм обусловлен поступлением в воды атмосферного происхождения галоидов щелочей, выделяющихся из магматических очагов и переносимых плотным высокотемпературым паром. Г. И. Арсанова предполагает ассимиляцию напорных подземных вод магматическим очагом и последующее отторжение водного флюида. Эта гипотеза вызывает

сомнение в части количественной оценки процесса. Так как гидротермальные системы имеют весьма значительные дебиты (обычно более 100 л/с) и существуют длительное время, измеряемое несколькими десятками тысячелетий ($n \cdot 10^4$ лет по оценке В. Г. Голубева и др. («К теории динамики...», 1974)), то для их функционирования в каждом конкретном случае потребуется ассимиляция сотен кубических километров воды. Это едва ли возможно, поскольку фундаменты вулканических зон обычно сложены плотными и весьма малопористыми породами, содержание воды в которых невелико.

Помимо изложенных, существуют представления о том, что щелочные термы могут образовываться при нейтрализации изначально кислых растворов в результате их взаимодействия с вмещающими горными породами (Day, Allen, 1925; Barth, 1950; Власов, 1971; Зотов, Ткаченко, 1974). Это положение косвенно подтверждается изучением гидротермально-измененных пород. В областях современного и недавнего вулканизма известны примеры метасоматической зональности этих пород, явно свидетельствующие в нейтрализации потока кислых растворов по мере фильтрации его по проницаемым пластам в сторону от подводящих эманации каналов (Ивао, 1965; Ivao, 1963; Ткаченко, 1964, 1966).

В настоящее время нет достаточно убедительных доказательств, позволяющих принять ту или иную точку зрения. Объясняется это главным образом тем, что ни одна гидротермальная система не изучена еще полностью, т. е. от места ее зарождения до очага разгрузки. Все сведения о термах описываемого типа получены исключительно в пределах очагов разгрузки.

Нам представляется следующим формирование азотно-углекислых терм. Магматический флюид, в составе которого ведущая роль принадлежит H_2O, CO_2, SO_2, H_2S, HCl, HF, хлоридам щелочей и, возможно, некоторым другим элементам, в сравнительно близповерхностных условиях, в фундаментах вулканических массивов, перехватывается подземными водами атмосферного происхождения. В результате формируется гидротермальная система, перегретая вода которой, первоначально кислая, по мере фильтрации к очагу разгрузки нейтрализуется за счет взаимодействия ее с вмещающими породами. В конечном счете в равновесие с последними приходит хлоридный натриевый раствор. В чистом виде этот процесс идет в закрытых гидрогеологических структурах, в которых из-за отсутствия кислорода растворенные серные газы не могут окисляться. В случае доступа кислорода воздуха и окисления этих газов формируются хлоридно-сульфатные натриевые воды. Углекислота здесь не участвует в формировании химического состава воды, так как она не может диссоциировать в растворе при низких значениях pH и весьма высоких температурах. В очагах разгрузки содержащиеся в растворе H_2S и CO_2 выделяются из него, образуя газопаровые струи и котлы с горячей сульфатной водой.

Формирование азотно-углекислых терм гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного натриевого состава происходит, по-видимому, при поступлении в подземные воды более низкотемпературных эманаций со значительно меньшим содержанием хлористых водорода и натрия. При этом термальные воды являются не столь кислыми и не столь горячими. Быстрая сравнительно нейтрализация их и невысокие (ниже 80° С) температуры позволяют растворяться CO_2, дающей при диссоциации ион HCO^-_3.

Таким образом, различие в гидротермальной деятельности в пределах Данакиля — Афара, с одной стороны, и долины Аваша — Долины озер, с другой объясняется, по нашему мнению, тем, что в этих районах проявляются разные стадии поствулканической активности — более ранней и энергичной в первом и более поздней, затухающей, во вто-

ром. Это, в частности, подтверждается довольно широким распространением в очагах разгрузки терм во втором районе ранее сформировавшихся гейзеритов, которые характерны для перегретых вод хлоридного и хлоридно-сульфатного натриевого состава.

Углекислые термы областей современного вулканизма в качестве особого типа выделяются впервые. Это обусловлено тем, что представления о поствулканической гидротермальной деятельности разрабатывались в основном при изучении ее в пределах Тихоокеанского вулканического кольца (СССР, Япония, Новая Зеландия, США), где воды такого типа распространены очень слабо.

Эгстер (Eugster, 1970), обсуждая происхождение состава воды оз. Магади, считает, что он мог сформироваться за счет 1000-кратного концентрирования при испарении поверхностных речных вод, фильтрующихся на глубину и питающих бассейн горячих подземных вод. Эта гипотеза вызывает серьезные возражения. По оценке того же автора объем исходных вод, участвующих в этом процессе, должен составлять 85×10^6 м^3/сут. Допуская, что количество осадков, выпадающих в водосборном бассейне указанного озера, составляет 1000 мм/год, что явно завышено, площадь последнего должна быть равна 31 тыс. км^2. Полученная цифра по крайней мере на порядок превышает современную площадь бассейна.

А. В. Горячев (1968) связывает происхождение состава воды содовых озер рифта Грегори с поступлением углерода и натрия по зонам разломов, проникающих до мантии.

Е. В. Посохов (1969), рассматривая генезис этих вод, указывает, что либо здесь действительно существует особая модификация вулканических содовых гидротерм, либо эти содовые воды сформировались путем взаимодействия горячих вод или паров с боковыми породами. Последнее вызывает возражение, так как подразумевает огромный вынос из вмещающих пород натрия, зафиксированного как в накоплениях троны, известных у оз. Магади и других, так и в составе самих озерных вод. Кроме того, при этом остается неясным источник поступления в термальные воды и накопления в воде озер большого количества хлора, так как море не заливало рифт Грегори и породы его не содержат солей хлористого натрия.

Мы считаем, что описанные углекислые воды по генезису связаны с магматическими процессами и представляют собой проявление поствулканической деятельности в пределах рифта. Характерно, что вулканизм, с которым обнаруживают связь эти термы, имеет щелочной характер. Среди вулканических пород в этом районе наиболее распространены два типа эффузивных образований: сильно щелочные породы (фонолиты, нефелиниты и др.) и умеренно щелочные лавы без нефелина (щелочные оливиновые базальты, трахибазальты, щелочные трахиты) («Геология и полезные ископаемые Африки», 1973). Необходимо отметить развитие здесь и таких своеобразных пород, как карбонатиты, в том числе натриевых. Поэтому большой интерес представляет характеристика современных лав карбонатитового конуса Ол-Доиньо-Ленгаи, расположенного в 16 км к югу от оз. Натрон. При нескольких извержениях, происходивших в 1960 г. и в августе 1961 г., на дно северного кратера этого вулкана излились лавы, в составе которых основная роль принадлежит натрию и углекислоте. Очень высоки в этих лавах также содержания фтора, хлора и сульфатной серы (табл. 56). Лавы очень гигроскопичны, о чем свидетельствуют низкие содержания воды в двух последних образцах, отобранных еще в горячем состоянии, и быстро разрушаются на воздухе.

Дж. Б. Даусон считает, что натрово-карбонатные пеплы и лавы по составу приблизительно соответствуют неконтаминированной родоначальной магме субвулканического комплекса. Это в свою очередь по-

ТАБЛИЦА 56

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВ ВУЛКАНА ОЛ-ДОИНЬО-ЛЕНГАИ[1]

№ образца	1	2	3	4
SiO_2	сл.	сл.	1,18	1,12
TiO_2	0,10	0,8	—	—
Al_2O_3	0,08	0,09	1,64	1,70
Fe_2O_3 сум.	0,26	0,32	—	—
MnO	0,04	0,24	—	—
CaO	12,74	12,82	19,09	17,52
BaO	0,95	1,05	1,05	1,02
SrO	1,24	1,20	0,89	0,85
MgO	0,49	0,41	1,43	2,35
Na_2O	29,53	29,70	29,00	30,00
K_2O	7,58	6,58	6,90	7,50
P_2O_5	0,83	1,06	—	—
H_2O сум.	8,59	8,27	1,81	1,91
CO_2	31,75	32,40	31,98	30,73
F	2,69	1,84	—	—
Cl	3,86	2,64	2,07	3,03
SO_3	2,00	2,18	2,79	2,88
S	—	—	0,08	0,13
Сумма	102,73	100,88	99,91	100,74
$-O = F$, Cl. S	2,00	1,36	0,57	0,75
Сумма	100,73	99,52	99,34	99,99

[1] По данным Дж. Б. Даусона (1969).

зволяет нам предположить, что летучие компоненты, выделяющиеся из субвулканических или магматических очагов и поступающие в подземные воды грабенов, имеют насыщенный углекислотой щелочной карбонатно-хлоридный натриевый состав. Поскольку температура кристаллизации типичных щелочных пород, как отмечает Е. Садецки-Кардош (1965), не может превышать 600° С, то температура выделяющегося флюида не достигает значений, необходимых для течения реакции гидролиза хлористого натрия, при которой образуется хлористый водород. Поэтому флюид имеет щелочную реакцию и состоит, видимо, из H_2O, CO_2, Na_2CO_3, NaCl, NaBr, NaF и др. В пределах Западного рифта (район оз. Катве) к этим компонентам, очевидно, добавляются серные газы (H_2S и SO_2), дающие при окислении в близповерхностных условиях сульфат-ион. В результате взаимодействия этого флюида с подземными водами водоносных горизонтов рифтов и формируются углекислые термы областей современного вулканизма.

Углекислые воды областей молодой магматической деятельности приурочены к территориям с различным геолого-тектоническим строением (зоны альпийской складчатости и неотектонической активизации), где проявились неоген-четвертичные магматические процессы.

Формирование углекислых вод на этих территориях связывается с поступлением углекислого газа из недр земли в подземные воды различного генезиса и состава (Овчинников, 1963; Толстихин, Посохов, 1975). Углекислый газ при этом считается либо возникающим в результате глубинных термометаморфических процессов (Иванов и др., 1960; Щербаков, 1968; Щербаков и др., 1974), либо выделяющимся непосредственно из магматических очагов (Соколов, 1966). Приуроченность большинства проявлений углекислых вод Восточной Африки и Мадагаскара к глубокометаморфизованным кристаллическим образованиям докембрия при полном отсутствии пород карбонатного состава подтверждает, по нашему мнению, вторую точку зрения.

Практически все проявления углекислых вод приурочены к тектоническим нарушениям типа сбросов и, таким образом, по характеру циркуляции эти воды являются трещинно-жильными. Формируются они за счет растворения CO_2 в инфильтрационных водах. Химический состав воды определяется выносом тех или иных компонентов из вмещающих пород. В Атласской области, где развиты сравнительно плохо промытые морские терригенные и карбонатные породы мезозоя и кайнозоя, углекислые воды имеют минерализацию от 1 до 6 г/л и преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и натриево-кальциево-магниевый состав. Там, где углекислые воды приурочены к тектоническим нарушениям, секущим соле- и гипсоносные отложения пермотриаса, их минерализация повышается до 15,8—60,5 г/л при хлоридном натриевом и натриево-кальциевом составе. В Восточной Африке и на Мадагаскаре углекислые воды связаны с зонами тектонических нарушений в докембрийских породах. Минерализация этих вод не превышает 4,5 г/л, состав в основном гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и натриево-кальциевый.

Азотные термы на территории Африки пользуются наиболее широким распространением. Провинция их включает зону альпийской складчатости Атласа и всю область эпиплатформенного орогенеза, охватывающую Восточную и Южную Африку и Мадагаскар.

Азотные термы представляют собой воды атмосферного происхождения, проникшие на большую глубину и впоследствии поднявшиеся на поверхность по зонам тектонических нарушений. Солевой состав их формируется за счет выщелачивания вмещающих пород в условиях высоких температур и давлений. Например, в Атласе с тектоническими нарушениями, секущими карбонатные и терригенные толщи мезозоя и кайнозоя, связаны преимущественно пресные и солоноватые, главным образом гидрокарбонатные кальциевые, термальные воды. Если же тектонические нарушения секут соленосные и гипсоносные отложения пермо-триаса, к ним приурочены источники с соленой водой хлоридно-сульфатного натриевого-кальциевого состава.

В Южно-Африканской области, где широко распространены докембрийские кристаллические породы, азотные термы являются главным образом натриевыми, по анионам смешанными, минерализация их обычно не превышает 1 г/л. Несколько более высокую минерализацию обнаруживают здесь воды ряда источников, располагающихся в районах с аридным климатом (Намибия, западная часть ЮАР).

Преимущественно сульфатный состав азотных терм Мадагаскара определяется, видимо, их формированием в окислительных условиях при достаточно широком развитии во вмещающих породах Графитовой серии сульфидных минералов.

Проблема происхождения горячих рассолов глубоководных впадин Красного моря не имеет однозначного решения. Так, Х. Крейг (1974), основываясь на результатах изучения изотопного состава кислорода и дейтерия в рассолах, считает, что они сформировались за счет морских вод, просочившихся в земную кору в районе Аденского порога и профильтровавшихся по толщам осадочных пород на расстояние около 1000 км. На пути фильтрации воды растворяли эвапориты и обогащались рудными компонентами, а нагревание их объясняется повышенным геотермическим градиентом. Не противоречат этой гипотезе данные изучения изотопного состава серы (Каплан и др., 1974), позволяющие утверждать, что сульфидная сера образовалась при высокотемпературном восстановлении сульфат-иона органическим веществом глинистых сланцев, а не в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий.

Весьма близкой к изложенной является точка зрения Дж. Бишоффа (1974), который отдает предпочтение концепции циркуляции нормальных вод Красного моря сквозь осадки, залегающие ниже дна бассейна, и насыщения растворов при этом различными компонентами. По его мнению, при миграции в пределах рифтовой зоны Красного моря рассолы прогревались, а затем просачивались по трещинам к поверхности дна моря.

Однако эти взгляды на генезис рассолов разделяют не все исследователи. Например, Р. Хендрикс и др. («Химический состав осадков...», 1974) оценивают гипотезу Х. Крейга о просачивании воды Красного моря в районе Аденского порога и о последующей фильтрации ее по трещинам к впадине Атлантис II как несостоятельную. По их мнению, важную роль в формировании рассолов играет вода, освобожденная при дегидратации гипса.

С. И. Смирнов (1969) считает весьма вероятным, если не единственно возможным стекание в пониженные участки внутрисолевых рассолов эвапоритовых формаций при образовании блоковых депрессий в последних. По его расчетам, это произошло 3640 лет назад. Эта точка зрения вызывает возражения по двум причинам. Первая заключается в отсутствии анализа теплового баланса, в какой-то степени подтверждающего возможность существования во впадинах высоких температур в течение этого времени, поскольку тепловой поток здесь распространяется далеко за пределы впадин и тепло рассеивается в массе морской воды. Во-вторых, автор неправильно исключил из рассмотрения железорудные осадки впадин, связь которых с рассолами ни у кого не вызывает сомнений. Изученная мощность этих осадков достигает 10 м, а запасы некоторых металлов оцениваются (в т): Fe $243 \cdot 10^5$, Zn $29 \cdot 10^5$, Cu $10{,}6 \cdot 10^5$, Pb $0{,}8 \cdot 10^5$, Ag $45 \cdot 10^2$ (Бишофф, Мангейм, 1974). Трудно допустить, чтобы тот конечный объем внутрисолевого рассола, который излился во впадины, мог содержать такие количества рудных компонентов.

Г. Н. Батурин и др. (1969), Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дерпгольц (1971) связывают наличие рассолов во впадинах Красного моря с поступлением их из глубоких недр Земли, причем последние авторы определенно считают, что они имеют ювенильный генезис.

Дж. Купер и Дж. Ричардс (1974) полагают, что формирование этих рассолов обусловлено магматическими процессами. По их предположению источником металлов в рудоносных рассолах является находящийся неглубоко магматический очаг.

О. А. Шпайхер (1968) и В. И. Серпухов (1974) считают, что формирование химического состава рассолов определяется составом пород, слагающих Красноморскую рифтовую зону, обогащенных гидроокислами железа, медью, цинком, свинцом и молибденом. Нагревание воды, по предположению В. И. Серпухова, связано с гидротермами, просачивающимися по разлому до наших дней.

В целом изложенные гипотезы о происхождении красноморских рассолов можно разделить на две основные группы. Первую группу составляют гипотезы, по которым эти рассолы представляют собой первично морские или инфильтрационные воды, профильтровавшиеся на большую глубину, состав которых под влиянием вмещающих пород изменился, а температура повысилась за счет повышенного геотермического градиента или находящегося на глубине еще не остывшего магматического очага. Вторая группа включает гипотезы, авторы которых в той или иной степени связывают происхождение рассолов с магматическими процессами.

Мнения авторов настоящего труда на проблему происхождения красноморских рассолов также разделились.

Н. А. Маринов отмечает, что к настоящему времени подобных и более концентрированных рассолов с рудными и нерудными микрокомпонентами в различных районах земного шара выявлено большое количество и все они, как правило, связаны с закрытыми нефтеносными и газоносными структурами или с соленосными отложениями, за счет выщелачивания и растворения которых и образовался их солевой состав. В процессе формирования рассолов со стороны водосборных областей бассейнов осадконакопления — в зависимости от особенностей геологического строения — в них могли поступать (в данном случае поступали) рудные и нерудные микрокомпоненты. Погружаясь, под влиянием повышенного геотермического градиента, характерного для рифтовых зон, а местами и под влиянием еще не остывших магматических очагов, залегающих на больших глубинах, они нагревались до аномально высоких температур. Неотектонические движения, сопровождавшиеся разрывными дислокациями, способствовали поднятию рассолов к поверхности дна Красного моря. В связи с непрерывно меняющимися гидродинамическими, термическими, окислительно-восстановительными и другими условиями из рассолов в морских осадках сформировались сульфидные минералы, образовавшие стратиформные залежи указанных руд.

Рассолы впадины Атлантис II по макрокомпонентному составу близки к водам нефтяных месторождений Рас-Бакр и Рас-Гариб, расположенных на побережье Суэцкого залива, несколько севернее Красного моря. Залежи нефти здесь приурочены к палеозойско-мезозойским и неогеновым соленосным отложениям. Максимальная минерализация воды на глубинах 1670 и 2310,5 м составляет соответственно 383 и 288 г/л, в них присутствуют бром, иод, другие микрокомпоненты не определялись. Отсутствуют данные и о температуре рассолов, хотя можно утверждать, что они являются высокотермальными.

По макро- и микрокомпонентному составу рассолы впадины Атлантис II напоминают также термальные рассолы, вскрытые глубокой скважиной в Южной Калифорнии, описанные Д. Е. Уайтом, Е. Т. Андерсоном и Д. Е. Грубсом (1965), первоначально предположительно относившими их к рудообразующим магматическим рассолам, а затем связавшими состав этих рассолов с выщелачиванием солей из осадочных пород долины Империал, в которой пройдена скважина.

Все изложенное позволило Н. А. Маринову считать, что красноморские рассолы формировались главным образом за счет выщелачивания и растворения водовмещающих пород (преимущественно эвапоритов) при одновременном поступлении в рассолы из осадочных пород в значительных количествах рудных элементов. Возможна также связь их с деятельностью ювенильных вод.

