

2672

В. С. С А М А Р И Н А

ФОРМИРОВАНИЕ  
ХИМИЧЕСКОГО  
СОСТАВА

ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

551.49

В. С. САМАРИНА

# ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

(На примере Прикаспийской низменности)

~~17131~~  
2672



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1963



*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Ленинградского университета*

Монография посвящена проблеме формирования химического состава грунтовых вод одной из обширных аридных областей юга Советского Союза — Прикаспийской низменности. В основе ее лежит большой фактический материал (около 3000 анализов), собранный и обработанный автором. Анализ имеющегося материала позволил выявить тесную связь солевого состава грунтовых вод и почво-грунтов с рельефом территории, установить особенности химической дифференциации грунтовых вод под отдельными элементами рельефа и произвести гидрохимическое районирование. В работе, таким образом, содержатся данные, необходимые для прогноза солевого режима отдельных площадей Прикаспийской низменности при их орошении и обводнении.

Книга может быть использована гидрогеологами, геологами, грунтоведами и другими специалистами, занимающимися вопросами орошения земель аридных областей Советского Союза.

## ВВЕДЕНИЕ

В 1952—1953 гг. кафедрой гидрогеологии Ленинградского университета в содружестве с гидропроектом Министерства электростанций проводились геоморфологические и гидрогеологические исследования Прикаспийской низменности. Автором данной работы изучались гидрохимические особенности грунтовых вод низменности в пределах полосы шириной 30—40 км, тянущейся от р. Волги до р. Урал на широте Волгоград—Калмыково. Эта территория относится к северной части Прикаспийской низменности, известной в литературе под названием Северного Прикаспия.

Работы осуществлялись в связи с предполагавшимся строительством крупного оросительного и обводнительного канала, который должен был соединить рр. Волгу и Урал. Необходимость орошения и обводнения засушливых земель Северного Прикаспия поставила перед научными и производственными организациями нашей страны ряд крупных проблем, связанных с изучением природных условий Прикаспийской низменности. Одна из таких проблем касается солевого режима почво-грунтов и грунтовых вод низменности и принадлежит к числу весьма сложных, так как территория эта отличается широким распространением в ее пределах засоленных пород и соляных вод, создающих большие трудности для орошения и сельскохозяйственного освоения земель. По существу почти вся геологическая история Прикаспийской низменности проходила в условиях соленакопления, особенно интенсивно проявившегося в пермское время, так как среди пермских пород присутствуют мощные толщи соли и гипса, лежащие либо в недрах низменности, либо поднятые на поверхность или близко к ней в виде соляных куполов открытого или закрытого типа. По указанию В. А. Ковды (1950) солевые аккумуляции, правда значительно

уступающие по своей мощности пермским, устанавливаются и в более молодых отложениях, вплоть до пород четвертичного возраста.

Вследствие того, что основной тенденцией движения всей территории Прикаспийской низменности на протяжении ее геологической истории была тенденция к погружению, естественно, что в целом большая засоленность пород ее слагающих должна сохраниться и до наших дней ввиду весьма слабой дренированности всей площади. Даже освободившись в позднечетвертичное время от покрывавших ее вод неоднократно трансгрессировавшего Каспия, Прикаспийская низменность и тогда не попала в условия, благоприятные для интенсивного рассолонения, так как районы ее занимают предельно низинное положение и имеют очень слабо расчлененный рельеф. Однако, по-видимому, современный этап развития низменности характеризуется в общем некоторым, хотя и слабым, рассолонением отдельных участков, причем проявляется оно очень неравномерно в различных районах.

С точки зрения особенностей солевого режима, Северный Прикаспий может быть разделен на две неравноценные по площади области: внешнего и внутреннего стока. Области внешнего стока тяготеют к «транзитным» долинам Волги и Урала, их солевой режим обусловлен дренирующей ролью этих рек, вследствие чего площади, примыкающие к ним, находятся в состоянии четко выраженного рассолонения, охватывающего довольно широкую полосу вдоль Волги и гораздо более узкую вдоль Урала.

Иная картина создается в обширных областях внутреннего стока, лишенных дренирующих водных артерий. В этих областях реки имеют внутренние базисы эрозии, так что транспортируемые ими соли остаются на территории низменности. Характерной особенностью таких областей является не общее их рассолонение, а перераспределение солей, осуществляющееся благодаря деятельности подземных и поверхностных вод. Те участки областей внутреннего стока, которые в силу особенностей своего гипсометрического положения, геологических условий и т. д. находятся в состоянии систематического длительного увлажнения, являясь «окнами» питания для подземных вод, переживают в современную фазу развития отчетливо видимое рассолонение. В то же время участки, играющие роль внутренних базисов эрозии, в сторону которых направлен сток подземных вод, подвергаются интенсивному засолонению, обязанному большой величине испарения с зеркала грунтовых вод. Таким образом, вся территория областей внутреннего стока по специфике своего солевого режима является мозаичной, так как в ней чередуются участки засоляющиеся, рассолоняющиеся и переходные между ними.

Естественно, что исторически сложившееся распределение солей во внутренних областях окажется резко нарушенным

в связи с орошением и обводнением земель Северного Прикаспия. Нарушение может вызвать увеличение количества засоляющихся площадей благодаря тому, что одним из следствий орошения явится общий подъем уровня грунтовых вод и превращение некоторых из наиболее глубоко врезанных «окон» питания в «очаги» дренирования. Прогноз будущего солевого режима орошаемых и обводняемых площадей Северного Прикаспия возможен лишь на основе комплексного изучения природных условий этой территории.

Настоящая работа посвящена вопросам гидрохимического районирования грунтовых вод и формирования химических типов их в пределах намечавшейся трассы обводнительного канала.

---

## ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Прикаспийская низменность представляет собой обширную, плоскую равнину с абсолютными отметками около 50 м в северной части и минус 29 м в южной. В четвертичное время низменность неоднократно заливалась водами трансгрессировавшего Каспийского моря, лишь сравнительно недавно окончательно отступившего с ее территории. Таким образом, равнина эта принадлежит к числу очень молодых областей и занимает предельно низинное положение, так как многие районы ее лежат в зоне нулевых и даже отрицательных абсолютных отметок.

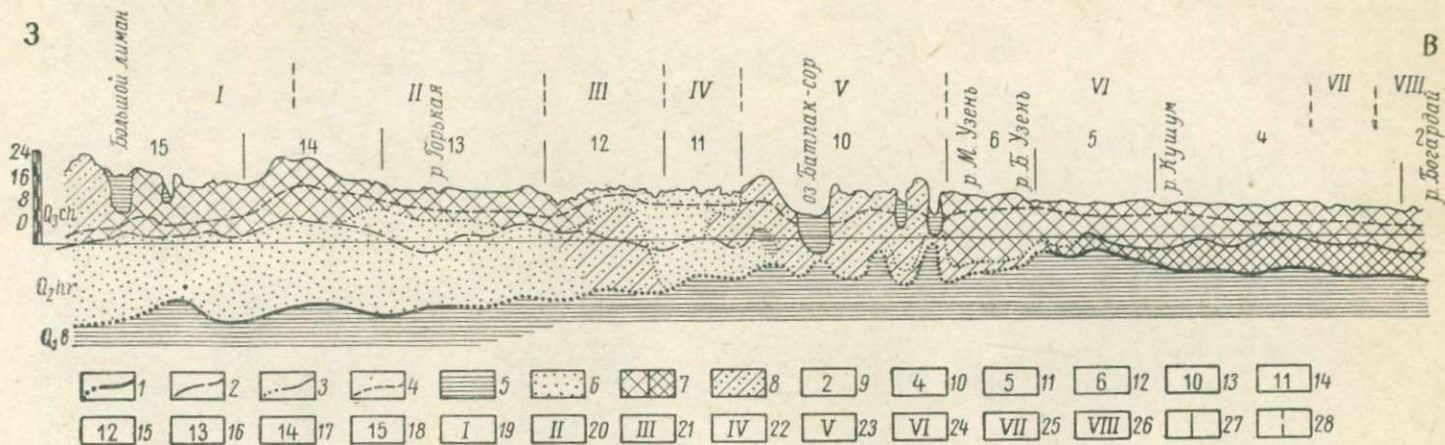
На фоне почти идеально выравненного рельефа Прикаспийской низменности отчетливо видно ступенчатое строение ее продольного профиля. Намечается несколько ступеней, спускающихся с северо-северо-запада на юго-юго-восток к Каспийскому морю. Каждая ступень имеет в той или иной степени сохранившийся уступ, отвечающий береговой линии регрессировавшего бассейна хвалынского Каспия, отступавшего стадияльно, с различной длительности остановками (Жуков, 1945). Наиболее хорошо выражен так называемый предсыртовый уступ, подошва которого является границей максимального разлива хвалынского моря. Отметки поверхности уступа составляют 55—60 м; сложен он типичными сырцовыми глинами, на них лежат новейшие суглинистые наносы без каких-либо следов каспийской фауны. Отдельные останцы предсыртового уступа далеко к югу заходят в Прикаспийскую низменность, разделяя обширные площади Северного Прикаспия на западную и восточную части.

Ниже предсыртового уступа располагается ступенчатая поверхность хвалынской террасы. Самая древняя ее ступень, ограниченная в настоящее время с юга горизонтально 25 м, протягивается узкой полосой, следующей вдоль предсыртового уступа, и в виде нескольких останцевых возвышенностей сохра-

нилась в приволжской части низменности, примерно до широты оз. Баскунчак. Поскольку уступ, ограничивающий с юга древнюю хвалынскую террасу, отвечает, по М. М. Жукову, кушумской фазе стояния хвалынского Каспия, находящаяся к югу от него территория может быть названа кушумской морской террасой. Современная гипсометрия древнехвалынской и кушумской террас различна: первая имеет примерно равновеликие высоты в приволжской и приуральской частях низменности, тогда как кушумская терраса асимметрична, поверхность ее заметно понижается с приближением к р. Урал. Схематический геологический профиль (рис. 1), построенный вдоль трассы проектировавшегося канала, показывает, что снижение происходит также ступенями: абсолютные отметки кушумской террасы близ Волги (западная ступень) составляют 10—16 м; центральная ступень имеет отметки в среднем около 8 м, и, наконец, в пределах восточной приуральской ступени отметки не превышают 2—4 м.

Уступ, отвечающий следующей, богардайской фазе стояния Каспийского моря, в виде небольших останцев довольно хорошо прослеживается в западном и центральном районах Северного Прикаспия; абсолютные отметки его достигают 16—18 м. Наиболее четко он выражен к югу от Арал-сора и Батпак-сора, где протягивается в виде широтно вытянутого пологого «вала». К востоку от указанных соров в рельефе нет уровней, отвечающих «валу» по высоте, так как вся восточная часть опущена по сравнению с западной. Однако на основе анализа дельтовых окончаний рек М. М. Жуков установил и для восточного района границу богардайского Каспия, проходящую несколько севернее территории Камыш-Самарских озер. Площади, расположенные к югу от этой границы, составляют поверхность третьей по счету Каспийской террасы, которая может быть названа богардайской. Терраса занимает обширные пространства и протягивается почти вплоть до берегов современного Каспия, где есть еще несколько уровней террас, на описании которых мы останавливаться не будем. Современный облик кушумской и богардайской террас в пределах рассматриваемой части Прикаспийской низменности неодинаков: первая располагается в зоне преимущественно положительных абсолютных отметок и представляет суглинистую равнину, вторая покрыта перевейными бугристо-грядовыми и барханскими песками и лежит в области нулевых и отрицательных отметок.

Вслед за отступанием береговой линии Каспийского моря блуждали и растекались по Прикаспийской равнине реки, спускающиеся с Урала и центральных частей Русской платформы. Благодаря этому современный рельеф каспийских террас формируется на фоне не только морской, но и речной эрозионно-аккумулятивной равнины. Весьма существенная роль в процессах рельефообразования принадлежит эндогенным факторам,



### 1. Схематический геологический профиль по линии Волгоград — Калмыково.

1 — кровля бакинских отложений; 2 — кровля хазарских отложений; 3 — кровля нижнехвалынских отложений; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — породы преимущественно глинистые; 6 — породы преимущественно песчаные; 7 — породы фашиально изменчивые, с преобладанием суглинистых; 8 — породы фашиально изменчивые, с преобладанием песчаных и супесчаных; области новейших движений (по Ю. А. Мешерякову): 9—10, 13, 18 — новейшего опускания; 11, 16 — с тенденцией к опусканию в новейшее время; 12 — с тенденцией к поднятию в новейшее время; 14—15, 17 — новейшего поднятия; геоморфологические районы (по В. С. Самариной): 19 — левобережных террас Волги и Ахтубы; 20 — пединно-лиманный; 21 — сплошного развития песков; 22 — островного развития песков; 23 — лиманно-соровой; 24 — низовьев рр. Узень и Кушума; 25 — «впадинный»; 26 — наклонной равнины правобережья Урала; 27 — границы областей с различным знаком новейших движений; 28 — границы геоморфологических районов.

к числу которых относится прежде всего соляная тектоника. Детальные исследования, проведенные за последнее десятилетие Ю. А. Косыгиным (1950) и Ю. А. Мещеряковым (1951—1954), показали, что процессы соляного тектогенеза являются мощным рельефообразующим фактором, непрерывно, но с различной интенсивностью действующим на протяжении всей геологической истории низменности. Молодые движения, обязанные соляной тектонике, энергично проявляются и в настоящее время на различных участках Прикаспия. Они усиливают ранее созданные положительные элементы рельефа, обычно отвечающие соляным куполам, и углубляют сопряженные с возвышенностями обширные впадины, являющиеся компенсационными мульдами.

Таким образом, на фоне крупных ступеней — террас макро-рельефа низменности в результате суммарного воздействия на абразивно-аллювиальную равнину соляной тектоники и экзогенных факторов — речной, озерной эрозии и аккумуляции, эолового переноса и развевания, суффозионно-карстовых процессов и пр., — формируются мезо- и микроэлементы рельефа. По-разному сочетаясь и накладываясь друг на друга, перечисленные факторы обуславливают дифференциацию Прикаспийской равнины на ряд районов, неодинаковых по своему геоморфологическому строению. Каждый район характеризуется определенной совокупностью типичных для него форм рельефа, однако сами формы, за исключением территории развития песков, более или менее аналогичны по всей площади. Они представлены отрицательными и положительными элементами мезо- и микрорельефа, нарушающими унылое однообразие бескрайних степных просторов суглинистой равнины Прикаспийской низменности.

К числу отрицательных форм рельефа относятся западины (или степные «блюдца»), падины, лиманы, соры, впадины, речные долины и балки. Положительные элементы рельефа представлены меньшим разнообразием форм; они развиты на водораздельных пространствах между сорами, лиманами, впадинами и речными долинами. Среди них выделяются: микробугры, плоские возвышенности типа очень низких увалов и, наконец, небольшие бугры, напоминающие эрозионные останцы. Вследствие того, что наиболее широким распространением в описываемой части Северного Прикаспия пользуются отрицательные элементы рельефа, играющие важную гидрогеологическую роль, остановимся на детальной характеристике этих форм.

Самыми мелкими как по величине, так и по глубине вреза являются западины, которыми так богата суглинистая равнина. «Блюдца» имеют овальную или округлую форму, размеры до 5—10 м в поперечнике и отличаются ничтожной глубиной вреза, измеряющейся несколькими сантиметрами, реже — десятками сантиметров. Многочисленные степные «блюдца» усеивают При-

каспийскую равнину без какой бы то ни было определенной ориентировки и придают всей степи весьма типичную пестроту в окраске, обусловленную различным характером растительного покрова: растительность западин представлена злаковыми травами и светлой полынью, тогда как на межзападных пространствах растет главным образом темная полынь. Из-за такого распределения растительности, когда на покрытую западинами степь смотришь с самолета, она кажется как бы изъеденной оспинами или имеет вид сот из-за чередования светлых и темных участков. Разрез верхней части почво-грунтов под западинами и соседними площадями также неодинаков: грунты западин обычно слегка выщелочены и запесочены.

Более крупными по величине после западин являются пдины; размеры их составляют сотни квадратных метров, а глубина вреза — до 1 м и более. Пдины имеют удлиненную, чаще всего овальную форму. В расположении их иногда наблюдается определенная правильность: они протягиваются друг за другом цепочками, причем длинные оси их направлены в сторону местных дрен. На фоне желто-бурой степи даже летом и осенью пдины резко выделяются, так как покрыты ярко-зелеными влаголюбивыми травами, нередко достигающими большой высоты. Почво-грунты пдин, по сравнению с соседними площадями, характеризуются большой выщелоченностью и обилием различных известковистых стяжений. Типична также повышенная песчанность всего разреза и интенсивная трещиноватость верхней части грунтов, что обуславливает довольно хорошую водопроницаемость пород в пределах пдин и приводит к формированию под ними пресных грунтовых вод. Все эти особенности превращают пдины в одну из достопримечательностей суглинистой равнины: выщелоченные земли их используются в качестве пахотных, а пресные воды широко применяются для питьевого и технического водоснабжения.

Еще более крупными, чем западины и пдины, являются лиманы — обширные, очень плоские понижения протяженностью от сотен метров до нескольких километров, с глубиной вреза в отдельных случаях до 3—4 м и более. Форму лиманы имеют округлую, чаще овальную и характеризуются извилистыми очертаниями. Лиманы, подобно пдинам, относятся к числу весьма замечательных элементов рельефа Прикаспийской низменности. С поверхности они покрыты густой и сочной растительностью злакового типа, благодаря чему служат в качестве сенокосных угодий; грунтовые воды их большей частью отличаются хорошим качеством и используются для водоснабжения населенных пунктов.

Разновидностью лиманов считаются (Доскач, 1956) разливы. На современной стадии развития рельефа они по внешнему виду похожи на лиманы, но генетически, по-видимому, с ними неодинаковы. Разливы соединены с долинами рек и представляют

огромные, очень плоские понижения, заливаемые весной полыми водами рек; летом и осенью они зарастают густым покровом злаковых трав. Как показали наши наблюдения, разрезы почво-грунтов в пределах типичных лиманов и под разливами различны: для первых характерна пачка озерных ленточных отложений, представленных тонким чередованием песчаных и глинистых пород, перекрытых суглинками небольшой мощности; в разрезе почво-грунтов под разливами озерные накопления обычно отсутствуют.

По своей морфологии некоторые черты сходства с лиманами имеют соры, также крупные, большей частью овальные, извилистой формы понижения рельефа. Однако в противоположность лиманам соры в жаркое время года превращаются в типичные солончаки с ярко блестящей на солнце солевой корочкой в центральных участках и с бордюром из красных и зеленых солянок по краям. В отличие от лиманов, соры обладают всегда максимальной для данного района глубиной вреза, благодаря чему служат местными базисами эрозии грунтовых вод прилегающих к ним территорий. В строении верхней части почво-грунтового разреза соров принимают участие ленточные песчано-глинистые отложения, переполненные фауной и кристаллами солей. Перекрываются они обычно илом, нередко имеющим резкий запах сероводорода и черный цвет из-за обильного количества сернистых металлов; мощность ила изменяется от нуля до нескольких сантиметров.

К числу своеобразных элементов рельефа суглинистой равнины относятся понижения, которые мы назвали впадинами. Они широко развиты на одном из восточных участков Северного Прикаспия, имеют размеры от сотен метров до нескольких километров и вытянутую, часто извилистую форму. В отличие от лиманов, этих плоских, слабо заметных на глаз понижений, впадины характеризуются резко очерченными контурами и ясно выраженными, обычно террасированными бортами. Врезы их достигают 5—10 м, но, несмотря на такой большой врез, процессы засоления для них нетипичны. В поперечном профиле впадин намечается пять уровней (снизу вверх): падины, врезанные в днища, сами днища, первая терраса высотой 1,5—2 м, вторая, возвышающаяся над первой на 1,5—2 м, и, наконец, верхний уровень, соответствующий водоразделам. На современном этапе развития рельефа впадины являются бессточными и замкнутыми, однако легко устанавливается, что на уровне своих высоких террас многие из них соединялись, образуя сеть причудливо извилистых протоков. Поскольку, по-видимому, водный и солевой режимы неодинаковы в пределах разных уровней, чутко реагирующий на изменение режима растительный покров сменяется от ярко-зеленых влаголюбивых трав, растущих в падинах, до темной полыни и травы солянкового типа на бортах и водоразделах. Вследствие того, что раститель-

ность окрашена в различные цвета, впадины имеют весьма живописный вид из-за концентрически располагающегося в них травяного покрова, расцвеченного в ярко-зеленые, блекло-зеленые, лиловатые и бурые тона. Почво-грунты во впадинах представлены суглинисто-песчаным материалом; мощность покровных суглинков составляет в днищах 2—2,5 м, уменьшается на террасах до 1—1,5 м и не превышает 0,5—1 м на бортах. Суглинки вниз по разрезу сменяются песком, мелкозернистым, желтым, кварцевым, с небольшим количеством меланократовых частиц. Песок чередуется с ленточными прослоями тяжелого суглинка и глины.

В заключение описания отрицательных элементов рельефа суглинистой равнины приведем характеристику некоторых речных долин. Как известно, по особенностям гидрологического и гидрогеологического режимов различают 1) крупные транзитные реки, которые протекают по Прикаспийской низменности и вливают свои воды в Каспий, и 2) малые реки, которые не доходят до Каспия, а имеют базис эрозии, лежащий во внутренних частях низменности. Транзитными являются рр. Волга и Урал, пересекающие Прикаспийскую низменность почти с севера на юг. На описании строения долин Волги и ее притока Ахтубы мы останавливаться не будем, поскольку непосредственно в поле они нами не изучались.

Река Урал в районе пос. Калмыково и к северу от него имеет глубоко врезанную долину с четко выраженными ярусами террас. В обрыве правого берега хорошо видна узкая пойменная терраса, представленная двумя уровнями — низкой и высокой поймами, возвышающимися на 2—4 м над урезом воды. Высокая пойма прислонена к обрыву первой террасы в виде отдельных небольших останцев, нарушенных оползнями. Местами высокая пойма расширяется до 500 м; поверхность ее покрыта песком, буровато-серым, мелкозернистым, с большим количеством меланократовых частиц и обломками фауны. Песок образует бугры и гряды, полужакрепленные кустарниковой и травяной растительностью. Первая надпойменная терраса возвышается 6—7-метровым уступом над урезом воды, четко выражена в рельефе и хорошо прослеживается на большое расстояние вдоль правого берега р. Урал, то приближаясь, то удаляясь от реки. В уступе террасы вскрываются песчано-суглинистые породы, причем песок преимущественно средне- и мелкозернистый с охристыми пятнами и с ясно выраженной косою слоистостью; вся пачка пород изобилует растительными остатками и обломками фауны. Вторая надпойменная терраса образует четкий уступ, поднимающийся на 3—5 м над первой и на 10—12 м над урезом воды в реке. Склоны этого уступа большей частью закрыты делювием, однако в пос. Калмыково благодаря подмыву рекой правого берега породы вскрываются на всю высоту террасы. Как указывает М. М. Жуков (1945),

в доколе террасы обнажаются континентальные толщи хазарского и бакинского ярусов, несогласно перекрытые морскими хвалынскими отложениями. Так как хазарская толща залегает прислонясь к бакинским породам, то хвалынские осадки лежат то на хазарских, то непосредственно на бакинских.

К малым рекам Прикаспийской низменности относятся Горькая, Большой и Малый Узени, Кушум, Богардай и др. Первые три истоками своими уходят в возвышенность Общей Сырт; рр. Кушум и Богардай не имеют самостоятельных истоков, представляют собой рукава дельты р. Урал, по которым сбрасывается вода лишь во время паводков. Все перечисленные реки заканчиваются во внутренних, бессточных впадинах Прикаспийской низменности. Базисами эрозии их служат обширная впадина Хаки, Камыш-Самарские озера и др. В современную фазу развития рельефа для них характерен очень слабый поток, разбивающийся на отдельные плесы летом и осенью. Русла их отличаются большой извилистостью, склоны долин обычно сглаженные и нередко закрыты делювием.

Долина р. Горькой в пределах рассматриваемой территории имеет ясно выраженные ярусы террас, уступы которых настолько четки, что в районе колхоза им. Ленина появляется даже миниатюрный каньон, образованный узкими террасами. В поперечном профиле долины хорошо видны: пойма, возвышающаяся на 1—1,5 м над сухим руслом реки, первая надпойменная терраса высотой 3—4 м и вторая — 6—7 м высоты. Первая терраса является, по-видимому, аккумулятивной; в ее разрезе под покровными суглинками залегают тонко чередующиеся глины и песок; ниже они сменяются мелкозернистым, ярко-желтым песком с хорошо выраженной косою слоистостью. Вторая терраса при удалении от реки постепенно полого повышается и сливается с окружающей степью без видимого уступа. В разрезе ее вскрываются хвалынские песчано-глинистые морские отложения с обильной залегающей *in situ* фауной.

Первая и вторая надпойменные террасы развиты также в долине р. М. Узень. Однако выражены они здесь нечетко, поскольку склоны их покрыты суглинистыми оплывинами. Только на отдельных участках в обрыве первой террасы обнажается малоузенский аллювий, представленный супесями, переполненными битой, переотложенной ракушей, со следами погребенных почв.

Очень интересна в геоморфологическом отношении р. Б. Узень. Севернее описываемого района, всего в каких-нибудь 12—15 км, располагается знаменитый узеньский порог, где долина реки не имеет четких очертаний и воды ее образуют обширнейшие разливы. Порог и разливы подробно описаны М. М. Жуковым (1945), который связывает их с солянокупольной структурой, известной под названием Алтын-бай-арал, выраженной в

рельефе поднятием на левом берегу реки. Ниже по течению от порога долина Б. Узенья принимает меридиональное направление и врезана на глубину до 3—4 м. Борта ее здесь асимметричны: левый — обрывист, возвышается на 4 м, правый — низкий, пологий, высота его над урезом воды составляет не более 1,5—2 м. Правобережный уступ отвечает, по-видимому, пойме реки, левобережный — первой надпойменной террасе. Перегибы террас в рельефе не выражены; удаляясь от реки и постепенно повышаясь, они сливаются с окружающей степью. В обрыве первой террасы в верхней ее части обнажаются суглинки, сильно трещиноватые и пористые, карбонатизированные, с погребенными гумусовыми горизонтами. На глубине 2 м от бровки в суглинке встречается редкая хвалынская фауна. Еще ниже по течению меридиональный отрезок реки сменяется широтным. Долина становится симметричной: с обоих бортов ее прослеживается только широкая пойма, без видимых на глаз уступов, переходящая в степь. Река принимает здесь много притоков, питающихся паводковыми водами узеньских разливов. Все притоки врезаны в плоскость первой надпойменной террасы на глубину не более 1—1,5 м.

Пологие берега и неясно выраженные террасы имеет долина р. Кушум. Лишь в районе пос. Кысык-Камышский, там, где долина озеровидно расширяется, видны пойма и две надпойменные террасы высотой соответственно 3—4 и 6—7 м. Уступы их хорошо заметны в рельефе, однако склоны сглажены и закрыты делювием. Создается впечатление, что река в этом месте встретила препятствие, заставившее ее углубиться, вместо того чтобы широко разливаться и блуждать по степи, как это она делает выше пос. Кысык-Камышский. Таким препятствием, очевидно, явилась солянокупольная структура (купол Аще-Кудук, по Ю. А. Мещерякову), вызвавшая резкий изгиб всей долины и углубление реки на этом участке.

Весьма четкие террасы характерны для р. Богардай. Русло ее летом безводно, имеет ярко-зеленый травянистый покров. Крутые меандры прорезывают хорошо выраженную двухметровую пойму, над которой пологим уступом возвышается первая терраса высотой 3—3,5 м и вторая — 5—6 м, постепенно и полого при удалении от реки сливающаяся со степью. Судя по разрезам многочисленных колодцев, русло реки сложено суглинками, илистыми образованиями с тонкими прослоями охристого глинистого тонкозернистого песка с пресноводной фауной. Породы по всему разрезу переполнены известковистыми «журавчиками» и оглеены с глубины 0,8—1 м от поверхности. Склоны террас закрыты делювием; лишь в одном месте, в промоине левого берега, удалось наблюдать разрез верхней части уступа второй надпойменной террасы, где вскрываются суглинистые породы, расслоенные охристым тонкозернистым песком, содержащим редкую хвалынскую фауну.

Приведенные данные, характеризующие участки «внутренних» рек Северного Прикаспия в их низовом течении, свидетельствуют о сходстве их долин. Все реки имеют эрозионную вторую надпойменную террасу высотой 5—7 м, без уступа, постепенно сливающуюся с поверхностью морской кушумской террасы; пойма и первая терраса являются аккумулятивными и возвышаются на 1,5—2 и 3—4 м над урезом воды. Четкость проявления террас у различных рек неодинакова: наиболее хорошо они выражены в долинах рр. Горькой и Богардай; долины рр. Кушум, Б. и М. Узеней ясно оформлены лишь в пределах пойменной, местами первой террасы и отличаются расплывчатыми контурами на уровне более высоких террас.

Положительные элементы рельефа суглинистой равнины выражены, как мы отмечали выше, небольшим количеством форм. К ним относятся предельно пологие водоразделы между речными долинами, балками, сорами, лиманами, впадинами и пр. На самих водоразделах формами микрорельефа являются многочисленные бугорки, возвышающиеся на несколько сантиметров над западинами и часто увеличенные в высоту за счет выбросов грунта роющими животными (сурчины). Кроме микробугров, на территории водоразделов встречаются редкие, пологие, очень низкие, удлиненной или овальной формы холмы, отдельные из них можно считать, по-видимому, аналогами бэровских бугров, а некоторые являются морфологическим выражением в рельефе скрытых соляных куполов.

Суглинистая равнина с типичными для нее отрицательными и положительными элементами мезо- и микрорельефа имеет этажное строение: гипсометрия отдельных частей ее неодинакова и укладывается в определенные высотные интервалы. Первый, наиболее низкий этаж или уровень занимают днища сорных котловин, отличающихся максимальной глубиной вреза; ко второму, промежуточному этажу принадлежат падины, лиманы, речные долины и балки, менее глубоко врезанные, чем соры; и, наконец, к третьему — относятся водораздельные пространства с характерными для них западинами и микробугорками. Амплитуда рельефа в пределах каждого этажа выражается небольшими величинами: разница в абсолютных отметках составляет максимум один-два десятка метров. Однако, как видно из предыдущего, эта разница является одной из причин, обуславливающих удивительно четкую ландшафтную дифференциацию территории суглинистой равнины.

Песчаная равнина приурочена преимущественно к поверхности богардайской морской террасы. Для нее типичны свои особые элементы мезо- и микрорельефа. Так как они представлены сравнительно небольшим количеством форм, а главное в пределах исследованной части Северного Прикаспия, распространены на ограниченной площади, характеристика их дана ниже, при описании отдельных геоморфологических районов.

По особенностям рельефа на территории междуречья Волга—Урал вдоль проектировавшейся трассы обводнительного канала мы выделяем следующие геоморфологические районы: левобережных террас Волги и Ахтубы, падинно-лиманный, сплошного развития песков, островного развития песков, лиманно-соровой, низовьев рр. Узеней и Кушума, впадинный, наклонной равнины правобережья Урала. Район левобережных террас рр. Волги и Ахтубы и западная часть падинно-лиманного района не рассматриваются, поскольку нами они в поле не изучались.

Падинно-лиманный район является частью крупного геоморфологического района, названного В. А. Ковдой (1950) озерно-лиманной депрессией. Естественными границами его мы считаем на западе остаточный-эрозионный массив древнехвалынской террасы, протягивающийся в меридиональном направлении; восточной границей служит начало участка сплошного развития песков. Вся территория района имеет общий наклон в юго-восточном направлении и изобилует понижениями рельефа типа западин, падин и лиманов. Вдоль южной и северной границ рассматриваемой полосы протягиваются крупные, глубоко врезанные впадины сорос-солончаков Шала-Купа, Хаки и оз. Баткуль, Эльтон. В них впадают многочисленные ложины и балки, долины которых обычно имеют ящикообразную форму, а истоки представлены в виде циркообразных полулунной формы углублений с крутыми, почти отвесными бортами.

Типичные для района падины особенно широко развиты на западном его участке. Они образуют здесь несколько рядов цепочек, вытянутых с северо-запада на юго-восток; примерно в эту же сторону направлены длинные оси единичных падин. В их днищах имеется большое количество воронкообразных, округлых углублений диаметром до 3—6 м и глубиной до 1—3 м, группирующихся около колодцев. Воронки, по-видимому, образуются суффозионным путем, частично же являются искусственными и закладываются местным населением с целью накопления атмосферных осадков, идущих на питание грунтовых вод падин. Лиманы распространены по всей площади района, однако особенно многочисленны они между пос. Сайхин и колхозом им. Ленина, где занимают обширные пространства и покрыты густой травой злакового типа.

В целом рельеф падинно-лиманного района характеризуется этажным строением. Средние абсолютные отметки наиболее высокого III этажа достигают 10 м; днища падин лиманов и балок, принадлежащих II этажу, имеют отметки 7—8 м; наконец, соры (I этаж) врезаны до нолевых и даже отрицательных абсолютных отметок.

Район сплошного развития песков находится к востоку от падинно-лиманного и известен под названием

Нарын—песков. Он изучался многими исследователями и, согласно наиболее распространенным представлениям, является дельтово-аккумулятивной областью, в четвертичной истории которой Т. Ф. Якубов (1951) выделяет четыре фазы: аллювиально-аккумулятивную, соответствующую образованию на месте отступившего хвалынского моря обширной дельты, эрозионно-деструктивную, когда в связи с понижением базиса эрозии происходил промыв русел, из которых впоследствии образовались ашики, субаэрально-деструктивно-аккумулятивную, в течение которой в связи с увеличением сухости климата усиливались субаэральные процессы, и, наконец, современную антропогенную, когда усиливаются процессы развевания песков при участии человека.

Присоединяясь к трактовке Т. Ф. Якубова, мы считаем, что территория сплошного развития песков относится к древней дельтовой области какой-то крупной реки, возможно Праволги. Основными элементами современного рельефа этой территории являются: песчаные бугры и гряды, долинные понижения или ашики, котловины выдувания или воронки и, наконец, блюдцеобразные понижения в днищах ашиков. Бугры и гряды ориентированы большей частью однообразно, возвышаются над днищами ашиков в среднем на 6—8 м. Они отличаются сглаженными вне зависимости от ориентировки склонами, закрепленными или полузакрепленными травянистой, а местами даже древесной и кустарниковой растительностью. Отдельные бугры и гряды разделены котловинами выдувания, имеющими воронкообразную форму и нередко крутые борта, соответствующие углу естественного откоса песчаного материала.

Грядовые пески чередуются с «лентами» ашиков, достигающих ширины 4—10 км. Днища ашиков задернованы сравнительно густым травянистым покровом, среди которого преобладают злаковые травы, благодаря чему ашики используются населением в качестве сенокосных угодий. В днища ашиков местами неглубоко врезаны (на 1—1,5 м) блюдцеобразные понижения округлой, реже извилистой, вытянутой формы. В жаркое время года они обычно представляют собой солончаки, покрытые соляной корочкой и ковром из ярко расцвеченных в различные тона солянок.

В строении верхней части разреза грядовых песков принимает участие буровато-желтый мелкозернистый песок, преимущественно кварцевый по составу и содержащий большое количество меланократовых частиц. Обычно он подстилается глинами морских хвалынских отложений и имеет мощность 10—12 м. В пределах ашиков мощность покровных песчаных накоплений резко сокращается до 1—1,5 м, и сам песок в них нередко отличается заметной глинистостью. В озеровидных понижениях сверху залегает не песок, а иловатый и глинистый материал, достигающий мощности 0,5—1 м.



2672

Поверхности грядовых песков, ашиков и озеровидных «блюдец» образуют три различных по своей гипсометрии этажа песчаной равнины с абсолютными отметками соответственно 8—12, 2—6 и 0—4 м. Наибольшую глубину вреза имеют протягивающиеся вдоль северной и южной границ района впадины Арал-сора и Хаки, отметки днищ которых опускаются до минус 20 м.

Район островного развития песков находится далее к востоку по трассе канала. В его пределах пески располагаются отдельными островами, вытянутыми примерно в широтном направлении. Острова состоят из гряд и бугров, не имеющих определенной ориентировки и весьма слабо закрепленных растительностью. Бугры характеризуются полулунной барханной формой, с ветровой ориентировкой пологого и крутого склонов. Падение пологого склона составляет не более 8—10°, обычно он покрыт ветровой рябью. Крутой падает примерно под 40°, что отвечает углу естественного откоса песка. Высота отдельных бугров достигает 5—15 м. Песок, участвующий в их строении, тонкозернистый, светло-желтый, преимущественно кварцевый с небольшим количеством меланократового материала. Бугры разделяются котловинами выдувания — воронкообразными понижениями округлой формы и небольших размеров. Под покровными песками, имеющими в котловинах незначительную мощность, залегает пачка, представленная ленточным чередованием желтого сильно слюдистого песка с ясно выраженной косою слоистостью и суглинка или глин, ожелезненных, бурых, обычно с обильной хвалынской фауной.

Соровые «блюдца» для описываемого района не характерны. Гипсометрия рельефа островных песков поэтому укладывается в два интервала, соответствующих уровню гряд с отметками 10—12 м и уровню расположенных между ними котловин с отметками 2—4 м.

Район лиманно-соровый находится к северо-востоку от территории островного развития песков. Граница между ними выражена в рельефе валообразным поднятием, которое является останцем берегового уступа богардайского Каспия и протягивается широтно к югу от Арал-сора и Батпак-сора. Лиманно-соровый район вытянут вдоль трассы в меридиональном направлении. Соры, составляющие одну из отличительных особенностей его, имеют различные размеры. Большим распространением пользуются крупные соры, имеющие десятки километров в поперечнике, и мелкие с длиной всего лишь в одну-две сотни метров. Оси их ориентированы большей частью широтно или в северо-западно — юго-восточном направлении. Глубина вреза выражается разными величинами, однако она всегда максимальная для данного района. Обычно непосредственно над сорами в виде своеобразных террасовых уступов располагаются лиманы, поверхность которых зарастает густым

покровом преимущественно злакового типа трав. В строении грунтов под лиманами и сорами принимает участие пачка озерных ленточных накоплений, представленных чередованием песчаных и глинистых пород. В пределах лиманов эта пачка обычно перекрыта покровными суглинистыми отложениями мощностью до 1,5—2 м, в сорах она залегает близ поверхности и закрыта лишь маломощным слоем ила, нередко обладающего резким запахом сероводорода.

Над сорами и лиманами поднимаются водоразделы, имеющие здесь характер «комплексной» степи из-за большого количества западин и микробугров. Этажность рельефа, столь типичная для суглинистой равнины, выражена в пределах лиманно-сорового района наиболее отчетливо: отметки водоразделов (III этаж) составляют 10—16 м, лиманов (II этаж) 8—10 м, днищ соров (I этаж) от 0 до 2—4 м.

Район низовьев рек Узеней и Кушума сменяет лиманно-соровый и протягивается далее на восток по трассе канала почти в широтном направлении. Границей между районами служит долина р. М. Узень. Раскинувшаяся к востоку бескрайняя степь со слабо врезанными в нее долинами рр. Б. Узень и Кушум уже не может быть названа «комплексной»: бугорки, западины, падины и пр., так широко распространенные к западу от р. М. Узень, уступают место разливам, которые, отходя от рек, образуют сложную сеть извилистых и очень плоских понижений рельефа. Во время паводков они заполняются водой, а в межень напоминают лиманы, так как поверхность их зарастает густым травяным покровом злаков и тростников. На рассматриваемой территории, помимо узеньских и кушумских, располагается южная оконечность так называемых Балактинских разливов. Последние представляют собой ряд плоскодонных ложбин, многие из которых даже летом заполнены водой и, по мнению отдельных исследователей (Каменский и др., 1960), являются «одряхлевшей» речной долиной.

Трасса канала в пределах описываемого района пересекает крупный разлив Санке-бай. Он находится в районе левобережья р. Кушум, начинается ниже пос. Пятимар, отходит от реки в юго-восточном направлении и примерно на широте пос. Кармановка заканчивается, переходя в Эдель-сор. Разлив имеет причудливые извилистые очертания и весьма неглубокий врез. Р. Кушум только во время очень больших паводков сбрасывает здесь свои воды в сор. В днище разлива располагается большое количество озеровидных мелких понижений, длинными осями вытянутых примерно в том же направлении, что и долина реки. Некоторые из понижений вплоть до осени заполнены водой; большая часть их летом высыхает и используется населением для заложения колодцев.

Вдоль южной и северной границ района находятся несколько соров. Самый крупный из них Эдель-сор приурочен

к обширной впадине на левом берегу долины р. Кушум. Пологие, растянутые склоны сора имеют волнистую поверхность. Чередующиеся на ней плоские валы и понижения хорошо видны вследствие того, что валы покрыты темной польнейю и солянкой, тогда как в понижениях растёт светлая польня. В береговом уступе Эдель-сора высотой до 1—1,5 м обнажается тяжёлый бурый суглинок, на всю мощность интенсивно загипсованный и засоленный. На поверхности сора имеется соляная корка, под которой лежит черный ил.

Гипсометрия района низовьев рр. Узеней и Кушума изменяется в направлении с запада на восток: абсолютные отметки междуречья М. Узень — Б. Узень составляют 8—10 м и уменьшаются до 4 м на водоразделе Б. Узень — Кушум. Этажность рельефа здесь выражена менее четко, чем в западных районах. Разливы по высоте мало отличаются от уровня степи, и только соры точно ограничены и характеризуются довольно глубоким врезом. Таким образом, рельеф имеет двухэтажное строение с отметками: днища соров (I этаж) минус 5—10 м, водоразделы и разливы (II и III этажи) 4—10 м.

Район «впадинный» принадлежит к числу своеобразных для Северного Прикаспия территорий, поскольку на фоне окружающей его равнины отличается пересеченностью и сравнительно большой амплитудой рельефа. Северная граница распространения впадин линейно вытянута и выражена уступом, к северу от которого протягивается степь, а к югу — сеть причудливо извилистых впадин, ориентированных в широтном, либо в северо-западно — юго-восточном направлении. На бортах впадин хорошо видны террасы; количество их и интервалы между ними отвечают таковым в долинах малых внутренних рек Северного Прикаспия — Б. и М. Узеней, Кушума и пр.

По М. М. Жукову (1945), в пределах «впадинного» района проходила граница богардайской фазы стояния береговой линии Каспийского моря, которой соответствует наблюдающийся здесь уступ. В таком случае сами впадины представляют, по видимому, остатки древней дельты какой-то реки, прекратившей в современную фазу развития рельефа свое существование. Отдельные ложбины стока этой дельты в настоящее время друг от друга изолированы и имеют вид замкнутых или полузамкнутых котловин. Гипсометрия уровней этих котловин составляет: днищ и палин (I этаж) 0—2 м, первой и второй террас (II этаж) 2—4 м, водоразделов (III этаж) 6—8 м.

Район наклонной равнины правобережья р. Урал охватывает неширокую полосу, в западной части которой располагается долина р. Богардай, являющаяся одним из рукавов дельты р. Урал. Она берет начало с первой надпойменной террасы р. Урал у пос. Антоновского, протягивается на 120 км к югу и слепо заканчивается у хутора Заленовского, где по указанию М. М. Жукова (1945) находится береговой уступ

одной из стадий осциляции регрессировавшего хвалынского моря. Долина р. Богардай неглубоко врезана в «комплексную» степь с характерными для нее западинами и бугорками. С приближением к р. Урал ландшафт несколько изменяется: исчезают западины и бугорки с их пестрой окраской растительного покрова; почти идеально ровная поверхность степи покрыта здесь преимущественно светлой польнейю и прорезается редкими, заросшими густой растительностью извилистыми старицами, идущими в направлении, параллельном р. Урал. Старицы приурочены к плоскости второй надпойменной террасы, которая уступом высотой 10—12 м спускается к реке. Абсолютные отметки всей территории составляют 2—4 м и являются отрицательными в долине р. Урал.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Описание стратиграфии четвертичных отложений, участвующих в строении Прикаспийской низменности, не входит в нашу задачу. Мы ограничимся лишь краткой характеристикой литологических особенностей четвертичных пород, представленных бакинскими, хазарскими, хвалынскими и новокаспийскими осадками.

Составленный нами обзорный мелкомасштабный геологический профиль (см. рис. 1) междуречья Волга — Урал показывает, что кровля бакинских отложений находится на различной глубине на территории отдельных ступеней поперечного профиля кушумской морской террасы. Наибольшая глубина залегания типична для западной приволжской ступени и составляет около 50 м; в пределах центральной ступени бакинские породы лежат на глубине 30—40 м, и, наконец, в предуральской восточной части они вскрываются на глубине не более 20 м. Представлены бакинские отложения на пройденную скважинами мощность преимущественно тяжелыми глинами и являются благодаря этому относительно надежным, регионально выдержанным водопором для верхних горизонтов подземных вод. Кровля их имеет рельефную поверхность, обязанную, по-видимому, процессам размыва и на отдельных участках солянокупольным проявлениям. Однако на фоне общей волнистости кровли хорошо видно общее падение бакинского водопора с востока на запад, т. е. от р. Урал к Волге. Средняя ориентировочная величина падения составляет 0,05 м на 1 км. Интересно, что падение рельефа дневной поверхности направлено в обратную сторону и выражается величиной всего лишь 0,027 м на 1 км. Резкий рельеф имеют бакинские породы в пределах лиманно-сорового района. Они подняты здесь то почти к поверхности земли под днищами крупных соровых впадин, то опущены на глубину до 40 м и более под водоразделами. Такая амплитуда рельефа, по-видимому, является следствием интенсивного проявления соля-

ной тектоники на данном участке. Об этом же свидетельствуют полученные в последнее время материалы гравиметрических измерений.

Хазарские морские отложения, как видно на профиле, развиты только в пределах приволжской и центральной ступеней рассматриваемой территории; в приуральской части они отсутствуют, и хвалынские породы лежат здесь непосредственно на бакинских глинах. Глубина залегания кровли хазарских пород составляет в приволжской ступени около 20 м и уменьшается в отдельных пунктах центральной ступени до 10—12 м. Рельеф кровли слегка волнистый, причем все повышения ее хорошо коррелируются с рельефом дневной поверхности. Максимальная мощность хазарских отложений достигает в приволжской части 30 м и сокращается в центральной до 20 м. В пределах района левобережных террас Волги и Ахтубы отложения эти представлены преимущественно серыми и буровато-серыми, тонко- и мелкозернистыми песками; такими же сохраняются они и на территории большей части падинно-лиманного района. Лишь на самой восточной окраине его, среди хазарских песков, появляются многочисленные линзы суглинков и глин мощностью до 4—5 м. Аналогичный литологический состав выдерживается среди хазарских отложений и на площадях развития песков — островного и сплошного, причем характерным остается преобладание песчаных фаций. Только в двух пунктах под соровыми днищами хазарские породы вскрыты в лиманно-соровом районе; представлены они здесь преимущественно глинами.

Довольно широким распространением пользуются континентальные образования хазарского яруса (ательская свита). К ним относятся желто-бурые лессовидные неслоистые суглинки с вертикальной столбчатой отдельностью и пески с включением гравия и известковистых стяжений. В долине р. Урал ательские породы сложены желто-бурыми тонкозернистыми песками с хорошо выраженной косою слоистостью.

Хвалынские морские отложения распространены повсеместно. Мощность их составляет в среднем 20—25 м. По литологическому составу они весьма пестрые. Так, на территории развития «впадинного» рельефа, т. е. на таком участке, в пределах которого проходила, по-видимому, граница богардайской фазы стояния береговой линии Каспия, хвалынские отложения представлены фациально изменчивой толщей с преобладанием песчаного материала. Далее к западу, в районе низовьев рр. Кушума и Узней, территория построена преимущественно суглинистыми и супесчаными хвалынскими породами, содержащими маломощные линзы песка. В прибрежной древнедельтовой области участка сплошного и островного распространения песков хвалынские отложения также состоят главным образом из песка и содержат лишь небольшие прослои в виде линз суглинистого и глинистого материала. В пределах лиманно-падинного района

и левобережной Волги хвалынские накопления имеют двучленное строение: внизу это преимущественно песчаные и супесчаные породы, сменяющиеся выше по разрезу суглинистыми и глинистыми. Среди хвалынских пород Приволжского района типичны так называемые шоколадные глины, выстилающие обширные депрессии. Аналогами этих глин к востоку от р. Волги, по-видимому, можно считать мощные пачки коричневых слоистых глин, залегающих на территории крупных сорочных впадин.

В целом весь разрез морских хвалыно-хазарских пород междуречья Волги и Урала можно разделить на два типа: восточный и западный. Рубежом между ними служат останцевые поверхности предсыртового уступа, далеко к югу заходящие на территорию Прикаспийской низменности. К востоку от них породы представлены суглинистыми, супесчаными и глинистыми фациями, к западу — преимущественно песчаными и супесчаными.

К осадкам новокаспийского яруса на рассматриваемой территории относятся континентальные накопления. Они участвуют в строении пойменных, а местами и первых надпойменных террас рек, древних ложбин стока, лиманов, разливов и пр. По генезису среди них выделяются аллювиальные, озерно-аллювиальные, делювиальные и элювиально-делювиальные отложения.

В тектоническом отношении Прикаспийская низменность принадлежит к числу обширных пологих впадин типа синеклизы и занимает юго-восточную часть Русской платформы. Структурными границами ее на севере служит Урало-Волжский свод, на западе — Воронежская антиклиз, на востоке — предгорья Южного Урала и Мугоджар. На юге синеклиза уходит под уровень Каспийского моря; возможной ее структурной границей здесь является Донбасс-Майгышлакская складчатая зона.

Сама Прикаспийская синеклиза также неоднородна: в ее пределах выделяются широтно вытянутые северная и южная синеклизы, разделенные пологим Хобдинским сводовым поднятием. Северная, а в особенности южная синеклизы характеризуются огромными мощностями третичных отложений, достигающих 2,5 км; на территории Хобдинского свода третичные отложения либо отсутствуют, либо весьма невелики по своей мощности. Своеобразие структуры Прикаспийской синеклизы составляют широко развитые в ее недрах соляные купола, в ядрах которых находятся соли и гипс пермских отложений. Солевые массы куполов местами подняты на дневную поверхность, большей же частью они лежат на различных глубинах, образуя крипосолянокупольные поднятия. Солянокупольные структуры пользуются широким распространением, главным образом на территории северной и южной синеклиз, и резко сокращаются в количестве в пределах Хобдинского свода. Как указывает Ю. А. Косыгин (1950), внутренняя тектоника северной синеклизы «определяется развитием пологих мезо-кайнозойских антиклиналей преимуще-

ственно северо-западного простираия. Длина отдельных складок достигает 100—150 км. Вдоль антиклиналей располагаются поднятия солянокупольного типа. Связь куполов с линейной складчатостью не вполне отчетлива».

По геологическим данным, формирование солянокупольных структур происходит в течение весьма длительного времени. Многие соляные купола не утратили своей активности и в четвертичном периоде. Новейшие движения проявляются также и в более крупных структурах, типа обширных по площади прогибов и поднятий, являющихся для соляных куполов вмещающими. Выяснение степени новейшей активности соляных и более крупных структур представляет большой интерес. В свете стоящей перед нами задачи изучения условий формирования химических типов грунтовых вод вопрос о соляных куполах и их влиянии на водоносные горизонты также чрезвычайно важен. Следует отметить, однако, что вопрос этот в настоящее время разработан слабо, очевидно вследствие того, что большая часть сведений о закрытых куполах Прикаспийской низменности сводится лишь к установлению их и к описанию степени их выраженности в рельефе. В то же время данные, касающиеся глубины залегания солевой массы, состава ее, характера и интенсивности трещиноватой зоны, сопровождающей купол, для подавляющего количества соляных куполов отсутствуют.

Проведенные сотрудниками комплексной экспедиции Института географии Академии наук СССР Ю. А. Мещеряковым и М. П. Брицыной (1954) детальные геоморфологические исследования территории Северного Прикаспия дали возможность указанным авторам составить схему новейшей тектоники этой территории. Разработанная ими методика позволила оценить имеющиеся в районе соляные купола с точки зрения активности их роста. Мы считаем целесообразным в настоящем разделе кратко остановиться на выводах, сделанных Ю. А. Мещеряковым, так как они положены нами в основу некоторых соображений о влиянии солянокупольных вод на грунтовые.

Как указывает Ю. А. Мещеряков, одним из признаков новейшей активности структур является выраженность их в рельефе. По этому признаку в пределах Северного Прикаспия могут быть выделены две группы площадей: к одной из них относятся районы, где гравитационные минимумы, соответствующие куполам, выражены в рельефе поднятием, в другую группу попадают районы, на территории которых, наоборот, максимумы отвечают поднятиям, а минимумы могут быть вовсе в рельефе не выражены. Исследования показали, что районы, где распространены выраженные в рельефе активно растущие солянокупольные поднятия, совпадают с крупными областями новейшего прогибания, тогда как к областям новейшего поднятия приурочены слабоактивные соляные купола.

По преобладанию той или иной тенденции движения вся пло-

ственно северо-западного простирания. Длина отдельных складок достигает 100—150 км. Вдоль антиклиналей располагаются поднятия солянокупольного типа. Связь куполов с линейной складчатостью не вполне отчетлива».