Р. И. Ткаченко пришел к выводу, что с позиций гипотез первой группы практически невозможно представить себе гидродинамический механизм латеральной фильтрации воды на расстояние от 100 до 1000 км и проникновения ее на глубину более 2000 м ниже базиса эрозии преимущественно по слабопроницаемым песчано-глинистым отложениям, содержащим мощные пачки водоупорных эвапоритов. Предложенная Х. Крейгом модель не обоснована, так как расчет, проведенный с использованием данных им значений, приводит к нереальной величине коэффициента фильтрации (7500 м/сут) отложений, по которым циркулирует вода. Он отмечает также сравнительно небольшой масштаб гидротермальной деятельности в глубоких впадинах Красного моря. Х. Крейг оценивает интенсивность поступления рассолов во впадину Атлантис II в 1 млн. т в год, что с учетом их плотности составляет 27 л/с. Однако нельзя забывать, что рассолы разгружаются во впадине при внешнем давлении $200 \cdot 10^5$ Па и имеют гораздо более высокие температуру и минерализацию, а дебит их, по-видимому, должен быть значительно ниже и едва превышает 15 л/с. Повышение температуры

вблизи жерла, по которому поступают термальные рассолы, подтверждается переходом гётита в гематит в осадках у южного конца впадины Атлантис II (Эмери и др., 1974).

Обращает на себя внимание большое сходство термальных рассолов впадин Красного моря и соляного купола Даллол в Данакильской впадине (см. табл. 35 и 36). Несколько пониженное содержание в рассолах красноморских впадин по сравнению с рассолами купола Даллол железа (соответственно 0,08 и 6,17 г/кг), марганца (0,08 и 0,42 г/кг), меди (0,0003 и 0,023 г/кг) и цинка (0,005 и 0,0395 г/кг) объясняются выпадением этих элементов в осадки, в составе которых установлены аморфные окислы железа, гётит, гематит, манганит, пирит, халькопирит, сфалерит. На основании изложенного Р. И. Ткаченко считает термальные рассолы впадин Красного моря продуктом смешения морских вод и разгружающихся здесь высокотермальных и высокоминерализованных растворов, которые представляют собой магматический флюид.

Глава VIII

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Выше мы рассмотрели физико-географические и геологические факторы формирования подземных вод, дали общую характеристику выделенным на территории материка гидрогеологическим районам и артезианским бассейнам, обсудили проблемы формирования химического состава и ресурсов подземных вод, закономерности их распространения. В заключение мы считаем необходимым дать общую краткую характеристику гидрогеологических областей, располагающихся на площади материка.

Как известно, в пределах Африки имеется шесть таких областей, выделяемых по структурно-геоморфологическим особенностям, а также по особенностям подземного и поверхностного стока: Средиземноморская, Атлантикоокеаническая, Внутриматериковая, или Внутренней Африки, Африкано-Аравийского рифтового пояса, Индоокеаническая и Южно-Африканская (см. рис. 7).

Наибольшие размеры имеет Внутриматериковая гидрогеологическая область, площадь которой достигает 12,86 млн. км^2, далее следуют Средиземноморская (5,06 млн. км^2), Индоокеаническая (4,59 млн. км^2), Атлантикоокеаническая (4,21 млн. км^2), Южно-Африканская (1,72 млн. км^2) и Африкано-Аравийская (1,66 млн. км^2). Как видно, особенностью всех областей являются их огромные размеры. Вторая особенность, также характерная почти для всех областей, за исключением Южно-Африканской, это их вытянутость в близком к меридиональному направлении с небольшим отклонением преимущественно на северо-запад и меньше на северо-восток. Южно-Африканская область простирается в широтном направлении, что обусловлено, как отмечалось, особенностями тектонического строения этой части территории.

Простираясь в меридиональном направлении, гидрогеологические области в зависимости от их размеров пересекают полностью или частично экваториальный и симметрично расположенные к северу и югу от него субэкваториальный и тропический климатические пояса. К полностью пересекающим последние и характеризующимся, таким образом, переменной увлажненностью по простиранию относятся Атлантикоокеаническая и Внутриматериковая области. Средиземноморская гидрогеологическая область относительно хорошо орошается атмосферной влагой лишь в области Атласид и на юге, где она достигает влажного экваториального пояса, остальная часть ее приходится на сахарские пустыни с ничтожно малым количеством осадков. Африкано-Аравийская область относительно хорошо орошается преимущественно в центральной своей части, располагающейся в экваториальном климатическом поясе. Северо-восточное и южное окончания ее находятся в области недостаточного увлажнения. В поясе переменной влажности располагается и Индоокеаническая область. Территория Южно-Африканской области частично относится к субтропическому, частично к тропическому климатическим поясам. Наибольшее количество осадков выпадает в восточной половине ее; к Атлантическому побережью оно резко уменьшается.

Помимо различных размеров и степени увлажнения гидрогеологические области Африки отличаются особенностями геологического строения.

Внутриматериковая гидрогеологическая область отличается от других областей континента наличием структур типа синеклиз, разделенных между собой и смежными гидрогеологическими областями выходами на поверхность пород докембрийского фундамента. Структуры эти, как правило, имеют неправильно округлую или несколько вытянутую в меридиональном направлении форму и очень большие размеры. В разрезе слагающих их осадочных образований установлены как морские, так и континентальные отложения, причем мощность последних в некоторых бассейнах достигает 10 км. Характерная особенность отложений — слабое развитие в составе их эвапоритов, которые отмечаются лишь в северо-восточной части Алжиро-Тунисского бассейна.

Атлантикоокеаническая гидрогеологическая область занимает узкую прибрежную зону Западной Африки. Для этой области типичны небольшие размеры артезианских бассейнов, обрывающихся береговой линией океана, и несоответствие в них площадей внешних и внутренних областей питания (первые значительно, а иногда и во много раз больше). Впадины внутренних областей питания выполнены преимущественно мезо-кайнозойскими отложениями, но некоторые, как, например, Вольтская, и более древними образованиями. В составе мезо-кайнозойских отложений отмечены во многих бассейнах соленосные образования.

Близка по геолого-тектоническому строению к описанной и Индоокеаническая гидрогеологическая область. В этой области также отмечается несоответствие между размерами внешних и внутренних областей питания бассейнов. В составе отложений, слагающих внутренние области питания, наряду с мезозойскими широко развиты верхнепалеозойские породы, мощность которых в отдельных бассейнах достигает 8—11 км. Соленосные отложения здесь известны только в Дар-эс-Саламском бассейне и по возрасту относятся к триасу — нижней юре.

Средиземноморская гидрогеологическая область объединяет различные в геотектоническом отношении территории. Крайняя северо-западная ее часть включает альпийскую складчатую зону Атласид. Структуры этой области сложены мезо-кайнозойскими отложениями, разбитыми разрывными дислокациями на множество блоков. Выделяются горные системы Высокого, Среднего, Сахарского и Телльского Атласов, а также Эр-Рифа, служащих внешними областями питания небольших артезианских бассейнов. Внутренние области питания их, представленные мелкими межгорными впадинами, выполненными теми же отложениями мезозоя и кайнозоя, имеют мощность от нескольких сотен метров до первых километров. В отдельных бассейнах в разрезе этих отложений установлены эвапориты преимущественно триасового возраста.

Несоизмеримо большие размеры по сравнению с Атласидами имеет Ливийско-Египетский район, входящий в описываемую область. Он представляет собой часть Сахарской платформы, покрытой мощной толщей осадочных разновозрастных отложений, образующих крупные структуры типа синеклиз; кроме того, здесь имеется несколько впадин, очевидно, тектонического происхождения.

Южно-Африканская гидрогеологическая область включает герцинские складчатые сооружения Капид с характерными для них межгорными артезианскими бассейнами, а также синеклизу Карру. Как отмечалось выше, последняя в отличие от других аналогичных платформенных структур относится к типу инверсионных. После завершения синклинального этапа развития эта структура было вовлечена в интенсивное воздымание, в результате чего в современном рельефе она вы-

ражена высоким одноименным плато, среди которого возвышаются вулканические сооружения Драконовых гор.

Комплекс главнейших отложений, участвующих в геологическом строении синеклизы и смежных с ней горно-складчатых сооружений Капид, охватывает временный отрезок от докембрия до нижней юры включительно и представлен песчаниками, сланцами, тиллитами, глинами, кварцитами. Отложения меловой, палеогеновой и неогеновой систем пользуются незначительным распространением и выполняют лишь небольшие межгорные впадины.

Гидрогеологическая область Африкано-Аравийского рифтового пояса представлена преимущественно грабеновыми структурами, образующими различные по размерам артезианские бассейны, характеризующиеся значительной протяженностью и глубиной погружения дна по отношению к плечам рифтов, небольшой шириной и огромным развитием кайнозойских вулканитов. В вулканогенно-осадочных образованиях Красноморско-Аденского района значительная роль принадлежит неогеновым эвапоритам.

Вскрытая часть разреза субмаринных артезианских бассейнов показывает, что в геологическом строении их участвуют меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, главным образом песчано-глинистые, слабодиагенизированные.

Как видно из изложенного, артезианские бассейны Африканского материка, образующие соответствующие гидрогеологические области, относятся к двум крупным классам — субаэральному, или континентальному, и субмаринному.

По особенностям тектонического строения материковые бассейны разделяются на платформенные, предгорных прогибов, межгорных впадин и рифтовых зон.

Наибольшим распространением пользуются платформенные бассейны, отличающиеся большими размерами и огромной мощностью осадочного чехла. Они характерны для Внутриматериковой гидрогеологической области, юго-восточной части Средиземноморской, Атлантико- и Индоокеанической областей.

Структуры типа предгорных и межгорных прогибов отмечаются в пределах Атласского и Капского гидрогеологических районов, входящих соответственно в Средиземноморскую и Южно-Африканскую области. Внутренняя структура этих бассейнов сложная. Зонами разрывных дислокаций некоторые из них расчленяются на блоки, позволяющие выделить серию более мелких бассейнов. Таковы, например, Тунисский, Телль-Атласский и другие бассейны.

Рифтовые бассейны характерны для одноименной гидрогеологической области Восточной Африки. Как уже отмечалось, они отличаются большой протяженностью и весьма незначительной шириной при мощной толще осадочного чехла. Внутренняя структура их весьма сложная. Как и в межгорных артезианских бассейнах, по особенностям тектонического строения в них могут быть выделены артезианские бассейны более высокого порядка.

Химический состав подземных вод, формирующихся в зоне активного водообмена бассейнов, определяется главным образом физико-географическими факторами, среди которых важнейшее значение имеет режим выпадения атмосферных осадков. Поэтому в артезианских бассейнах всех гидрогеологических областей, находящихся в зоне избыточного увлажнения, вода, как правило, пресная (минерализация до 0,3—0,5 г/л), по составу гидрокарбонатная натриево-кальциевая, местами с высоким содержанием органических веществ, кремнекислоты и железа. В условиях аридного климата в пределах рассматриваемой зоны под влиянием испарительной концентрации образуются пестрые по составу и минерализации подземные воды. Например, к тропическим поясам

субаридного и аридного климата, расположенным к северу и к югу от экватора (пустыни Сахара, Намиб, Калахари), приурочены высокоминерализованные грунтовые воды преимущественно хлоридного, хлоридно-сульфатного и сульфатного натриево-кальциевого состава спорадического распространения. Несмотря на указанную мозаичность минерализации и спорадичность распространения этих вод, анализ фактического материала позволил установить в них горизонтальную и вертикальную зональность в изменении химического состава, причем в последней установлены как прямая, так и обратная. Первый тип зональности характерен для артезианских бассейнов гидрогеологических областей, находящихся в зоне избыточного, а второй в зоне недостаточного увлажнения.

Весьма интересна и вертикальная зональность в изменении химического состава глубоких подземных вод. Во внешних областях питания артезианских бассейнов гидрогеологических областей, располагающихся в зонах избыточного и умеренного увлажнения, она, очевидно, прямая. Для артезианских бассейнов областей, находящихся в аридных условиях, вертикальная зональность является сложной или инверсионной.

Во всех артезианских бассейнах, независимо от их типа и местонахождения, установлена зональность в изменении температуры и газового состава подземных вод. Температура последних с глубиной, как правило, повышается. В зонах разрывных дислокаций рифтовых бассейнов Африкано-Аравийской гидрогеологической области наблюдается особенно плотный тепловой поток. В ряде случаев подземные воды имеют здесь температуру, превышающую 100° С.

В зоне активного водообмена артезианских бассейнов газы подземных вод имеют воздушное происхождение, по мере увеличения глубины в составе их начинает преобладать азот, а в более глубоких частях разреза появляются углекислота, метан, гелий, водород и др., скорее всего мантийного происхождения.

На территории Африканского континента широко распространены минеральные и термальные воды. Проявления их на поверхности земли особенно многочисленны в Африкано-Аравийской и северо-западной части Средиземноморской гидрогеологических областях, а также в складчатых структурах Капид на юге Африки и на Мадагаскаре, где они связаны с многочисленными разрывными дислокациями и относятся к группе трещинно-жильных подземных вод.

В платформенных артезианских бассейнах остальных гидрогеологических областей минеральные и термальные воды в большинстве своем приурочены к зонам затрудненного и застройного режимов и по особенностям распространения являются пластовыми или пластово-трещинными подземными водами. Выходы их на поверхность отмечаются чрезвычайно редко и, как и трещинно-жильных, связаны с тектоническими нарушениями.

Формирование ресурсов пресных подземных вод происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Наибольшими естественными ресурсами этих вод, формирующимися в зоне активного водообмена, обладают артезианские бассейны и сответствующие гидрогеологические области, располагающиеся в экваториальной Африке и в горно-складчатых районах Атласид и Капид, а также о. Мадагаскар. На остальной территории пресных подземных вод из-за сухости климата ничтожно мало или они совершенно отсутствуют. Что касается пресных вод, связанных с зонами затрудненного водообмена, то ими богаты артезианские бассейны, находящиеся в тех же гидрогеологических областях, а также Центральная и Восточная Сахара, куда эти воды, по мнению большинства исследователей, проникли в более ранние плювиальные эпохи четвертичного периода.

Вторым заметным источником питания подземных вод зоны активного водообмена является влага, конденсирующаяся из воздуха. Очевидно, за счет этой влаги образуются линзы пресных и слабосолоноватых вод, располагающиеся на соленых водах, зафиксированные на многих участках Африканского побережья.

Питание подземных вод глубоких гидродинамических зон артезианских бассейнов в областях умеренного и избыточного увлажнения происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в аридных областях, отличающихся чрезвычайно малым количеством осадков, за счет подтока подземных вод главным образом со стороны горного обрамления или внешних областей питания, где осадков, как правило, всегда выпадает больше, чем во внутренних областях питания. Именно так, полагает большинство исследователей, инфильтровались осадки в артезианские бассейны Центральной и Восточной Сахары, в глубоких горизонтах которых скопились огромные ресурсы пресных подземных вод, оттеснившие в сторону Средиземного моря более высокоминерализованные и более древние подземные воды. Скоплению этих вод здесь способствовало также наличие мощных коллекторов в разрезах осадочного чехла артезианских бассейнов. Из других бассейнов Африки, находящихся в аридных областях и обладающих высокими ресурсами пресных подземных вод в зоне затрудненного водообмена, можно указать еще на Сенегальский бассейн. Эти воды поступают сюда со стороны горного обрамления, находящегося на востоке бассейна и, по-видимому, отжимают высокоминерализованные более древние воды в сторону Атлантического океана.

Разгрузка подземных вод артезианских бассейнов в различных гидрогеологических областях осуществляется по-разному. В областях, имеющих общую границу с морями и океанами, последние служат региональными зонами разгрузки глубоких подземных вод. В зоне активного водообмена подземные воды разгружаются в моря и океаны с помощью речной сети и эвапотранспирации.

Глубокие подземные воды зон затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов гидрогеологической области Внутренней Африки разгружаются в водоносные горизонты зоны активного водообмена по зонам разломов и путем перетекания через литологические окна. В зоне активного водообмена разгрузка подземных вод бассейнов, имеющих через речную сеть связь с морями и океанами, происходит в последние, а в бессточных бассейнах — главным образом с помощью речной и озерной сети и эвапотранспирации.

Субмаринные артезианские бассейны в гидрогеологическом отношении практически не изучены. Приведенные выше отрывочные данные о поровых растворах осадков, слагающих бассейны, указывают на тесную связь состава этих растворов с составом водовмещающих пород и о наличии в бассейнах высокоминерализованных подземных вод с прямым типом зональности.

Рифтогенные артезианские бассейны, в частности Красноморский, богаты проявлениями высокоминерализованных термальных подземных вод, аналогичных отмечаемым в континентальных артезианских бассейнах. Все это свидетельствует о том, что формирование подземных вод в обоих типах бассейнов (субмаринных и материковых) происходит в одном направлении.

К главе I

Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. М., Географиздат, 1950. 352 с.

Барков А. С. Физическая география частей света. Африка. М., Учпедгиз, 1953. 319 с.

Горнунг М. Б. Алжирия. Физико-географическая характеристика. М., Географгиз, 1958. 288 с.

Дмитриевский Ю. Д. Воды Западной Африки. Сенегал—Гамбия—Чад. — В кн.: Страны и народы Востока. Вып. III. М., 1964, с. 69—78.

Кинг Л. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967. 559 с.

Капо-Рей Р. Французская Сахара. М., Географгиз, 1958.

Рельеф Земли. Отв. ред. И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков. М., «Наука», 1967. 331 с.

Тиксерон Ж. Водные ресурсы аридных районов. — В кн.: Будущее аридных земель. М., 1958, с. 73—112.

Фроммурзе Х. Ф. Гидрогеологические исследования в аридных и полуаридных областях Южно-Африканского Союза и Анголы. — В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. М., 1955, с. 95—129.

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 365 с.

Archambault J. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Nancy, 1960. 137 p.

Boss G. Niederschlagsmenge und Salzgehalt des Nebelwassers an der Küste Deutsch—Südwestafrikas. — „Bioklimatische Beiblätter. Meteorologische Zeitschrift", 1941, Bd. 8, H. 1, S. 1—15.

Brierly B. Atmosphere sea-salts design criteria areas. — „Journ. Environ. Sci.", 1965, vol. 8, N 5, p. 15—23.

Cornet A. Introduction á l'hydrogéologi saharienne. — „Rev. de géogr. physique et de géolog. dynam.", 1964, ser. 2, vol. 6, N 1. 72 p.

Cvijanovitch B. G. Sur le rôle des dunes en relation avec le systéme hydrogéologique de la nappe souterraine du Grand Erg. — „Trav. Inst. Recher. Saharien.", 1953, vol. 9, 1 sem., p. 131—136.

Degallier R. Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 19. 44 p.

Dielman P. J., Ridder N. A. M. Studies of salt and water movement in the Bol Guini polder, Chad Republic. — „Journ. hydrol.", 1963, vol. 1, N 4, p. 311—343.

Dixey F. Water supply problems in the British colonies and Southern Africa. — „Colon. geology and mineral resources", 1957, vol. 6, N 3, p. 307—325.

Furon R. La Sahara. Géologie. Ressources minérales mise en valeur. Paris, 1957 (1958). 300 p. a. il.

Furon R. Geologie de l'Afrique. Paris, 1960. 400 p. a. il.

Herrmann-Giessen R. Die Wasserversorgung Ost-Nigerias — ein Beispiel für die humiden Tropen. — „Wasser und Boden", 1967, Bd. 19, N 15, S. 133—137.

Jaeger F., Weibel L. Beiträge zur Landeskunde von Südwestafrika. Berlin, 1921. 138 S. (Mitteil. Deutsch Schutzgebieten, Erg. 15).

Keiser E. Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Bd. 1—2. Berlin, 1926. Bd. 1, 321 S., Bd. 2, 535 S.

Keller H. Gespantes Grundwasser in Südwestafrika. — „Peters. Mitteil.", 1932, Jg. 78, H. 11/12, S. 290—291.

Martin A. R. Evidence relating to the Quarternary history of the Wilderness lakes. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1962, vol. 65, pt. 1, p. 19—42.

Schiffers H. Afrika. Frankfurt, 1957. 436 S.

Vageler P. Kritische Betrachtungen zur Frage der „fossilen" Böden und der tropischen Verwitterung. — „Ztschr. für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde", 1928, Bd. 10, H. 4, S. 12—17.

Walter H. Die ökologischen Verhältnisse in der Namib—Nebelwüste (Südwestafrika) unter Auswertung der Aufzeichnungen des Dr. G. Boss (Svakopmund). — „Jahrb. wiss. Botanik", 1936, Bd. 84, S. 58—222.

Wyk W. L. van. Groundwater studies in Northern Natal, Zululand and surrounding areas. Pretoria, 1963. 135 p. (Mem. Geol. surv. Rep. S. Afr., Dep of mines, N 52).

К главе II

Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973. 544 с.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.

Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 537 с.

Короновский Н. В. Основные черты молодого вулканизма Африки. — «Тр. НИЛ-Зарубежгеологии», 1967, вып. 17, с. 38—53.

Логинова Г. А. Палеогеография северной части Африканской платформы в мезозое и палеогене. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1969, № 5, с. 68—75.

Меньшиков Н. Н. Основные черты геологического строения Сахары. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1956, т. 31, № 6, с. 3—11.

Милановский Е. Е. Изучение рифтовых зон Восточной Африки. — «Вестн. АН СССР», 1970, № 5, с. 96—101.

Турсина В. В. Тектоника нефтегазоносных областей северной части Африканской платформы. — «Тр. НИЛЗарубежгеологии», 1967, вып. 17, с. 93—102.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 548 с.

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 365 с.

Choubert G., Faure-Muret A. Grands bassins sédimentaires de l'Afrique occidentale. — In: Tectonics of Africa. Paris, 1971, p. 267—294 a. il.

Furon R. La Sahara. Géologie. Ressources minérales. Paris, 1964. 313 p. a. il., cart.

Furon R. Géologie de l'Afrique. Paris, 1968. 374 p. a. il., cart.

Hecht F., Fürst M., Klitzsch E. Zur Geologie von Libyen. — „Geol. Rundschau", 1964, Bd. 53, H. 2, S. 413—470 m. il.

Mohr P. A. The geology of Ethiopia. Addis-Ababa, 1962. 268 p. w. il., 1 map.

Slansky M. Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N II. 270 p. a. il.

К главе III

Ахмадана Аль-Шейх Мохамед Аль-Амин. Гидрогеологические основы проведения поисково-разведочных работ на воду в Западном Судане. [Автореф. дисс.]. М., 1973. 20 с. (Моск. гос. ун-т).

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.

Бишай Насри Заки. Промышленные воды западного побережья Суэцкого залива. [Автореф. дисс.]. М., 1964. 28 с. (Моск. геол. разв. ин-т).

Востокова Е. А., Маринов Н. А., Флерова Л. И. Гидрогеологическое районирование Африканского материка. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 2, с. 102—110.

Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 1, М., «Наука», 1974. 264 с. Авт.: В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, А. В. Горячев и др.

Высоцкий И. В., Селицкий А. Г., Турсина В. В. Нефтегазоносные бассейны Африки. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1969, № 5, с. 133—143.

Геология и полезные ископаемые Африки. Отв. ред. В. Е. Хаин. М., «Недра», 1973. 544 с.

Голубев С. М., Пантелеев И. Я. Новые материалы о подземных водах Алжирской Сахары. — «Проблемы освоения пустынь», 1969, № 6, с. 35—45.

Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов. М., «Недра», 1971. 256 с. Авт.: М. М. Алиев, Н. Аит Лаусин, Р. Б. Сейфуль-Мулюков и др.

Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары. М., «Недра», 1971. 329 с. Авт.: М. М. Алиев, Н. Аит Лаусин, М. В. Корж и др.

Гидрогеология Азии. М., «Недра», 1974. 576 с.

Гидрогеология Марокко. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 359 с. Авт.: Р. Амброджи, Эд. Болелли, Р. Бужен и др.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.

Капо-Рей Р. Французская Сахара. М., Географгиз, 1958. 496 с.

Кинг Л. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967. 559 с.

Крюков П. А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, «Наука», Сибирское отделение, 1971. 220 с.

Кулик С. Ф. Сафари. Путешествие по Восточной, Центральной и Южной Африке. М., «Мысль», 1971. 336 с.

Рафаил Нагиб Хосни. Гидрогеологические условия, ресурсы и запасы подземных вод в дельте реки Нил и прилегающем районе Эль-Тахрир. [Автореф. дисс.]. М., 1963. 18 с. (Моск. гос. ун-т).

Самойлов А. В. Устья рек. М., Географгиз, 1952. 526 с. с ил.

Силин-Бекчурин А. И. Подземные воды Северной Африки. М., Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

Симонно П., Обер Ж. Использование соленых вод в Сахаре. — В кн.: Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод. М., 1964, с. 69—76.

Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974. 280 с.

Толстихин Н. И. Пояса артезианских бассейнов земного шара. В кн.: Материалы Четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Владивосток, Управление по печати при Совете Министров БурАССР, 1964, с. 5—7.

Фарук Ахмед Шехаб. Грунтовые воды прибрежной части Средиземного моря и условия их формирования (ОАР). [Автореф. дисс.]. М., 1965. 15 с. (Моск. геол. разв. ин-т).

Фатхи Эль-Кикики М. Гидрогеологические условия Суэцкого артезианского бассейна (ОАР). [Автореф. дисс.]. М., 1965. 32 с. (Моск. геол. разв. ин-т).

Фроммурзе Х. Ф. Гидрогеологические исследования в аридных и полуаридных областях Южно-Африканского Союза и Анголы. В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. М., 1955, с. 95—129.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 548 с.

Химида И. Х. Артезианские воды оазисов Ливийской пустыни ОАР. [Автореф. дисс.]. М., 1964. 31 с. (Моск. геол. разв. ин-т).

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 365 с.

Шварцев Л. С. Гидрогеологические особенности Гвинеи. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1971, № 8, с. 86—94.

Шпайхер О. А. Аномально высокие значения температуры и солености придонных вод Красного моря. — «Океанология», 1968, т. 8, вып. 4, с. 597—604.

Ambroggi R. Water under Sahara. — „Scientific American", 1966, vol. 214, N 5, p. 21—29.

Archambault J. Alimentation en eau de la mine d'Akjoujt (Mauritanie). — „L'eau", 1956, vol. 43, N 1, p. 3—12.

Archambault J. Les eaux souterraines de l'Afrique. — Nancy, 1960. 137 p., 2 cartes.

Arnold G. E., Ditzel L., Scheliga J. T. Effects of major new source in Tunisian Sahara. — „Journ. Amer. water work association", 1973, vol. 59, N 7, p. 773—781.

Audibert M. Étude hydrogéologique de la nappe profonde du Sénégal. „Nappe Maestrichtienne". — „Mém. Bur. Recher. Geol. Min.", 1966, N 41, 117 p. a. il.

Backström J. W. The geology along the lower reaches of the Molopo river and a note on the Riemvasmaak thermal spring, Gordonia District, Cape Province. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1962, N 1, p. 57—64, 1 pl.

Bail A., Buchstein M. Les sources thermales et thermominérales de la République Démocratigue du Congo. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 87—104. (23 Intern. geol. congr.).

Barber W. Pressure water in the Chad formation of Bornu and Dikwa emirates, North-Eastern Nigeria. — „Bull. Geol. surv. of Nigeria", 1965, N 35, 138 p., 7 maps w. il.

Barleau J. Hydrogéologie du bassin Tchadien: zone sud Chari—Baguirmi et Nord-Batha. — „Bull. Direction min. et géol.", 1956, N 7, p. 95—98.

Baumgartner T. R., Van Andel T. H. Diapirs of the continental margin of Angola, Africa. — „Bull. Geol. soc. Amer.", 1971, vol. 82, N 3, p. 793—802.

Bellair P. Contribution à l'étude de l'hydrogéologie de la cuvette fezzanaise. — „Mém. Inst. Récher. Sahariennes", Alger, 1945, t. 2, 115 p. a. il., 18 pl.

Belmonte Y., Hirtz P., Wenger R. The salt basins of the Gabon and the Congo (Brazzaville): a tentative paleogeographic interpretation. — In: Salt basins around Africa. London, 1965, p. 55—74 w. il.

Besairie H. Notes hydrologiques et pédologiques sur la Somalie Française. — „Bull. Soc. d'histoire natur. de Toulouse", 1941, Toulouse, t. 76, p. 305—338.

Besairie H. Contribution à l'étude des sources minérales et des eaux souterraines de Madagascar. — „Trav. Bureau géol., Rep. Malgache", 1959, N 92, 95 p. a. il.

Bishop W. W., Chapman G. R. Early pliocene sediments and fossils from the Northern Kenya Rift valley. — „Nature", 1970, vol. 226, N 5249, p. 914—918.

Bond G. W. A geochemical survey of the underground water supplies of the Union of South Africa with particular reference to the utilisation in power production and industry. Pretoria, 1946. 216 p. w. il., 2 maps (Mem. Geol. surv. Rep. S. Afr., Dep. of mines, N 41).

Bond G. The origin of thermal and mineral waters in the Middle Zambezi valley and adjoining territory. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1953, vol. 56, p. 131—148 w. il.

Boocock C., Straten O. J., van. Notes on the geology and hydrogeology of the Central Kalahari Region, Bechuanaland Protectorate. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1962, vol. 65, pt. 1, p. 125—171 w. il.

Borgniez G. Problémes hydrogéologiques au Congo Belge et au Rwanda-Burundi. — „Mém. Inst. Roy. Col. Belge", 1952, t. 13, fasc. 2, p. 1—65, 11 pl.

Boss G. Niederschlagsmenge und Salzgehalt des Nebelwasser an der Küste Deutsch—Südwestafrikas. — „Bioklimatische Beiblätter. Meteorologische Zeitschrift", 1941, Bd. 8, H. 1, S. 1—15.

Cahen L., Lepersonne J. Notes sur la géomorphologie du Congo occidental. — „Ann. Musée roy. Congo Belge. Sci. géol.", 1948, vol. 1, p. 7—95, 2 plan.

Calembert L. Hydrogéologie du massif culminant de l'Ouarsenis (Algérie). — „Bull. Soc. géol. Belg.", 1940, vol. 63, N 5, p. 248—267.

Carlier Ph. La plaine de Triffa. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971, N 231, p. 301—315 a. il.

Carlier Ph., Dupuy J. C., Simonot M. Les Hauts-plateaux et le bassin de Ain-Beni-Mathar (ex-Berguent). — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971, N 231, p. 245—260.

Castany G., Dégallier R., Domergue Ch. Les grands problèmes d'hydrologie en Tunisie. Monographies régionales, 2-éme série: Tunisie, N 3, Tunis, 1952, 152 p. (19 Congrés géol. internat.).

Choubert G., Faure-Muret A., Hottinger L., Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya. — In: Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional), 1966, p. 7—106 a. il., 1 carte („Notes et mém. Serv. géol. Maroc", N 175, t. 1—Stratigraphie).

Civita M., De Vivo B., Pierattini D. Lineamenti idrogeologici e caratteristiche delle acque sotterranee della provincia di Khartoum (Sudan). — „Ind. miner". (Ital.), 1975, vol. 26, N 12, p. 594—612.

Clarke F. E., Jones B. F. Significance of ground-water chemistry in performance of North Sahara tube wells in Algeria and Tunisia. Contribution to the hydrology of Africa and the Mediterranean region. Washington, 1972, 39 p. w. il. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 175-M).

Coetzee C. B. Notes on an Algal problem encountered at certain salt-pans in the Deallsville area, Orange Free State. — Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1962, vol. 1, p. 155—161.

Cole M. South Africa. New-York, 1966. 706 p. w. il., maps.

Combe M. Ressources thermo-minérales du Maroc. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 121—137. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Combe M. La zone prérifaine et les rides prérifaines. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971, N 231, p. 81—111 a. il.

Combe M., Simonot M. La Haute Moulouya, le sillon d'Itzer—Enjil et le massif de Bou-Mia-Aouli. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971, N 231, p. 193—201.

Conant L. C., Goudarzi G. H. Stratigrafic framework of Libya. — „Bull. Amer. assoc. petr. geol.", 1967, vol. 51, p. 719—730 w. il.

Conrad G., Olive P. Premières données sur les teneurs en tritium des nappes aquifères du Sahara nord—occidental et central (Algérie); conséquences hydrogéologiques. — „C. R. l'Acad. Sci.", 1972, t. 274, N 14, p. 2019—2022.

Conrad G., Roche M. A. Étude stratigraphique et hydrogéologique de l'extrémite méridionale de la Hammada du Guir. — „Bull. Soc. géol. France", 1965, vol. 7, N 7, p. 625—710.

Cornet A. Constitution géologique du Zegher (Fezzân). „C. R. l'Acad. Sci.", 1948, t. 226, N 26, p. 2162—2164.

Cornet A. Reconnaissance géologique dans l'Erg d'Oubari et la Hammada Zegher (Fezzân). — „Trav. Inst. Recher. Saharien.", 1950, t. 6, p. 64—72, 1 carte.

Cornet A. Essai sur l'hydrogéologie du Grand Erg occidental et des régions limitrophes. (Les foggaras). — „Trav. Inst. Recher. Saharien.", 1952, t. 8, p. 71—122 a. il., 1 carte.

Cornet A. L'eau dans le Tanezrouft. — „Bull. Liaison saharienne", 1960, t. 11, N 38.

Cornet A. Introduction à l'hydrogéologie saharienne. — „Revue géogr. physique et géol. dynamique", Deux sér. Paris, 1964, vol. 6, t. 1, p. 5—72 a. il.

Cornet A., Gouskov N. Les eaux du crétacé inférieur continental dans le Sahara Algérien. La geologie et les problémes de l'eau en Algérie. T. 2. Données sur l'hydrogéologie algérienne. Alger, 1952, 30 p. a. il. (19 Congrés géol. intern.).

Crespin L. Les eaux chaudes souterraines. — „La technique de l'eau", 1964, N 214, p. 17—31.

Damas H. Étude limnologique de quelques lacs ruandais. Bruxelles, 1954. 92 p. a. il.

Dars R. Les formations sédimentaires et les dolerites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 12, 386 p. a. il., cart.

Defossez M. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la bucle du Niger. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 13, 174 p. a. il., 7 pl., 2 cart.

Degallier R. Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 19, 44 p., 1 carte.

Delhaye F., Borgniez G. Contribution à la connaissance de la géographie et de la géologie de la région de la Lukenie et de la Tschuapa supérieures. — „Ann. Musée roy. Congo Belge. Sci. géol.", 1948, vol. 3, p. 153—155.

Dennis P. E., Hindson L. L. Ground—water provinces of Southern Rhodesia. Washington, 1964, 16 p. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-D).

Depagne J. Étude hydrogéologique dans la région d'Idini en vue de l'alimentation en eau de Nouakchott (République Islamique de Mauritanie). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1967, N 49, 89 p. a. il.

Despois J. La Tunisie Oriental. Sahel et Basse steppe. Etude géographique. — „Publ. Inst. Hautes Études de Tunis, Sec. des lettres", 1955. Vol. 1, 554 p. a. il.

De Swardt A. M. J., Trendall A. F. The physiographic development of Uganda. — „Overseas-geol. and min. resources", 1969, vol. 10, N 3, p. 241—288 w. il.

Dielman P. J., Ridder N. A. Studies of salt and water movement in the Bol Guini polder, Chad Republic. — „Journ. hydrol.", 1963, vol. 1, N 4, p. 311—343.

Dietrich G. Die Al-Kufrah—Projekte als Beispiel für die Nutzung fossilen Grundwassers. — „Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau", 1976, H. 2, p. 45—48.

Dijon R. Reconnaissance hydrogéologique et ressources en eau du bassin des oued Seyad—Ouarg—Noun, Maroc sud-occidental. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1966, N 197, 157 p. a. il.

Dijon R. Aperçu hydrogéologique en eau de vallée du Souss (Sud Marocain). — „Terres et Eaux", 1968, t. 21, N 55, p. 46—69 a. il.

Dingman R. J., Nunez J. Hydrogeologic reconnaissances of the Canary Islands, Spain. — „Geol. surv. profess. paper", 1969, N 650-C, p. 201—208.

Dijon R. Les eaux souterraines de l'Afrique. Aperçu général. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1969, N 76, p. 749—771.

Dixey F. Subterranian water-supply investigation in the Britisch Colonies. — In: Union Géodes. Geophis. Intern., Assoc. Sci. Hydrol. Brussels, 1951, vol. 4, p. 26—45.

Dixey F. Some aspects of the geomorphology of Central and Southern Africa. — „Geol. soc. S. Afr.", 1955, Annex. to vol. 58, lect. 4, p. 1—58 w. il., 3 maps.

Dixey F. Water-supply problems in arid regions in the British colonies and Southern Africa. — „Colon. geol. and min. resources", 1957, vol. 6, N 3, p. 307—325.

Dixon C. G., Morton W. H. Thermal and mineral springs in Uganda. — In: Mineral and thermal waters of the world. B—Oversea countries. Prague, 1969, p. 191—200 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Djellouli A. Les eaux minérales et thermales de Tunisie.— In: Mineral and thermal waters of the world. B—Oversea countries. Prague, 1969, p. 181—190 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Doyel W. J., Maquire F. Ground—water resources of the Bengasi area, Cyrenaica, United Kingdom of Libya. Washington, 1964, 21 p. w. il., maps (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-B).

Durand J. H. Les sols de la station d'Etude des Sols salins des Hamadena. — „Terres et eaux", 1956, 7 ann., N 28, 2—3 trim., p. 2—18.

Dutcher L. C., Thomas H. E. Regional geology and ground—water hydrology of the Sāhil Sūsah area, Tunisia. Washington, 1968, 53 p., maps (U. S. Geol. surv. water supply paper, 1757-G).