По геологическим данным, формирование солянокупольных структур происходит в течение весьма длительного времени. Многие соляные купола не утратили своей активности и в четвертичном периоде. Новейшие движения проявляются также и в более крупных структурах, типа обширных по площади прогибов и поднятий, являющихся для соляных куполов вмещающими. Выяснение степени новейшей активности соляных и более крупных структур представляет большой интерес. В свете стоящей перед нами задачи изучения условий формирования химических типов грунтовых вод вопрос о соляных куполах и их влиянии на водоносные горизонты также чрезвычайно важен. Следует отметить, однако, что вопрос этот в настоящее время разработан слабо, очевидно вследствие того, что большая часть сведений о закрытых куполах Прикаспийской низменности сводится лишь к установлению их и к описанию степени их выраженности в рельефе. В то же время данные, касающиеся глубины залегания солевой массы, состава ее, характера и интенсивности трещиноватой зоны, сопровождающей купол, для подавляющего количества соляных куполов отсутствуют.

Проведенные сотрудниками комплексной экспедиции Института географии Академии наук СССР Ю. А. Мещеряковым и М. П. Брицкой (1954) детальные геоморфологические исследования территории Северного Прикаспия дали возможность указанным авторам составить схему новейшей тектоники этой территории. Разработанная ими методика позволила оценить имеющиеся в районе соляные купола с точки зрения активности их роста. Мы считаем целесообразным в настоящем разделе кратко остановиться на выводах, сделанных Ю. А. Мещеряковым, так как они положены нами в основу некоторых соображений о влиянии солянокупольных вод на грунтовые.

Как указывает Ю. А. Мещеряков, одним из признаков новейшей активности структур является выраженность их в рельефе. По этому признаку в пределах Северного Прикаспия могут быть выделены две группы площадей: к одной из них относятся районы, где гравитационные минимумы, соответствующие куполам, выражены в рельефе поднятием, в другую группу попадают районы, на территории которых, наоборот, максимумы отвечают поднятиям, а минимумы могут быть вовсе в рельефе не выражены. Исследования показали, что районы, где распространены выраженные в рельефе активно растущие солянокупольные поднятия, совпадают с крупными областями новейшего прогибания, тогда как к областям новейшего поднятия приурочены слабоактивные соляные купола.

По преобладанию той или иной тенденции движения вся пло-

ма активными являются купола Арал-сор, Батпак-сор, Саралжин, Бистау-сор, Буржан-куль. Купол Арал-сор располагается в районе озера того же названия и имеет два поднятия в северной и южной частях гравитационного минимума, разделенных впадиной. Котловина озера может рассматриваться как компенсационная мульда. На участке купола четвертичные отложения дислоцированы, наблюдается сокращение их мощностей и выклинивание бакинских пород. Купол Батпак-сор находится к северо-востоку от аралсорского, выражен поднятием рельефа в пределах гравитационного минимума, также имеет компенсационную впадину, морфологически представленную котловиной оз. Батпак-сор. Четвертичные отложения на куполе образуют антиклинальную складку.

В районе пос. Саралжин и к востоку от него располагаются два купола — Саралжин и Бистау-сор. Саралжинскому в рельефе отвечает небольшое поднятие на склоне минимума силы тяжести. Компенсационные впадины лежат к северу и югу от поднятия. На самом куполе четвертичные отложения дислоцированы. Купол Бистау-сор соответствует центру гравитационного минимума, компенсационные мульды окаймляют его со всех сторон; залегание четвертичных пород нарушено. Купол Буржан-куль находится на участке, прилегающем к долине р. М. Узень и имеет два поднятия, разделенных впадиной. Компенсационная мульда приурочена к восточному крылу купола. В районе купола хвалынские и хазарские отложения дислоцированы.

Опущенная зона лиманно-сорового района сменяется далее на восток областью, которая, по данным Ю. А. Мещерякова, характеризуется тенденцией к поднятию в новейшее время. Территориально она совпадает с водоразделом рр. М. и Б. Узеней и отличается почти полным отсутствием солянокупольных проявлений. Еще далее к востоку расстилаются обширные пространства междуречий Б. Узень—Кушум и Кушум—Урал. Они принадлежат либо к областям с тенденцией к опусканию в новейшее время, либо к областям новейшего опускания. Минимумы силы тяжести выражены простыми поднятиями, осложненными прогибами в своде. К активным солянокупольным структурам здесь относятся Алтын-бай-арал, Бугут, Санке-бай, Итмурук и Калмыковский купол. На участке Алтын-бай-арал купол располагается между минимумом и максимумом силы тяжести. Минимуму силы тяжести соответствует понижение, занятое долиной р. Б. Узень. Компенсационной впадиной являются заболоченные пространства — разливы, простирающиеся к северу от купола. Р. Б. Узень прорезает минимум и обтекает поднятие. В этом месте русло реки имеет чрезвычайно крутое падение, тогда как выше него протягивается участок разливов, где нет оформленной долины и отсутствует постоянный водоток. Купол Бугут находится примерно в районе пос. Пятимар. Долина р. Кушум при пересечении купола образует резкий изгиб. Поднятие при-

урочено к северной и южной частям минимума силы тяжести; срединное положение занимает долина реки. Заболоченная низменная полоса, оконтуривающая купол, отвечает компенсационной мульде. Оба поднятия Бугутского купола имеют антиклинальное строение. Купол Санке-бай располагается к востоку от пос. Пятимар. В центральной части минимума силы тяжести лежит впадина, имеющая тектоническое происхождение. Поднятия приурочено к северной и южной частям минимума, компенсационной мульдой, возможно, является впадина Эдельсора. Бурением установлено антиклинальное строение южной части купола.

Слабоактивным считает Ю. А. Мещеряков купол Итмурук, располагающийся среди песков «впадинного» района. Он выражен двумя небольшими поднятиями на крыльях минимума силы тяжести, разделенных срединным понижением, и документируется малыми мощностями хвалынских отложений.

Весьма активное поднятие Калмыковского купола находится на левом берегу р. Урал, несколько южнее пос. Калмыково. Гравитационный минимум в районе этого купола четко выражен поднятием на левом берегу реки. Компенсационная мульда отсутствует. Долина р. Урал огибает поднятие, на левом ее берегу ясно виден уступ коренного берега, русло имеет крутое падение. Бакинские слои на участке купола выходят на дневную поверхность. Гравитационный максимум к западу от купола соответствует впадине рельефа, к нему приурочено расширение долины р. Богардай.

Обобщая приведенные данные, нетрудно убедиться, что по интенсивности новейших движений вся обширная территория Северного Прикаспия делится на две части: восточную и западную. Основной тенденцией новейших движений восточной части, занятой междуречьем Б. Узень—Урал, является тенденция их к опусканию, интенсивность которого возрастает с приближением к р. Урал. В современном рельефе эта область соответствует наиболее низкой ступени широтного профиля кушумской морской террасы, а по проявлению солянокупольных структур характеризуется сравнительно широким развитием куполов, особенно многочисленных на участке, тяготеющем к р. Кушум; купола большей частью относятся к весьма активным. По существу опущенной зоной оказывается и площадь междуречья Б. и М. Узеней, сменившая, как указывает Ю. А. Мещеряков, лишь в самое недавнее время знак своего нисходящего движения и начавшая воздыматься. Сменой знака, по-видимому, объясняется современное положение этой области в рельефе, поднятой выше по сравнению с водоразделом рр. Б. Узень—Урал. В отличие от восточных районов с их четко выраженной тенденцией к погружению, западные характеризуются чередованием опущенных и поднятых площадей. Поднятые площади занимают здесь обширные пространства,

для них типично почти полное отсутствие солянокупольных образований. Разделяет западные и восточные территории опущенная область лиманно-сорового района; в ее пределах большим распространением пользуются соляные купола, относящиеся к числу весьма активных структур, имеющих компенсационные мульды—соры. Количество куполов и активность их проявления уменьшается с приближением к р. Волге, долина которой, по-видимому, располагается вдоль западной границы солянокупольной области Северного Прикаспия.

## О ХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ВОД

При выборе схемы для химической классификации грунтовых вод Прикаспийской низменности возникают трудности, так как почти ни одна из общепринятых схем не дает удовлетворительных результатов. Большинство классификаций не учитывает особенностей формирования химического состава вод и весь комплекс растворенных в них веществ. Поэтому каждая из существующих классификаций не может быть распространена на любую группу природных вод. Обычно для систематизации минеральных вод используется схема Александрова, для вод нефтяных месторождений — схема Сулина, для вод пресных и солоноватых — схема Алекина и т. д. В данной главе проведено сопоставление некоторых классификаций на гидрохимическом материале по грунтовым водам Прикаспийской низменности и показано, что наиболее рациональной схемой для систематизации их является классификация Сулина.

С точки зрения разнообразия химических типов вод, Прикаспийская низменность является классической областью. В ее пределах иногда на близком расстоянии формируются воды, резко различающиеся по степени минерализации, от пресных до крепких рассолов с количеством растворенных солей от 0,2—0,5 до 200 г/кг и более. В зависимости от величины минерализации меняется содержание отдельных компонентов и их возможные сочетания. Пестрота химического состава затрудняет систематизацию грунтовых вод Прикаспийской низменности и выделение среди них гидрохимических полей.

Как известно, формирование химических типов вод зависит от многих факторов. На рассматриваемой территории существенную роль играют состав седиментационных вод и общая засоленность морских четвертичных отложений, участвующих в строении низменности. Грунтовые воды ее, в какую-то начальную фазу своего существования отвечавшие морской воде, в дальнейшем прошли сложный путь различных преобразований, зависящих от особенностей рельефа, геологического строения и истории развития отдельных частей низменности.

Процессы преобразования вод — разбавление их пресными

инфильтрационными или концентрирование их солевого состава вследствие испарения — ведут к изменению минерализации, содержания в водах отдельных компонентов и проявляются в условиях Прикаспийской низменности по-разному. Они могут действовать кратковременно, сменяя друг друга в течение сезона года или нескольких сезонов. Такая смена весьма характерна для Прикаспия с его полупустынным, резко континентальным климатом и сопровождается обычно небольшим уменьшением или увеличением минерализации и соответствующим изменением абсолютного количества ионов в зависимости от растворимости их солевых комбинаций. Однако при этом глубокого преобразования химического состава воды не происходит. Оно становится типичным и ведет к метаморфизации воды тогда, когда процессы разбавления или концентрирования в пределах данного участка действуют длительно и преимущественно направлены в одну и ту же сторону. Метаморфизация проявляется тем интенсивнее, чем больше оказывается нарушенным равновесие, установившееся в системе порода — вода. Связана она с химическими и биохимическими реакциями между породой и растворенными в воде солями, газами и живыми организмами, с реакциями обменной адсорбции, ведущими к преобразованию главным образом катионного состава воды; наконец, в условиях Прикаспийской низменности к факторам, обуславливающим метаморфизацию грунтовых вод, следует также отнести соляные купола, воздействие которых на ряде участков проявляется довольно активно. Эти процессы приводят к глубокому изменению химического состава воды; оно сопровождается не только уменьшением или увеличением минерализации и абсолютного содержания отдельных ионов, но и появлением в воде новых специфических компонентов, типичных для данной природной обстановки формирования вод.

Классификационные схемы, используемые в настоящее время для систематизации вод по их химическому составу, можно разделить на две группы: к первой относятся классификации, основанные на абсолютном преобладании одного или нескольких из шести главных ионов (схемы Александрова, Щукарева, Филатова и др.), ко второй — такие, в которых в качестве типового признака используются специфические компоненты, характерные, как полагают авторы, для той или иной природной обстановки формирования вод (схемы Валяшко, Сулина, Алекаина и др.).

По нашему мнению, классификации по преобладающим компонентам дают не всегда удовлетворительные результаты при систематизации природных вод вообще и в особенности грунтовых вод Прикаспийской низменности. Они отражают главным образом влияние на солевой состав величины минерализации воды, от которой в первую очередь зависит абсолютное преобладание того или иного иона. По данным М. Г. Валяшко

(1955), построившего на большом аналитическом материале серию обобщенных статистических кривых, анионы и в меньшей степени катионы весьма четко сменяют друг друга по мере роста минерализации воды, поскольку основным фактором их миграции является растворимость. Изменение минерализации, как отмечено выше, в условиях Прикаспия часто происходит при простом разбавлении вод или концентрировании и не сопровождается метаморфизацией химического состава. Благодаря этому генетически близкие друг другу воды (с точки зрения геологической истории их развития), но по-разному разбавленные или сконцентрированные, по преобладающим ионам могут оказаться неодинаковыми и в схемах Александрова, Шукарева и других попадут в различные классы или группы.

Однако нельзя полагать, что классификации по преобладающим компонентам полностью лишены генетического содержания. В одной из работ (Самарина и др., 1962) нами произведено сравнение химического состава подземных вод верхней гидродинамической зоны трех регионов, резко отличающихся по своему геологическому строению и истории развития. Сопоставляя Прикаспийскую низменность (молодую область), Северный Таджикистан (древнюю область) и Южнотаджикскую депрессию (промежуточную по возрасту область между первыми двумя), мы показали, что подземные воды их в равных интервалах минерализации по преобладающим компонентам являются неодинаковыми. Так, например, в Прикаспийской низменности хлор становится первым анионом уже при минерализации около 1 г/кг; в Северном Таджикистане для таких вод типичен главным образом сульфатный ион; в водах Южнотаджикской депрессии хлор относится к числу преобладающих анионов при минерализации около 5 г/кг и выше; в Северном Таджикистане в этом интервале характерны только сульфатные воды и т. д.

Следовательно, классификации по преобладающим ионам целесообразно использовать при сравнении друг с другом регионов, подземные воды которых глубоко отличаются историей своего развития. В то же время при систематизации гидрохимических данных в пределах одного какого-либо региона (в нашем случае — Прикаспийской низменности) такие классификации практически ничего не дают. На одном из графиков, приведенных в цитированной выше работе, видно, что в подавляющем числе случаев, при минерализации более 1 г/кг, грунтовые воды Прикаспийской низменности по преобладающим компонентам являются хлоридно-натриевыми. В пределах этой группы, однако, они отличаются большим разнообразием химического состава за счет вариаций в содержании различных ионов. Выделить среди них отдельные генетические типы, опираясь на относительное преобладание первых (хлора и натрия), вторых и третьих ионов, не представляется возможным, по-

сколькx критерии для такого выделения еще не разработаны. Как известно, разные авторы предлагают свои критерии, но, по-видимому, все они теоретически мало обоснованы и для установления генетических типов не пригодны.

Из числа так называемых «генетических» классификаций мы остановились на схеме Сулина. По существу в основе этой схемы лежит закон растворимости природных солей, базируясь на котором в 1932 г. Н. С. Курнаков, а в 1934 г. М. Г. Валяшко установили три естественных химических типа рассолов соляных озер. В. А. Сулин добавил еще один тип и распространил эту классификацию на воды нефтяных месторождений.

Химический «тип», по Сулину, определяется не абсолютным преобладанием одного или нескольких ионов в солевом составе воды, а присутствием специфического для каждой природной обстановки формирования воды компонента. Последний при данной комбинации ионов является наиболее растворимым и сохраняется поэтому на всех интервалах минерализации воды при ее простом разбавлении или концентрировании. Переход из одного генетического типа в другой возможен лишь при процессах метаморфизации, направление которых зависит от палеогидрогеологических условий района. Сулин различает три обстановки формирования вод: морскую, глубинную и континентальную. Для первой характерны хлоридно-магниево-натриевые воды, второй — хлоридно-кальциевые, а в условиях континентальной обстановки возможно образование двух типов — сульфатно-натриевого и гидрокарбонатно-натриевого, в зависимости от интенсивности водообмена.

За исходный (начальный) тип вод, формирующихся в морских отложениях, можно принять, по-видимому, хлоридно-магниево-натриевый, отвечающий воде морских бассейнов. Метаморфизация хлоридно-магниево-натриевых вод протекает по двум основным направлениям: при увеличении интенсивности водообмена, обычно связанного с поднятием территории, они преобразуются в сульфатно-натриевые, а затем в гидрокарбонатно-натриевые воды; при опускании и ухудшении водообмена до затрудненного или весьма затрудненного метаморфизация идет в сторону образования хлоридно-кальциевых вод. Эта весьма упрощенная схема значительно усложняется в конкретных природных условиях. Достаточно указать, например, что гидрокарбонатно-натриевые воды, формирующиеся по приведенной схеме при весьма интенсивном водообмене, типичны и для некоторых закрытых структур при активном развитии в них сульфатредуцирующих процессов. Для вод поверхностных или залегающих близко к поверхности земли переход из одного типа в другой возможен также при изменениях климата, вызывающих смену условий усыхания увлажнением и наоборот. Наконец, наиболее существенным моментом, весьма усложняющим всю картину, следует считать изменение степени открытости или

закрытости недр, возможное для одного и того же участка земной коры на протяжении его геологической истории.

По-видимому, однако, в пределах Прикаспийской низменности преобразование химического состава грунтовых вод довольно близко отвечает изложенной выше упрощенной схеме, поскольку территория эта лишь в новочетвертичное время освободилась от вод покрывавшего ее моря и принадлежит к числу очень молодых областей. Наметившееся в новейшее время разделение низменности на отдельные участки, различающиеся знаком своего движения, привело к дифференциации ее гидрохимического режима, особенности которого хорошо устанавливаются при систематизации гидрохимических данных по классификации Сулина.

Статистическая таблица размещения химических типов

Интервал минерализации в г/кг	Западный район			
	Типы			
	HCO <sub>3</sub> —Na	SO <sub>4</sub> —Na	Cl—Mg	Cl—Ca
<1	106	21	Нет	Нет
1—3	39	10	"	"
3—10	5	79	6	"
10—35	Нет	15	95	"
35—50	"	Нет	7	3
50—100	"	"	10	Нет
>100	"	"	8	"

Используя эту схему, мы вполне отдаем себе отчет в том, что и она в значительной мере принадлежит к числу «чистых химических» классификаций, поскольку вложенная в нее генетическая основа является слишком общей и далеко не охватывает все многообразие обстановок формирования природных вод нашей планеты. Но так как типы вод, выделенные по Сулину, отвечают естественным сочетаниям основных ионов в соответствии с растворимостью, а не различным надуманным их комбинациям, схема его представляется нам менее формальной, чем другие химические классификации вод. Для подтверждения этой мысли, забегая несколько вперед, в табл. 1 мы привели статистические данные, показывающие, как размещаются химические типы грунтовых вод, выделенные по Сулину, в различных интервалах минерализации. Для сопоставления использованы две части Прикаспийской низменности — западная (приволжская) и восточная (приуральская). Грунтовые воды их приурочены к песчано-глинистым новокаспийским,

хвалынским и хазарским отложениям. Новейшая (постхвалынская) история обеих частей неодинакова. Как мы показали выше (опираясь на данные Ю. А. Мещерякова), молодые движения приуральской территории имеют преимущественно отрицательный знак. Территория эта в постхвалынское время характеризуется тенденцией к опусканию, причем интенсивность опускания возрастает с приближением к р. Урал. В современном рельефе Прикаспийской низменности площади, тяготеющие к р. Уралу, опущены ниже приволжских. Они отличаются от последних и более широким развитием солянокупольных структур, являющихся весьма активными. По мере приближения к р. Волге знак молодых движений изменяется. Опущенные участки здесь чередуются с поднятыми, причем поднятые площади

Таблица 1

грунтовых вод в разных интервалах минерализации

Восточный район			
ВОД			
$\text{HCO}_3-\text{Na}$	$\text{SO}_4-\text{Na}$	$\text{Cl}-\text{Mg}$	$\text{Cl}-\text{Ca}$
19	9	7	Нет
17	8	6	"
Нет	Нет	6	"
"	"	26	37
"	"	16	119
"	"	17	147
"	"	Нет	2

занимают большие пространства и характеризуются почти полным отсутствием соляных куполов.

Из табл. 1 видно, что химические типы грунтовых вод в равных интервалах минерализации неодинаковы в приволжском и приуральском районах. Для интервалов до 1 г/кг и от 1 до 3 г/кг типичны и в восточном и в западном районах гидрокарбонатно-натриевые воды, однако в первом они резко преобладают, во втором же наряду с ними отмечены и хлормagneиные воды. Для минерализации 3—10 г/кг характерны на западе преимущественно сульфатно-натриевые воды, на востоке — главным образом хлормagneиные. Наконец, высоким значениям минерализации, начиная от 10 г/кг и выше, вплоть до 200 г/кг, в западном районе соответствуют почти исключительно хлормagneиные воды, тогда как в восточном воды такой минерализации являются преимущественно хлоридно-кальциевыми.

Таким образом, даже беглое сравнение показывает, что при

систематизации гидрохимических данных по классификации Сулина удается выявить различие в гидрохимическом режиме грунтовых вод территорий, характеризующихся от конца хвалынского времени до наших дней неодинаковой историей своего геологического развития.

В дальнейшем при изложении фактического материала, называя тип воды, мы используем классификацию Сулина. В пределах типа в отдельных случаях указываем группу вод, определяя ее по преобладающим аниону и катиону или первым двум анионам, если они присутствуют примерно в равных количествах.

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГРУНТОВЫХ ВОД ПОД ОТДЕЛЬНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ РЕЛЬЕФА

При описании гидрогеологических условий обычно выделяют водоносные горизонты или комплексы по литологостратиграфической приуроченности подземных вод. Однако такой способ систематизации гидрогеологических и гидрохимических данных не дает удовлетворительных результатов для грунтовых вод рассматриваемой части междуречья Волги—Урала. Разделение подземных вод, приуроченных к породам, залегающим выше регионально выдержанного относительного водоупора бакинских глин, на отдельные водоносные горизонты новокаспийских, хвалынских, ательских и хазарских отложений неправильно, так как воды их гидравлически тесно между собой связаны и закономерности, управляющие формированием их, являются общими. Общность сохраняется, даже несмотря на то, что внутри всей толщи имеются локально распространенные водоносные горизонты, обладающие напором, обязанным литологической пестроте и фациальной изменчивости пород.

Попытка связать гидрохимические особенности грунтовых вод с литологическим разнообразием водовмещающих пород также не дает хороших результатов, поскольку в условиях Прикаспийской низменности влияние литологии выражено неотчетливо и может быть обнаружено только лишь при сопоставлении друг с другом больших площадей.

По-видимому, наиболее правильно при систематизации гидрохимических данных увязывать их с геоморфологическим строением территории. Имеющийся в нашем распоряжении большой фактический материал (около 3000 химических анализов) позволяет весьма детально охарактеризовать гидрохимическую зональность грунтовых вод под отдельными элементами рельефа Прикаспийской низменности. Зональность устанавливается даже под такими едва заметными на глаз понижениями и повышениями, как западины и микробугорки, которые широко

распространены на водоразделах суглинистой равнины. Если рассматривать водоразделы в целом, то создается впечатление однообразия химического состава вод как по степени, так и по типу минерализации. Однако это впечатление только кажущееся, поскольку под западинами воды обычно несколько менее минерализованы (рис. 2) и, что весьма характерно, отличаются

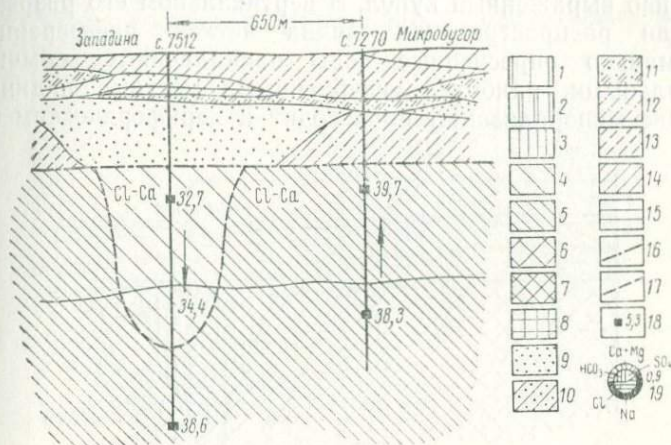


Рис. 2. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под западинами и микробуграми.

Величина минерализации воды: 1 — менее 1 г/кг; 2 — 1—3 г/кг; 3 — 3—10 г/кг; 4 — 10—35 г/кг; 5 — 35—50 г/кг; 6 — 50—75 г/кг; 7 — 75—100 г/кг; 8 — более 100 г/кг. Литология пород (показана только выше уровня грунтовых вод): 9 — песок; 10 — супесь легкая; 11 — супесь тяжелая; 12 — суглинок легкий; 13 — суглинок средний; 14 — суглинок тяжелый; 15 — глины; 16 — уровень грунтовых вод; 17 — границы распространения вод с различной величиной минерализации; 18 — глубина отбора пробы и минерализация воды (в г/кг); 19 — циклограмма солевого состава единичной пробы воды; те же обозначения к рис. 3—18.

нарастанием минерализации по вертикали водного слоя с глубиной. Под бугорками минерализация с глубиной обычно падает, оставаясь, однако, всегда более высокой, чем под западиной. Выравнивание минерализации происходит на различной глубине от поверхности земли и зависит главным образом от размеров западины и величины ее вреза, перемещаясь в глубь водоносного горизонта по мере увеличения габаритов микропонижения. Химический тип грунтовых вод одинаков под западиной и бугорком; абсолютное содержание отдельных ионов иногда значительно варьирует. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под микроэлементами рельефа может служить примером влияния процессов простого концентрирования и разбавления на химический состав воды. Слабое разбавление вод в пределах западин, находящихся в условиях лучшего увлажнения, чем соседние бугорки, и некоторое концентрирование солевого состава вод в верхней части водоносного горизонта под бугорком не сопровождаются процессами метаморфи-

зации, вследствие чего химический тип воды под ними оказывается одинаковым.

Большой интерес, с точки зрения гидрохимической зональности грунтовых вод, представляют падины (рис. 3). Под ними зеркало вод располагается всегда выше, чем под соседними межпадинными пространствами, благодаря чему образуется отчетливо выраженный купол. В вертикальном его разрезе и по площади распространения видна четкая дифференциация: максимально опресненные воды накапливаются обычно под центральными, наиболее углубленными местами падины; нарастание минерализации происходит к периферическим частям

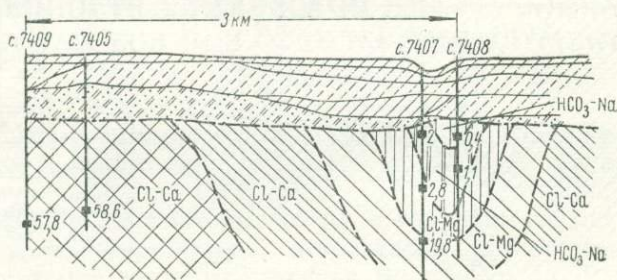


Рис. 3. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под падинами.

падины и по вертикали разреза водного слоя с глубиной. Создается отчетливая картина «структурной» гидрохимии: в плане и разрезе падины имеют вид гидрохимических «синклиналей», в мульдовых частях которых располагаются самые пресные грунтовые воды, постепенно с глубиной сменяющиеся все более и более минерализованными.

Степень опреснения вод под падинами и мощность опресненной линзы зависят от ряда причин, среди которых главными, по-видимому, являются размеры, глубина вреза и наличие дренирующих «очагов» в непосредственной близости от падин. Опреснение грунтовых вод под ними сопровождается обычно изменением типа вод: наиболее пресные участки линз с минерализацией до 1 г/кг относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу и являются по преобладающим компонентам гидрокарбонатно-кальциевыми. В пределах некоторых падин содовые воды вниз по вертикали водного слоя сменяются сульфатными и, наконец, хлормagneиевыми; чаще, однако, наблюдается непосредственное налегание гидрокарбонатных вод на хлормagneиевые.

Далеко не для всех падин характерны грунтовые воды с минерализацией до 1 г/кг; под многими формируются линзы солоноватых вод небольшой мощности. Четко выраженная гидрохимическая дифференциация грунтовых вод в пределах

максимально «опресненных» педин, находящихся в состоянии систематического длительного увлажнения, является результатом метаморфизации солевого состава вод под этими понижениями рельефа.

Аналогичные условия увлажнения создаются и под лиманами — типичными элементами рельефа суглинистой равнины западных и центральных районов междуречья Волги—Урала (рис. 4). Под лиманами формируются сравнительно мощные

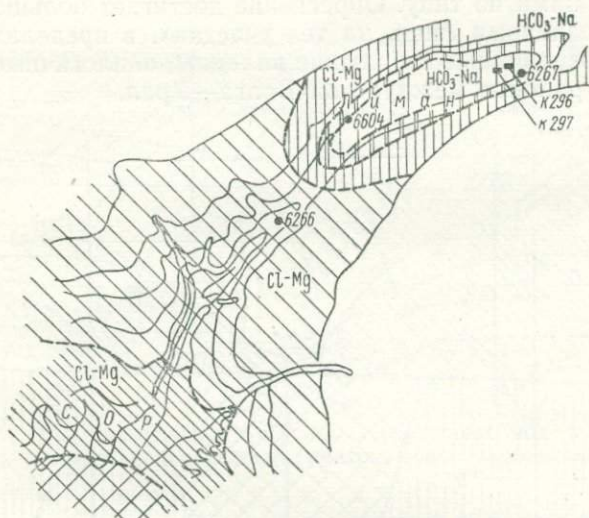


Рис. 4. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под лиманом и сором (в плане).

линзы пресных вод, обычно отличающиеся высокой степенью опреснения в том случае, когда рядом располагаются соровые котловины. Однако по площади линзы пресных вод, как правило, не совпадают с общей площадью лимана: они находятся под наиболее углубленной его частью, особенно в таких местах, где имеются группы воронок искусственных или, по-видимому, суффозионно-карстового происхождения. Тип воды в пределах пресной линзы всегда отличается от подстилающих ее соляных вод: обычно воды линз относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу и являются по преобладающим компонентам гидрокарбонатно-кальциевыми.

Лиманы, подобно пединам, далеко не всегда оказываются коллекторами максимально-опресненных грунтовых вод. Если, положив в основу морфометрические данные и условия дренированности педин и лиманов, расположить их в порядке нарастания или убывания этих признаков, то по гидрохимическим показателям грунтовых вод они образуют ряд, в пределах

которого воды меняются от пресных гидрокарбонатно-натриевых до хлормagneйных, соляных.

Похожие по внешнему виду на лиманы плоские понижения разливов, типичные для низовьев рр. Узеней и Кушума, не являются гидрохимическими аналогами лиманов. Несмотря на обилие пресной воды на поверхности разливов, покрытых водой иногда вплоть до позднего лета, под ними создаются опресненные линзы, очень незначительно отличающиеся по степени минерализации от грунтовых вод водораздельных территорий и одинаковые с ними по типу. Опреснение достигает большой величины под разливами лишь на тех участках, в пределах которых имеются озеровидные небольшие впадины, аналогичные падинам западных районов междуречья Волга—Урал.

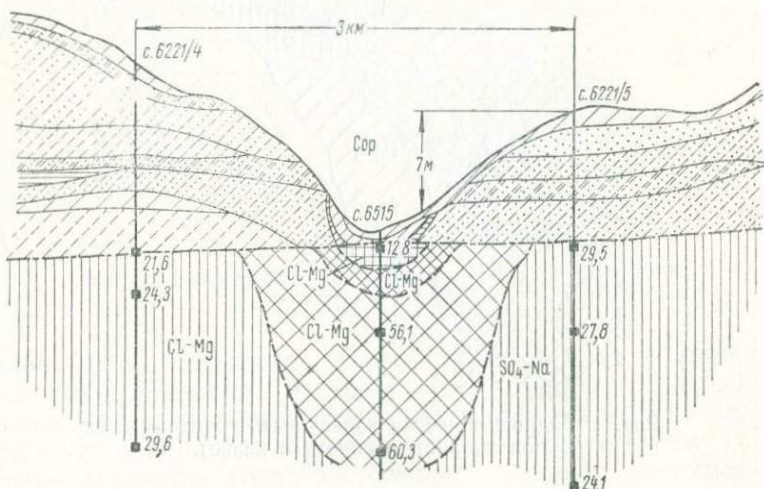


Рис. 5. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под сором.

Гидрохимическими антиподами падин и лиманов можно считать соры, занимающие наиболее низкое гипсометрическое положение на территории суглинистой равнины (рис. 5). Соры служат местными базами эрозии для грунтовых вод прилегающих к ним площадей и являются естественными испарительными чашами. Зеркало грунтовых вод образует около них ясно выраженную депрессию, направленную в сторону соровой котловины. Грунтовые воды их характеризуются резкой дифференциацией по химическому составу: наиболее минерализованные, нередко рассольные воды располагаются в верхней части водоносного горизонта, непосредственно под днищами. По вертикали вниз минерализация падает и часто на небольшой глубине от поверхности выравнивается с водами окружающих сор площадей. Уменьшение минерализации с глубиной про-

исходит не только непосредственно под самим сором, но и на расстоянии от него, зависящем от характера и величины вреза: у соров с растянутыми пологими склонами такая дифференциация наблюдается иногда в радиусе до нескольких километров.

Хотя дифференциация грунтовых вод под сорами, падинами и лиманами диаметрально отличается по своему знаку (в пределах соров минерализация вод с глубиной падает, а под падинами и лиманами растет), между ними есть несомненные черты сходства: в обоих случаях причины, обуславливающие дифференциацию,

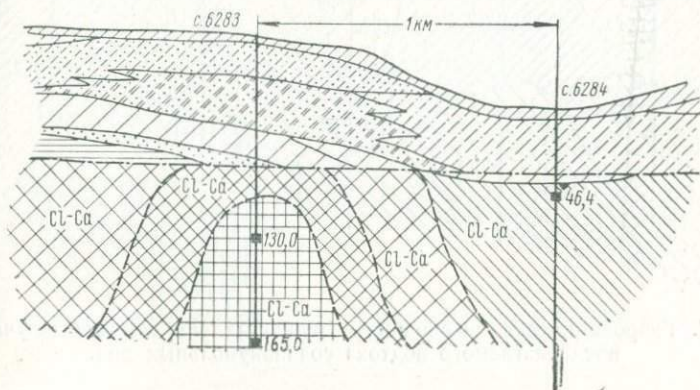


Рис. 6. Гидрохимическая зональность грунтовых вод в пределах участка предполагаемого подтока солянокупольных вод.

действуют со стороны поверхности земли и обязаны в сорах интенсивному испарению с зеркала вод, в падинах и лиманах — систематическому, длительному увлажнению. Поэтому гидрохимическая зональность внешне проявляется у них одинаково и имеет вид гидрохимических «синклиналей», различающихся только по степени минерализации мульдовых частей.

Однако в пределах рассматриваемой территории нами отмечены в ряде пунктов на небольших по размерам участках особые случаи гидрохимической зональности грунтовых вод. Обладая высокой минерализацией, быстро нарастающей по вертикали водоносного горизонта, воды этих участков на фоне окружающих их умеренной солёности рассолов образуют гидрохимические «антиклинали», в ядрах которых залегают наиболее минерализованные воды. Такая зональность обязана, по-видимому, каким-то глубинным факторам и скорее всего свидетельствует о наличии подтока солянокупольных вод к грунтовым (рис. 6, 7).

В соответствии с изложенным интересно сравнить между собой два озера — Эльтон и Баткуль. Первое принадлежит к числу озёр солянокупольного питания; гидрохимическая зональность грунтовых вод под ним имеет вид гидрохимиче-

ской «антиклинали» (рис. 8). Оз. Баткуль питается преимущественно поверхностными и грунтовыми водами; зональность его грунтовых вод проявляется в виде гидрохимической «синклинали» (рис. 9).

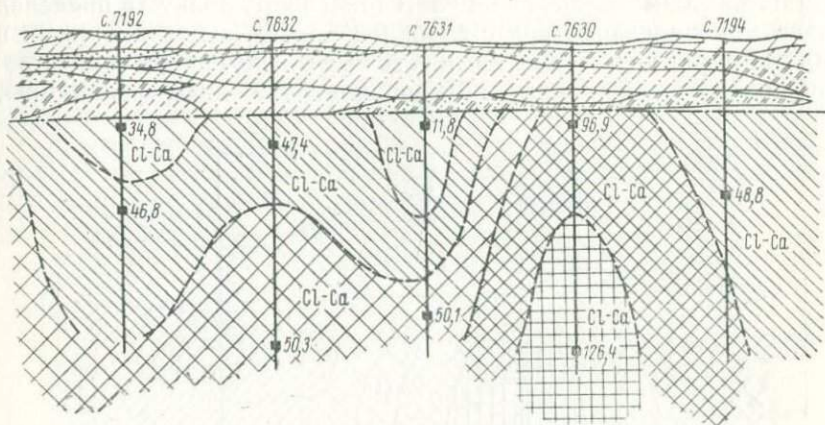


Рис. 7. Гидрохимическая зональность грунтовых вод в пределах участка предполагаемого подтока солянокупольных вод.

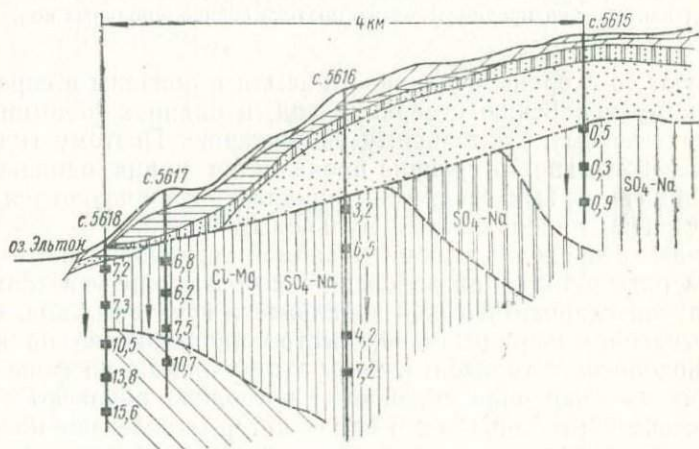


Рис. 8. Гидрохимическая зональность грунтовых вод в районе оз. Эльтон.

Весьма четко дифференциация вод по химическому составу выражена в пределах впадин, являющихся типичными элементами рельефа одного из участков междуречья Кушум—Урал

(рис. 10). Характерная для впадин этажность строения определяет их гидрохимические особенности: каждый уровень-этаж отличается от следующего по гидрохимическим показателям

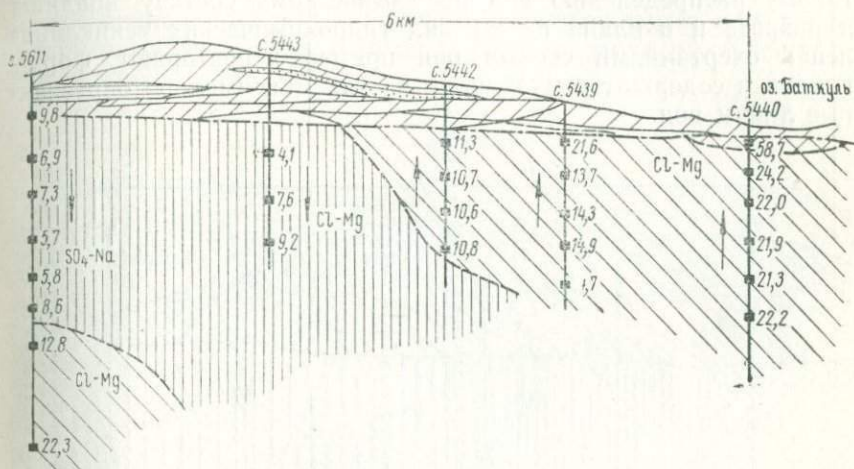


Рис. 9. Гидрохимическая зональность грунтовых вод в районе оз. Баткуль.

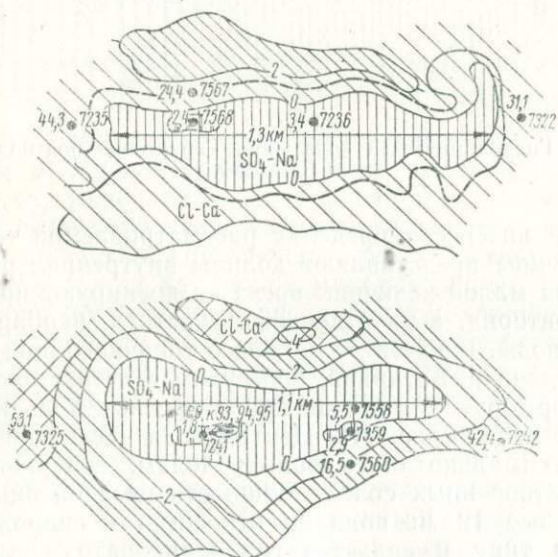


Рис. 10. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под впадинами (в плане).

грунтовых вод. Наиболее пресные воды с минерализацией менее 1 г/кг залегают под падьнами, которые довольно часто имеются в днищах впадин; под днищами формируются воды

с минерализацией 3—10 г/кг, под террасами — 10—35 г/кг и, наконец, к водоразделам приурочены самые минерализованные воды с количеством растворенных солей до 50 г/кг. Благодаря такому распределению вод по химическому составу впадины в разрезе и в плане имеют вид гидрохимических «синклиналей»; очертаниями своими они примерно повторяют форму впадин и содержат в мульдовых частях максимально опресненные линзы вод.

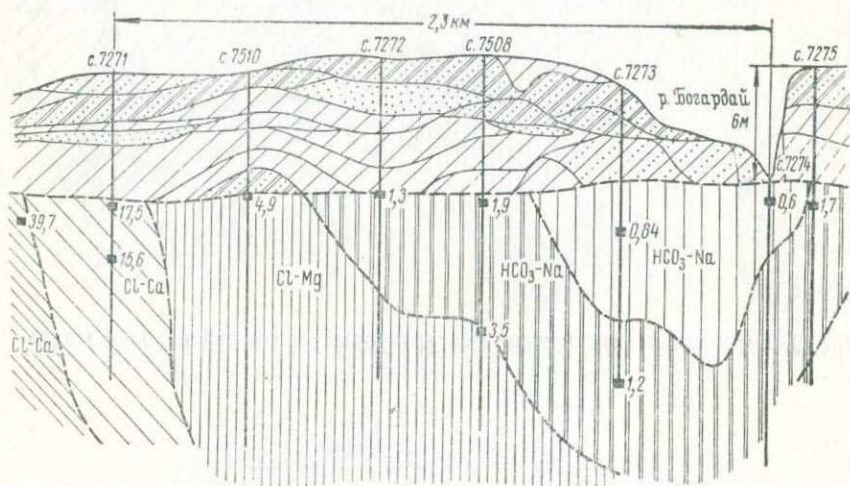


Рис. 11. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под руслом р. Богардай.

Большой интерес в пределах рассматриваемой части суглинистой равнины представляют долины внутренних рек. Многие из них из-за малой величины вреза не дренируют прилегающие к ним территории, а на отдельных участках, наоборот, питают грунтовые воды. В качестве наиболее типичного примера может быть приведена р. Богардай, под сухим в летнее время руслом которой формируется мощная линза пресных вод, образующих отчетливый купол (рис. 11). Центральная часть линзы соответствует максимально опресненным водам, содержащим 0,6—0,8 г/кг растворенных солей. Мощность пресной линзы составляет не менее 12 м: вода ее относится к гидрокарбонатно-натриевому типу и является гидрокарбонатно-кальциевой по преобладающим компонентам. Вниз по вертикали и по площади к западу и востоку от русла реки пресные воды сменяются слабосоленоватыми, имеющими минерализацию от 1 до 3 г/кг. Тип их сохраняется содовым, но по преобладающим компонентам они уже относятся к хлоридно-гидрокарбонатным водам. По вертикали разреза солоноватые воды на всю мощность под

руслом реки не вскрыты, однако к западу от русла видно, что они сменяются соляными водами с минерализацией от 3 до 10 г/кг, хлоридно-магниевыми по типу. Еще далее к западу, примерно на расстоянии 2,5 км от реки, начинается область распространения соляных высокоминерализованных вод хлоркальцевого типа, характерных для водораздела рр. Кушум—Богардай.

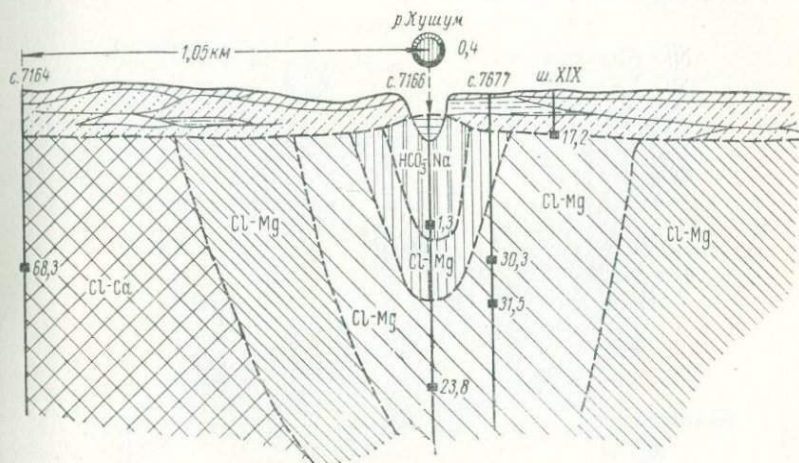


Рис. 12. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под руслом р. Кушум.

Небольшая линза умеренно опресненных вод формируется под руслом р. Кушум (рис. 12). Река имеет здесь сплошной водный поток; минерализация ее около 0,4 г/кг, по типу она содовая и гидрокарбонатно-натриево-кальциевая по преобладающим компонентам. Опресненная линза достигает мощности всего лишь 6—7 м; вода в ней с минерализацией 1,3—1,5 г/кг, также содовая по типу, но гидрокарбонатно-хлоридная по преобладающим анионам. В сторону от русла реки опресненная линза прослеживается на какие-нибудь десяток-полтора метров и сменяется сначала соляными хлормагниевыми, а потом и рассольными хлоркальцевыми водами, типичными для водораздела рр. Кушум—Б. Узень.

Весьма любопытной по своим гидрохимическим особенностям является р. Б. Узень. Поверхностный поток ее на отрезке меридионального течения несет соляную воду. По мере движения вниз по реке происходит постепенное нарастание минерализации от 12 до 30 г/кг. Затем неожиданно, после того как река резко сменяет направление течения с меридионального на широтное, количество растворенных солей уменьшается сначала до 5 г/кг, а еще ниже по реке — до 1,5—2 г/кг. Для объяснения такого изменения солености воды вниз по течению следует

вспомнить, что меридиональный и широтный отрезки реки имеют долины, отличающиеся между собой по глубине вреза. Там, где долина проложена в меридиональном направлении, она врезана на глубину до 3—4 м и дренирует высокоминерализованные грунтовые воды прилегающих территорий, благодаря чему происходит засоление руслового потока, нарастающее по мере движения вниз по реке (рис. 13).

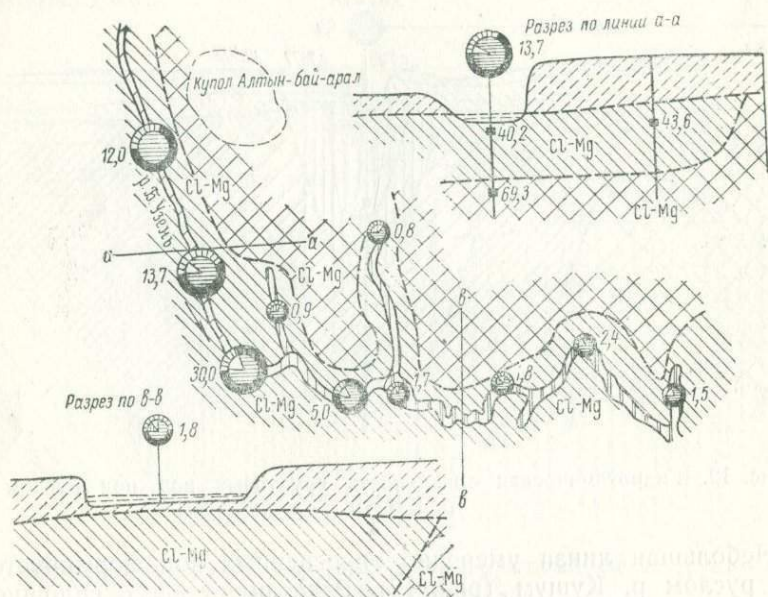


Рис. 13. Схематическая гидрохимическая карта и профили долины р. Б. Узень (профили приведены с преувеличением масштаба в 3—5 раз).

В пределах широтного участка русло врезано не более чем на 1,5—2,0 м; река здесь уже не дренирует, а, наоборот, питает грунтовые воды, опресняя их на небольшую величину. Таким образом, причины для засоления руслового потока реки на широтном отрезке отсутствуют, но появляются условия для его опреснения, так как в реку впадает здесь ряд притоков, питающихся паводковыми водами на территории обширных узеньских разливов, несущих пресную с минерализацией до 1 г/кг воду. Воды поверхностного потока реки, ее притоков и грунтовые резко отличаются друг от друга по степени минерализации, однако по типу и преобладающим компонентам они все аналогичны и относятся к хлормagneзиевым водам хлоридно-натриевой группы.

Очень небольшая линза солоноватых грунтовых вод формируется в долине р. М. Узень (рис. 14). Река летом обычно не

имеет сплошного водного потока. Под сухим руслом ее залегают воды с минерализацией 2,5—6,5 г/кг. Наиболее пресная часть линзы под самым руслом характеризуется содового типа водой, хлоридно-сульфатной по преобладающим компонентам, вниз по разрезу и к периферии линзы содовые воды сменяются сульфатно-натриевыми.

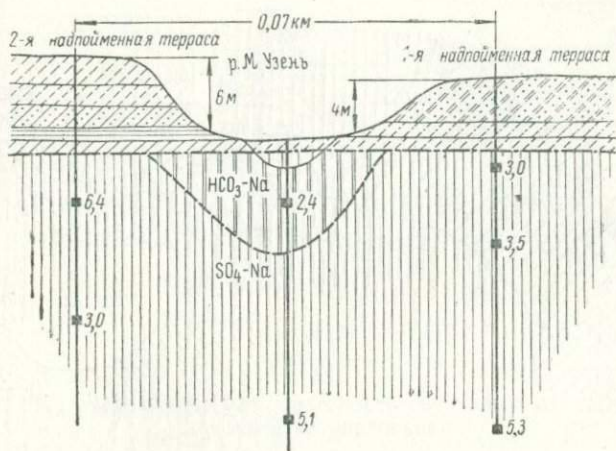


Рис. 14. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под руслом р. М. Узень.

Также не имеет летом сплошного водного потока еще одна из долин малых рек Прикаспийской низменности — р. Горькая. Вода в ней стоит лишь местами в виде отдельных плесов. Внешний вид долины сильно изменяется вниз по реке: влаголюбивые сообщества трав сменяются солянками, и постепенно происходит засоление русла, превращающегося в типичный солончак с приближением к устью реки. Такое изменение ландшафта весьма тесно связано с особенностями гидрохимического режима долины. В северной ее части под руслом на небольшой глубине формируются пресные содового типа воды, с минерализацией до 1 г/кг, гидрокарбонатно-кальциевые по преобладающим компонентам (рис. 15). Схематический профиль долины на этом участке показывает, что зеркало грунтовых вод здесь образует довольно крутой купол, в центральной части которого под руслом располагается линза пресных вод. Ниже по течению, примерно в районе колхоза им. Ленина, депрессия грунтовых вод направлена также от реки. Однако купол характеризуется меньшей кривизной, в центре его находятся слегка солоноватые воды (минерализация до 3 г/кг) содового типа, хлоридно-сульфатные по преобладающим компонентам. Наконец, еще ниже по течению, там, где долина

превращается в типичный сор-солончак и русло зарастает густым покровом из зеленых и красных солянок, высокоминерализованные грунтовые воды окружающих площадей дренируются рекой, благодаря чему под ее руслом формируются рассолы хлормagneиевого типа, а на поверхности отдельными плесами

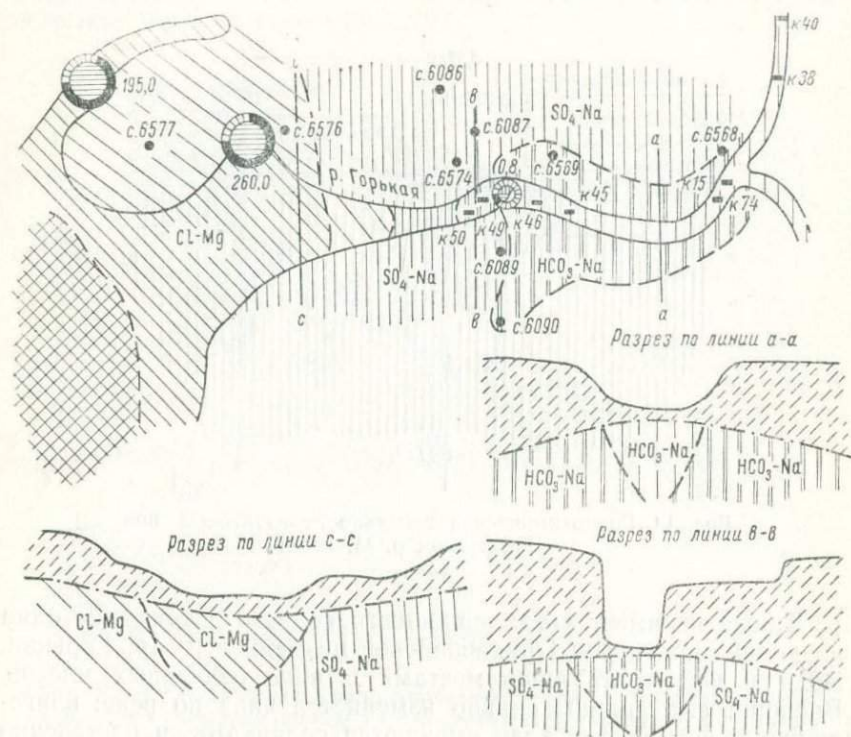


Рис. 15. Схематическая гидрохимическая карта и профили долины р. Горькая (профили приведены с преувеличением масштаба в 3—5 раз).