El Hinnawi E. E., Atwa S. M. Geochemistry of ground waters from localities west of the Nile Delta. — „Geol. Rundschau", 1973, Bd. 62, N 1, S. 225—245 w. il.

Elouard P. Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla Mauritanien et de la vallee du Sénégal. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 7, 170 p. a. il.

Enslin J. F. Geophysical methodes of tracing and determining contacts of dolerite dykes in Karroo sediments in connection with the siting of boreholes for water. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1950, vol. 53, p. 56—59.

Enslin J. F. Grondwater in rivierbedding in Suid—Africa. — „S. Afr. journ. of Sci.", 1971, vol. 67, N 3, p. 109—125 w. il.

Étude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et de ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional. — In: Isotope techniques in ground—water hydrology, 1974, vol. 1. Vienna, 1974, p. 227—241 a. il. Aut.: R. Gonfiantini, G. Conrad, J. Ch. Foutes, e. a.

Fahmi Mohir Zaki. Ground water in the Nile Delta. — In: Wasserwirtschaft in Africa. Köln, 1963, p. 28—45.

Faure H. Géologie des formations sédimentaires à l'E de l'Air (Niger). — „Bull. Soc. géol. France", 1959, 7 sér., t. 1, N 2, p. 143—149.

Fawley A. P. Diamond drilling in the Bahi Swamp. — „Rec. Geol. surv. Tanganyika", Dar-es Salaam, 1958, vol. 6, p. 47—51.

Fisher G. Problems of modern Libya. — „Geogr. Journ.", 1953, vol. 119, N 2, p. 183—199.

Franz H. Boden—und wasserwitschaftliche Probleme in Tschadgebiet. — „Oesterreichische Wasserwirtschaft", 1958, N 10, S. 48—51.

Frommurze H. F. Bromine in South African underground water. — „S. Afr. Sci.", 1949, vol. 11, N 8, p. 170—174.

Furon R. Le Sahara. Géologie. Ressources minérales. Paris, 1964, 313 p. a. il., cart.

Fernandez C. E., Perez G. V. Las aguas subterraneas de Tenerife. I. Origen y caracteristicas quimicas. — „An. edafol. y agrobiol." 1967, vol. 26, N 1—4, p. 293—308.

Gautier M. La ressource aquifére du Bassin du Chott-Chergui (Oranie). — In: L'hydrogéologie des regions arides et subarides, fasc. 8, Alger, 1953, p. 233—242 (19 Congrés géol. intern., sec. 8).

Gill H. E. A ground—water reconnaissance of the Republic of Ghana with a description of geohydrologic provinces. Washington, 1969, 38 p., 2 maps (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-K).

Gosselin M. L'inventaire des ressources hydrauliques de la Tunisie. — „Ann. Ponts et Chaussées", 1951, N 5, p. 513—555; N 6, p. 665—763 a. il.

Ground water in Africa. U. N., New York, 1973, 170 p., 1 map.

Ground water hydrology of the Chad basin in Bornu and Dikwa Emirates, Northeastern Nigeria, with special emphasis on the flow life of the artesian system.

Washington, 1968, 48 p. w. il. Aut.: R. E. Miller, R. H. Johnston, J. A. Olowu, J. U. Usoma. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-1).

Guérin-Villeaubreil G. Hydrogéologie en Côte d'Ivoire. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 20, 43 p. a. il.

Guigue S. Radioactivité des sources thermales de l'Algérie. — „Ann. l'institut d'hydrol. et de climatol.". Paris, 1952, t. 23, p. 93—113.

Guiraud R. Les traits principaux de l'hydrogéologie du bassin du Chott el Hodna (Algérie du Nord). — „Publ. Serv. géol. Algérie". Nouv. série, 1969, Bull, N 39, p. 159—170.

Harris J. F. Geological investigations sampling and diamond drilling at Manyeghi helium—bearing hot springs, Singida district. — „Rec. Geol. surv. Tanganyika", 1960, vol. 8, p. 86—98 w. il.

Hecklau H. Landwirtschaftliche Flächennutzungstile im Gebiet des Kartenblattes Lake Victoria. — „Erde", 1967, Bd. 198, N 2, S. 135—142.

Herrmann-Giessen R. Die Wasserversorgung Ost-Nigerias. Ein Beispiel für die humiden Tropen. — „Wasser und Boden", Hamburg, 1967, Jg. 19, H. 5, S. 133—137.

Holt D. N. The location of underground water supplies in Nyasaland. — „Colon. geol. and min. resources", 1955, vol. 5, N 4, p. 438—440.

Initial reports of the deep sea drilling project. — Nat. Sci. Faund., Univ. California, 1974, vol. 3, 806 p.; vol. 13, 1447 p.; vol. 23, 1180 p.; vol. 24, 1183 p.

Jaeger F., Waibel L. Beitrage zur Landeskunde von Südwestafrika. Berlin, 1921. 138 S. (Mitteil. Deutsch Schutzgebieten, Erg. 15).

Jaeger F. Geographische Landschaften Südwestafrikas. Windhoek, 1965. 251 S. m. il.

James T. C. Occurences of helium—bearing gases in Musoma and North Mara districts, Lake Province. — „Rec. Geol. surv. Tanganyika", 1959, vol. 7, p. 66—77 w. il.

Jones J. R. Ground—water exploration and development in Libya. — „Water weli journ.", 1966, vol. 20, N 2, p. 13—16, 40.

Karpoff R. Le Cambro—Ordovicien de l'Adrar des Iforas (Sahara Soudanais). — *C. R.* Sommaire séances Soc. géol. France", 1960, fasc. 1, p. 16—17.

Kaiser E. Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Berlin, 1926. Bd. 1. 321 S.; Bd. 2. 535 S. m. Kart., Foto.

Kent L. E. The thermal waters of the Union of South Africa and South West Africa. — In: Union Geodes. Geophis. Intern., Assoc. Sci. Hydrol., Oslo, 1948, vol. 3, p. 201—228.

Kent L. E. The thermal waters in the Republic of South Africa. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 143—164 w. il. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Kent L. E., Enslin J. F. Ground—waters prospecting methodes used in the Republic of South Africa. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1965, vol. 24, p. 151—156, 3 maps.

Kent L. E., Groeneveld D., Temperiey B. N. Thermal springs and ground water of the Badfontain valley, Eastern Transvaal. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1966, vol. 5, p. 129—151.

Kent L. E. An evaporite basin in Southern Tanzania. In: Salt basins around Africa, 1965, p. 41—54.

Kirkpatrick I. M. The thermal springs of Malawi. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 111—120. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Klitzsch E. Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara (Herbst, 1963). — „Zeitschrift Geomorphol., neue Folge", 1966, Bd. 10, N 2, S. 161—168.

Knetsch G. Beobachtungen in der libyschen Sahara. — „Geol. Rundschau", 1950, Bd. 38, H. 1, S. 40—59.

Knetsch G. Über Boden- und Grundwasser in der Wüste (am Beispiel westägyptischer Vorkommen). — „Nova Acta Leopold.", 1966, Bd. 31, N 176, S. 67—88.

Langsdorf W. Beobachtungen zur Grundwasserhöffigkeit der Gebiete von Zentral—NE— und NW—Dahomey (Westafrika). — „GWF—Wasser/Abwasser", 1970, 3, N 11, S. 618—622.

Le Fevre Jr. A report on the geology and mining procedures at Bomi Hill, Liberia. — „Bull. Geol. soc. Liberia", 1966, vol. 1, N 1, p. 47—54.

Leistner O. A. Zur Verbreitung und Oekologie der Bäume der Kalaharidünen. — „Journ. S. W. Africa Sc. Soc.", 1961, vol. 15.

Martin A. R. H. Evidence relating to the Quarternary history of the Wilderness lakes. — „Trans. and proc. Geol. Soc. S. Afr.", 1962, vol. 65, pt. 1, p. 19—42.

Mc Call G. J. H. Geology and ground-water conditions in the Nakuru area. — Colony and protectorate of Kenya, Technic. report N 3, Nairobi, 1957, 55 p., 2 maps.

Mohr P. A. The geology of Ethiopia. Addis Ababa, 1962. 268 p. w. il.

Morris S. S. Urban water-supply in South Africa. — In: International conference on water for peace. Washington, 1967, p. 808—819.

Muller-Feuga R. Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minerales du Fezzan. — „Ann. mines et géol.", Tunis, 1954, N 12.

Münnich K. O., Vogel J. C. Untersuchungen an pluvialen Wässern des Ost-Sahara. — „Geol. Rundschau", 1962. Bd. 52, H. 2, S. 611—624.

Newport T. G., Haddor Y. Ground-water exploration in Al Marj area, Cyrenaica, United Kingdom of Libya. Washington, 1963, 24 p. w. il., 2 maps (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-A).

Nguyen Quang Trac, Simonot M. Le couloir Taourirt—Oujda. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971, N 231, p. 271—289 a. il.

Ogilbee W. Ground water in the Sirte area, Tripolitania, United Kingdom of Libya. Washington, 1964, 14 p. w. il. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-C).

Oteze G. E. The hydrogeology of Sokoto town. — „Journ. mining geol.", 1975, vol. 11, N 1—2, p. 67—99.

Paix F. L'oued R'hir, nappes souterraines, puits artésiens. — „Bull. Liaison Sahar.", 1950, N 6.

Pautot G., Auzende J. M., Le Pichon X. Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting. — „Nature", 1970, vol. 227, N 5256, p. 351—354.

Patterson B., Behrensmeyer A. K., Sill W. D. Geology and fauna of a new pliocene locality in North—Western Kenya. — „Nature", 1970, vol. 226, N 5249, p. 918—921.

Paver G. L., Pretorius D. A. Report on reconnaissance hydrogeological investigations in the Western desert coastal zone. — „Publ. l'inst. desert d'Egypte", 1954, N 5, 145 p. w. il.

Pfalz R. Hydrologie der deutschen Kolonien in Afrika. Berlin, 1944. 186 S. m. il. und 4 Kart.

Pickering R. The geology of the country around Endulen. — „Rec. Geol. surv. Tanganyika", 1965, vol. 9, p. 5—11 w. il.

Plote H. Notice explicative de la carte hydrogéologique au 1/200 000 „Fort-Gouraud — Oumm d'Ferat". — „Dir. serv. techniques, Bur. hydrogéol. Mauritanie". Dakar, 1966. 42 p., 1 carte.

Plote H. La recherche d'eau souterraine dans les régions arides à substratum cristallin et métamorphique de l'Afrique occidentale. — „Bull. Bur. Recher. Géol. Min.", 2 série, Sec. 3, 1968, N 3, p. 97—111.

Poldervaart A. Note on the extension of the Karroo system in the North-Eastern Bechuanaland Protectorate. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1951, vol. 53, p. 73—80.

Popov A., Kidwai A. L. Ground water in Somali Democratic Republic. Technical report. U. N. Mogadiscio, 1972. 169 p. w. il.

Pouit G. Mission au Tchad et en Oubangui. — „Bull. Direction Mines et Géol.", 1956, N 7, p. 75—79 a. il.

Preez J. W., Barber W. The distribution and chemical quality of ground water in Northern Nigeria. — „Bull. Geol. surv. Nigeria", 1965, N 36, p. 1—93 w. il.

Quezel P. Le végétation du Sahara. Du Tchad à la Mauritanie. Stuttgart — Paris, 1965. 333 p. a. il, 4 cart.

Radier H. Le bassin crétacé et terrain de Gao de détroit Sudanais. — „Bull. Serv. géol. et prosp.", 1959, N 26, t. 2, 90 p. a. il.

Raeburn C. The Tchad basin: geology and water supply. — „Bull. Geol. surv. Nigeria", 1934, N 15, 61 p. w. il., maps.

Reeve W. H. Thermal and mineral waters of Zambia. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 215—221 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Reichelt R. La série d'Idouban. Dakar, 1960.

Reichelt R. Géologie de la bordure sud du Gourma et hydrogéologie du groupe d'Idouban. Dakar, 1963.

Rijken J. H. A., Clutten J. M. The water problem in relation to mining at Konkola division, Nchanga Consolidated Copper Mines Limited. — „Geologie en mijnbouw", 1972, vol. 51 (3), p. 399—408 w. il.

Robert M. Le Congo physique. Liege, 1946. 449 p. a. il., cart.

Roche M. A. Hydrogéologie de la Haute Saoura. Sahara nord—occidental. Paris, Centre de recherches sur les zones arides. Ser. géol. 1973, N 18, p. 1—91.

Rodis H. I., Abdulla Hassan, Lutfi Wahadan. Ground—water geology of Kordofan province, Sudan. Washington, 1968, 48 p. w. il. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-J).

Schiffers H. Wasserhaushalt und Probleme der Wassernutzung in der Sahara. — „Erdkunde", 1951, Bd. 5, H. 1, S. 51—60, 1 Kart.

Schoeller H. L'hydrogéologie d'une partiè de la vallée de la Saoura et du Grand Erg Occidental. — „Bull. Soc. géol. France", 1945, (5), t. 15, p. 563—585.

Schwoerer P. Problémes hydrogéologiques du Nord-Cameroun. — In: Asoc. de serv. geol. africanos. Mexico, 1959, p. 443—446. (Congr. géol. intern., 20 session, 1956).

Shata A., El Fayoumy J. Remarks on the hydrogeology of the Nile Delta, UAR. — „Hydrol. Deltas, Proc. Bucharest Symp., 1969", Gentbrugge — Paris, 1970, vol. 2, p. 385—396.

Short K. C., Stäuble A. J. Outline of geology of Niger delta. — „Bull. Amer. assoc. petrol. geol.", 1967, vol. 51, N 5, p. 761—779.

Simonneau P. Essai et études de la Campagne 1957—1958. — „Trav. des sections Pedologie et Agronomie, Centres d'Etudes d'irrigation du Sahara occidental", 1959, bull. N 5, p. 21—28.

Siwek Z. Regionalne badania hydrogeologiczne w Libii. Czesc 1. Badania syntetyczne i przegladowe. — „Techn. poszuk. geol.", 1975, t. 14, N 6, p. 25—31.

Siwek Z. Regionalne badania szczegolowe i problemowe. — „Techn. poszuk. geol.", 1976, t. 15, N 1, p. 23—29.

Snel M. J. Contribution à l'étude hydrogéologique du Congo Belge. — „Bull. Serv. géol. Congo Belge, 4 Dir. Générale", 1957, N 7, fasc. 2, 31 p. a. il.

Страчков М. Хидрогеолошки одлики на подрачјето Садија «С» (Триполитанска депресија) во близината на Триполи—Либија. — «Тр. Геол. ун-та соц. респ. Македонии», 1969—1970, с. 165—180.

Taieb M. S. Hydrogeology of Kassala district, Kassala province. „Bull. geol. and min. resources departement of Sudan", 1972, N 21, 109 p.

Temperly B. A study of the movement of ground water in lava covered country. — „Overseas geol. and min. resources", 1960, vol. 8, N 1, p. 37—52 w. il.

Thauvin J. P. Monographie hydrogéologique de la Mamora. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1966, N. 195, 119 p. a. il.

Thauvin J. P. La zone rifaine, — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971 a, N 231, p. 69—79 a. il.

Thauvin J. P. Le Tangerois. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971 b, N 231, p. 127—239 a. il.

Underhill H. W., Atherton M. J. A coastal ground—water study in Libya and a discussion of a double pumping technique. — „Journ. hydrol.", 1964, vol. 2, N 1, p. 52—64.

Verdier J. Étude géologique des basaltes doleritiques du trias du barrage de Moulay-Youssef au site des Ait-Aadel sur l'oued Tessaout, Haut Atlas, Maroc. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1971, N 237, p. 241—266 a. il.

Villemur J. R. Reconnaissance géologique et structurale du nord du bassin de Taoudenni. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1967, N 51, 172 p.

Walker B. G. Springs of deep seated origin in Tanzania. — In: Mineral and thermal waters of the the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 171—180 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Walter H. Die ökologischen Verhältnisse in der Namib-Nebelwüste (Südwestafrika) unter Auswertung der Aufzeichnungen des Dr. G. Boss (Svakopmund). — „Jahrb. wiss. Botanik", 1936, Bd. 84, S. 58—122 m. il.

Waring G. Thermal springs of the United States and other countries of the world. A summary. Washington, 1965, 383 p. w. il. (U. S. Geol. surv. prof. paper, N 492).

Webb J. S., Millman A. P. Heavy metals in natural waters as a guide to ore. A preliminary investigation in West Africa. — „Bull. Inst. min. and metallurgy", 1950, N 518, p. 3—16 w. il.

Wellington J. H. Southern Africa. A geographical study. 1955, vol. 1, 528 p, w. il., 4 maps.

White D. E., Hem J. D., Waring G. A. Chemical composition of subsurface waters. Washington, 1963, 67 p. (U. S. Geol. surv. prof. paper, N 440-F).

Whiteman A. J. The geology of the Sudan Republic. 1971. 290 p. w. il.

Williams R. S., Jr., Fernandopullé D. Geological analysis of aerial thermography of the Canary Islands, Spain. — „Proc. 8th Int. Symp. Remote Sensing Environ. Univ. Mich., 1972, vol. 2", Mich., p. 1159—1194.

Wurzel P., Ward P. R. B. Ground—water studies in the Sabi Valley, Rhodesia, using natural tritium measurements. — „Journ. Hydrol.", 1969, vol. 8, N 1, p. 48—58.

Wyk W. L. van. Ground—water studies in Northern Natal, Zululand and surrounding areas. Pretoria, 1963, 135 p. w. il., 1 map. (Mem. Geol. surv. Rep. S. Afr., Dep. of mines, N 52).

К главе IV

Алексеев Л. С. К вопросу о связи грунтовых вод с глубокими напорными в долинах низовий Дона и Маныча. — В кн.: Вопросы мелиорации земель и эксплуатации оросительных систем. Вып. 12. Новочеркасск, 1967, кн. II, с. 106—114.

Алимов А. К. О питании грунтовых вод напорными в условиях Северной Мугани. — «Разведка и охрана недр», 1967, № 2, с. 52—55.

Альтовский М. Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод. — В кн.: Вопр. гидрогеологии и инж. геологии, сб. 13. М., Госгеолтехиздат, 1950, с. 23—30.

Альтовский М. Е. Значение природных условий, физико-химических и биохимических процессов в формировании подземных вод. — «Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. 16, с. 34—47.

Аширов К. Б. К вопросу об условиях формирования физико-химического состава пластовых вод. — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений. Пермское книжное изд-во, 1971, с. 210—221.

Бабушкин В. Д., Гольдберг В. М., Шестаков В. М. Основные проблемы изучения динамики подземных вод. — В кн.: Научно-техническое совещание по современным проблемам гидрогеологии. М.—Ташкент, 1975, с. 25—30 (ВСЕГИНГЕО).

Балашов Л. С. Геологическое положение и геохимические критерии подземных вод хлоридного кальциево-натриевого класса. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968а, с. 69—73 (ВСЕГИНГЕО).