стоит рапа, почти предельно насыщенная хлористым натрием.

Аналогичный гидрохимический режим характерен для грунтовых вод балок, многочисленных в западной части рассматриваемой территории. В верхнем и среднем течении под руслами балок обычно формируются небольшой мощности линзы опресненных гидрокарбонатно-натриевого типа вод, сменяющихся довольно быстро по вертикали водоносного горизонта солончатыми и соляными водами (рис. 16). В устьях при впадении в сор балки засоляются: грунты их долин превращаются в солончаки, а грунтовые воды становятся крепкими рассолами.

Территория песчаной равнины Прикаспийской низменности исследована нами на небольшой площади, и гидрохимические

материалы по ее грунтовым водам не отличаются полнотой. Однако имеющиеся данные показывают, что дифференциация вод по химическому составу под отдельными элементами рельефа проявляется и здесь. Особенно четко она выражена в районе сплошного распространения песков. Характерными формами рельефа этого района являются бугры и гряды песков,

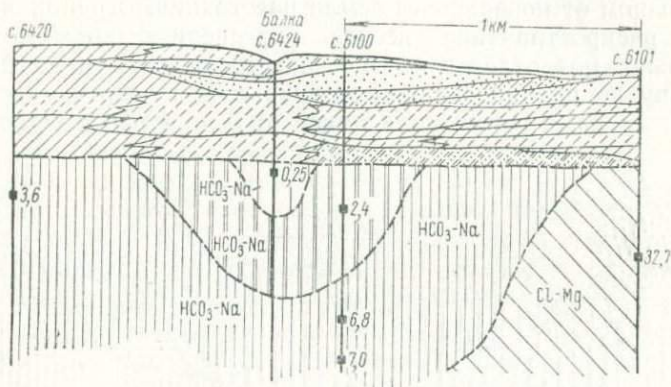


Рис. 16. Гидрохимическая зональность грунтовых вод под балками в их верховьях.

расположенные между ними ашики и находящиеся в днищах озеровидные «блюдца». Под буграми и грядами формируются проникающие на большую глубину пресные с минерализацией

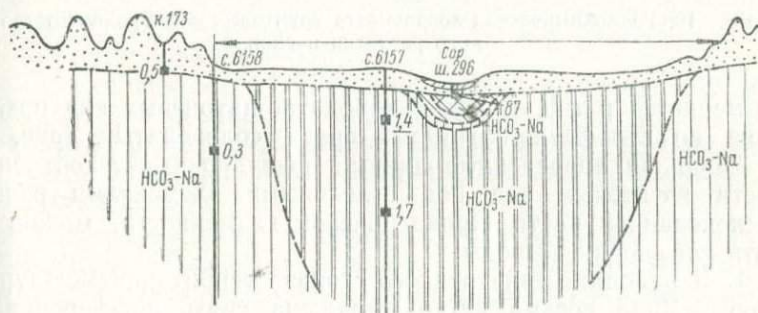


Рис. 17. Гидрохимическая зональность грунтовых вод в районе сплошного развития песков.

зацией не более 0,3—1 г/кг грунтовые воды, по типу обычно содовые, а по преобладающим компонентам либо гидрокарбонатно-кальциевые, либо гидрокарбонатно-натриевые (рис. 17). В ашиках они сменяются тоже содовыми, но уже более минерализованными водами, содержащими от 1 до 3 г/кг растворенных солей. Наконец в пределах «блюдца» в виде линз распола-

гаются высокоминерализованные, иногда даже рассольные воды содового типа, по преобладающим компонентам нередко карбонатно-гидрокарбонатно-натриевые. Отличительной особенностью гидрохимической зональности вод под «блюдцами» является быстрое уменьшение минерализации с глубиной, так что выравнивание ее под ашиком и «блюдцем» происходит обычно на небольшом от поверхности земли расстоянии. В районах островного распространения песков опресненные воды создаются локально, под отдельными песчаными буграми и на большую глубину не проникают; они замещаются по вертикали солоноватыми водами с минерализацией от 3 до 10 г/кг. Одновремен-

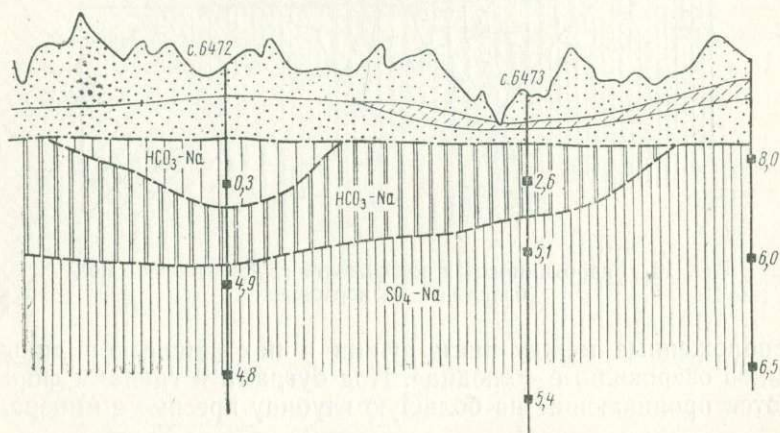


Рис. 18. Гидрохимическая зональность грунтовых вод в районе островного развития песков.

но не меняется и тип от гидрокарбонатно-натриевых вод пресных линз до сульфатно-натриевых среди солоноватых (рис. 18).

Обобщая приведенные данные по гидрохимической зональности грунтовых вод под отдельными элементами рельефа исследованной части Прикаспийской низменности, можно сделать следующие выводы:

1. В районах «внутреннего стока» территории междуречья Волга—Урал весьма четко выражена связь дифференциации грунтовых вод по химическому составу с особенностями мезо- и микрорельефа суглинистой и песчаной равнин.

2. По специфике своего гидрохимического режима все наиболее типичные формы рельефа суглинистой равнины могут быть разделены на три группы: водораздельные площади с характерными для них западинами и микробуграми (III этаж), падины, лиманы, речные долины и балки (II этаж), соровые котловины (I этаж).

а) Гидрохимические особенности грунтовых вод соровых

котловин определяются их дренирующей ролью и большой величиной испарения с зеркала вод. Под ними формируются рассольные хлоридно-магниевые и хлоридно-кальциевые воды, минерализация которых резко убывает вниз по разрезу водоносного горизонта.

б) Гидрохимическими антиподами соров являются падины, лиманы и на отдельных участках — долины рек и балок, находящиеся в условиях длительного, систематического увлажнения. Под ними формируются пресные линзы грунтовых вод, различных по типу, сменяющиеся вниз по разрезу водоносного горизонта соляными водами.

в) Дифференциация грунтовых вод по химическому составу выражена и на водораздельных территориях: под западинами наблюдается некоторое опреснение верхней части водоносного горизонта и нарастание количества растворенных солей с глубиной; под микробугорками воды всегда обладают повышенной минерализацией, наоборот, увеличивающейся кверху.

г) Несмотря на противоположность знака, гидрохимическая зональность грунтовых вод в пределах элементов рельефа I и II этажей, обязанный факторам «поверхностного» происхождения, проявляется аналогично и имеет вид гидрохимических «синклиналей», различающихся лишь по величине и химическому типу вод мульдовых частей.

д) При наличии подтока солянокупольных вод к грунтовым дифференциация последних выражена в виде гидрохимических «антиклиналей», в пределах которых формируются рассолы преимущественно хлоридно-кальциевого типа и происходит быстрое нарастание величины минерализации вод вниз по разрезу водоносного горизонта.

3. По особенностям гидрохимического режима элементы рельефа песчаной равнины также делятся на три группы: песчаные бугры и гряды с расположенными между ними котловинами выдувания (III этаж), ашики (II этаж) и озеровидные «блюдца» (I этаж).

а) Гидрохимическая зональность грунтовых вод «блюдец» определяется их дренирующей ролью и большой величиной испарения с зеркала вод. Под ними формируются высококонцентрированные содового типа воды, минерализация которых быстро уменьшается по разрезу водоносного горизонта.

б) Наиболее пресные воды, проникающие на большую глубину, характерны для территории гряд и бугров, где создаются благоприятные условия увлажнения и формируются мощные горизонты пресных вод, содовых по типу.

в) Промежуточное положение между водами грядовых песков и соровых «блюдец» занимают воды ашиков, также содовые по типу, но отличающиеся слегка повышенной минерализацией.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАСОЛЕННОСТИ ГРУНТОВ ПОД ОТДЕЛЬНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ РЕЛЬЕФА

Весь разрез пород, участвующих в строении Прикаспийской низменности, характеризуется сравнительно высокой засоленностью. Засолены в той или иной степени и отложения четвертичного возраста, представленные толщами бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского ярусов. По указанию

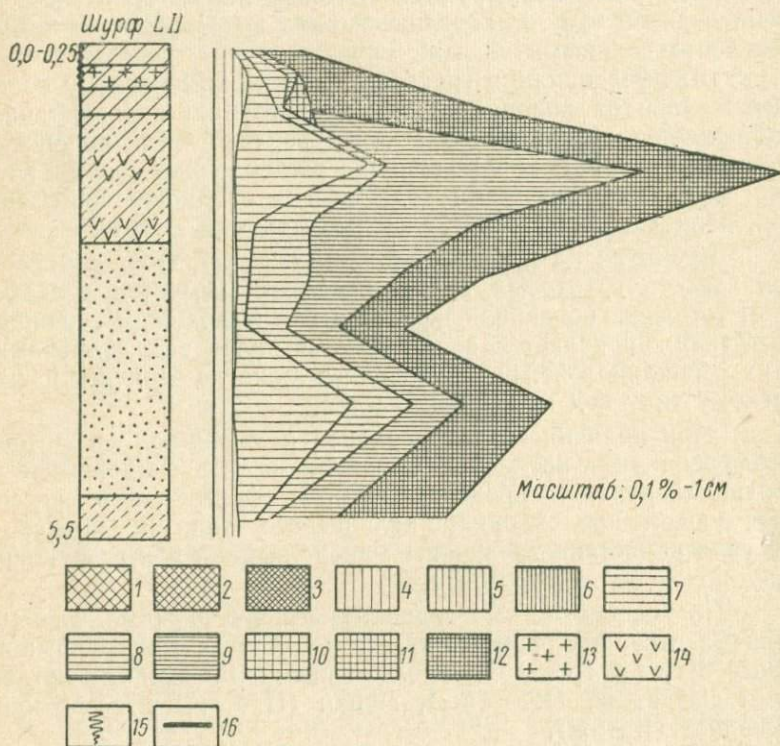


Рис. 19. Эюра засоленности пород под микробугром.

Солевой состав вытяжек: 1 —  $\text{CaCO}_3$ ; 2 —  $\text{MgCO}_3$ ; 3 —  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ; 4 —  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ; 5 —  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ; 6 —  $\text{NaHCO}_3$ ; 7 —  $\text{CaSO}_4$ ; 8 —  $\text{MgSO}_4$ ; 9 —  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ; 10 —  $\text{CaCl}_2$ ; 11 —  $\text{MgCl}_2$ ; 12 —  $\text{NaCl}$ ; 13 — карбонатный горизонт; 14 — гипсовый горизонт; 15 — трещиноватость пород; 16 — солевая корочка; те же обозначения к рис. 20–26.

ряда авторов средняя величина засоленности воднорастворимыми солями бакинских пород составляет 0,7—1,25%, хазарских — 0,2—1,3%. Сильно варьирует количество солей в породах хвалынских и новокаспийских отложений: на водоразделах оно достигает 3,5% и резко повышается до 20% и более в сорах-солончаках.

Степень засоленности четвертичных пород Прикаспийской низменности, качество солей и характер их распределения

зависят от особенностей рельефа отдельных ее частей. Для солевого профиля грунтов типична дифференциация по вертикали разреза, неодинаковая под разными элементами рельефа суглинистой и песчаной равнин.

На водоразделах суглинистой равнины под микробугорками и западинами в солевом профиле есть определенные черты сходства и различия. Сходство выражается в том, что грунты под ними отличаются сравнительно высоким засолением и всегда имеют один или два солевых максимума, располагающихся на

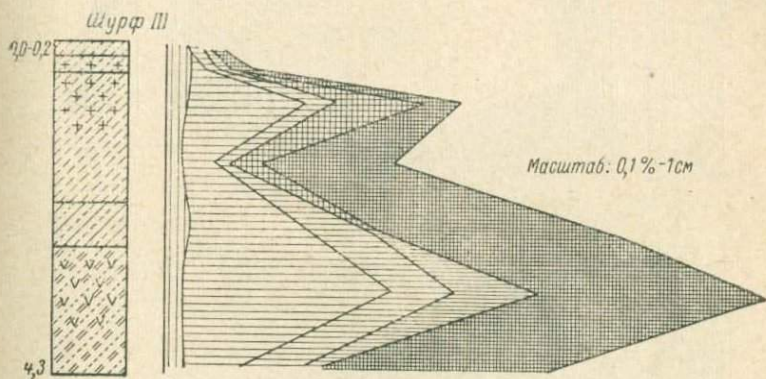


Рис. 20. Эюра засоленности пород под микробугром.

различной глубине от дневной поверхности. Есть аналогия и в качественном составе солей — преобладающими среди них в водных вытяжках являются хлориды натрия, уступающие первое место гипсу лишь на глубине расположения солевых максимумов. Количество хлорида натрия, минимальное у поверхности, постепенно нарастает с глубиной по мере приближения к водонесному горизонту. В то же время содержание гипса и других сульфатов резко колеблется по разрезу; сульфаты образуют на разных глубинах скопления, хорошо видимые даже невооруженным глазом, в виде прожилков, пятен и гипсовой присыпки. С глубиной количество сульфатов обычно резко падает. Карбонатность грунтов и под западинами, и под бугорками весьма значительная, причем максимумы карбонатов обычно располагаются в верхней части почво-грунтового разреза (рис. 19, 20, 21).

Черты различия в солевом профиле под рассматриваемыми элементами рельефа выражаются прежде всего в том, что наибольшее содержание воднорастворимых солей под микробуграми достигает 3,2—3,5% и не поднимается выше 2,5% под западинами. Солевые максимумы находятся под буграми очень близко к поверхности земли, располагаясь на глубине 0,2—0,4 м, так что лишь самая верхняя часть грунтов является более или менее

промытой; под западинами они опущены иногда до глубины 1 и даже 1,5 м, а грунты сверху обычно сравнительно хорошо выщелочены. Неодинаковым оказывается количество отдельных солей в разрезе: содержание хлористого натрия под буграми составляет местами около 1,5% и не поднимается выше 1% в пределах западин. Под западинами типичной солью наряду с пре-

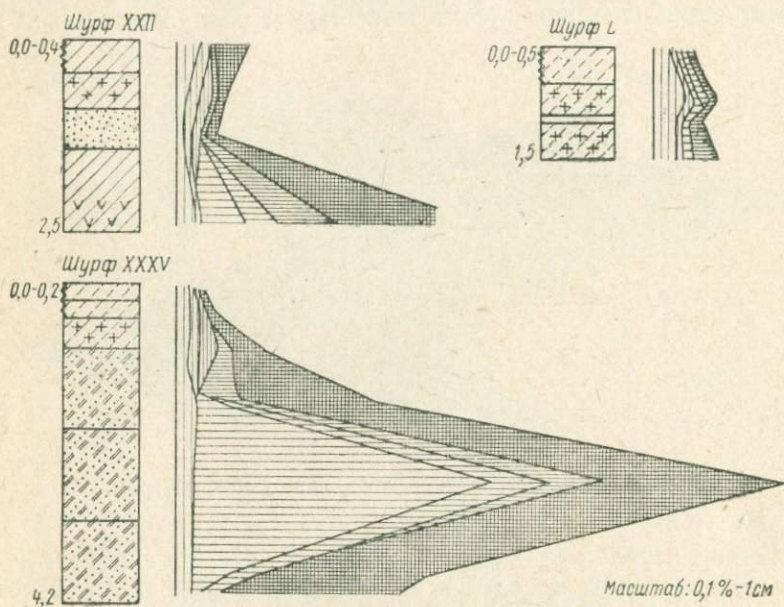


Рис. 21. Эпюры засоленности пород под западинами.]

обладающими хлоридами и сульфатами является гидрокарбонат натрия, присутствующий в верхней части грунтового разреза в количестве до 0,2% максимум; под буграми эта соль встречается гораздо реже, и содержание ее не превышает обычно 0,05%. Карбонатный горизонт поднят под буграми почти к самой поверхности земли и опущен на глубину 0,5 м и более под западинами. Весьма отчетливо различие в солевом режиме почво-грунтов выступает при сопоставлении друг с другом рядом расположенных микроэлементов рельефа. На рис. 22 показаны западина и бугорок, которые находятся всего лишь в 6—7 м друг от друга, но, несмотря на это, резко отличаются по степени засоленности и качественному составу солей.

Таким образом, дифференциация солей в разрезе, наблюдающаяся под микроэлементами рельефа водоразделов суглинистой равнины, выражается главным образом в неодинаковой промы-

тости почво-грунтов: более интенсивной, проникающей местами на глубину 0,5—1 м она является под западинами и очень слабой, захватывающей только самую верхнюю часть разреза — под микробуграми.

Большой степенью выщелоченности почво-грунтов характеризуются падины и лиманы, промытые обычно вплоть до водоносного горизонта (рис. 23, 24). Общая сумма солей в них редко превышает 0,1%, по составу соли являются преимущест-

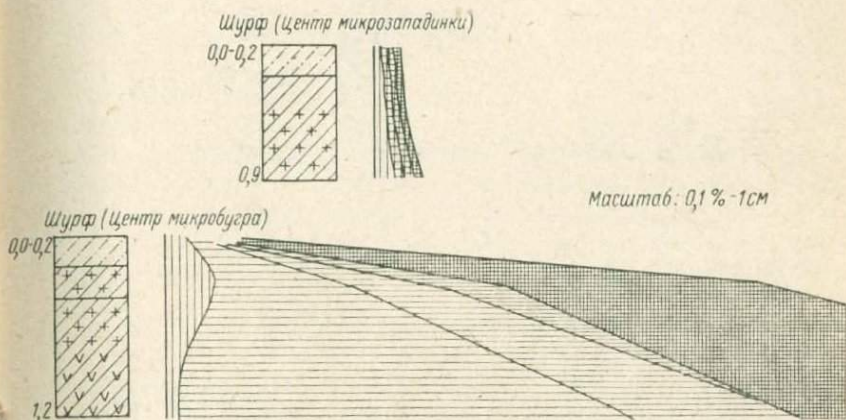


Рис. 22. Эпюры засоленности пород под западиной и соседним микробугром.

венно гидрокарбонатными. Карбонатный горизонт опущен на различную глубину в зависимости от степени выщелоченности грунтов; чем интенсивнее они промыты, тем глубже располагается этот горизонт. Характерной составной частью солей является гидрокарбонат натрия, иногда на его долю приходится около трети от общего количества солей. По мере приближения к бортам падин или лиманов солевой профиль их резко меняется: поднимается кверху карбонатный горизонт, и на глубине около 1 м появляется максимум с количеством солей до 0,7%; преобладающими солями становятся гипс и хлорид натрия.

В отличие от падин и лиманов грунты разливов характеризуются обычно высокой степенью засоленности. Сумма солей под отдельными участками их достигает 2,5%, причем основными являются хлориды натрия и различные сульфаты (см. рис. 24). Карбонатный и гипсовый горизонты под разливами высоко подняты к поверхности; в карбонатном горизонте иногда присутствует нормальная сода. В ряде пунктов, однако, отмечаются более или менее выщелоченные грунты, характеризующиеся общим содержанием солей, не превышающим 0,2—0,4%. Они приурочены чаще всего к падинам, которые местами нару-

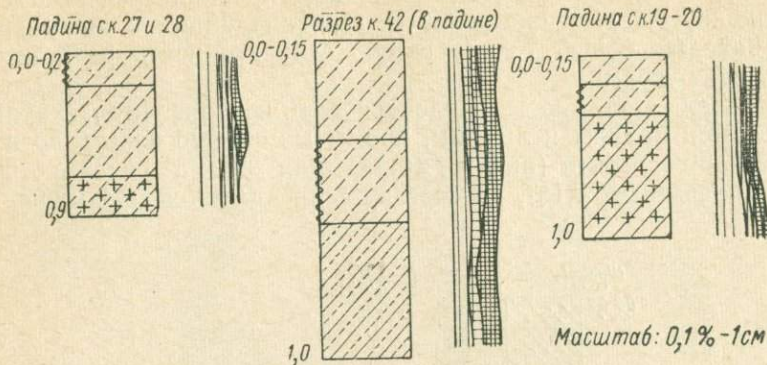


Рис. 23. Эпюры засоленности пород под падинами.

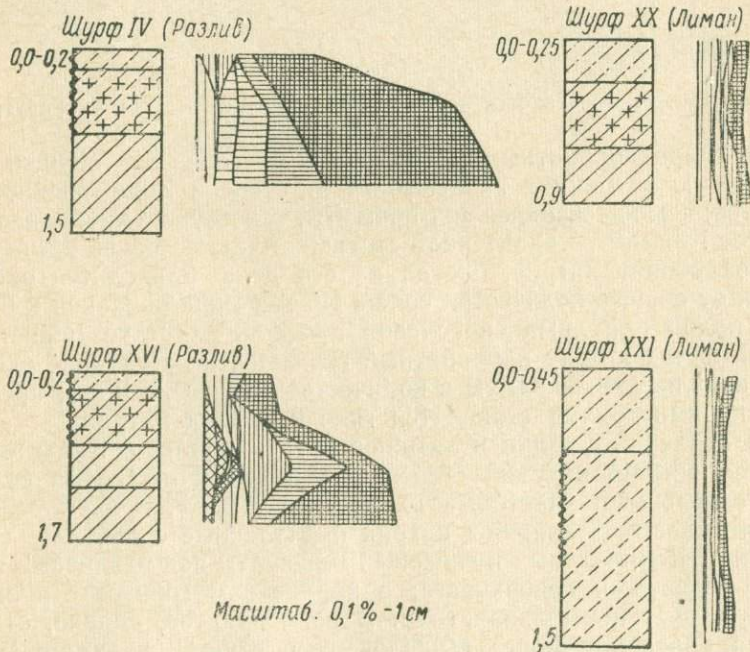


Рис. 24. Эпюры засоленности грунтов под лиманами и разливами.

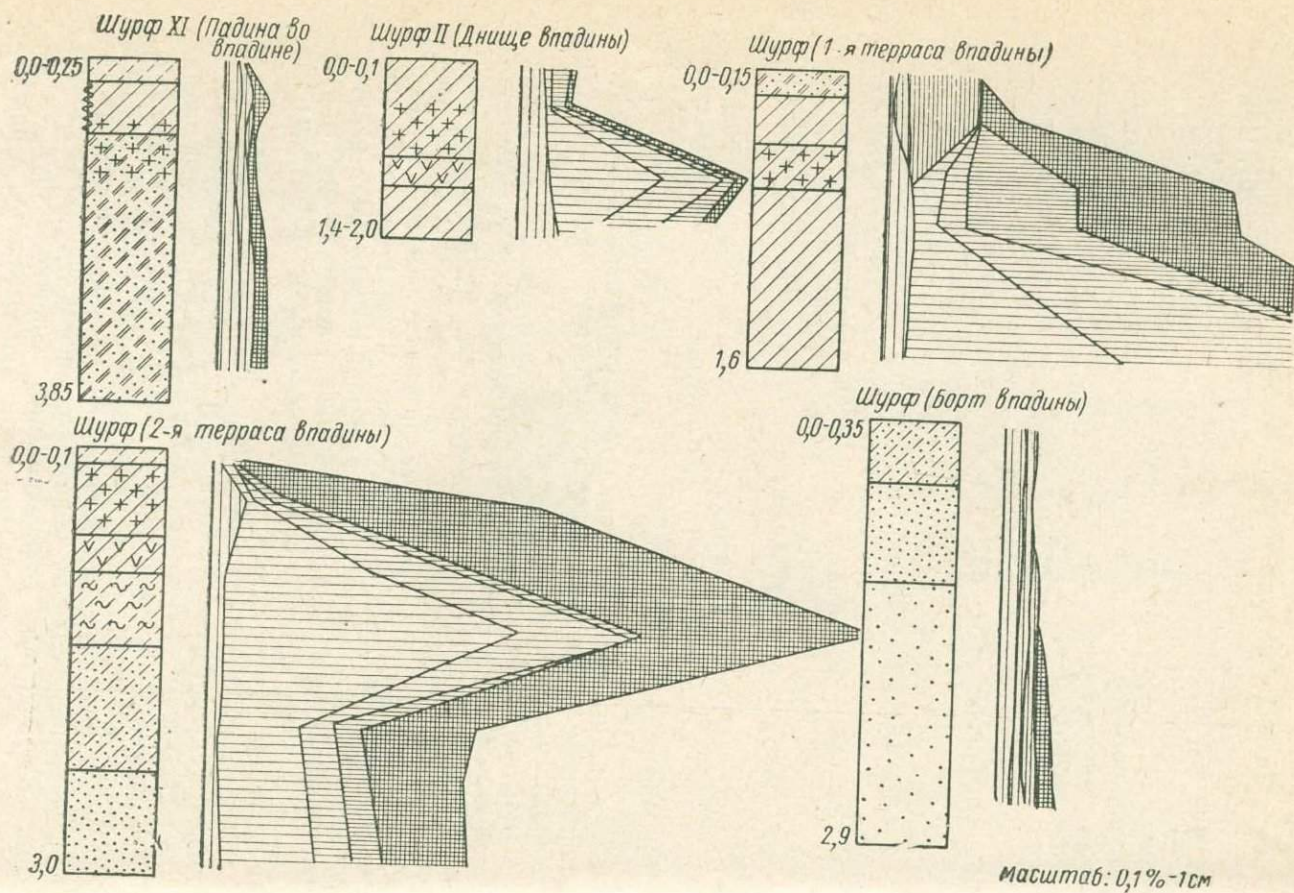
шают унылое однообразие почти идеально ровной поверхности разливов.