Балашов Л. С. О происхождении глубинных металлоносных хлор-кальциевых рассолов. — В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968б, с. 55—57.

Балашов Л. С., Зайцев И. К., Овчинников А. М. Проблема генезиса хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 5—47. (ВСЕГИНГЕО).

Белоусов В. В. Земля, ее строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1963, 151 с. с ил.

Бернар О. Северная и Западная Африка. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 536 с.

Боровицкий В. П. Влияние древесной растительности на формирование химического состава атмосферных осадков и надмерзлотных вод в Еравнинском районе Бурятской АССР. — В кн.: Материалы 22 гидрохимического совещания 5—8 мая 1968 г. (тезисы докладов). Новочеркасск, 1968, вып. 1, с. 17—19 (Труды Гидрохимического ин-та).

Бурксер Е. С., Федорова Н. Е. Опыт исследования химического состава атмосферных вод. — «Гидрохимические материалы», 1949, т. 16, с. 107—112.

Бурксер Е. С., Федорова Н. Е. Роль химического состава атмосферных осадков в формировании природных вод. — «Гидрохимические материалы», 1955, т. 24, с. 81—83.

Валуконис Г. Ю. Закон дифференциальной подвижности в геологическом аспекте времени компонентов флюидальной системы вода—нефть—газ. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Вильнюс, 1967, с. 36—39.

Валуконис Г. Ю. Геологическая (палеогазогидродинамическая) теория движения подземных вод, нефтей и газов. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Вильнюс, 1967б, с. 32—35.

Валяшко М. Г. Некоторые общие вопросы формирования химического состава подземных вод. — «Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. 16, с. 127—140.

Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., «Наука», 1963, с. 253—277.

Валяшко М. Г. Хлоридные натриево-кальциевые рассолы в системе природных вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 64—68 (ВСЕГИНГЕО).

Вернадский В. И. Пластовые воды биосферы и стратисферы в связи с классификацией подземных вод. — В кн.: Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. Первый Всесоюзный гидрогеологический съезд. Сб. 8. Л.—М., Гос. научно-техн. изд-во геолразв. лит-ры. 1933, с. 65—69.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.

Виноградов В. И. Изотопный состав элементов и проблема дегазации Земли. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М., «Наука», 1976, с. 17—18.

Власова Н. К., Валяшко М. Г. Экспериментальное исследование по генезису хлоркальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 121—125 (ВСЕГИНГЕО).

Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев, «Наукова думка», 1971, 272 с.

Гавриленко Е. С. Гидрогеология тектоносферы. Киев, «Наукова думка», 1975. 195 с.

Гаджиева М. М., Бежаев М. С. О миграции солей в атмосферу при испарении.— В кн.: Сборник научных сообщений (кафедра химии). Махачкала, 1971, с. 9—11 (Дагестанский ун-т).

Гармонов И. В. Основные положения гидрохимической зональности грунтовых вод Европейской части СССР. — В кн.: Совещание по вопросам формирования подземных вод (тезисы докладов). М., 1955, с. 37—41 (Труды ВСЕГИНГЕО).

Гармонов И. В. Грунтовые воды степных и лесостепных районов Европейской части СССР и их гидрохимическая зональность. М., Изд-во АН СССР, 1958. 230 с., 1 л. вкл. (Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 17).

Гидрогеология Азии. М., «Недра», 1974. 575 с.

Грейсер Е. Л., Козлов В. Б., Павлов А. Н. Рассолы в кристаллических породах Балтийского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 141—143.

Гуревич М. С. Типы и палеохимические условия образования подземных вод хлоридного кальциевого состава. — В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 489—507.

Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной геологии. Л., «Недра», Ленингр. отд., 1972. 271 с.

Давыдов И. Я. О роли атмосферных осадков в формировании химического состава подземных вод Туркменистана. — «Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1963, № 6, с. 79—86.

Дерпгольц В. Ф. К гипотезе формирования природных растворов. «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 6, с. 1384—1386.

Дерпгольц В. Ф. Гидросфера и хлор. — «Литология и полезн. ископ.», 1963, № 1, с. 43—57.

Дерпгольц В. Ф. Один из аспектов проблемы генезиса кальциевых и магниевых глубинных рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 88—95 (ВСЕГИНГЕО).

Джабасов М. Х. О роли засоленности рыхлообломочных отложений в формировании химического состава грунтовых вод верхней части бассейна р. Токрау. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. М., «Недра», 1972, с. 71—76.

Доброклонский С. В., Вавилов Б. П. К вопросу о выносе солей на сушу с брызгами морской воды. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1938, № 1, с. 23—28.

Жаворонкина Т. К. Анализ химического состава атмосферных осадков с точки зрения климатологии. — «Труды Морского гидрофиз. ин-та АН СССР», 1959, № 15, с. 136—145.

Жеребцова И. К. Возможные процессы формирования хлоридно-натриевых и хлоркальциевых рассолов. — В кн.: Материалы научного совещания по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 138—139 (ВСЕГИНГЕО).

Зайцев И. К. О формировании природных вод, содержащих хлориды кальция. — В кн.: Материалы научного совещания по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 61—63 (ВСЕГИНГЕО).

Зайцев И. К. Региональные закономерности гидрохимии подземных вод СССР. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 42—51.

Зайцев И. К., Басков Е. А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород. — «Литология и полезн. ископ.», 1969, № 6, с. 81—94.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. М., «Недра», 1972. 279 с.

Зверев В. П. К вопросу о роли химического состава атмосферных осадков в формировании грунтовых вод бассейна р. Медведенки. — Проблемы гидрогеологии. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 62—66 (Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 45).

Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры — основа гидрогеологического районирования территории СССР. — «Сов. геология», 1947, № 19, с. 24—33.

Игнатович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры. В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 13. М., Госгеолиздат, 1950, с. 6—22.

Ильин В. С. Грунтовые воды. БСЭ, т. 19, 1930, с. 642—644.

Капо-Рей Р. Французская Сахара. М., «Географгиз, 1958. 496 с.

Кадик А. А. Оценка возможностей роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., «Наука», 1968, с. 20—69.

Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. — В кн.: «Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. 16, с. 7—26.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959. 366 с.

Капченко Л. Н. Основное направление метаморфизации подземных рассолов — накопление кальция. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 141—143 (ВСЕГИНГЕО).

Капченко Л. Н. Преобразование состава седиментационных вод в процессе литогенеза. [Автореф. дисс.] Л., 1969. 26 с. (Всесоюзн. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-т).

Капченко Л. Н. Связь нефти, рассолов и соли в Земной коре. Л., «Недра», 1974. 183 с.

Карцев А. А. Некоторые вопросы генезиса хлоридных подземных вод и рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 140—141 (ВСЕГИНГЕО).

Кисельгоф С. М. О влиянии соляных толщ на гидрохимические условия разреза. — «Труды Волгоград. н.-и. и проектн. ин-та нефт. промышленности», 1973, вып. 19, с. 3—9.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. О влиянии повышенных температур на формирование ионного и газового состава глубинных хлоридных натриево-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 115—120 (ВСЕГИНГЕО).

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Кн. 1. М., «Наука», 1973а. 448 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Кн. 2. М., «Наука», 1973б. 468 с.

Колодий В. В., Кудельский А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. Киев, «Наукова думка», 1972. 201 с. с ил.

Колодяжная А. А. Атмосферные осадки как источник поступления воднорастворимых солей на сушу. — В кн.: Вопросы формирования, режима и баланса подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 58—64 (Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 36).

Колодяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. М., Изд-во АН СССР, 1963. 158 с.

Красовский В. Космическое предместье Земли. — «Наука и жизнь», 1967, № 3, с. 43—47.

Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Дегазация Земли и геотектоника. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М. «Наука», 1976, с. 3—11.

Кротова В. А. Геотектогенез и миграция подземных флюидов. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М. «Наука», 1976, с. 37—40.

Крюков П. А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, «Наука», Сибирское отделение, 1971. 219 с.

Кротова В. А. Фактор времени в формировании химического состава подземных вод. — В кн.: Геохимический сборник, 6. Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 299—307 (Труды ВНИГРИ, вып. 155).

Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. — «Материалы к познанию геологического строения СССР, МОИП, Нов. сер.», 1947, № т. 8, № 2, с. 3—65.

Ланге О. К. О проблеме зональности грунтовых вод. — В кн.: Закономерности формирования и распределения подземных вод. Сб. 4. Свердловск, 1965, с. 3—12 (Труды Ин-та геологии УФАН СССР, вып. 76).

Листенгартен В. А. О засоленности пород зоны аэрации и роли метеорных вод в процессах миграции солей на примере восточной части Апшеронского полуострова. — В кн.: Материалы междуведомственного совещания по мелиоративной гидрогеологии и инженерной геологии. Вып. 1. Минск, книжн. изд-во, 1969, с. 93—95.

Личков Б. Л. Классификация грунтовых вод и геоморфология. — В кн.: Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. Первый Всесоюзный гидрогеологический съезд. Сб. 8, Л.—М., Гос. научно-техн. изд-во геолразв. лит-ры, 1933, с. 64—65.

Макаренко Ф. А. Некоторые общие вопросы учения о зональности подземных вод. — В кн.: «Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. 16, с. 211—225.

Максимович Г. А. Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность. — «Докл. АН СССР», 1947, т. 56, № 6, с. 625—628.

Максимович Г. А. О роли атмосферных осадков в переносе растворенных веществ. — «Докл. АН СССР», 1953, т. 92, № 2, с. 401—403.

Максимович Г. А., Горбунова К. А., Рудометов В. В. Формирование химического состава грунтовых вод в городских поселениях. — В кн.: Гидрогеология и карстоведение. Вып. 3, Пермь, 1966, с. 184—198.

Мина В. Н. Выщелачивание некоторых веществ атмосферными осадками из древесных растений и его значение в биологическом круговороте. — «Почвоведение», 1965, № 6, с. 7—17.

Мишнина Т. А., Авдеева О. И., Божовская Т. К. Растворимость газов в природных водах в зависимости от температуры, давления и солевого состава. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1961, вып. 46, с. 99—110.

Намиот А. Ю., Бондарева М. М. Растворимость газов в воде под давлением. М., Гостоптехиздат, 1963. 148 с.

Овчинников А. М., Маврицкий Б. В. Некоторые замечания о процессах формирования подземных вод и «гравитационной гипотезе» К. В. Филатова.—«Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1960, № 2, с. 119—124.

Огильви Н. А. К вопросу о методике расчета равновесного состава подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. 16, с. 160—178.

Отоцкий П. В. Схема залегания грунтовых вод на равнине Европейской России. Приложение к книге К. Кейльгак «Подземные воды и источники», СПб, 1914, с. 516—522.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1975. 342 с.

Петров М. П. О характере зональности в распределении грунтовых вод на территории СССР. — «Вестник Ленингр. ун-та», 1961, № 18, с. 75—84.

Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 154 с.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1969.

Рагим-Заде А. И. Действие воды и водных растворов фульвокислот на силикатные минералы. — «Гидрохимические материалы», 1969, т. 51, с. 145—152.

Ремезов Н. П. Почвы, их свойства и распространение. М., Учпедгиз, 1952. 270 с.

Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 9, с. 72—80.

Садыков Ж. С. Формирование подземных вод Уралтау-Мугоджарской складчатой области. «Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР», 1965, т. 14, с. 26—48.

Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971. 216 с.

Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М., «Недра», 1974. 263 с.

Солнцев А. В. Формирование подземных вод Рудного Алтая. — В кн.: Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, «Наука» Каз. ССР, 1968, с. 137—150.

Тимирязев К. А. Жизнь растения. М., Изд-во АН СССР, 1962, изд. 10-е. 290 с.

Толстихин И. Н., Сочава А. В. Проблемы дегазации Земли и эволюции атмосферы. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М., «Наука», 1976, с. 23—24.

Толстихин Н. И. О климатической зональности артезианских вод. — В кн.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 18—25.

Толстой М. П. О роли гравитации в формировании подземных вод. — «Известия высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1963, № 3, с. 87—92.

Фарук Ахмед Шехаб. Грунтовые воды прибрежной части Средиземного моря и условия их формирования (ОАР). [Автореф. дисс.]. М., 1965, 15 с. (Моск. геол. разв. ин-т).

Ферсман А. Е. Периодический закон Менделеева в свете современной науки. — В кн.: Периодический закон Д. И. Менделеева и его философское значение». М., Гос. изд-во полит. литер., 1947, с. 99—136.

Филатов К. В. К вопросу генезиса подземных гравитационных вод депрессий. — В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР. МОИП, Новая сер., 1947, т. 8, № 12, с. 66—99.

Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М., Изд-во АН СССР, 1956. 208 с.

Филатов К. В. Вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод и происхождение хлор-кальциевых рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 96—101 (ВСЕГИНГЕО).

Филатов К. В. Основные закономерности формирования химического состава подземных вод и поисковые признаки нефтегазоносности. М., «Недра», 1976. 304 с.

Хитаров Н. И. О взаимодействии олигоклаза с водой в условиях повышенных температур и давлений. — В кн.: Труды 5 совещания по эксперимент. и техн. минер. и петрографии, М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 208—213.

Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом. — «Геохимия», 1960а, № 7, с. 586—589.

Хитаров Н. И. Некоторые новые экспериментальные данные в области петрогенезиса. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1960б, т. 35, вып. 4, с. 131.

Ходьков А. Е. О формировании подземных вод седиментационного происхождения и геохимической роли их миграции. — «Труды ВНИИГ», Л., Госхимиздат, 1959, вып. 35, с. 452—470.

Ходьков А. Е. О природе глубинных хлоркальциевых рассолов. «Вестник ЛГУ», 1964, № 24, сер. геолог. и географ., вып. 4, с. 17—24.

Ходьков А. Е. К вопросу о формировании хлоридных натриево-кальциевых рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 74—81 (ВСЕГИНГЕО).

Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Основные генетические типы подземных вод и круговороты воды. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Вильнюс, 1967, с. 17—26.

Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 1968. 216 с.

Шагоянц С. А. Общие закономерности формирования подземных вод. — «Докл. АН СССР», 1948, т. LXI, № 1, с. 117—118.

Шагоянц С. А. Природа формирования хлоридных натриево-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 168—171 (ВСЕГИНГЕО).

Эль-Салави Махмуд Саид. Сравнительная оценка гидрогеологических условий некоторых районов ОАР и Советского Союза (КМА) и применение методов моделирования к решению гидрогеологических задач. [Автореф. дисс.] М., 1966, 25 с. (Моск. геол. разв. ин-т).

Якуцени В. П. Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного критерия. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М., «Наука», 1976, с. 24—27.

Archambault J. Les eaux souterraines de l'Afrique. — Nancy, 1960. 137 p., 2 cart.

Boss G. Niederschlagsmenge und Salzgehalt des Nebelwassers an der Küste Deutsch-Südwestafrikas. — „Bioklimatische Beiblätter. Meteorologische Zeitschrift", 1941, Bd. 8, H. 1, S. 1—15.

Brierly B. Atmosphere sea-salts design criteria areas. — „Journ. Envir. Sci.", 1965, vol. 8, N 5, p. 15—23 w. il.

Coque K. La Tunisie présaharienne. Étude géomorphologique. Paris, 1962. 476 p., 4 cart.

Councler C. Aschengehalt der Blätter in Wasserkultur gewachsener Bäumchen vergleichen mit demjenigen auf festem Boden erwachsener. — „Landwirtsch. Versuchstation.", 1883, Bd. 70, S. 241—245.

Dars R. Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 12, 386 p. a. il., cart.

Debuisson J. La nappe aquifere du cordon dunaire de Malika (Sénégal.). — „Bull. Bur. Recher. Géol. Min., Séc. 3". 1970, N 3, p. 149—161.

Défossez M. Contribution a l'étude géologique et hydrogéologique de la bucle du Niger. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 13, 174 p. a. il., 7 pl, 2 cart.

Degallier R. Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 19, 44 p., 1 cart.

Depagne J. Étude hydrogéologique dans la region d'Idini en vue de l'alimentation en eau de Nouakchott (République Islamique de Mauritanie). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1967, N 49. 89 p. a. il.

Dijon R. Étude hydrogéologique et inventaire des ressources en eau de la vallée du Souss. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc", 1969, N 214. 299 p.

Durand J. H. Les sols de la station d'Étude des Sols salins des Hamadena. — „Terres et eaux", 1956, 7 an., N 28, 2—3 trim., p. 2—18.

Dutcher L. C., Thomas H. E. The occurence, chemical quality and use of ground water in the Tabulbah area, Tunisia. Washington, 1966. 29 p., 5 pl. (U. S. Geol. survey water—supply paper, N 1757-E).

Elouard P. Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla Mauritanien et de la vallée du Sénégal. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 7, 170 p. a. il.

Gosselin M. L'inventaire des ressources hydrauliques de la Tunisie. — „Ann. des Ponts et Chaussées", 1951, 121 an., N 5, p. 513—555; N 6, 665—763, a. il.

Haude W. Zur Bestimming der Verdunstung und Wasserhaushaltes in Trockengebieten des Vorderen Orients zwischen Nil und Euphrat. — „Wasserwirtschaft", 1963, Jg. 53, H. 12, S. 427—438.

Hazan R. Contamination par les eaux de mer des nappes cotieres du Maroc: étude préliminaire. — „Notes du serv. géol. du Maroc", 1959, t. 18, N 147, p. 185—194.

Joly T. Études sur le relief de Sud-Est marocain. Paris, 1962. 578 p. a. il., 4 cart.

Kaiser E. Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Berlin, 1926, Bd. 1, 321 S., Bd. 2, 535 S. m. Kart.

Margat J. Les eaux salées au Maroc. Hydrogéologie et hydrochimie. — „Notes et mém. Serv. géol. Maroc". 1961, N 151, 137 p., 1 carte.

Moussu H., Debuisson J. Étude expérimentale d'un équilibre eaux douce et eaux salées sur le rivage maritime de Malika, prés Dakar (Sénégal). — „Bull. Bur. Recher. Géol. Min.", 1966, N 1, p. 57—65.

Plote H. La recherche d'eau souterraine dans les régions arides à substratum cristallin et métamorphique de l'Afrique occidentale. — „Bull. Bur. Recher. Géol. Min., II sér. Section III", 1968, N 3, p. 97—111.

Roche M. Hydrogéologie des cotes du lac Tchad à No, Tchingam et Soro (Kanem). — „Cah. ORSTOM, Hydrol.", 1970, vol. 7, N 3, p. 89—116.

Saussure Th. Rechérches chimiques sur la végétation. Paris, 1957; reproduction en facsimilé de l'édition 1804, 327 p. a. il.

Underhill H. W., Atherton M. J. A coastal groundwater study in Libya and a discussion of a double pumping technique. — „Journ. hydrol.", 1964, vol. 2, N 1, p. 52—64.

Walter H. Die ökologischen Verhältnisse in der Namib-Nebelwüste (Südwestafrika) unter Auswertung der Aufzeichnungen des Dr. G. Boss (Svakopmund). — „Jahrb. wiss. Botanik", 1936, Bd. 84, S. 58—222 m. il.

Visser S. Chemical composition of rainwater in Kampala, Uganda, and its relation to meteorological and topographical conditions. — „Journ. geoph. research", 1961, vol. 66, N 11, p. 3759—3765.

К главе VI

Гидрогеология Азии. М., «Недра», 1974. 576 с.

Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина. Под ред. В. А. Нуднера. М., «Недра», 1970. 367 с.

Гидрогеология Марокко. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 359 с., 14 л. карт. Авт.: Р. Амброджи, Эд Болелли, Р. Бужен, Ж. Шубер, Ж. Марга, М. Нера де Легизе, А. Робо, А. Рёдерер, Е. Стретта, П. Тальтас, Ж. Тюиль.

Гуревич М. С., Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Региональные гидрохимические закономерности артезианских бассейнов СССР. — В кн.: Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1958, т. 16, с. 200—205.

Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., «Недра», 1972. 271 с.

Зекцер И. С. Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. [Автореф. дисс.] М., 1975. 43 с. (ВСЕГИНГЕО).

Зубенок Л. И. Водный баланс континентов и океанов. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 108, № 5, с. 829—832.

Зубенок Л. И. Уточненная схема водного баланса континентов. — «Труды Главн. геофизич. обсерват. им. Воейкова». Вып. 263, «Тепловой баланс». Л., 1970, с. 79—83.

Иванов Н. Н. Атмосферное увлажнение тропических и сопредельных стран земного шара. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958. 311 с. с ил.

Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. — «Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. 16, с. 7—26.

Карасик Г. Я. Водный баланс и водные ресурсы Африки. — «Изв. АН СССР, сер. географ.», 1969а, № 3, с. 55—62.

Карасик Г. Я. Исследования водного баланса африканской саванны. — «Изв. АН СССР, сер. географ», 1969б, № 1, с. 90—95.

Карасик Г. Я. Подземное питание рек Африки. — «Изв. Всесоюзн. географ. об-ва», 1969в, № 6, с. 462—465.

Карасик Г. Я. Водный баланс Африки. М., 1970. 206 с. (Географический ин-т АН СССР).

Кунин В. Н. Роберт Аброджи — Вода под Сахарой. США, 1966. — «Проблемы освоения пустынь», 1968, № 3, с. 87—92.

Львович М. И. Водный баланс и водные ресурсы. — В кн.: Развитие и преобразование географической среды. М., 1964, с. 129—140.

Львович М. И. Мировой водный баланс. — «Изв. Всесоюзн. географ. об-ва», 1970, № 4, с. 314—324.

Львович М. И. Водный баланс материков земного шара и балансовая оценка мировых ресурсов пресных вод. — «Изв. АН СССР, сер. географ.», 1972, № 5, с. 5—20.

Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М., «Мысль», 1974. 448 с. с ил.

Львович М. И., Россолимо Л. Л. Проблема воды и предотвращения качественного истощения водных ресурсов. — В кн.: Человек, общество и окружающая среда. М., «Мысль», 1973, с. 217—250.

Мортье Ф. Важность бокового притока в верхний водоносный горизонт для аридных зон. — В кн.: Афинский симпозиум по гидрогеологии аридной зоны, 1961. Краткое содержание докладов. М., 1962, с. 57 (ВСЕГИНГЕО).

Рафаил Нагиб Хосни. Гидрогеологические условия, ресурсы и запасы подземных вод в дельте реки Нил и прилегающем районе Эль-Тахрир. [Автореф. дисс.]. М., 1963. 18 с. (Моск. гос. ун-т).

Региональная оценка ресурсов подземных вод. М., «Наука», 1975. 136 с.

Современные проблемы региональной гидрогеологии. — В кн.: Научно-техническое совещание по современным проблемам гидрогеологии. М.—Ташкент, 1975, с. 16—20 (ВСЕГИНГЕО). Авт.: Н. В. Роговская, Б. Е. Антыпко, Е. А. Барс, В. Д. Безроднов, А. Н. Вишняков, Д. Ш. Георгадзе, Г. А. Голева, С. В. Егоров, И. С. Зекцер, В. А. Кротова, Е. В. Пиннекер.

Ambroggi R. Water under Sahara. — „Scientific american", 1966, vol. 214, N 5, p. 21—29.

Audibert M. Étude hydrogéologique de la nappe profonde du Sénégal. „Nappe Maestrichtienne". — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1966, N 41, 117, p. a. il.

Bull J. The artesian water-supplies of the Libian desert. — „Geogr. journ.", 1927, vol. 70, N 2.

Cornet A. Introduction à l'hydrogéologie saharienne. — „Revue géogr. physique et géol. dynamique, Deux. sér.", 1964, vol. 6, fasc. 1, p. 5—72 a. il.

Cornet A., Gouskov N. Les eaux du crétacé inférieur continental dans le Sahara Algérien. — Alger, 1952, 30 p. a. il. (19 Congrés géol. intern. La géologie et les problemes de l'eau en Algérie. T. 2. Données sur l'hydrogéologie algérienne).

Cvijanovitch B. G. Sur le rôle des dunes en relation avec la systéme hydrogéologique de la nappe souterraine du Grand Erg. — „Trav. Inst. Recher. Saharien.", 1953, vol. 9, p. 131—136.

Degallier R. Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 19, 44 p., 1 carte.

Depagne J. Étude hydrogéologique dans la région d'Idini en vue de l'alimentation en eau de Nouakchott (République Islamique de Mauritanie). — „Mém. Bur. Recher. Geol. Min.", 1967, N 49, 89 p. a. il.

Despois J. La Tunisie oriental. Sahel et Basse steppe. Étude géographique. — „Publ. Inst. Hautes Etudes de Tunis, Sec. des lettres", 1955, vol. 1, 554 p. a. il.

Dijon R. Aperçu hydrogéologique en eau de vallée du Scuss (Sud Marocain). — „Terres et Eaux", 1968, t. 21, N 55, p. 46—69 a. il.

Doyel W. J., Maquire F. Ground-water resources of the Bengasi area, Cyrenaica, United Kingdom of Libya. Washington, 1964, 21 p. w. il., maps. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-B).

El-Hinnawi E. E., Atwa S. M. Geochemistry of ground waters from localities west of the Nile Delta. — „Geol. Rundschau", 1973, Bd. 62, N 1, S. 225—245 w. il.

Elouard P. Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla Mauritanien et de la vallée du Sénégal. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 7, 170 p. a. il.

Fisher G. Problems of modern Libya. — „Geogr. journ.", 1953, vol. 119, N 2, p. 183—199.

Gill H. E. A ground water reconnaissance of the Republic of Ghana with a description of geohydrologic provinces. Washington, 1969, 38 p. w. il., 2 maps. (U. S. Geol. Surv. water supply paper, N 1757-K).

Gosselin M. L'inventaire des ressources hydrauliques de la Tunisie. — „Ann. des Ponts et Chaussées", 121 an., 1951, N 5, p. 513—555; N 6, p. 665—763 a. il.

Guérin — Villeaubreil G. Hydrogéologie en Côte d'Ivoire. — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1962, N 20, 43 p. a. il.

Hellström B. The subterranean water in the Libyan desert. — „Geografiska Annaler", Stockholm, 1940, N 3—4.

Pfalz R. Hydrologie der deutschen Kolonien in Africa. Berlin, 1944, 186 S. m. il., 4 Kart.

Preez J. W., Barber W. The distribution and chemical quality of ground water in Northern Nigeria. — „Bull. Geol. surv. Nigeria", 1965, N 36, p. 1—93 w. il.

Rodis H. Y., Abdulla Hassan, Lutfi Wahadan. Ground water geology of Kordofan province, Sudan. Washington, 1968, 48 p. w. il. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-J).

Sandford K. S. Sources of water in the northwestern Sudan. — „Geogr. journ.", 1935, vol. 85, N 5.

Vogel J. C., Ehhalt D. The use of the carbon isotopes in groundwater studies. — In: Proceedings of the Symposium on the application of radioisotopes in hydrology held by the International Atomic Energy Agency in Tokyo, Japan. STI/PUB/71, 1963, p. 383—395.

К главе VII

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. Т. I. М., «Наука», 1966, с. 118—128. (Труды Второго Всесоюзн. вулканол. совещания).

Арсанова Г. И. К вопросу о происхождении перегретых хлоридно-натриевых вод молодых вулканических областей. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 14—21.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. — «Океанология», 1969, т. 9, вып. 3, с. 442—451.

Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974, с. 157—193.

Бишофф Дж., Мангейм Ф. Промышленное значение рудных месторождений в Красном море. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974, с. 271—276.

Власов Г. М. Геологические аспекты проблемы геотермии. — В кн.: Вулканизм и глубины земли. Матер. Третьего Всесоюзн. вулканологич. совещания. М., «Наука», 1971, с. 202—207.

Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев, «Наукова думка», 1971. 272 с.

Геология и полезные ископаемые Африки. Отв. ред. В. Е. Хаин. М., «Недра», 1973. 544 с.

Горячев А. В. Извержение Ол-Доиньо-Ленгаи. — «Природа», 1968, № 7, с. 88—92.

Даусон Дж. Б. Ол-Доиньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками натриевых карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969, с. 169—181.

Зотов А. В., Ткаченко Р. И. Алехинские источники на о. Кунашир как пример образования «щелочных» гидротерм путем нейтрализации первичных кислых растворов. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 52—57.

Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Карта подземных минеральных вод СССР масштаба 1 : 7 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ивао Ш. Геохимическое изучение кремнистых и алунитовых месторождений района Угусу, Япония. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 141—152.

Каплан И., Суинни Р., Ниссенбаум А. Изотопы в геотермальных рассолах и осадках Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974, с. 229—256.

Кларк Ф. Е., Барнес И. Значение данных по химическому равновесию при изучении коррозии в водоносных скважинах. — В кн.: «Труды третьего Международного конгресса по коррозии металлов», 1966, т. 3. М., 1968, с. 97—105.

Красинцева В. В. Гидрохимия хлора и брома. М., «Наука», 1968. 196 с.

Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974, с. 96—140.

К теории динамики рудообразования. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 81—86. Авт.: В. С. Голубев, Е. Д. Астрахан, Г. И. Россман, В. Н. Шарапов.

Купер Дж., Ричардс Дж. Изотопы свинца в осадках впадин Атлантис 2 и Дискавери. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974, с. 257—270.

Набоко С. И. Химические типы вулканических вод. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 8—14.

Овчинников А. М. Минеральные воды. М., Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.

Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 154 с.

Садецки-Кардош Е. О геохимии щелочных изверженных пород. В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 312—318.

Серпухов В. И. Региональная геология моря. Л., 1974. 243 с. (Ленингр. горный ин-т).

Смирнов С. И. Об образовании рассолов в донных впадинах Красного моря. — «Океанология», 1969, т. 9, вып. 3, с. 435—441.

Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — «Геотектоника», 1968, № 6, с. 25—35.

Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966. 300 с.

Ткаченко Р. И. Некоторые вопросы гидротермального изменения пород в районах активного вулканизма. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 6, с. 79—85 с ил.

Ткаченко Р. И. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения. — В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., «Наука», 1966, с. 168—174. (Труды Второго Всесоюзн. вулканол. совещания).

Толстихин Н. И., Посохов Е. В. Минеральные воды. Л., 1975. 169 с. (Ленингр. горный ин-т).

Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 78—100.

Уайт Д. А., Андерсон Е. Т., Грубс Д. С. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М. «Мир», 1965, с. 167—172.

Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантис II, Дискавери и Чейн. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974, с. 194—228. Авт.: Р. Хендрикс, Ф. Рейсбик, Э. Махаффи, Д. Робертс, М. Питерсон.

Химида И. Х. Артезианские воды оазисов Ливийской пустыни ОАР. [Автореф. дисс.]. М., 1964. 31 с. (Моск. геол. разв. ин-т).

Шпайхер О. А. Аномально-высокие значения температуры и солености придонных вод Красного моря. — «Океанология», 1968, т. 8, вып. 4, с. 567—604.

Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968. 234 с.

Щербаков А. В., Козлова Д., Смирнова Г. Н. Газы термальных вод. М., «Наука», 1974. 219 с.

Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., «Мир», 1974, с. 7—25.

Archambault J. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Nancy, 1960. 137 p., 2 cart.

Arad A., Morton W. Mineral springs and saline lakes of the Western Rift Valley, Uganda. — „Geochim. et Cosmochim. Acta", 1969, vol. 33, N 10, p. 1169—1181.

Arnold G. E., Ditzel L., Scheliga J. T. Effects of major new source in Tunisian Sahara. — „Journ. Amer. water works assoc.", 1973, vol. 59, N 7, p. 773—781.

Aubert de la Rue E. Le volcanisme en Côte Francaise des Somalis. — „Bull. volcanol.", ser. 2, 1939, vol. 5, p. 71—108.

Audibert M. Etude hydrogéologique de la nappe profonde du Sénégal. — „Nappe Maestrichtienne". — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1966, N 41, 115 p. a. il.

Backer H., Schoell. New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. — „Nature Phys. Sci.", 1972, vol. 240, p. 153—158.

Backström J. W. The geology along the lower reaches of the Molopo River and a note on the Riemvasmaak thermal spring, Gordonia District, Cape Province. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1962a, vol. 1, p. 57—64.

Backström J. W. Thermal springs on Driefontein 317 KR, north of Naboomspuit, Potgietersrus district, Transvaal. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1962, vol. 1, p. 183—187.

Bail A., Buchstein M. Les sources thermales et thermo-minerales de la République démocratique du Congo. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 87—104. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Barth T. F. W. Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland. — „Carnegie Inst., publ. 587". Washington, 1950, 174 p. w. il., 31 pl.

Bertossa A. Eaux minérales et thermales du Rwanda. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 139—142. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Besairie H. Contribution à l'étude des sources minérales et des eaux souterraines de Madagascar. — „Rep. Malgache, Trav. Bur. géol.", 1959, N 92, 95 p.

Bond G. W. The origin of the thermal and mineral waters in the Middle Zambesi valley and adjoining territory. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1953, vol. 56, p. 131—148.

Chatonier D., Lasserre M. Les principales sources minéralisées de l'Adamaoua (Cameroun central). — „Bull. Soc. géol. France", 1960, 7 ser., t. 2, N 1, p. 19—27.

Clarke F. E., Jones B. F. Significance of ground-water chemistry in performance of North Sahara tube wells in Algeria and Tunisia. Contribution to the hydrology of Africa and the Mediterranean region. Washington, 1972, 39 p. w. il. (U. S. Geol. surv. water supply paper, N 1757-M).

Combe M. Les sources thermo-minérales du Maroc. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 121—137. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Composition (gaz courants et gaz rares) des gaz spontanées de quelques sources thermales de Madagascar et de la Réunion. — „C. R. l'Acad. Sci.", 1926, t. 182, p. 602—605.

Day A. L., Allen E. T. The volcanic activity of hot springs of Lassen Peak. — „Carnegie Inst., publ. 360". Washington, 1925, 190 p. w. il.

Deelstra H., Katihabwa J., Waleffe A. Les sources thermo-minérales au Burundi. — „Bull. Soc. Belge, Etud. géogr.", 1972, vol. 41, N 2, p. 233—254.

De Launay L. Les richesses minérales de l'Afrique. Paris, 1903. 395 p. a. il.

Dixon C. G., Morton W. H. Thermal and mineral springs in Uganda. — In: Thermal and mineral waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 191—200 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Djellouli A. Les eaux minérales et thermales de Tunisie. — In: Mineral and Thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 181—190. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Ellis A. J., Mahon A. Natural hydrothermal systems and experimental hot water rock interactions. — „Geochim. et Cosmochim. Acta", 1964, vol. 28, N 8, p. 1323—1357.

El Ramly I. M. Recent review of investigations on the thermal and mineral springs in the U.A.R. — In: Thermal and mineral waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 201—213. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Eugster H. P. Chemistry and origin of the brines of Lake Magadi, Kenya. — „Miner. Soc. Amer. Spec. Paper", 1970, N 3, p. 213—235.

Geology, geochemistry and hydrology of hot springs of the East African rift system in Ethiopia. Addis Ababa, 1971. 432 p. w. il. (Technical report prepares for the Imperial Ethiopian Government by the United Nations as Participating and Executing Agency for the Unites Nation Development programme).

Gevers T. W. The hot springs in the Tugela river near Kranskop, Natal. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1943, vol. 45, p. 65—74.

Gevers T. W., Hart O., Martin H. Thermal waters along the Swakop River, South West Africa. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1963, vol. 66, p. 157—189.

Géze B., Vincent P. Les volcans du Tarso Yéga, du Tarso Toon, du Tarso Voon et de Soborom, dans le Tibesti central (Sahara du Tchad). — „C. R. l'Acad. Sci.", 1957, N 22, p. 1938—1940.

Guigue S. Les sources thermo-minérales de l'Algérie. Etude géochimique (tome 1). — „Bull. Serv. carte géol. de l'Algérie", 1940, ser. 3, fasc. 5, 140 p. a. il., 1 cart.

Guigue S. Les sources thermo-minérales de l'Algérie. Etude géochimique (tome 2). — „Bull. Serv. carte géol. de l'Algérie", 1947, ser. 3, fasc 9, 112 p. a. il.

Hammerton D. Hot springs and fumaroles at Jabel Marra, Sudan. — „Nature", 1966, vol. 209, N. 5030, p. 1290.

Hunter D. R. Thermal waters of Swaziland. — In: Mineral and thermal waters of world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 165—169. (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Ivao S. Further considerations on the rock alteration in Ugusu, on extinct geothermal area. — „Japan. journ. geol. and geogr.", 1963, vol. 34, N 2—4, p. 81—91.

James T. C. Occurences of helium-bearing gazes in Musoma and North Mara districts, Lake Province. — „Rec. Geol. surv. Tanganyika", 1959a, vol. 7, p. 66—71.

James T. C. Carbon dioxide-bearing hot springs in the Songwe River valley, Mbeya District. — „Rec. Geol. surv. Tanganyika", 1959b, vol. 7, p. 73—77.

Kent L. E. The thermal waters of the Union of South Africa and South West Africa. — „Trans. and proc. Geol. soc. S. Afr.", 1949, vol. 52, p. 231—264.

Kent L. E. Die warmbron Klein-Tschipise in Noord-Transvaal. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1961, vol. 1, p. 167—173.

Kent L. E. The thermal waters in the Republic of South Africa. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 143—164 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Kent L. E., Groeneveld D. Warm and cold springs on Richmond, Pilgrim's Rest District, Transvaal. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1961, vol. 2.

Kent L. E., Groeneveld D., Temperley B. N. Thermal springs and ground-water of the Badfountain Valley, Eastern Transvaal. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1966, vol. 5, p. 129—151.

Kirkpatrick I. M. The thermal springs of Malawi. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 111—120 (23 Intern. congr. geol., vol. 19).

Livingstone D. A. Chemical composition of rivers and lakes. Washington, 1963, 64 p. w. il. (U. S. Geol. surv. prof. paper, 440-G).

Martini M. La geochimica del lago Ginlietti (Ethiopia). — „Rendiconti Soc. Ital. Miner. Petrol.", 1969a, vol. 25, f. 1, p. 65—78 w. il.