Четкая дифференциация в распределении количества и качества солей по разрезу характерна для впадин (рис. 25). Наиболее промыты вплоть до водоносного горизонта грунты педин, количество солей в пределах которых не превышает 0,1%, а карбонатный горизонт располагается на глубине от 0,5 до 1 м. Днища впадин засолены несколько больше: сумма солей в грунтах составляет до 0,5%; на глубине около 0,5 м отчетливо виден гипсовый горизонт с преобладающими в нем сульфатными и хлоридными солями. Самыми засоленными по всему профилю являются грунты террас, содержащие 0,5—2,5% солей. Карбонатные горизонты под ними подняты почти к самой поверхности земли. Имеется довольно мощный гипсовый горизонт, залегающий на глубине не более 0,5 м; хорошо выражены солевые максимумы, образующие отчетливые «пики» обычно на небольшой от поверхности глубине. Пестротой по засоленности характеризуются грунты бортов впадин. Они сложены, как мы отмечали выше, преимущественно песчаным материалом, перекрытым маломощными супесчаными или суглинистыми отложениями.

Шурфы, заложенные непосредственно на бровках, вскрывают сильно выщелоченные грунты с количеством воднорастворимых солей, не превышающим — 0,1%. При удалении от бровки грунты становятся более засоленными, содержат до 1% солей и в профиле их появляются типичные максимумы, располагающиеся на сравнительно небольшой глубине от поверхности земли.

Самой высокой степенью засоленности среди элементов рельефа рассматриваемой территории отличаются грунты сорových котловин. Содержание солей в них достигает 15—20% (рис. 26). В распределении их по разрезу возможны два случая: наиболее часто на поверхности соров имеются солевые корочки или отдельные высыпки солей; солевые максимумы тогда приурочены к днищам соров, а с глубиной по вертикали разреза грунтов количество солей резко убывает. Иногда, однако, максимумы сверху отсутствуют, и соли распределены до глубины 1—2 м более или менее равномерно.

По составу солей соры-солончаки делятся на две резко отличающиеся друг от друга группы: 1) хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные суглинистой равнины, 2) содовые песчаной равнины. Солончаки первой группы пространственно друг друга замещают обычно в пределах одной и той же соровой котловины. Краевые участки котловины, имеющих пологие растянутые береговые склоны, чаще всего заняты сульфатно-хлоридными солончаками, отличающимися типичной «пухлостью» грунтов. Сульфатно-хлоридные солончаки сменяются с приближением к центру хлоридно-сульфатными, а иногда даже чи-



Масштаб: 1% солей - 1см

Рис. 26. Эпюры засоленности грунтов под сорами.

стыми хлоридными, в составе которых наряду с преобладающим хлоридом натрия большая роль принадлежит хлоридам магния.

Содовые солончаки весьма широко распространены в днищах озеровидных «блюдеч» района сплошного развития песков. Основными солями их являются гидрокарбонаты и карбонаты натрия, присутствующие иногда в количестве, составляющем более 70% от общего содержания солей. Резко подчиненную роль играют хлориды и сульфаты, вследствие чего солончаки могут быть названы натриевыми карбонатно-гидрокарбонатными.

Обобщая приведенные данные, характеризующие некоторые особенности солевого режима почво-грунтов под отдельными элементами рельефа, можно сделать следующие выводы:

1. Засоленность грунтов и степень их промытости в пределах рассматриваемой территории неодинакова и зависит от приуроченности их к различным формам мезо- и микрорельефа суглинистой и песчаной равнин.

2. Наиболее засоленными являются грунты элементов рельефа I этажа — соровых котловин. Количество воднорастворимых солей в поверхностной корочке их достигает 15—20% и обычно резко убывает с глубиной. По составу соли принадлежат либо к хлоридно-сульфатным (сульфатно-хлоридным), либо к карбонатно-гидрокарбонатным, содовым.

3. Элементы рельефа II этажа — лиманы и падины отличаются большой выщелоченностью грунтов, нередко промытых вплоть до водоносного горизонта. Количество воднорастворимых солей в них не превышает 0,1%, соли относятся преимущественно к числу гидрокарбонатов кальция; в верхней части разреза иногда присутствует гидрокарбонат натрия. Общая карбонатность грунтов высокая и достигает 15—18%; выделения извести обычно обильные, представлены известковистыми стяжениями и журавчиками, располагающимися на различной глубине от поверхности в зависимости от степени выщелоченности грунтов.

4. Промежуточное положение по засоленности занимают элементы рельефа III этажа — микробугры и западины. Для них характерно специфическое распределение солей, образующих обычно по профилю один или два максимума, находящихся близко к поверхности земли под бугром и опущенных несколько глубже под западинами. Состав солей почво-грунтов элементов рельефа III этажа отвечает солям морского комплекса, однако, помимо типичных для него хлоридов натрия и магния, сульфатов кальция и магния, грунты содержат ряд новообразований. К ним относятся двууглекислая и нормальная сода и сульфат натрия, причем последний нередко присутствует в большом количестве.

## ГИДРОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В основу гидрохимического районирования суглинистой и песчаной равнин Прикаспийской низменности положены геоморфологические районы, поскольку связь особенностей химического состава грунтовых вод этой территории с рельефом выражена весьма четко. Район левобережных террас Волги и Ахтубы исключен из рассмотрения, так как мы не располагаем по нему необходимыми полевыми материалами.

Грунтовые воды падинно-лиманного района приурочены к песчано-глинистым породам новокаспийского, хвалынского и хазарского ярусов. На западе района они характеризуются преимущественно песчаным составом и сменяются к востоку фациально изменчивыми отложениями, представленными частым чередованием глинистых, суглинистых, песчаных и супесчаных пачек. Благодаря неоднородности строения водовмещающей толщи грунтовые воды местами обладают напором, величина которого достигает 10—12 м. Однако уровень напорных вод, нигде не поднимается выше свободного зеркала, что свидетельствует о локальном характере напора и говорит о гидравлической связи водоносных горизонтов между собой.

Грунтовые воды водоразделов (III этаж) залегают в летнее время на глубине 7—8 м. По количеству растворенных солей они относятся к числу умеренно минерализованных; сухой остаток их изменяется от 10 до 35 г/кг, причем в большинстве случаев воды тяготеют к нижнему пределу. С глубиной по вертикали водного слоя наблюдается постепенное, без резких скачков нарастание минерализации. По типу воды являются хлоридно-магниевыми и сульфатно-натриевыми. В пространственной смене этих типов есть определенная закономерность: сульфатно-натриевые характерны для западной части падинно-лиманного района, хлоридно-магниевые — для восточной. По преобладающим компонентам первые относятся к числу хлоридных, преимущественно натриевых вод, сульфатно-натриевые по анионному составу являются хлоридно-сульфатными.

Грунтовые воды падин, лиманов, речных долин и балок (II этаж), пользующихся в описываемом районе весьма широким распространением, по количеству растворенных солей принадлежат к пресным и слабосоленатым. Для них типична инверсия уровней по отношению к рельефу: располагаясь под понижениями, они образуют отчетливые купола, вершины которых находятся на глубине 3—4 м от дневной поверхности под падьми и лиманами и подняты еще выше в балках и речных долинах. Наиболее крупный «бассейн» пресных вод образует р. Горькая и многочисленные, спускающиеся в нее и непосредственно во впадину Хаки, балки. В их верховьях под руслом формируются различной мощности линзы пресных вод с минерализацией нередко менее 1 г/л, содовые по типу. Вниз по раз-

резу и при удалении от долин пресные воды сменяются солоноватыми, преимущественно сульфатно-натриевыми, реже непосредственно хлоридно-магниевыми. В пределах падин и лиманов величина опреснения зависит от габаритов этих понижений, глубины их вреза и близости дренирующих «очагов». Наименее минерализованные воды с количеством растворенных солей 0,4—0,6 г/кг приурочены к большим падинам с глубиной вреза более 1 м и к некоторым крупным лиманам. По типу воды их являются преимущественно содовыми, реже — сульфатно-натриевыми и относятся по преобладающим компонентам к гидрокарбонатно-кальциевым. Аналогичными по типу, но гидрокарбонатно-хлоридными или гидрокарбонатно-сульфатными по преобладающим анионам оказываются воды мелких падин, имеющих соответственно и более минерализованную воду (в среднем около 1 г/кг). Наконец совсем небольшие падины характеризуются главным образом хлоридно-магниевыми водами хлоридной группы с минерализацией, составляющей около 3 г/кг.

Грунтовые воды соров-солончаков (I этаж) не типичны для описываемого района. Соры Аще-Кудук, Хаки, Баткуль и другие располагаются вдоль южной границы района и скважинами не разбуривались. Из литературы известно (Каменский, 1960), что грунтовые воды залегают под днищами этих соров на глубине менее 3 м от поверхности и являются крепкими рассолами, с минерализацией более 100 г/кг, хлоридно-магниевыми, реже — хлоридно-кальциевыми по типу. Под террасами сорных впадин формируются соляные воды с количеством растворенных солей до 50 г/кг. Вниз по разрезу водоносного горизонта происходит уменьшение минерализации воды как под днищами соров, так и под террасами, тем более интенсивное, чем глубже врезан сор и чем круче его склоны.

Из-за обилия элементов рельефа II этажа — падин, лиманов, балок — гидрохимическое «поле» падинно-лиманного района является мозаичным; между пресными водами этих элементов рельефа и соляными водами водоразделов имеются все переходы. Также, по-видимому, постепенно сменяются соляные воды водоразделов крепкими рассолами сорных котловин. Однако мозаика характерна только для верхней части водоносного горизонта; вниз по разрезу происходит выравнивание величины минерализации на различной от поверхности земли глубине, зависящей от интенсивности опреснения или засоления.

Особо следует выделить участок, находящийся между солончаком Шала-купа с севера и бассейном Хаки с юга. Здесь на небольшой площади обнаружены крепкие рассолы с минерализацией около 100 г/кг, хлоридно-кальциевые по типу. Они образуют гидрохимическую «антиклиналь» на фоне умеренно соляных вод основного гидрохимического «поля». Характерной их

особенностью является быстрое нарастание минерализаций с глубиной. Участок располагается в районе весьма активного Урдинского соляного купола, поэтому можно полагать, что формирование гидрохимической «антиклиналии» обязано здесь подтоку к грунтовым водам высокоминерализованных купольных вод.

Грунтовые воды района сплошного развития песков приурочены к песчано-глинистым новокаспийским, хвалынским и хазарским отложениям. Основная роль в разрезе принадлежит пескам эолового, аллювиального и морского происхождения; суглинистые и глинистые породы залегают среди песков в виде линз или прослоев небольшой мощности. Неоднородное строение водовмещающей толщи обуславливает возникновение локальных напоров, однако напорные воды нигде не поднимаются выше уровня вод со свободным зеркалом.

Глубина залегания грунтовых вод в пределах песчаного массива различна и в целом меньше, чем на территории пединно-лиманного района. Как видно на профиле (см. рис. 1), зеркало вод под песками массива Нарын образует купол, к востоку и к западу от которого происходит погружение вод. Характерной особенностью зеркала на площади самого массива является его рельефность, в общих чертах повторяющая рельеф поверхности земли: под буграми и грядами воды залегают на глубине около 3—4 м, под ашиками — на 1—1,5 м и под озеровидными «блюдцами» — на 0,5—0,8 м.

Суглинистая равнина (падинно-лиманный район) граничит с песчаной довольно резко, однако гидрохимические «поля» сменяют друг друга постепенно, связываясь различными переходными типами вод: умеренно соляные, хлоридно-магниево-хлоридной группы воды пединно-лиманного района заменяются сначала солоноватыми, такого же типа водами, но хлоридно-гидрокарбонатными по преобладающим компонентам; затем к востоку появляются пресные воды сульфатно-натриевого типа гидрокарбонатно-сульфатной группы; и, наконец, еще далее к востоку начинается область развития вод основного гидрохимического «поля» песчаного массива Нарын. Они относятся к числу пресных или слабосоленоватых вод с минерализацией до 1 и 1—3 г/кг. Наиболее пресные воды характерны для песчаных бугров и гряд (III этаж); слабосоленоватые залегают в пределах ашиков (II этаж). По площади воды обоих интервалов минерализации распространены примерно одинаково, так как бугры, гряды и расположенные между ними ашики чередуются друг с другом более или менее равномерно. В центральной части массива (в пределах рассматриваемой территории) и под ашиками и под грядами песков формируются самые пресные для этого района воды с количеством растворенных солей 0,3—0,5 г/кг. По вертикали на всю вскрытую скважинами мощность (30—40 м) грунтовые воды массива Нарын остаются

пресными. Судя по единичным, более глубоким скважинам, минерализация незначительно увеличивается лишь у подошвы водоносного горизонта, достигая 2—3 г/кг.

Весьма выдержан химический тип грунтовых вод описываемого района, по всей его площади они являются гидрокарбонатно-натриевыми и сменяются другими типами лишь в крайних частях песчаного массива. Однако по преобладающим компонентам воды ашиков и грядовых песков неодинаковы: первые принадлежат к гидрокарбонатно-натриевым, вторые — преимущественно к гидрокарбонатно-кальциевым водам.

Грунтовые воды озеровидных «блюдеч» (I этаж) распространены главным образом в восточной и западной частях песчаного массива и практически отсутствуют в центральной. Они залегают близко к поверхности земли и занимают небольшие по площади участки, лишь немногим превышающие размеры самих «блюдеч». По количеству растворенных солей воды принадлежат к рассолам: минерализация их достигает 60 г/кг и более. Вниз по вертикали разреза минерализация быстро падает, так что примерно на глубине 2—3 м от поверхности земли происходит выравнивание ее под «блюдцем» и под ашиком.

По химическому типу грунтовые воды озеровидных «блюдеч» относятся к гидрокарбонатно-натриевым водам и, что весьма интересно, часто являются карбонатно-гидрокарбонатно-натриевыми по преобладающим компонентам: содержание нормальной или двууглекислой соды иногда достигает в них 80% от общей суммы растворенных солей.

Таким образом, гидрохимическое «поле» района сплошного распространения песков в пределах всех трех этажей рельефа этой территории является удивительно выдержанным по типу: при колебаниях минерализации от 0,3 до 60 г/кг воды остаются при всех ее значениях гидрокарбонатно-натриевыми, по классификации Сулина, и варьируют лишь по преобладающим компонентам.

Грунтовые воды района островного развития песков приурочены к породам хвалынского и хазарского ярусов, представленных на этой территории преимущественно песчаными и супесчаными накоплениями, а также к золотым пескам, имеющим мощность 6—8 м и распространенным в виде отдельных небольших по размерам «островов». Между «островами» протягивается ровная поверхность степи с частыми, различными по форме и протяженности падьнами. Последние обычно сверху закрыты перевейными песками и поэтому внешне похожи на дефляционные котловины.

Зеркало вод, высоко поднятое к дневной поверхности в районе сплошного развития песков, здесь погружается, залегая на глубине около 8—10 м. Падение зеркала направлено к северо-востоку и сменяется на южное и юго-западное в пределах ши-

ротного «вала», находящегося к югу от Арал-сора и Батпақ-сора, образующего естественную границу описываемого района; к северу от «вала» протягивается следующий, лиманно-соровый район.

Гидрохимическое «поле» района островного развития песков мозаично вследствие наложения друг на друга двух ландшафтов — суглинистой и песчаной равнин. Элементы рельефа суглинистой равнины — степь (III этаж) и неглубоко врезанные в нее падины (II этаж) характеризуются грунтовыми водами, особенности которых связаны с гипсометрией этих форм рельефа; на них накладываются воды «островных» песков (III этаж) песчаной равнины. В результате создается своеобразное распределение типов вод по площади. Основное гидрохимическое «поле» образуют грунтовые воды степи. Они принадлежат к числу солоноватых вод с минерализацией от 3 до 10 г/кг. Вниз по разрезу водоносного горизонта количество растворенных солей нарастает постепенно, без скачков и достигает у подошвы горизонта 15—18 г/кг. Тип вод основного «поля» отличается постоянством — они сульфатно-натриевые, по классификации Сулина, и сульфатно-хлоридно-натриевые или хлоридно-сульфатно-натриевые по преобладающим компонентам.

Грунтовые воды падин залегают на глубине 3—5 м от дневной поверхности и образуют отчетливо выраженные купола пресных и опресненных вод; обычно вершины куполов совпадают с наиболее глубокими участками падин. Самые пресные воды формируются под крупными падинами длиной от 0,3 до 0,5 км и глубиной вреза 1—1,5 м. Минерализация воды их составляет в среднем не более 0,5 г/кг, по типу воды являются либо хлоридно-магниевыми, либо сульфатно-натриевыми, а по преобладающим компонентам преимущественно гидрокарбонатно-кальциевыми. В пределах мелких падин характерны более минерализованные воды с количеством растворенных солей до 3 г/кг, хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные по анионному составу.

Пресные воды формируются и под островами песков. В котловинах выдувания, расположенных между отдельными барханными буграми, воды залегают на глубине 3—5 м от дневной поверхности. Минерализация их не превышает 1 г/кг, однако в отличие от района сплошного развития песков опреснение не проникает здесь на большую глубину; примерно через 2—3 м вниз по водоносному горизонту пресные воды сменяются слабосоленоватыми, а затем и солоноватыми водами основного гидрохимического «поля». По химическому типу пресные воды песков являются главным образом содовыми, а по преобладающим компонентам принадлежат к гидрокарбонатно-кальциевым.

В целом обращает на себя внимание широкое распространение на территории района островного развития песков грунтовых вод умеренной минерализации в пределах элементов

рельефа суглинистой равнины (III этаж). По-видимому, одной из причин опреснения вод (не характерного для участков суглинистой равнины в других районах) можно считать влияние песков, являющихся мощными коллекторами пресных грунтовых вод.

Грунтовые воды лиманно-сорового района приурочены к новокаспийским, преимущественно озерным отложениям и к морским хвалынским. Последние представлены в верхней части разреза суглинистыми и супесчаными породами, сменяющимися вниз песчаной толщей с линзами суглинков или чаще — средних и тяжелых глин мощностью до 4—5 м. Вследствие неоднородного строения водовмещающей толщи грунтовые воды местами имеют напор, достигающий 12-14 м, однако уровень напорных вод нигде не поднимается выше вод со свободным зеркалом.

Грунтовые воды водоразделов (III этаж) залегают на глубине 8—12 м от поверхности земли и относятся к числу соляных с минерализацией от 10 до 35 г/кг. С глубиной по вертикали водного слоя минерализация постепенно нарастает, однако большей частью остается в пределах указанного интервала. По химическому составу воды очень однообразны: они являются хлоридно-магниевыми, по классификации Сулина, и преимущественно хлоридно-натриевыми по преобладающим компонентам.

Грунтовые воды лиманов и в меньшей степени педин (II этаж) пользуются широким развитием в пределах описываемого района. Зеркало вод под ними залегают на глубине 3,5—5 м от поверхности земли. Как мы отмечали выше, лиманы обычно находятся рядом с сорами и являются своеобразными террасами сорных котловин. По-видимому, благодаря этому лиманы здесь служат коллекторами максимально опресненных грунтовых вод (по сравнению с другими районами суглинистой равнины). Минерализация вод большинства лиманов и педин не превышает 0,5—1 г/кг; по химическому типу они довольно пестрые, однако наиболее распространены сульфатно-натриевые воды гидрокарбонатно-кальциевой группы.

Грунтовые воды сорных котловин (I этаж) также широко развиты на территории района. Соры здесь отличаются сравнительно большой глубиной врезки (до 10 м и более) и являются типичными солончаками с различной по мощности солевой корочкой на поверхности. В строении котловин принимают участие озерные ленточные накопления; под ними лежат средние и тяжелые глины, еще ниже сменяющиеся песками хвалынского яруса. Вся пачка пород подстилается бакинскими глинами, которые местами подняты под сорами близко к поверхности земли. Зеркало грунтовых вод в пределах сор находится на глубине от 0,5 до 2 м. По количеству растворенных солей воды их принадлежат к числу крепких рассолов. Минерализация их, максимальная в верхней части водоносного горизонта, вниз по разрезу

довольно резко уменьшается. В качестве примеров можно указать сор Соляные грязи, в пределах которого минерализация у поверхности составляет 196,1 г/кг, на глубине 14 м — 55,5 г/кг; Батпак-сор — минерализация у поверхности — 128 г/кг, на глубине 15 м — 60,3 г/кг и т. д. Интересно, что по химическому составу грунтовые воды соров аналогичны водам водораздельных площадей и относятся к хлоридно-магниевому типу хлоридно-натриевой группы.

В целом для лиманно-сорового района характерна четкая гидрохимическая дифференциация грунтовых вод: этажи рельефа здесь хорошо выражены и по гипсометрии значительно отличаются друг от друга, гидрохимические показатели связанных с ними грунтовых вод колеблются в узком интервале в пределах одного и того же этажа и резко изменяются при переходе к другому. Весь район может служить в качестве классического примера влияния рельефа на химический состав воды.

Особо следует выделить два участка, расположенные на территории активных соляных куполов Бистау-сор и Буржан-куль. На фоне хлоридно-магниевых вод основного гидрохимического «поля» с минерализацией 10—35 г/кг здесь залегают хлоридно-кальциевые воды, количество растворенных солей в которых в верхней части водоносного горизонта составляет соответственно 120 и 130 г/кг и довольно быстро увеличивается вниз по разрезу. Зональность вод на этих участках имеет вид «гидрохимической антиклинали» и свидетельствует о подтоке солянокупольных вод к грунтовым.

Грунтовые воды района низовьев рр. Б. и М. Узеней и Кушума приурочены к новокаспийским, преимущественно аллювиальным отложениям и морским хвалынским. Хвалынские породы представлены фациально изменчивой толщей, залегающей на слабоволнистой поверхности водоупора бакинских глин, кровля которых слегка наклонена в сторону р. Урал. Мощность их 20—25 м, в строении главным образом участвуют суглинистые, глинистые и супесчаные накопления с отдельными небольшими линзами песка. Грунтовые воды местами обладают незначительным напором. Зеркало вод образует слегка волнистую поверхность: глубина залегания их составляет около 4 м на водоразделе рр. М. Узень—Б. Узень, увеличивается до 5—6 м на водоразделе рр. Б. Узень—Кушум и далее к востоку постепенно возрастает, достигая 8—9 м в условной границе описываемого района со следующим.

По особенностям химического состава грунтовые воды низовьев рр. Узеней и Кушум резко отличаются от вод территории, лежащей к западу от долины р. М. Узень. Поскольку этажность рельефа здесь выражена плохо и отдельные этажи мало разнятся друг от друга по своей гипсометрии, гидрохимическая зональность грунтовых вод проявляется очень слабо.

Грунтовые воды водораздельных площадей принадлежат к числу рассолов с минерализацией 50—75 г/кг, причем большей частью тяготеют к нижней границе. Количество растворенных солей по вертикали водоносного горизонта с глубиной постепенно нарастает. По существу столь же высокоминерализованными являются воды разливов, лишь на отдельных участках создается некоторое опреснение и сдвиг минерализации в интервал 35—50 г/кг. В целом рассолы заузенской территории относятся к хлоридно-кальциевому типу, преимущественно хлоридно-натриевой группы. Под разливами местами отмечены хлоридно-магниевые воды, распространенные главным образом на междуречье Б. Узень—Кушум. Хлоридно-кальциевый тип вод становится явно преобладающим к востоку от р. Кушум, выдерживается вплоть до восточной границы описываемого района и характерен здесь как для разливов, так и для водораздельных площадей.

Грунтовые воды речных долин по своей гидрохимии аналогичны водам водоразделов, а если и отличаются от них (например, в долине р. Кушум), то опреснение захватывает обычно очень неширокую полосу вдоль русла рек и по вертикали водоносного горизонта прослеживается на небольшую глубину.

Наиболее пресные воды в районе связаны с падинами. Они, как мы отмечали выше, не типичны для водораздельных территорий. На тех редких участках, где падины имеются, население прибегает к искусственным мероприятиям для улучшения условий питания формирующихся под ними грунтовых вод атмосферными осадками. С этой целью по близости от падин или в самих падинах сооружаются так называемые «кубики», небольших размеров котлованы, служащие для накопления талых и дождевых вод. В качестве примера приведем данные по грунтовым водам падин, находящихся в районе пос. Курган-Кубик (водораздел рр. Б. Узень—Кушум). Результаты анализа вод сведены в табл. 2. Исползованные материалы характеризуют падины, находящиеся рядом с «кубиками» и на расстоянии 2—3 км от них. Вода в самих «кубиках» является пресной с минерализацией не более 0,2 г/кг; по типу она содовая, по преобладающим компонентам — гидрокарбонатно-кальциевая. Под большинством падин формируются линзы также очень пресных вод, с минерализацией 0,3—0,5 г/кг, причем мощность их иногда достигает 2,5—3 м и лежат они на глубине 4,0—5,0 м от поверхности земли. Тип этих вод преимущественно содовый. По вертикали водоносного горизонта они довольно быстро сменяются солоноватыми, а затем и соляными водами хлоридно-магниевого типа. Падины, находящиеся в удалении от «кубиков», характеризуются более минерализованными водами с количеством солей 1—3 и выше 3 г/кг в верхней части горизонта.