Martini M. Studio di prodotti fumarolici di alcuni vulcani della catena dell'Erta Ale (Ethiopia). — „Rendiconti Soc. Ital. Miner. Petrol.", 1969b, vol. 25, f. 1, p. 77—92 w. il.

Maufe H. B. A preliminary report on the mineral springs of Southern Rhodesia. — „Bull. Geol. surv. S. Rhodes.", 1933, N 23, 78 p., 1 map.

Messini M., Di Lollo G. C. Acque minerali del mondo. Roma, 1957. 512 p. a. il.

Moulin M. Etude hydrochimique de l'anticlinal du Bou-Rhezal (Biskra—Algerie). — „Mém. Bur. Recher. Géol. Min.", 1969, N 79, p. 543—559.

Reeve W. H. Thermal and mineral waters of Zambia. — In: Thermal and mineral waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 215—221 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Richard J. J., Neumann M. van Padang. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part 4. Africa and the Red sea. Napoli, 1957. 118 p. w. il.

Rogers A. S., Imevbore A. M., Adegoke O. S. Physical and chemical properties of the Ikogosi Warm Spring, Western Nigeria. — „Journ. min. geol.", 1969, vol. 4, N 1—2, p. 69—81.

Temperley B. N. Thermal springs on Frischgewaag 236 near Paulpietersburg, Natal. — „Ann. Geol. surv. S. Afr.", 1964, vol. 3, p. 139—147.

Toffoli C. Le acque dell'Eritrea. — „Annali di chimica applicata", 1937a, vol. 27, f. 1, p. 30—52.

Toffoli C. Le acqua termale della regione di Ailet (Eritrea). — „Annali di chimica applicata", 1937б, vol. 27, f. 4, p. 165—174.

Toffoli C. L'acqua termale di Ali-Hasa (Eritrea). — „Annali di chimica applicata", 1937в, vol. 27, f. 4, p. 175—178.

Walker B. G. Springs of deep seated origin in Tanzania. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 171—180 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Walsh J. Mineral and thermal waters of Kenya. — In: Mineral and thermal waters of the world. B — Oversea countries. Prague, 1969, p. 105—110 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

Waring G. Thermal springs of the United States and other countries of the world. A summary. Washington, 1965. 383 p. w. il. (U. S. Geol. surv. prof. paper, N 492).

White D. E. Magmatic, connate, and metamorphic waters. — „Bull. Geol. soc. Amer.", 1957, vol. 68, N 12, pt. 1, p. 1659—1682.

Абая, оз. 154, 164, 295
Аббе, оз. 166—167, 239, 241, 258
Абда, равнина 38—39, 247
Абията, оз. 154, 164—165
Абиссинское нагорье 7, 164, 270—271
Адамава, горы 7, 145
Аденский арт. бас. 165, 170—172, 173, 239, 247, 264, 272
— субмаринный арт. бас. 213, 334
— — гидроминеральный район 288
Адрар-Ифорас, плато 6, 127, 132
Азанде, горы 7, 145
Азауакский прогиб 132, 136, 141, 238
Аир, плато 6, 19, 132, 141—142
Айелу, влк. 294
Акабский грабен 156, 167—168
Алаито, влк. 289
Алжиро-Тунисский арт. бас. 32, 67, 104, 106—122, 229, 233, 238, 254—255, 264, 272, 278—279, 327, 344
Алу, влк. 288
Амбр, горы 189, 191
Амур, горы 38, 60
Ангад, равнина 44, 47
Анголо-Конголезский арт. бас. 99, 100—101, 247, 272
Анкаратра, вулк. массив 189, 307
Аннабинский арт. бас. 51—52, 247, 264, 266
Антиатлас, горн. массив 5, 18, 29, 35—37, 79—80, 227, 276
Аравийская платформа 167, 170
— пустыня 6, 71
Асэбская впадина 168—169
Атлантис, впадина 209, 331—334, 341
Атласская гидроминеральная обл. 288, 302, 309
— горная область (горы) 5, 9
Атлантикоокеаническая гидрогеологическая область 78—104, 238, 272, 276, 343
Атласский гидрогеол. р-н 34—35, 272, 274, 345
Ауаса, оз. 154, 164, 295
Афар, впадина 155, 166, 258
Афарский арт. бас. 165—167, 173, 238, 241, 254, 258, 272, 281
Аффера, влк. 289
— оз. 294
Африкано-Аравийского рифтового пояса гидрогеол. обл. 153—174, 241, 272, 280, 343, 345—346
Ахаггар, массив (нагорье) 6, 10, 18—19, 29, 106, 110—111, 127, 132, 141, 227, 251, 255, 278, 284

Бани, горы 79—80
Баринго, оз. 154, 164
Басуто, массив 8, 196, 198
Бахария, оазис (депрессия) 72, 256, 275
Бахи, болота (депрессия) 178—179
Бахира, равнина 38—39, 226, 237, 247
Бегаадолома, влк. 291
Бен-Гунейма, горы 65, 68, 123
Бенгуэла, массив 17, 21—24, 100
Бени-Снассен, горы 47—48
Бенуэ, грабен 17, 19, 21, 93, 97, 141
Бергентский арт. бас. 55, 252—253
Бешар, арт. бас. 32, 106, 254, 257
Бибан, горы 50—51
Боделе, впадина 6, 144—145, 240
Большое Карру, плато 7, 196
Большой Восточный Эрг, пески 6, 110—111, 113, 120, 279
— Западный Эрг, пески 6, 10, 106, 110—111, 113, 118, 120, 279
Бонго, горы 7, 145
Бу-Арфа, горы 55, 57
Бу-Резаль, антиклиналь 311
Бушвельдский массив (комплекс) 28, 184—185, 329

Ваддаи, плато 7, 141, 145
Вади-эн-Натрун 75, 77
Варзазат, впадина 79—80
Варкзиз, горы 79, 104
Варсенис, хр. 49, 60, 252, 264, 311
Ватерберге, горы 180, 186
Веби-Шебели, прогиб 175—176
Верхне-Нильская синеклиза 17, 19—20, 66
Верхне-Нильский арт. бас. 32, 65—67, 247, 250, 272, 274—276
Виктория, арт. бас. 156, 160—162, 173, 247, 281
— оз. 8, 13—14, 159—161, 229, 251, 271, 315
Вирунга, влк. 8
Витватерсранд, хр. 196
Внутренней Африки гидрогеол. обл. 104—145, 238, 272, 278, 343
Вольтская синеклиза 17, 19—20, 93, 96, 344
Вольтский арт. бас. 93, 96—97, 247, 250, 272, 277
Восточная рифтовая зона (Грегори) 30, 155, 175, 179, 295
Восточно-Африканская гидроминеральная обл. 288, 290, 303, 315
— рифтовая зона 29, 155, 264, 331
Восточно-Африканский гидрогеол. р-н 156—165, 272
Восточно-Сахарская синеклиза 17—19, 67
Восточный арт. бас. (Мадагаскар) 190, 192, 195
Высокие плато 5, 26, 44, 46, 57—58, 60
Высокий Атлас, хр. 5, 6, 10, 25—26, 36, 38, 44, 55, 79, 106—107, 227, 344
Высоких плато арт. бас. 36, 55—65, 242, 263, 272, 274
— равнин. арт. бас. 55, 64, 237, 254

Габес, залив 17, 67, 113, 141
Ганнтур, равнина (плато) 226
Гарб, равнина (впадина) 26, 42—43
Гарби, соленое оз. (шотт) 58
Гергур, горы 51
Герсиф, впадина 26, 44, 46, 47
Гвинейский гидрогеол. р-н 78, 93—99, 272, 276—277
Гвинейско-Либерийский арт. бас. 93—96, 247, 272, 276
Гир, плато (хамада) 6, 106
Грегори, рифт 155, 179, 337
Гурара, оазисы 113, 120

Дагомейско-Нигерийский массив 16—17, 19—20, 93, 97, 141
Дая, горы 49, 58, 252
Даллол, соляной купол 289—290, 307, 342
Дамараленд, возвышенность 9, 101—102, 148, 152
Данакильская впадина (грабен) 7, 155, 166, 294, 307, 334, 342
Дарфур, плато 7, 19, 29, 65—66, 71—72, 284, 288—290
Дар-эс-Саламский арт. бас. 175, 177—180, 239, 247, 252, 264, 272, 281, 344
Дахла, оазис (впадина) 72—74, 256, 329
Дахра, массив 49, 252, 264
Дебду, горы 55, 57—58
Джадо, плато 142
Джебилет, горы 26, 38—39
Джерада, горы 55, 57—58
Джерид, соленое оз. (шотт) 13, 27, 113, 115, 120, 264, 327
Джефарский арт. бас. 67—68, 252—253
Джом, плато 7, 97
Дискавери, впадина 209, 331—333
Доби, грабен (впадина) 141, 294
Долина озер, Эфиопия 294, 335—336
Дофане, влк. 167
Дра, плато (хамада) 6, 79, 104
— арт. бас. 79—80, 226, 247, 272, 276
Драконовы горы 8, 196—198, 345
Дубби, влк. 288
Дуккала, равнина (впадина) 38—39, 247

Замбезийский арт. бас. 181—183, 229, 242, 254, 258, 264, 266, 272, 281
Западно-Конголезский складчатый пояс 17, 24, 100
Западно-Рифский арт. бас. 36, 41—44, 242, 247, 249, 263, 265—266, 272, 274—275
Западно-Сахарская синеклиза 17—19
Западная рифтовая зона 30, 155, 295, 300, 338
Звай, оз. 154, 164, 295

Игиди, песчаная пустыня (эрг) 6, 229
Иди-Амин-Дада, оз. 8, 148, 160, 300
Индоокеаническая гидрогеолог. обл. 175—196, 239, 272, 281, 343—344
Итаси, вулк. массив 307
— оз. 191

Кабилия Большая, горы 26, 50—51
— Малая, горы 26, 51, 303
Каирская синеклиза 17—19
Каирский арт. бас. 67, 71—77, 237, 254—256, 322
Каланшо, пески 6, 70
Калахари, пустыня 8, 10, 13, 152, 232, 239—240, 269, 271, 286, 346
— синеклиза 17, 24—25, 29, 148—149, 151
Калахарийский арт. бас. 32, 149, 153, 238, 254, 257, 264, 266, 272, 329
— гидрогеол. р-н 148—153, 272, 278
Камерун, влк. 7, 99, 288
Камерунский массив 7, 16—17, 19—20, 93, 97, 99, 141
Камеруно-Габонский арт. бас. 99—100, 247, 272, 276, 278
Камерунский гидроминеральный р-н 288
Канарских о-вов гидрогеол. р-н 34—36, 231
Каокофелд, возвышенность 9, 101—102, 148, 151
Капский арт. бас. 203—205, 239, 252, 254, 264, 266, 272, 282
— гидрогеол. р-н 196, 202—208, 272, 345
Карру, гидрогеол. р-н (бассейн) 32, 196—202, 239, 247, 252, 264, 272; 282
Карру, синеклиза 17, 24, 28, 141, 197, 329, 344
Касабланкский арт. бас. 36, 38—41, 226, 237, 241, 247, 272, 274
Касаи, массив (плато) 17, 19, 28, 146, 149
Касеньи, оз. 161, 301
Катанга, плато 7, 145—147
Катве, оз. 14, 161, 251, 300, 331, 338
Каттара, впадина 6, 73, 75, 275
Кейптаунский арт. бас. 203, 205—207, 252, 254, 264, 266, 272
Кения, влк. 8
Киву, оз. 8, 14, 148, 155, 159—160
Килиманджаро, влк. 154
Кипенгере, горы 8, 156
Конголезский гидрогеол. р-н (арт. бас.) 32, 145—148, 247, 251, 264, 266, 272, 278—279, 329
Конго, синеклиза 17, 20, 145—146, 149
Константины, горы 51, 64
Красноморский арт. бас. 165, 167—169, 173, 239, 241, 254, 257, 272, 347
Красноморско-Аденский гидрогеол. р-н 156, 165—174, 272, 281, 345
Красноморский рифт 155, 166—168, 170, 173, 331, 340
— субмаринный арт. бас. 209—213, 332
— — гидроминеральный р-н 288, 331
Куфра, синеклиза 18—19
Куфрский арт. бас. 67, 69, 247
Кьога, оз. 160

Лангано, оз. 154, 164—165, 295
Лангеберге, возвышенность (хр.) 151 196
Леоно-Либерийский массив 16—17, 19—20, 28, 93, 96, 125
Ливийская пустыня 10
Ливийский арт. бас. 32, 67, 68—70, 237, 247, 250, 272
Ливийско-Египетский сложный арт. бас. 65, 67—78, 247, 272, 275, 344
Ливийско-Нильский гидрогеол. р-н 34, 65—78, 272, 274, 276
Лимпопо, арт. бас. 181, 183—189, 347, 252, 273, 281

Луангва, грабен 182, 258
Лунда, плато 7, 13, 145

Магади, оз. 295, 337
Мадагаскарская гидроминеральная обл. 288
Мадагаскарский массив 21, 27
— гидрогеологический р-н 175, 180—196, 272, 281—282
Мадзунгская впадина (бассейн) 190, 193, 195, 331
Макгадикгади, оз. 8, 148, 152—153
Макутапора, депрессия 178
Мали-Нигерский арт. бас. 104, 132—141, 142, 238, 251, 272, 278—279, 329
Малт-Нигерская синеклиза 17—19, 134
Маньяра, оз. 154, 163
Марокканская месета (плато) 5, 25, 38, 43
Марсабит, влк. 165
Масинский арт. бас. 129
Мверу, оз. 14
Меджердинский арт. бас. 52—53, 247
Меджнун, солончак (себха) 40, 237
Мельгир, соленое оз. (шотт) 13, 27, 113, 115, 118, 120
Менengai, влк. 163, 165, 288
Меру, влк. 163, 165, 288
Мзаб, плато 19, 106, 112—113, 115
Митиджский арт. бас. 50—51, 247, 249
Митумба, горы 7, 159—160
Мобуту-Сесе-Секо, оз. 7, 14, 154, 160—161
Мозамбикский гидрогеол. р-н 175, 180—189, 272, 281
— прогиб 25, 31, 181, 188, 190
Мулуинский арт. бас. 36, 44—49, 237, 247, 266, 272, 274, 281
Мулуя, уэд (река) 5, 26, 45, 47
Мурзукский арт. бас. 104, 122—125, 252—253, 272, 278—279, 329
Мурзук, эрг 6, 124
Мурзукская синеклиза 17—19
Мурундавская впадина (бассейн) 190, 193, 195, 331

Найваша, оз. 154, 159, 163, 288, 331
Накуру, оз. 163—164, 300
Намаквaленд, возвышенность (горы) 9, 101—102, 148, 151—152, 329
Намиб, пустыня 9—10, 99, 102—103, 232, 346
Намибский арт. бас. 99, 101—104, 247, 272, 276, 278
Натрон, оз. 154, 163—164, 295, 337
Нефуса, горы 19, 65, 67
Нигерийский арт. бас. 93, 97—99, 247, 250, 272, 277, 330
Нижнего Лукоса равнина 42—43, 237
Новефелд, хр. 196, 198
Нубийская пустыня 6
Нумидийский хр. 26, 51
Ньяса, арт. бас. 156—157, 173, 252, 254, 272, 281
Ньяса, оз. 8, 13—14, 153—154, 156, 229, 315

Окаванго, синеклиза 17, 24—25, 29, 148—149, 151
Окавангский арт. бас. 149, 153, 254, 257, 272
Ол-Доиньо-Ленгаи, влк. 288, 337
Оранская месета (плато) 25—26
Орес, горы 62, 64, 110

Регган, впадина 104—105, 255
Регибатский массив 17—18, 79—80, 125
Рио-де-Оро, арт. бас. 79—80, 238, 247, 272, 276—277
Роггефелд, хр. 196, 202
Родезийский массив 21—23, 27—28, 180
Рувензори, массив 8, 161, 300
Рудольф, арт. бас. 156, 164—165, 173, 247, 272, 280, 295
— оз. 10, 14, 154, 164, 288, 295, 300
Руква, арт. бас. 156, 157—159, 173, 229, 241, 272, 280
— оз. 8, 154, 157—158, 252—253
Рунгве, влк. 154

Сагро, хр. 5, 106
Саида, горы 49, 58, 252
Саура, уэд 5, 105, 110, 118, 120
Саутпансберг, горы 180, 184, 186
Сахара, пустыня 5—6, 227, 232, 240, 269—271, 285, 346—347
Сахарский Атлас, хр. 5—6, 19, 26, 53, 55, 58—60, 63—64, 106, 110—113, 115, 264, 278, 344
— гидрогеол. р-н 104—145, 272, 278
Свартберге, хр. 196
Себу, уэд 5, 41—43, 230
Северо-Приантлантический гидрогеол. р-н 78—93, 272, 276
Северо-Рифский арт. бас. 44, 237
Сенегальский арт. бас. 79, 81—93, 226—227, 238, 241, 254, 256, 272, 276—277, 286, 330, 347
Сенегальская впадина 18—19, 79, 330
Серра-да-Шела, горы 101—148
Сива, оазис 70, 73—74, 275
Сиди-Бу-Бекер, горы 57—58
Снеуберге, хр. 196, 198
Сомалийский арт. бас. 175—177, 239, 254, 258, 264, 266, 272, 281
— прогиб 19—20, 330
Сомали-Танзанийский гидрогеол. р-н 175—180, 272, 281
Соркале, влк. 289
Средиземноморская гидрогеологическая область 34—78, 237, 272, 274—276, 343, 345—346
Средиземноморский субмаринный арт. бас. 209
Средний Атлас, хр. 5, 25—26, 38, 41, 44, 46, 344
Сугота, влк. 288
Сусский арт. бас. 36—38, 237, 247, 263, 265, 272, 274—275
Суэцкий грабен 155—156, 167—168

Тадемаит, плато 19, 106, 112, 115, 118
Тадла, впадина (равнина) 26, 38—39, 237, 247
Тазербо, оазис 69—70
Тана, оз. 7, 14
Танзанийский прогиб 175, 330
Танганьика, оз. 8, 13—14, 148, 155, 159, 229

Танганьикский арт. бас. 156, 157, 159—160, 173, 247, 251, 272, 281
— массив 17, 21—24, 27, 145—146
Танезруфт, арт. бас. 32, 129
Тарфая, впадина 79—80, 330
Тауденнийская синеклиза 17—19, 132
Тауденнийский арт. бас. 32, 104, 125—132, 226, 233, 238, 251, 272, 278—279, 285
Тебесса, хр. 52—53, 64
Телль-Атласский хр. 5, 52, 55, 60, 344
— сложный арт. бас. 36,49—53, 247, 272, 345
Тенере, эрг 142, 145
Тибести, массив (нагорье) 6, 17—19, 29, 65, 68—69, 71, 141, 284, 288—289
Тизнит, котловина 37
Тилемси, арт. бас. 129
Тингерт, хамада 19, 106, 112—113, 115
Тиндуфская синеклиза (впадина) 17—18, 104—105, 255
Тиндуфский арт. бас. 32, 104—106, 254—255, 272, 278, 285
Титери, горы 50, 60, 62
Тлемсен, горы 49, 252, 264
Трансваальский массив 21—22, 180, 197
Трара, хр. 49, 252, 264
Триффа, равнина 44, 46—48
Туиль, уэд 61—62, 237, 263
Тунисский арт. бас. 36, 53—55, 254, 264, 272, 275, 345
— хр. 52—54
Тусиде, влк. 289

Уарсанжели—Миджуртина, горы 171
Убари, песчаная пустыня (эрг) 6, 124
Умм-Руваба, впадина 66—67

Фарафра, оазис (депрессия) 329
Феджадж, соленое оз. (шотт) 27, 113
Феццан 122—123, 125
Фигигский арт. бас. 55, 247
Фосфоритовое плато 38, 226

Ханнингтон, оз. 295, 331
Харга, оазис (депрессия) 72, 256, 275, 329
Ходна, арт. бас. 55, 62—64, 237, 252—253, 263
— горы 52, 62—64
Хрустальные горы 7, 100, 146

Центрально-Африканский массив 16—17, 19, 28, 145—146

Чадский арт. бас. 32, 104, 141—145, 226, 247, 256, 272, 278—279, 329
Чад, оз. 6—7, 9, 13—14, 19, 141—145, 230, 279
Чадская синеклиза 17, 19, 132, 141—142
Чалби, пустыня 165
Чейн, впадина 209, 331—333
Черная гора, соляной купол 289—290, 335
Чоу-Бахр, оз. 10, 154, 164

Шайю, массив 17, 19—20, 99—100, 145
Шала, оз. 154, 164—165, 301
Шари-Логоне, арт. бас. 141, 145
Шауя, впадина (равнина) 26, 38, 247
Шелифский арт. бас. 49—50, 252, 263, 266
Шеллалинский арт. бас. 55, 60—62, 237, 247, 250, 263, 266, 275
Шергинский арт. бас. 55, 58—60, 247, 249
Шеш, песчаная пустыня (эрг) 6, 229

Эбурру, влк. 163, 288
Элементейта, оз. 300
Эль-Гезира, равнина 75
Эльгон, гора 8, 154, 161
Эль-Ксур, горы 55, 67, 106
Эль-Мужладская впадина 66—67
Эль-Харудж, горы 19, 123, 229
Эль-Хамра, плато (хамада) 19, 65, 115
Эннеди, плато 6, 18, 65, 71, 141, 275
Эрди, плато 68, 70—71, 275
Эр-Реккам, плато 26, 46, 56—57
Эр-Риф, хр. 5, 41, 44, 344
Эрта-Але, влк. 288—289
Этоша, оз., котловина 8, 148, 152—15/
Этошский арт. бас. 149, 153, 254, 257, 272
Эш-Шерги, соленое оз. (шотт) 58—60
Эфиопская рифтовая зона 30, 155, 166
Эфиопское нагорье 7, 71, 166, 177
Эяси, оз. 154, 163—164, 295
Эяси-Найваша, арт. бас. 156, 162—164, 172—173, 247, 272, 281

Южно-Африканская гидрогеологическая обл. 196—208, 239, 272, 343—345
— гидроминеральная обл. 288, 319
Южно-Приатлантический гидрогеол. р-н 78, 99—104, 272, 274
Южно-Атласский прогиб 115, 119
— разлом 25, 264, 327
Южно-Телльский краевой прогиб 26—27, 52

Предисловие *Н. А. Маринов* 3
Словарь местных географических терминов 4

Глава I

Физико-географические факторы формирования подземных вод. *Е. А. Востокова, Н. А. Маринов, Н. М. Новикова* 5

Рельеф 5
Климат 9
Гидрография 12

Глава II

Геологические факторы формирования подземных вод. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 15

Геолого-тектоническое районирование 15
Стратиграфия 18
Интрузивный магматизм 27
Неотектоника 29

Глава III

Гидрогеологическое районирование

Общая характеристика подземных вод гидрогеологических областей, районов и артезианских бассейнов 32
Гидрогеологическое районирование. *Е. А. Востокова, Н. А. Маринов, Л. И. Флерова, Р. И. Ткаченко* 32
Общая характеристика подземных вод 34
А. Средиземноморская гидрогеологическая область 34
I. Гидрогеологический район Канарских островов. *Н. А. Маринов* . . . 34
II. Атласский гидрогеологический район 35
1. Сусский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова* 36
2. Касабланкский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова* 38
3. Западно-Рифский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова* 41
4. Мулуинский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова, Н. А. Маринов* . . 44
5. Телль-Атласский сложный артезианский бассейн. *Л. И. Флерова, Л. И. Степанищев* 49
6. Тунисский артезианский бассейн. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* . . 53
7. Артезианский бассейн Высоких плато. *Л. И. Флерова, И. Я. Пантелеев, С. М. Голубев* 55
III. Ливийско-Нильский гидрогеологический район 65
1. Верхне-Нильский артезианский бассейн. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 65
2. Ливийско-Египетский сложный артезианский бассейн. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова, Е. А. Востокова* 67
Б. Атлантикоокеаническая гидрогеологическая область 78
I. Северо-Приатлантический гидрогеологический район. *Л. И. Флерова, Н. А. Маринов* 79
1. Артезианский бассейн Дра 79
2. Артезианский бассейн Рио-де-Оро 80
3. Сенегальский артезианский бассейн 81
II. Гвинейский гидрогеологический район. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 93
1. Гвинейско-Либерийский артезианский бассейн 93
2. Вольтский артезианский бассейн 96
3. Нигерийский артезианский бассейн 97
III. Южно-Приатлантический гидрогеологический район. *Е. А. Востокова, Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 99
1. Камеруно-Габонский артезианский бассейн 99
2. Анголо-Конголезский артезианский бассейн 100
3. Намибский артезианский бассейн 101
В. Гидрогеологическая область Внутренней Африки 104
I. Сахарский гидрогеологический район 104
1. Тиндуфский артезианский бассейн. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* . . 104
2. Алжиро-Тунисский артезианский бассейн. *Е. А. Востокова, Н. А. Маринов, Л. И. Флерова, С. М. Голубев, И. Я. Пантелеев* 106

3. Мурзукский артезианский бассейн. *Н. А. Маринов, Е. А. Востокова* . . 122
4. Тауденийский артезианский бассейн. *Н. А. Маринов, Е. А. Востокова, А. П. Попов* 125
5. Мали-Нигерский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова, А. П. Попов* . . 132
6. Чадский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова* 141
II. Конголезский гидрогеологический район (артезианский бассейн). *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 145
III. Калахарийский гидрогеологический район. *Е. А. Востокова, Н. А. Маринов* 148
Г. Гидрогеологическая область Африкано-Аравийского рифтового пояса . . 153
I. Восточно-Африканский гидрогеологический район. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 156
1. Артезианский бассейн Ньяса 156
2. Артезианский бассейн Руква 157
3. Танганьикский артезианский бассейн 159
4. Артезианский бассейн Виктория 160
5. Артезианский бассейн Эяси-Найваша 162
6. Артезианский бассейн Рудольф 164
II. Красноморско-Аденский гидрогеологический район. *Н. А. Маринов, Е. А. Востокова* 165
1. Афарский артезианский бассейн 166
2. Красноморский артезианский бассейн 167
3. Аденский артезианский бассейн 170
Д. Индоокеаническая гидрогеологическая область 175
I. Сомали-Танзанийский гидрогеологический район 175
1. Сомалийский артезианский бассейн. *Н. А. Маринов, А. П. Попов* . . 175
2. Дар-эс-Саламский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова* 177
II. Мозамбикский гидрогеологический район 180
1. Замбезийский артезианский бассейн. *Л. И. Флерова* 181
2. Артезианский бассейн Лимпопо. *Л. И. Флерова* 183
III. Мадагаскарский гидрогеологический район. *Н. А. Маринов, Е. А. Востокова* 189
Е. Южно-Африканская гидрогеологическая область 196
I. Гидрогеологический район Карру (артезианский бассейн). *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 196
II. Капский гидрогеологический район. *Л. И. Флерова* 202
1. Капский артезианский бассейн 203
2. Кейптаунский артезианский бассейн 205
Ж. Субмаринные артезианские бассейны. *Н. А. Маринов* 208

Глава IV

Вопросы формирования подземных вод 218
Формирование химического состава подземных вод. *Н. А. Маринов* 218
Формирование химического состава подземных (грунтовых) вод зоны активного водообмена артезианских бассейнов. *Н. А. Маринов, Е. А. Востокова* . . . 219
Формирование химического состава глубоких подземных вод земной коры. *Н. А. Маринов* 242

Глава V

Формирование подземных вод в зонах разрывных дислокаций. *Н. А. Маринов.* 263

Глава VI

Формирование и закономерности распространения ресурсов пресных подземных вод *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 268

Глава VII

Минеральные и термальные подземные воды. *Р. И. Ткаченко, Л. И. Флерова, Н. А. Маринов* 288
Минеральные и термальные воды субаэральных областей 288
Минеральные и термальные воды субаквальных областей 331

Глава VIII

Общая характеристика гидрогеологических областей. *Н. А. Маринов, Л. И. Флерова* 343
Список литературы 348
Предметно-географический указатель 366

ИБ № 3049

ГИДРОГЕОЛОГИЯ АФРИКИ

Редактор издательства *Г. Ф. Неманова*
Переплет художника *В. В. Евдокимова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
График-иллюстратор *А. Т. Царева*
Технический редактор *В. Л. Прозоровская*
Корректор *А. П. Стальнова*

Сдано в набор 27.09.77. Подписано в печать 09.02.78. Т-02763 Формат 70×108$^{1}/_{16}$
Бумага № 1 Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 24,75 с тремя вкладками
Усл. п. л. 34,65 с тремя вкладками Уч.-изд. л. 36,53 с тремя вкладками Тираж 1150 экз.
Заказ 668/12254—2 Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2476

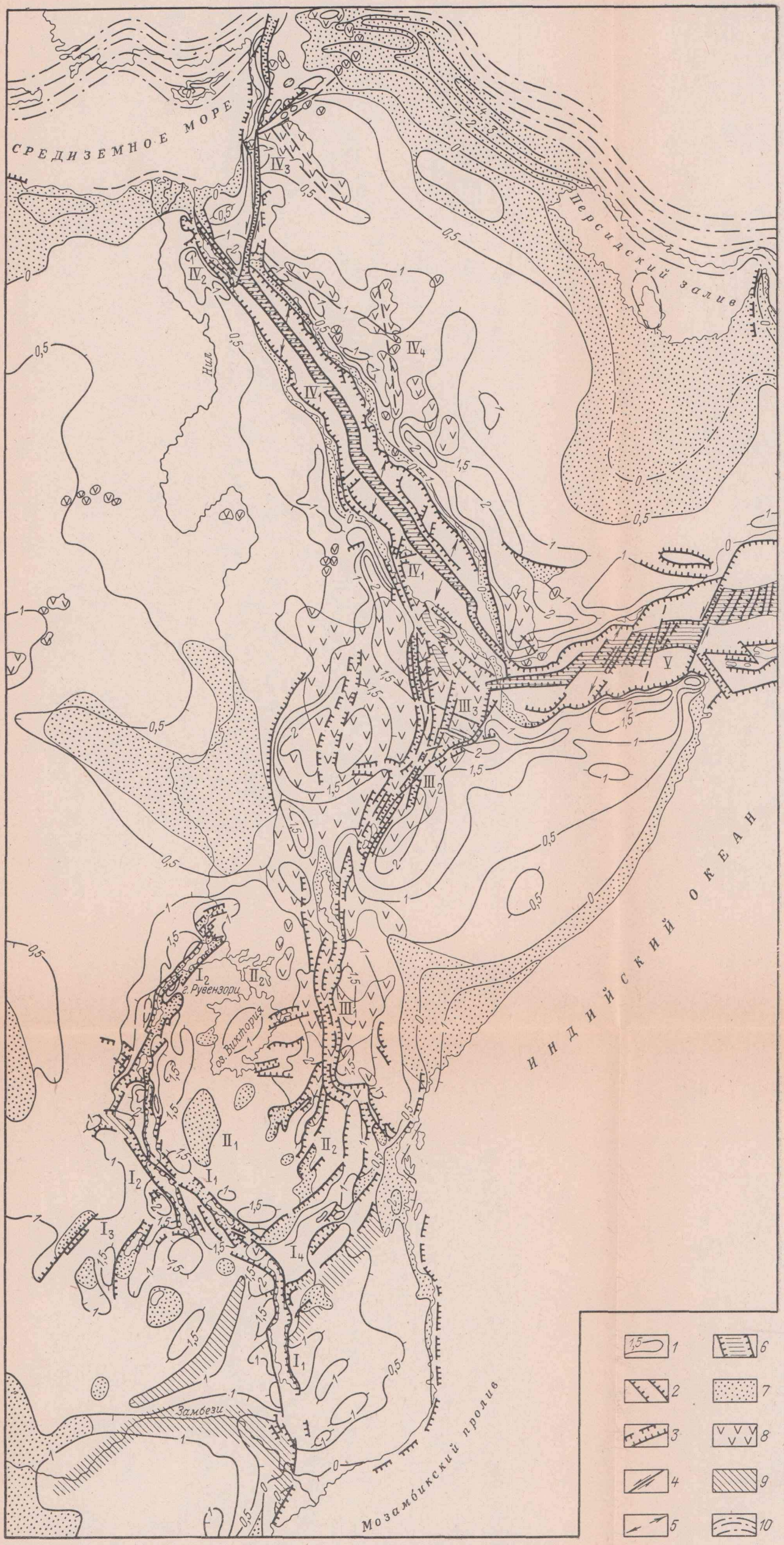


Рис. 39. Схема строения Африкано-Аравийского рифтового пояса («Восточно-Африканская рифтовая...», 1974)

1 — изобазы (в км) новейших поднятий и опусканий (в Эфиопии и Йемене — с эоцена, на остальной территории — с миоцена); *2* — крупные сбросы, активные в неогене — антропогене; *3* — грабены, развивавшиеся в неогене — антропогене (континентальные рифты); *4* — предполагаемые крупные сдвиги; *5* — предполагаемые крупные раздвиги; *6* — центральные зоны межконтинентальных рифтов с разрывом сплошности материковой земной коры; *7* — зоны значительного накопления неоген-четвертичных осадков; *8* — зоны развития неоген-четвертичных вулканитов; *9* — зоны мезозойского рифтогенеза в южной части Африкано-Аравийского рифтового пояса; *10* — альпийский эпигеосинклинальный орогенный пояс. Цифры на карте: I_1—I_4 — Западная (Нъяса-Танганьикская) ветвь рифтового пояса: I_1 — Руква-Ньясская рифтовая зона, I_2 — Танганьикская рифтовая зона, I_3 — ступенчато-глыбовая зона Упемба-Кунделунгу-Мверу, I_4 — ступенчато-глыбовая зона Руаха-Киломберо; II_1—II_2 — Восточно-Африканское глыбовое поднятие: II_1 — срединный массив Виктория, II_2 — срединный Масайский массив; III_1—III_3 — Восточная (Кенийско-Эфиопская) ветвь рифтового пояса: III_1 — Кенийская рифтовая зона, III_2 — Эфиопская рифтовая зона, III_3 — впадина Афар; IV_1—IV_4 — Северная (Красноморско-Западно-Аравийская) ветвь рифтового пояса: IV_1 — межконтинентальная рифтовая зона Красного моря, IV_2 — рифтовая зона Суэцкого залива, IV_3 — Левантинская рифтовая зона, IV_4 — Западно-Аравийская зона поднятий; V — Аденская ветвь рифтового пояса — Аденская межконтинентальная рифтовая зона

Зак. 668

Рис. 1. Обзорная карта Африки

Зак. 668

E476

Рис. 37. Схематическая гидрогеологическая карта центральной части Конголезской впадины (Snel, 1957)

1 — границы геологических формаций; *2* — то же, водоносных горизонтов; водоносные горизонты: *3* — в покровных песках палеоген-неогена и четвертичных отложениях, *4* — предполагаемые; *5* — в коре выветривания докембрийских метаморфизованных пород, *6* — в гранитах; *7* — формации, хорошо проницаемые; *8* — выходы кристаллических известняков докембрия; *9* — формации слабо проницаемые, за исключением зон трещиноватости; *10* — выходы пород системы Катанга; *11* — водоносный горизонт в карбонатных породах серии Лукуга; *12* — районы, не изученные в гидрогеологическом отношении

Рис. 48. Схематическая карта химического состава грунтовых вод Африки (составили Л. И. Флерова и Н. А. Маринов)

Химический состав грунтовых вод: *1* — гидрокарбонатные и силикатно-гидрокарбонатные смешанного катионного состава; *2* — то же, с повышенным содержанием органических веществ и железа (болотные); *3* — гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые; *4* — гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые; *5* — преимущественно сульфатные кальциево-магниевые; *6* — сульфатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные смешанного катионного состава; *7* — хлоридные натриевые. Минерализация грунтовых вод (г/л): *8* — до 1; *9* — до 3; *10* — 1—5; *11* — 5—10; *12* — 10—35; *13* — более 35. *14* — границы площадей спорадического распространения грунтовых вод; *15* — линзы пресных грунтовых вод, залегающих на соленых; границы: *16* — крупных песчаных массивов, местами с вероятным наличием линз пресных грунтовых вод, залегающих на соленых; *17* — площадей грунтовых вод различной минерализации; *18* — площадей грунтовых вод различного химического состава

Зак. 668

Средиземное море
Красное море
Аденский залив
Гвинейский залив
Канарские острова
о-ва Зеленого Мыса
Атлантический океан
Индийский океан
Алжир
Тунис
Рабат
Касабланка
Оран
Триполи
Александрия
Каир
Дакар
Конакри
Фритаун
Абиджан
Аккра
Лагос
Либревиль
Луанда
Киншаса
Малаланже
Лобиту
Мосамедиш
Кейптаун
Порт-Элизабет
Ист-Лондон
Дурбан
Лоренсу-Маркиш
Претория
Ливингстон
Солсбери
Лусака
Момбаса
Дар-эс-Салам
Могадишо
Адис-Абеба
Охаргейса
Джибути
Асмэра
Порт-Судан
Хартум
Западная пустыня
Ливийская пустыня
Нубийская пустыня
Восточная пустыня
Аравийская пустыня
Сахара
Калахари
Нагорье Тибести
Плато Эль-Эглаб
Плато Аир
Плато Баучи
Плато Футаджаллон
Большой Западный эрг
Большой Восточный эрг
Ахаггар
Тассили
Высокий Атлас
Средний Атлас
Антиатлас
Сахарский Атлас
Эр-Риф
Хребет Тибести
Эми-Кусси
Тоубкаль
Марра
Шелиф
Ниль
Конго
Нигер
Замбези
Лимпопо
Оранжевая
Калахари
Намиб
Драконовы горы
Большое Карру
Малое Карру
Столовая
Столовая
Столовая