Чаще, чем на водоразделах, падины распространены на территории разливов, где они продолжительное время находятся

## Данные анализа грунтовых вод под некоторыми падинами

№ скважины	Глубина взятия пробы	Формула Курлова	Величина «генетичес- кого» коэффициента, по Сулину	
			$\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}}$	$\frac{\text{Na}-\text{Cl}}{\text{SO}_4}$
7410	5,9	$M_{0,8} \frac{\text{HCO}_{29}^3 \text{Cl}_{17}}{\text{Mg}_{23} \text{Ca}_{14} \text{Na}_{12}}$	0,19	—
7410	9,9	$M_{1,1} \frac{\text{Cl}_{24} \text{HCO}_{21}^3}{\text{Mg}_{20} \text{Na}_{18} \text{Ca}_{12}}$	0,32	—
7411*	5,1	$M_{0,5} \frac{\text{HCO}_{44}^3}{\text{Ca}_{23} \text{Mg}_{19} \text{Na}_8}$	—	2,24
7411	7,9	$M_{0,3} \frac{\text{HCO}_{42}^3 \text{Cl}_6}{\text{Ca}_{23} \text{Mg}_{20} \text{Na}_5}$	0,07	—
7408*	4,5	$M_{0,4} \frac{\text{HCO}_{24}^3 \text{Cl}_{20} \text{SO}_4^6}{\text{Na}_{42}}$	—	1,34
7408	7,0	$M_{1,1} \frac{\text{Cl}_{25} \text{HCO}_{23}^3}{\text{Na}_{42} \text{Mg}_5}$	—	3,41
7408	10,0	$M_{1,2} \frac{\text{Cl}_{31} \text{HCO}_{16}^3}{\text{Mg}_{27} \text{Ca}_{17} \text{Na}_{11}}$	—	5,27
7402	4,2	$M_{1,2} \frac{\text{Cl}_{32} \text{HCO}_{16}^3}{\text{Mg}_{27} \text{Ca}_{12} \text{Na}_{11}}$	0,79	—
7402	7,4	$M_{2,4} \frac{\text{Cl}_{35} \text{HCO}_{12}^3}{\text{Na}_{31} \text{Mg}_{14} \text{Ca}_5}$	0,29	—
7402	10,15	$M_{19,8} \frac{\text{Cl}_{43}}{\text{Na}_{31} \text{Mg}_{14} \text{Ca}_5}$	0,85	—
7406*	3,8	$M_{0,6} \frac{\text{HCO}_{36}^3 \text{Cl}_{11}}{\text{Ca}_{26} \text{Mg}_9 \text{Na}_5}$	0,65	—
7406	7,50	$M_{4,5} \frac{\text{Cl}_{30} \text{HCO}_{13}^3 \text{SO}_4^7}{\text{Na}_{39} \text{Ca}_{14} \text{Mg}_7}$	0,24	—
7406	8,8	$M_{30,7} \frac{\text{Cl}_{42} \text{SO}_7^4}{\text{Na}_{30} \text{Mg}_{16} \text{Cl}_5}$	0,76	—
7404	7,9	$M_{1,7} \frac{\text{HCO}_{27}^3 \text{Cl}_{15} \text{SO}_4^7}{\text{Na}_{43} \text{Mg}_5}$	—	3,70

\* Падины находятся рядом с «кубиками».

№ скважины	Глубина взятия пробы	Формула Курлова	Величина «генетичес- кого» коэффициента, по Сулину	
			$\frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}}$	$\frac{\text{Na} - \text{Cl}}{\text{SO}_4}$
7404	10,0	$M_{4,2} \frac{\text{Cl}_{34}\text{SO}_8^4\text{HCO}_8^3}{\text{Na}_{36}\text{Mg}_{10}}$	—	0,32
7403*	4,2	$M_{0,3} \frac{\text{HCO}_{43}^3}{\text{Mg}_{25}\text{Ca}_{16}\text{Na}_9}$	—	1,99
7403	7,0	$M_{0,6} \frac{\text{Cl}_{30}\text{SO}_{10}^4\text{HCO}_{10}^3}{\text{Na}_{32}\text{Mg}_{10}\text{Ca}_8}$	—	3,88
7403	10,00	$M_{3,8} \frac{\text{Cl}_{30}\text{SO}_{10}^4\text{HCO}_{10}^3}{\text{Na}_{39}\text{Mg}_6\text{Ca}_5}$	—	1,84

\* Падины находятся рядом с «кубиками».

под водой и только к осени, освобождаясь от нее, используются населением для заложения колодцев. Грунтовые воды таких падин опреснены по-разному, в зависимости от ряда причин, в числе которых размеры, врез падин и близость дрены играют важную роль. Сравнительно много падин имеется на площади Санкебайского и Балактинских разливов. Одна из них, в южной части Балактинских разливов (в районе пос. Керей), осмотрена нами дважды — в начале августа и в конце сентября; оба раза произведено опробование имеющихся там колодцев. Результаты анализов сведены в табл. 3. В августе почти вся падина была

Данные анализа воды из колод  
(Балактинские)

Расположение колодцев	№ колод- цев	Начало августа		
		формула Курлова	глубина до воды в м	тип воды
В центре падины	34	$M_{0,4} \frac{\text{HCO}_{38}^3\text{Cl}_{12}^1}{(\text{Ca} + \text{Mg})_{29}\text{Na}_{21}}$	0,5	$\text{HCO}_3 - \text{Na}$
На борту падины	35	$M_{0,7} \frac{\text{HCO}_{44}^3\text{Cl}_6}{(\text{Ca} + \text{Mg})_{39}\text{Na}_{11}}$	1,50	$\text{HCO}_3 - \text{Na}$

заполнена водой, так что центральный колодец не функционировал; в сентябре на поверхности воды не было. За срок в 1,5 месяца произошли значительные изменения: резко понизился уровень грунтовых вод — на 2,4 м в центре падины и почти на 3,4 м на ее бортах. Минерализация воды очень мало увеличилась в центральном колодце и почти в 2 раза выросла в бортовом. Тип воды сменился с содового на хлоридно-магниевый только на периферии падины, и соответственно стала другой группой воды по преобладающим компонентам.

Грунтовые воды сорových котловин не типичны для рассматриваемого района. Лишь вдоль южной его границы протягивается крупный Эдель-сор, под днищем которого на глубине 1—2 м залегают крепкие рассолы с минерализацией около 92 г/кг, хлоридно-кальциевые, по классификации Сулина; количество растворенных солей вниз по разрезу водоносного горизонта изменяется незначительно.

В целом гидрохимическое «поле» района низовьев рр. Узеней и Кушума отличается однообразием по степени минерализации и типу вод, принадлежащих преимущественно к числу рассолов хлоридно-кальциевого типа. По существу от вод основного «поля» мало разнятся воды сорových котловин, дренирующие окружающие их рассолы. На фоне высокоминерализованных вод заузенских районов труднее устанавливаются случаи подтока солянокупольных вод к грунтовым. Однако на площади купола Санке-бай по гидрохимическим показателям можно предполагать наличие подтока: здесь на глубине 5 м от поверхности земли залегают воды с минерализацией 96,9 г/кг в верхней части водоносного горизонта, сменяющиеся на глубине 16 м еще более крепкими рассолами, хлоридно-кальциевого типа, с количеством растворенных солей 126,4 г/кг.

Грунтовые воды «впадинного» района приурочены к фациально изменчивой толще хвалынских отложений,

Таблица 3

цев в пределах падины  
разливы)

№ колодцев	Конец сентября		
	формула Курлова	глубина до воды в м	тип воды
130	$M_{0,53} \frac{HCO_{40}^3 Cl_{10}}{(Ca + Mg)_{36} Na_{14}}$	2,9	HCO <sub>3</sub> — Na
131	$M_{1,4} \frac{Cl_{34} HCO_{10}^3 SO_6^4}{Na_{30} (Ca + Mg)_{20}}$	4,9	Cl — Mg

среди которых преобладают супесчаные и песчаные породы. Зеркало вод на общем фоне снижения в сторону р. Урал, испытывает некоторый подъем по сравнению с предыдущим районом, находится на глубине 6—7 м под водоразделами между впадинами и на 3—4 м под их днищами.

С точки зрения гидрохимической дифференциации вод, «впадинный» район может демонстрироваться как классический пример тесной связи химического состава и степени минерализации грунтовых вод с условиями их залегания под различными уровнями рельефа. «Структурная» гидрохимия здесь проявляется весьма отчетливо. Каждая впадина с ее ярусами уровней представляет типичную гидрохимическую «синклиналь» с максимально опресненной мульдовой частью. Наиболее минерализованные воды располагаются под водоразделами: они содержат в верхней части горизонта 35—50 г/кг растворенных солей, имеют хлоридно-кальциевый тип и сменяются вниз по вертикали рассолами с минерализацией выше 50 г/кг, также хлоридно-кальциевыми.

Самые пресные воды с минерализацией 1—3 г/кг формируются под падинами, если таковые имеются в днищах впадин. Все переходные воды, от пресных к рассольным, залегают под разными уровнями впадин, промежуточными между падинами и водоразделами. Тип вод изменяется при этом от сульфатно-натриевого в падинах, через хлоридно-магниевый на террасах и до хлоридно-кальциевого в пределах водоразделов.

Выше мы отмечали, что северная граница распространения впадин резко выражена в рельефе и протягивается широтно, образуя небольшой уступ. Эта граница одновременно является рубежом, отделяющим мозаичное гидрохимическое «поле» впадинного района от находящейся от него к северу территории. Последняя по своим гидрохимическим особенностям аналогична району низовьев рр. Узеней и Кушума.

Грунтовые воды района наклонной равнины правобережья р. Урал, по-видимому, уже испытывают на себе опресняющее влияние этой реки. Приурочены они к аллювиальным новокаспийским и морским хвалынским отложениям. Зеркало их имеет ясно выраженное падение к реке. Средняя глубина залегания составляет 6—8 м.

По гидрохимическим показателям «поле» района неоднотипно: к западу от р. Богардай, где протягивается небольшой участок «комплексной» степи с характерными для нее западинами и бугорками, формируются рассолы с минерализацией 35—50 г/кг, хлоридно-кальциевые по типу. Восточнее под руслом р. Богардай создается линза пресных вод, действие которой распространяется на 2—3 км в сторону от реки; наконец, еще далее к востоку и вплоть до р. Урал залегают солоноватые воды с минерализацией 3—10 г/кг, хлоридно-магниевые типа, пестрые по преобладающим компонентам.

О дренирующей роли р. Урал на рассматриваемом участке можно судить, сопоставив между собой химический состав грунтовых вод прилегающих к реке площадей с водами реки и одной из ее стариц, находящейся на уровне высокой поймы.

В районе пос. Калмыково они имеют следующий состав (выраженный формулой Курлова):

$$\text{Грунтовые воды } M_{3,0} \frac{\text{Cl}_{30}\text{SO}_{12}^4\text{HCO}_8^3}{\text{Na}_{25}\text{Ca}_{15}\text{Mg}_{10}}$$

$$\text{Р. Урал } M_{0,6} \frac{\text{Cl}_{22}\text{HCO}_{18}^3\text{SO}_{20}^4}{\text{Na}_{21}\text{Ca}_{19}\text{Mg}_{10}}$$

$$\text{Старица } M_{0,3} \frac{\text{HCO}_{32}^3\text{SO}_9^4\text{Cl}_9}{\text{Ca}_{27}\text{Mg}_{15}\text{Na}_7}$$

Формулы показывают, что по химическому типу и первым преобладающим компонентам воды реки близки грунтовым и, следовательно, питаются ими. Старица же, получающая воду только во время паводков р. Урал, с грунтовыми водами не связана и резко отличается от них по своему химическому составу.

Обобщая приведенные данные, характеризующие гидрохимические «поля» грунтовых вод территории междуречья Волга—Урал (в пределах трассы канала), можно сделать следующие выводы:

1. Рассмотренная полоса междуречья охватывает все основные ландшафтные зоны Северного Прикаспия; она включает ряд геоморфологических районов, отличающихся друг от друга геологическим строением, новейшей историей, особенностями рельефа и химического состава грунтовых вод. В пределах каждого района этажное расположение отдельных элементов рельефа обуславливает гидрохимическую дифференциацию грунтовых вод, четкость которой, при прочих равных условиях, зависит от амплитуды рельефа.

2. С запада на восток по трассе наблюдается закономерная смена гидрохимических «полей»: суглинистой равнины, неодинаковых по химическому типу, величине минерализации, интенсивности проявления и характеру гидрохимической зональности вод под разными элементами рельефа. Песчаная равнина нарушает общую закономерность (в смысле смены «полей» вдоль трассы), поскольку отличается особыми условиями формирования грунтовых вод.

а) На территории пединно-лиманного района этажность строения выражена отчетливо, амплитуда рельефа составляет два-три десятка метров. Грунтовые воды основного «поля» (III этаж) относятся к числу вод умеренной минерализации, сульфатно-натриевых на западе «поля» и хлоридно-магниевых на востоке. Характерные для района воды педин и лиманов (II этаж) большей частью принадлежат к пресным, содовым или

сульфатно-натриевым по типу; к сорам (I этаж) приурочены крепкие хлоридно-магниевые и хлоридно-кальциевые рассолы. Из-за широкого распространения понижений рельефа и наличия между ними переходных типов вод гидрохимическое «поле» падинно-лиманного района является мозаичным и по величине минерализации, и по химическому составу грунтовых вод.

б) На территории лиманно-сорового района этажность строения выражена весьма отчетливо; амплитуда рельефа составляет полтора-два десятка метров. Грунтовые воды основного «поля» (III этаж) относятся к соляным, хлоридно-магниевому типа, к лиманам (II этаж) приурочены пресные, преимущественно сульфатно-натриевые воды, к сорам (I этаж) — крепкие рассолы хлоридно-магниевому типа. Гидрохимическое «поле» лиманно-сорового района является однообразным по типу вод, поскольку пресные воды лиманов залегают в виде небольших по размерам линз, а воды соровых котловин аналогичны по типу с водами водоразделов.

в) На территории района низовьев рр. Узней и Кушума этажность строения выражена очень слабо; амплитуда рельефа составляет всего 1—2 м и только на отдельных участках, где имеются соровые котловины, увеличивается до одного-полутора десятков метров. Грунтовые воды принадлежат к числу рассолов, местами крепких, преимущественно хлоридно-кальциевого типа. Аналогичными по типу, также рассольными, но с несколько более высокой минерализацией, являются воды соровых котловин. Редкие падины содержат маломощные линзы пресных и солоноватых вод, пестрых по своему химическому составу. В целом гидрохимическое «поле» района низовьев рр. Узней и Кушума характеризуется однообразием по величине минерализации и по типу грунтовых вод.

г) Территория «впадинного» района образует на фоне почти идеально плоского рельефа окружающей суглинистой равнины своеобразный небольшой оазис с амплитудой абсолютных отметок в десяток-полтора метров. Гидрохимическое «поле» района отличается мозаичностью, поскольку грунтовые воды по химическому составу и минерализации весьма пестрые: они изменяются от пресных до рассолов и от сульфатно-натриевых до хлоридно-кальциевых, в зависимости от приуроченности к различным уровням — этажам впадин.

д) Территория района наклонной равнины правобережья р. Урал испытывает на себе опресняющее влияние этой реки. По мере приближения к ней происходит постепенная смена рассольных хлоридно-кальциевых вод солоноватыми и слабосоленатыми хлоридно-магниевому типа водами, типичными и для самой долины.

3. Песчаная равнина (район сплошного развития песков, по принятой нами терминологии) также характеризуется этажным строением; амплитуда рельефа составляет 5—10 м и увеличивает

ся до 20—30 м на участках, где песчаный массив граничит с крупными сорowymi котловинами. Грунтовые воды принадлежат к числу пресных или слабосоленых содового типа вод (III и II этажи), сменяющихся выскококонцентрированными, но также содовыми водами в пределах озеровидных «блюдец» (I этаж). В целом гидрохимическое «поле» района характеризуется однообразием вод по типу и по величине минерализации, поскольку рассолы занимают небольшие участки и на глубину не проникают.

4. Мозанчным из-за наложения двух ландшафтов — песчаной и суглинистой равнины является гидрохимическое «поле» района островного развития песков. В пределах элементов рельефа суглинистой равнины формируются умеренной минерализации сульфатно-натриевого типа воды; под островами песков залегают пресные, содового типа воды, сменяющиеся, однако, довольно быстро вниз по разрезу водоносного горизонта сульфатно-натриевыми.

5. Закономерная в соответствии с особенностями рельефа дифференциация грунтовых вод по химическому составу нарушается на участках предполагаемого подтока солянокупольных вод к грунтовым. Такие участки на рассмотренной территории немногочисленны; они приурочены к весьма активным соляным куполам и характеризуются крепкими рассолами, преимущественно хлоридно-кальциевого типа.

## УСЛОВИЯ ПИТАНИЯ И ДРЕНИРОВАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

По условиям питания грунтовых вод территория междуречья Волга—Урал делится на две части, неравноценные по площади: суглинистую и песчаную равнины. Для первой характерно несоответствие областей питания грунтовых вод с их распространением. Питание здесь локализовано и приурочено к понижениям рельефа типа палин, лиманов, на отдельных участках — речных долин, балок и пр. (элементы рельефа II этажа). Избирательность инфильтрации атмосферных осадков зависит от ряда причин. Большую роль играет в пределах понижений рельефа повышенная трещиноватость грунтов, связанная с их усыханием над водоносным горизонтом. Трещиноватость прослеживается иногда до глубины 1—2,5 м. Крупные трещины являются преимущественно вертикальными, благодаря чему грунты разбиты на призматические отдельные. По данным М. П. Распопова (Каменский, 1960), из-за наличия трещин суглинистые палин обладают несколько повышенной водопроницаемостью: средняя величина коэффициента инфильтрации их составляет 0,35—0,4 м/сутки, а на межпалинных площадях обычно не превышает 0,2 м/сутки.

Понижения рельефа II этажа служат аккумуляторами атмосферных осадков в виде дождя и снега, поскольку к ним направ-

лен поверхностный сток. Имеющиеся материалы по Джаныбекскому стационару (Каменский и др., 1960) показывают, что высота снегового покрова на территории падин в 2—3 раза превышает таковую на межпадинных пространствах. Интенсивному снегозадержанию способствует густой травяной покров, характерный для поверхности падин, лиманов и некоторых речных долин и балок. Улучшение условий питания достигается еще и тем, что местные жители прибегают к искусственным мероприятиям:

около падин закладываются «кубики» или в самих падинах и лиманах выкапываются воронкообразные углубления, в которых накапливаются дождевые и талые воды, просачивающиеся постепенно в грунт и идущие на пополнение грунтовых вод.

Вследствие того, что элементы рельефа II этажа служат окнами питания грунтовых вод, уровень под ними имеет куполовидное залегание, сами воды являются большей частью пресными, а грунты их отличаются выщелоченностью и опреснением обычно вплоть до водоносного горизонта. Такой гидрохимический режим указывает на преимущественно вертикальный нисходящий ток движения воды, играющий наряду с испарением и транспирацией

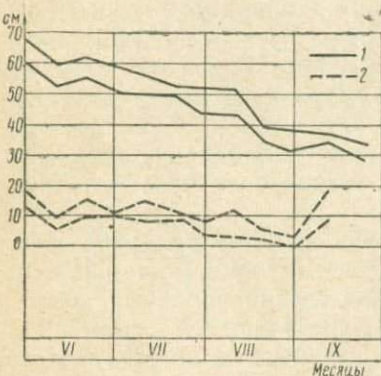


Рис. 27. График колебаний уровней грунтовых вод по месяцам (данные Джаныбекского стационара):

- 1 — уровни грунтовых вод под падинами;  
2 — уровни грунтовых вод на межпадинных пространствах.

растительностью основную роль в изменении уровня и баланса грунтовых вод суглинистой равнины. Преобладающая роль вертикальной инфильтрации метеорных вод в пределах понижений рельефа II этажа обуславливает их систематическое длительное рассолонение.

В самом водоносном горизонте определенное значение приобретает горизонтальное движение вод. Как показывают режимные наблюдения за уровнем грунтовых вод под падинами и соседними межпадинными пространствами (рис. 27), проведенные на территории Джаныбекского стационара, уровень под падинами, максимально высокий весной, систематически в течение лета снижается. Снижение происходит главным образом за счет растекания вод купола под падиной в стороны более низкого уровня вод межпадинных площадей и, кроме того, за счет транспирации растительностью. В то же время уровень под межпадинными участками (с запаздыванием на 2—3,5 месяца по сравнению с падинами) испытывает в июне—июле некоторое повышение. Затем он понижается в августе и вновь переживает подъем в сен-

тябре, по-видимому, за счет того, что в это время почти прекращается транспирация растительностью, а поступление влаги со стороны падин продолжается.

Растекание пресных грунтовых вод под падинами, лиманами, балками приводит не только к падению уровня под этими элементами рельефа, но и обуславливает изменение химического состава вод от весны к осени в сторону увеличения минерализации и возрастания относительной роли хлора в солевом составе вод. На межпадинных площадях наиболее низкая минерализация вод наблюдается обычно в августе—сентябре, когда типично самое высокое стояние уровня грунтовых вод на этих площадях.

Соседние с понижениями рельефа водораздельные территории с характерными для них западинами и бугорками, занимая наивысшее положение, получают гораздо меньшее количество атмосферной влаги, так как талые и дождевые воды на них не аккумулируются. Кроме того, они отличаются слабой водопроницаемостью покровных грунтов, представленных, как мы отмечали выше, сильно засоленными суглинистыми разностями пород. В солевом профиле грунтов типичен солонцовый горизонт, располагающийся на различной глубине под буграми и западинами и обладающий способностью при поступлении в него влаги сильно разбухать и становиться почти полностью водонепроницаемым. Благодаря этому в грунтах водораздельных территорий задерживается только то количество воды, которое необходимо для насыщения надсолонцового и солонцового горизонтов, и почти совсем не происходит проникновения атмосферных осадков до уровня грунтовых вод. Правда, если сопоставлять между собой бугры и западины, то последние все же находятся в лучших условиях увлажнения и в периоды, наиболее богатые осадками, довольно интенсивно промачиваются дождевыми и талыми водами. Так, например, наблюдения А. Ф. Большакова (1937а) в районе Джаныбека показали, что во влажные 1934—1935 гг. под некоторыми западинами отмечалось промачивание всей толщи почво-грунтов до уровня грунтовых вод, что вызвало образование куполов опресненных вод под западинами. Однако такое промачивание для западин представляет исключение. Обычной же является их лишь немного большая увлажненность по сравнению с соседними микробуграми, так что они не могут считаться типичными «окнами» питания грунтовых вод суглинистой равнины.

Иными являются условия питания грунтовых вод в пределах песчаной равнины. Издавна исследователей поражало обилие в песках хорошей пресной воды, кажущееся необычным на фоне соляных вод окружающей пески суглинистой равнины. Многочисленные работы по изучению песков проводились на массиве Нарын, представляющем настоящий зеленый оазис в полупустыне, так как пески его, начиная с 1888 г., искусственно облесены.

Здесь растут сосны, пирамидальные тополя, ивы, джида и другие деревья и кустарники, разводятся виноградники.

Поскольку в районе песков Нарын годовое количество осадков составляет всего лишь 260—270 мм, а испаряемость во много раз превышает эту величину, большую дискуссию вызывает вопрос об источнике питания обильных в песках пресных грунтовых вод. Ряд исследователей, к числу которых относится известный знаток песков А. Г. Гаель (1952), полагает, что питание грунтовых вод осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, которые вследствие большой водопроницаемости песка легко проникают вглубь до водоносных горизонтов. Одним из характерных свойств песка, как указывает В. Е. Сочеванов (1938), является способность его экономно расходовать влагу на испарение благодаря тому, что при иссушении поверхности песка сверху образуется воздушно-сухой рыхлый слой, представляющий своего рода изолирующий покров, предохраняющий более глубокие влажные горизонты от испарения. Поэтому В. Е. Сочеванов считает, что определение величины испарения, приравниваемого обычно в зонах недостаточного увлажнения к годовому количеству выпадающих осадков, не должно распространяться на песчаные территории, где нередко испарение составляет всего лишь 50—60% от годовой суммы осадков, а остальная часть тратится на просачивание и идет на питание грунтовых вод.

Наблюдения за динамикой уровня вод (Кабанов, 1938) песков массива Нарын показали, что годовой цикл изменения уровня можно разбить на 4 периода:

1) с октября по декабрь кривая уровня повышается, идет накопление грунтовых вод за счет инфильтрации осадков, испарение почти отсутствует;

2) с декабря по март кривая уровня выравнивается, накопление грунтовых вод прекращается;

3) в марте—апреле кривая уровня резко повышается, идет снеготаяние (основной источник пополнения грунтовых вод);

4) наконец, в летние месяцы уровень грунтовых вод стремительно падает благодаря большой величине испарения.

С точки зрения условий просачивания атмосферных осадков, отдельные элементы рельефа песчаных массивов неравноценны. Как указывает А. Г. Гаель (1952), мелкозернистые пески отличаются сравнительно высокой полевой влагоемкостью, достигающей 5—8%. Такая большая влагоемкость играет отрицательную роль, так как препятствует полному промачиванию песков до грунтовых вод. Многочисленные опыты, проведенные в песках Нарын, показали, что сплошное промачивание песков до водоносного горизонта имеет место лишь под межбарханскими котловинами. На буграх и грядах (склонах их и вершинах) атмосферные осадки проникают на сравнительно небольшую глубину и обычно не достигают водоносного горизонта.

Различной, по данным Гаеля, является динамика уровня грунтовых вод под буграми и ашиками (рис. 28). В ашиках изменение уровня отличается прерывистостью как по сезонам года, так и по сменяющим друг друга влажным и сухим периодам. Максимумы весеннего инфильтрационного подъема в ашиках наступают значительно раньше, чем в бугристых песках. В бугристых песках изменение уровня грунтовых вод имеет спокойный ход и характеризуется консервативностью. Амплитуда сезонных колебаний здесь редко превышает 40—50 см, а многолетних — 50—100 см. Максимальный водоупор запаздывает по сравнению с водоупором в ашиках в сезонный цикл на 4—6 недель, в многолетний — на 1—3 года. Переходный тип в динамике уровня грунтовых вод наблюдается по периферии бугристых песков, на границе с ашиками.

Представление об инфильтрационном питании грунтовых вод массива Нарын не является единственным. Отдельные исследователи полагают, что большая роль в питании принадлежит конденсации водяных паров воздуха. Так, В. Е. Сочеванов (1938а) пишет: «Обилие пресных вод в песках песчаной полупустыни Прикаспийской низменности, залегающих среди солонцово-солончаковой степи с глубокими засоленными водами, косвенно подтверждает мнение ряда исследователей о роли конденсации в питании грунтовых вод».

Весьма интересные и довольно убедительные, на первый взгляд, опыты В. Е. Сочеванова, проведенные им в песках Нарын по учету явления конденсации, показали, что конденсация паров воздуха в условиях песчаной полупустыни Прикаспийской низменности занимает весьма существенное место среди элементов водного баланса. За истекший срок наблюдений В. Е. Сочевановым получены величины конденсации, составляющие 49% от количества выпавших за этот срок осадков. На основании своих опытов он приходит к выводу, что «основную роль в питании и накоплении грунтовых вод в песках Нарын играют процессы инфильтрации, конденсации и свойства песка, обуславливающие экономное расходование запасов влаги на испарение».

Однако если нельзя ничего возразить по поводу факта конденсации водяных паров в песках, то сомнительной представ-

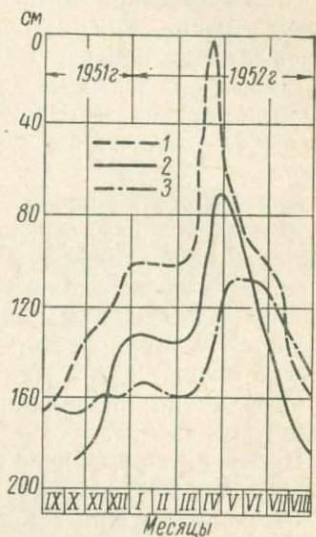


Рис. 28. График колебания уровней грунтовых вод в районе сплошного развития песков:

1 — уровни в ашике; 2 — уровни на переходе ашика в бугристые пески; 3 — уровни в бугристых песках.

ляется найденная В. Е. Сочевановым величина конденсации, составляющая более половины всей влаги, идущей на питание грунтовых вод. На ряд методических недостатков установок, применявшихся для подсчета водного баланса песков, указывает сам автор. Кроме того, в печати имеются критические статьи А. Г. Гаеля (1937, 1952), А. Ф. Следнева (1939) и других, ставящие под сомнение полученные В. Е. Сочевановым количественные значения величины конденсации. Доводы, приведенные в этих статьях, нам кажутся убедительными, и, присоединяясь к их авторам, мы считаем основным источником питания грунтовых вод песчаного массива Нарын инфильтрацию атмосферных осадков. Конденсация водяных паров, по-видимому, также имеет место, но в общем балансе играет незначительную роль.

Итак, с точки зрения соотношения между областями питания грунтовых вод и их распространением суглинистая и песчаная равнины неравноценны. В пределах первой питание происходит на небольших по площади участках, приуроченных к понижениям типа педин, лиманов и в отдельных случаях речных долин и балок. На территории песков питание осуществляется почти по всей площади развития их, исключая лишь барханные бугры, которые не промачиваются атмосферными осадками до водоносного горизонта.

Несмотря на различие в условиях питания грунтовых вод суглинистой и песчаной равнин, между ними есть определенные черты сходства. Они заключаются в том, что в пределах обеих равнин для областей питания характерны пресные или слабосоленоватые воды, часто содовые по своему химическому типу. Следовательно, на площадях внутреннего стока междуречья Волга—Урал все участки, через которые происходит питание грунтовых вод, находятся в состоянии устойчивого рассолонения.

Дренажность той или иной территории определяется наличием и густотой гидрографической сети, глубиной вреза ее, литологическим составом пород и пр. В пределах внутренних частей междуречья Волга—Урал долины рек и балки не дренируют, а нередко питают грунтовые воды, так как отличаются весьма малой величиной вреза и не доносят своих вод до моря, слепо заканчиваясь в бессточных областях Прикаспийской низменности. Роль местных дрен выполняют здесь соровые котловины и впадины крупных озер (элементы рельефа I этажа), глубина вреза которых превышает определенную критическую для данного района глубину.

К дренам направлена депрессия уровня грунтовых вод; кризиса ее зависит от глубины, характера вреза и коэффициента фильтрации дренируемых пород. Грунтовые воды дрен в условиях областей внутреннего стока Прикаспия обладают максимально высокой минерализацией, а почво-грунты их обычно представляют собой типичные солончаки. Такие особенности гидро-

химического режима элементов рельефа I этажа указывают на преимущественно вертикальный, восходящий ток движения воды в них за счет испарения и транспирации растительностью и обуславливают систематическое, длительное их засоление. Скорости горизонтального перемещения вод под дренами, по-видимому, ничтожны, поскольку грунты верхней части разреза их, представленные обычно засоленными суглинистыми и глинистыми разностями пород, имеют очень низкую проницаемость. В то же время испарение с зеркала вод достигает огромных величин, так как воды залегают неглубоко (выше критической глубины) и благодаря большой мощности капиллярной зоны подтягиваются практически к поверхности. Следовательно, в областях внутреннего стока междуречья Волга—Урал все понижения рельефа, оказавшиеся в силу своего гипсометрического положения местными базами эрозии грунтовых вод, обязательно характеризуются режимом засоления.

С точки зрения условий дренированности, песчаная и суглинистая равнины неравноценны главным образом из-за различия в литологическом составе пород. Водопроницаемость песков, даже самых мелкозернистых, как известно, обычно выше, чем пород суглинистых и глинистых. По имеющимся у нас данным, коэффициенты фильтрации песков массива Нарын составляют в среднем 4—8 м/сутки, суглинков—0,3—0,7, глин—0,015—0,017 м/сутки. Следовательно, при прочих равных условиях песчаная равнина всегда дренируется лучше суглинистой. Последняя также неодинакова: в целом гораздо хуже сдренированы восточные, заузенские районы, построенные преимущественно тяжелыми по механическому составу разностями пород; западные районы, обладающие более легким механическим составом почво-грунтов, сдренированы лучше. Таким образом, по условиям питания грунтовых вод и дренированности, внутренние области Прикаспийской равнины мозаичны. Мозаичность обуславливает различия в гидрохимическом режиме грунтовых вод и приводит к расчленению территории на ряд гидрохимических «полей», а внутри «полей», как мы показали выше, создает дифференциацию вод в соответствии с гипсометрией рельефа.

## О ФОРМИРОВАНИИ ХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРУНТОВЫХ ВОД

Проблема формирования химического состава грунтовых вод Прикаспийской низменности принадлежит к числу сложных, поскольку охватывает большой круг вопросов, еще не имеющих на современном уровне наших знаний однозначного решения. Весьма важный вопрос касается источника солей, составляющих основу минерализации грунтовых вод низменности. Из числа трех намечающихся источников—континентального (за счет сноса из

Сыртовой области), солянокупольного и морского — по существу ни для одного не установлено достаточно четких критериев, которые дали бы возможность судить о качественном и количественном участии его в общем солевом балансе грунтовых вод.

Наиболее хорошо поддается учету поступление солей с Сыртов. Их несут оттуда реки, слепо заканчивающиеся во внутренних областях низменности и оставляющие на ее территории ежегодно около 350 тыс. т солей (Каменский и др., 1960).

Значение соляных куполов в формировании химического состава грунтовых вод отдельными исследователями оценивается по-разному. Большую роль им приписывает В. А. Ковда (1947), считающий, что грунты и воды Прикаспийской низменности ежегодно получают от соляных куполов до 3,5 млн. т солей, среди которых преобладают хлориды. «Если сопоставить эту величину, — пишет он, — с вероятным количеством солей, оставленных хвалынской и последующими трансгрессиями, — 2,5 миллиарда тонн, то можно видеть, что раньше чем через 1000 лет континентального режима в массе солей, накаплиющихся в поверхностных наносах Прикаспийской низменности, соли куполов начнут играть преобладающую роль».

Г. Н. Каменский (1952) подвергает сомнению столь большое значение куполов. «В. А. Ковда, — пишет он, — высказал мысль о существенной роли вод соляных куполов в формировании солевого баланса Прикаспийской низменности. Эта роль, по-видимому, преувеличивается тем более, что чаще всего влияние соляных куполов сказывается, вероятно, на ограниченных участках и сильно маскируется процессами континентального засоления, действующего на поверхности и в поверхностных слоях».

В поддержку Каменского выступает В. М. Фридлянд (1953). Анализируя на большом фактическом материале связь засоления почв Прикаспийской низменности с соляными куполами, он приходит к выводу, что «соляные купола, создавая те или иные формы рельефа, оказывают существенное влияние на формирование почвенного покрова, а значит и его засоленность, на засоленность грунтовых вод и грунтов, на характер растительности. При этом само наличие штоков соли в подавляющем большинстве случаев не играет никакой роли, так как глубоко залегающие соляные массы не мобилизуются в малый почвенный круговорот солей. Соляные купола выступают как обычные рельефообразующие факторы, ибо если мы сравним две одинаковые формы рельефа, сложенные одинаковыми породами и имеющие один возраст, — созданную соляным куполом и возникшую иным путем, то определяемые и той и иной формой рельефа миграции солей в условиях Прикаспийской низменности будут одинаковы». Таким образом, по Фридлянду, большинство соляных куполов не является прямым и непосредственным источником засоления почв и грунтовых вод, а скорее наоборот, создавая дифференциацию рельефа, на отдельных участках вызывает рассолонение.

К аналогичному выводу приходит Н. Ф. Федин (1958), отмечаящий локальный характер влияния солянокупольных вод на грунтовые: «Повсеместное поступление солей,— пишет он,— из глубоких водоносных горизонтов вряд ли может быть, так как эти горизонты отделены от грунтовых вод мощной толщей глинистых осадков, через которые за сравнительно короткий срок (четвертичное время) не могло проникнуть значительного количества солей».

О небольшой роли соляных куполов как источника солей грунтовых вод низменности свидетельствуют также полученные нами данные. Взаимодействие вод соляных куполов с грунтовыми можно свести к трем основным случаям:

1. Подток от соляного купола является концентрированным, выражен четко, но захватывает небольшие по площади участки, тогда когда купол располагается сравнительно неглубоко от дневной поверхности и когда сопровождающая его зона повышенной трещиноватости пород близко подходит к верхним горизонтам грунтовых вод, осуществляя непосредственную связь купольных вод с грунтовыми.

2. Подток является рассеянным при условии, что либо сам купол опущен глубоко, либо зона повышенной трещиноватости пород оказывается незначительной и не доходит до верхних водоносных горизонтов. Очевидно, при этом солянокупольные воды передвигаются к поверхности малыми порциями, рассеиваясь на большие площади, используя для своего передвижения поры и различные мелкие трещины в породах.

3. Наконец, в случае весьма глубокого залегания купола воды, с ним связанные, могут вовсе не достигать поверхностных участков, не имея, таким образом, областей разгрузки.

Концентрированный и еще в большей степени рассеянный подток с трудом поддаются количественному учету. Сложность вопроса заключается в том, что до настоящего времени еще не найден надежный качественный критерий для установления самого факта подтока солянокупольных вод к грунтовым. В условиях жаркого климата Прикаспийской низменности и сильной засоленности четвертичных пород ни высокая минерализация, ни хлоридно-натриевый состав грунтовых вод не могут служить показателем связи их с купольными. Интересные исследования в направлении поисков критерия проведены сотрудниками Института галургии во главе с М. Г. Валяшко в 1951—1952 гг. Для установления подтока они предлагают использовать некоторые коэффициенты солевого состава, неодинаковые в водах, принадлежащих к различным генетическим группам. Из табл. 4 и 5 (заимствованных у М. Г. Валяшко) видно, что наиболее значительно от вод Каспийского моря солянокупольные отличаются по относительному содержанию в них магния и брома — они резко обеднены этими компонентами.

Значение некоторых коэффициентов солевого состава различных генетических групп вод

Коэффициент	Воды океана	Воды Каспийского моря	Солянокупольные воды
$r \frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$	0,87	0,92	Около 1
$r \frac{\text{Mg}}{\text{Cl}}$	0,21	0,2	Очень мал
$r \frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}}$	0,08	0,42	Очень мал (не характерен)
$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$	300	660	$\gg 300$

Таблица 5

Значение некоторых коэффициентов солевого состава солянокупольных вод Прикаспийской низменности

Коэффициент	Индерские источники			Баскунчакские источники	
	№ 1	№ 2	№ 3	№ 1	№ 2
$r \frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$	~1	~1	~1	~1	0,9
$r \frac{\text{Mg}}{\text{Cl}}$	0,06	0,02	0,027	0,01	0,04
$r \frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}}$	0,2	0,02	0,1	0,004	0,008
$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$	1200	2221	2560	4236	4175

По нашим наблюдениям, надежным критерием для установления концентрированного подтока является гидрохимическая дифференциация грунтовых вод, имеющая вид гидрохимической «антиклинали» на участках, где проявляется подток. Для большинства из этих участков отмечается пониженное содержание магния в водах и для некоторых — сравнительно высокий хлорбромный коэффициент. Однако количество таких участков, как видно из предыдущей главы, в пределах обследованной полосы Северного Прикаспия весьма невелико.

Рассеянный подток от соляных куполов, по-видимому, никак не должен отражаться на общей дифференциации грунтовых

вод по их химическому составу. Можно ожидать, что, захватывая более или менее значительные площади, он приведет лишь к некоторому уменьшению относительного содержания в водах магния, сульфатного иона, брома и пр. Однако, как показывают имеющиеся данные, только по бромю намечается незначительная аномалия (табл. 6) в пределах всего гидрохимического «поля» района низовьев рр. Узеней и Кушума, где, следовательно, можно предполагать наличие рассеянного подтока солянокупольных вод.

Таким образом, опираясь на гидрохимические показатели, нетрудно убедиться, что на территории Северного Прикаспия солянокупольные воды как источник солей не должны играть большой роли в общем балансе грунтовых вод, поскольку участки, где наблюдается концентрированный подток, немногочисленны, а рассеянный подток много солей дать не может.

Огромное значение в солевом балансе вод низменности принадлежит, по-видимому, солям морского происхождения. Территория эта относится к числу молодых областей, сложенных морскими четвертичными породами. В сравнительно недавнее время она была выведена из-под уровня моря; поэтому соли четвертичных морских бассейнов Каспия должны служить одним из основных источников химического состава ее грунтовых вод. Однако неясен вопрос о форме нахождения солей: они могут быть распределены дисперсно в породах, находиться в виде солевых аккумуляций и, наконец, «захороняться» вместе с водой соответствующего морского бассейна (седиментационные воды). Солевые аккумуляции в четвертичных отложениях низменности неизвестны. Вопрос о дисперсных солях и о возможности их непосредственного поглощения илами из морской воды при седиментации является спорным, поскольку речь идет о хорошо растворимых соединениях, лишь при высоких концентрациях воды способных выпадать из раствора в виде солей. Попытка связывать механизм их поглощения илами моря нормальной солености с коллоидальными процессами, по-видимому, несостоятельна, так как известно, что по отношению к таким наиболее характерным составным частям морского комплекса, как хлоридный и сульфатный ионы, илы обладают отрицательной адсорбцией.

Многие исследователи, к числу которых принадлежат А. И. Силин-Бекчурин (1952), Г. Н. Каменский (1952; 1960) и другие, считают основной формой поглощения солей илами «захоронение» их вместе с водой морского бассейна. Грунтовые воды Прикаспийской низменности они рассматривают как погребенные морские воды, претерпевшие концентрирование своего солевого состава благодаря процессу испарения с водной поверхности, интенсивного в условиях жаркого климата этой территории. Так, Каменский пишет: «Осадочные породы Прикаспийской низменности первоначально

Содержание Br и величина некоторых коэффициентов солевого состава грунтовых вод заузенских районов

№ скважины или шурфа	Глубина взятия пробы	Формула Курлова	Содержание Br в мг/л	Тип воды по Сулину	Коэффициенты		
					$\frac{Cl}{Br}$	$r \frac{Na}{Cl}$	$r \frac{Mg}{Cl}$
1	2	3	4	5	6	7	8
7765	19,5	$M_{52} \frac{Cl_{44}SO_6^4}{Na_{36}Mg_7Ca_7}$	24,4	Cl — Ca	1660	0,69	0,29
V ш.	1,3	$M_{66} \frac{Cl_{45}SO_5^4}{Na_{33}Mg_{18}}$	35,4	Cl — Mg	1020	0,73	0,3
7103	2,5	$M_{70} \frac{Cl_{45}}{Na_{32}Mg_{13}}$	37,98	Cl — Ca	1030	0,7	0,3
XI ш.	1,75	$M_{52} \frac{Cl_{40}SO_{10}^4}{Na_{35}Mg_{12}}$	25,7	Cl — Mg	1000	0,86	0,3
XVI ш.	0,93	$M_{47} \frac{Cl_{35}SO_{12}^4}{Na_{36}Mg_{11}}$	23,2	Cl — Mg	880	0,94	0,28
XII ш.	2,0	$M_{64} \frac{Cl_{46}SO_7^4}{Na_{33}Mg_{12}}$	34,2	Cl — Mg	1030	0,73	0,28
I ш.	2,4	$M_{44} \frac{Cl_{42}SO_8^4}{Na_{32}Mg_{13}}$	22,1	Cl — Mg	970	0,76	0,31
II ш.	2,3	$M_{41} \frac{Cl_4SO_6^4}{Na_{32}Mg_{12}Ca_5}$	22,1	Cl — Ca	970	0,73	0,28
XXXII ш.	2,6	$M_{60} \frac{Cl_2SO_8^4}{Na_{35}Mg_{11}}$	31,6	Cl — Mg	920	0,83	0,27
XV ш.	2,5	$M_{7,0} \frac{Cl_{38}SO_8^4}{Na_{36}Mg_9Ca_5}$	3,7	Cl — Mg	860	0,94	0,24
7513	14,0	$M_{43} \frac{Cl_{45}SO_5^4}{Na_{30}Mg_{14}Ca_6}$	29,0	Cl — Ca	830	0,66	0,31
7755	13,5	$M_{54} \frac{Cl_{44}SO_5^4}{Na_{32}Mg_{12}Ca_6}$	31,0	Cl — Ca	935	0,73	0,26
7683	17,5	$M_{41} \frac{Cl_{42}SO_7^4}{Na_{35}Mg_{10}}$	33,0	Cl — Mg	600	0,84	0,24
IV ш.	1,3	$M_{61} \frac{Cl_{44}SO_6^4}{Na_{33}Mg_9Ca_8}$	23,0	Cl — Ca	1420	0,75	0,2

1	2	3	4	5	6	7	8
7758	13,6	$M_{60} \frac{Cl_{45}SO_5^4}{Na_{33}Mg_{12}}$	33,0	Cl — Ca	990	0,74	0,26
XVIII ш.	2,6	$M_{24} \frac{Cl_{41}SO_8^4}{Na_{35}Mg_{10}Ca_5}$	15,0	Cl — Mg	770	0,85	0,24
7758	18,9	$M_{60} \frac{Cl_{45}SO_5^4}{Na_{38}Mg_{12}Ca_5}$	33,0	Cl — Mg	990	0,74	0,26
7755a	6,5	$M_{52} \frac{Cl_{44}SO_6^4}{Na_{33}Mg_{12}Ca_6}$	30,0	Cl — Mg	900	0,74	0,26
7768	11	$M_{60} \frac{Cl_{45}SO_5^4}{Na_{32}Mg_{13}Ca_5}$	27,0	Cl — Mg	1240	0,70	0,29
7651	17,2	$M_{56} \frac{Cl_{46}}{Na_{31}Mg_{13}Ca_6}$	29,0	Cl — Ca	1110	0,67	0,27
7666	11	$M_{61} \frac{Cl_{44}SO_6^4}{Na_{33}Mg_{13}}$	33,0	Cl — Mg	980	0,75	0,29
7671	3,5	$M_{11,0} \frac{Cl_{39}SO_5^4HCO_3^3}{Na_{32}Mg_{10}Ca_7}$	5,2	Cl — Mg	900	0,82	0,26
7425	2,1	$M_{1,2} \frac{HCO_3^3SO_{18}^4Cl_7}{Na_{22}Ca_{20}Mg_8}$	Нет	SO <sub>4</sub> — Na	—	3,07	1,15
7156	19,0	$M_{49} \frac{Cl_{44}SO_6^4}{Na_{30}Mg_{14}Ca_6}$	26,0	Cl — Mg	1000	0,7	0,31

были насыщены водой морского генезиса, минерализация которой, по-видимому, была близка к минерализации современного Каспийского моря (12—15 г/кг). Процессы замещения первичных вод морского генезиса инфильтрационными атмосферными водами развивались весьма неравномерно в соответствии с дифференцированностью территории по водному питанию и стоку. Эти процессы протекали очень медленно, и, по-видимому, до сих пор остатки вод морского происхождения составляют существенную часть грунтовых вод территории».

К аналогичному выводу приходит Силин-Бекчурин. Изучая химический состав водных вытяжек из глин различного возраста — бакинских, хазарских и хвалынских, он установил, что вытяжки не вполне соответствуют по химическому составу воде Каспийского моря, тогда как соляные грунтовые воды отдельных участков низменности близки к ней. «Следовательно, — пишет он, — за счет прямого выщелачивания каспийских отложений нельзя получить воды, близкие по своему составу к воде

Каспийского моря. Отсюда мы приходим к выводу, что подземные воды в невыщелоченных каспийских отложениях южной территории Прикаспийской синеклизы представляют морскую воду древнего Каспия, сконцентрированную под влиянием выпаривания до 50—175 г/л. Указанный вывод подтверждается также геологическими соображениями. Как известно, южная половина Прикаспийской синеклизы была освобождена от морских вод древнего Каспия весьма недавно. При слабых уклонах поверхности Прикаспийской низменности и при весьма малых уклонах зеркала подземных вод морские воды древнего Каспия не успели отжаться в современную ванну Каспийского моря пресными водами суши».

В формировании солевого состава грунтовых вод Прикаспийской низменности участие седиментационных вод, по-видимому, несомненно. Однако, как и для многих других районов, проблема количества их и доли в общем солевом и водном балансе пока решена быть не может. Седиментационные воды, пропитывавшие толщу четвертичных отложений Прикаспийской низменности, отвечали по своему составу воде Каспийского моря. Опираясь на имеющийся фактический материал, попытаемся проследить историю развития этих вод в условиях континентального режима на отдельных участках низменности.

Необходимо отметить, что принятое допущение о сходстве грунтовых вод в начальный этап их формирования с водой Каспийского моря противоречит представлению о глубокой метаморфизации иловых вод. Согласно этому представлению на ранней стадии диагенеза, в условиях восстановительной среды, в присутствии органического вещества и микроорганизмов воды теряют сульфаты, обогащаются сероводородом, различными сульфидами и пр. (Тегеева, 1955, и др.). Однако для Прикаспийской низменности такое допущение, по-видимому, является правильным и может быть аргументировано следующими данными.

Грунтовые воды низменности приурочены преимущественно к хазарским и хвалынским отложениям. Хазарские породы представлены пестрой по генезису толщей морских и континентальных накоплений, причем последние покрывают большие площади. По данным палеоботанических исследований (Гричук, 1953), в течение хазарского века и начале хвалынского господствовал влажный климат, вследствие чего можно предполагать, что грунтовые воды хазарских пород были пресными.

Хвалынская трансгрессия Каспийского бассейна являлась самой значительной в истории Каспия в четвертичный период (Жуков, 1945) и покрывала всю территорию Прикаспийской низменности, в том числе и рассматриваемый район. Воды хвалынского моря при трансгрессии частично вытеснили пресные воды хазарских пород, частично смешались с ними и, поскольку между хазарскими и хвалынскими отложениями нет региональ-

ных водоупоров, образовали единый водоносный горизонт. Все известные в настоящее время факты свидетельствуют о том, что в пределах Хвалынского бассейна на стадии раннего диагенеза иловые воды не претерпели или почти не претерпели метаморфизации, так как необходимые для этого условия, по-видимому, отсутствовали: а) море было мелководным, в нем господствовали окислительные процессы, и была слабощелочная среда, на что указывают обильные окислы железа (гематит и гетит), пропитывающие всю толщу хвалынских отложений и придающие им характерный бурый цвет; б) море отличалось сравнительной бедностью органическим веществом, оно рассеяно в хвалынских породах в виде черных примазок и присутствует в количестве, не превышающем 0,15—0,7%; в) хвалынские породы весьма богаты гипсом постседиментационного происхождения, содержание которого составляет 2—3, 10—12%, тогда как даже следов пирита или других сульфидов в них не отмечено.

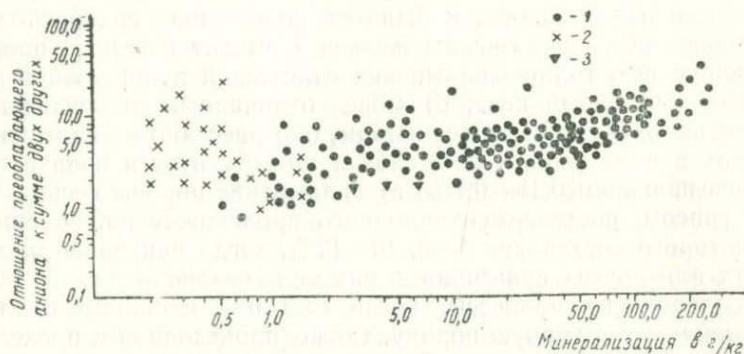
Последующие процессы, когда илы под влиянием сжатия превращаются в горную породу, также происходили в пределах хвалынского бассейна своеобразно: они были вызваны не влиянием гравитационного уплотнения за счет веса вышележащих пород, а главным образом высыханием пород после отступления береговой линии моря. Высыхание привело к концентрированию вод и метаморфизации их солевого состава, но не в морском бассейне, а в континентальный этап развития Прикаспийской низменности в результате дифференциации всей территории по условиям питания и стока в постхвалынское время.

По-видимому, по величине минерализации грунтовые воды на ранней стадии формирования также отвечали воде Каспийского бассейна, поскольку нет никаких данных, указывающих на концентрирование воды Каспия при его регрессии. Как известно, регрессия происходила не в результате усыхания и выпаривания воды, а за счет отступления береговой линии моря.

Для подтверждения изложенной точки зрения о начальной стадии формирования грунтовых вод Прикаспийской низменности можно сослаться на воды современного побережья Каспийского моря. По данным Н. Ф. Федина (1958) и Г. Н. Каменского и других (1960), вдоль береговой линии в пределах границы нагонных приливов моря грунтовые воды являются солоноватыми и отвечают каспийской воде. К северу от этой границы протягивается полоса рассолов, залегающих на глубине около 2—3 м, имеющих минерализацию более 50 г/кг, хлоридно-сульфатно-натриево-магниевых по составу. Рассолы по соотношению отдельных ионов и химическому типу также аналогичны каспийской воде и не несут никаких следов диагенетических преобразований; они формируются под влиянием концентрирования вод вследствие весьма интенсивного испарения с зеркала их в условиях жаркого климата побережья Каспия.

Анализ фактического материала, изложенный в предыдущих

главах, показывает, что среди грунтовых вод рассматриваемой полосы Прикаспийской низменности в современную эпоху известны четыре основных типа: хлоридно-магниевый, хлоридно-кальциевый, сульфатно-натриевый и гидрокарбонатно-натриевый.



29. Логарифмический график зависимости отношения преобладающего аниона к сумме двух других от величины минерализации в водах хлоридно-магниевого типа.

1 — ион  $\text{HCO}_3$ ; 2 — ион  $\text{SO}_4$ ; 3 — ион  $\text{Cl}$  (те же обозначения к рис. 32, 35, 38).

Таблица 7

Значение некоторых коэффициентов солевого состава грунтовых вод, Каспийского моря и океанических

Коэффициенты (интервал изменения)	Грунтовые воды				Каспийское море	Океан
	Cl—Mg	Cl—Ca	$\text{SO}_4$ —Na	$\text{HCO}_3$ —Na		
$r \frac{\text{Cl}}{\text{SO}_4 + \text{HCO}_3}$	3—10	6,5—20	1,2—4	0,5—2,8	2,3	9
$r \frac{\text{Na}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$	1,8—3,5	1,2—2,8	1,8—6	1,8—10	1,8	3,6
Mg в экв. %	7—12	10—14	4—12	1—20	13,8	8,9
$r \frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}}$	0,16—1	1—1,8	—	—	0,14	0,66
$r \frac{\text{Na} - \text{Cl}}{\text{SO}_4}$	—	—	0,2—1	1—20	—	—
$r \frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}}$	0,1—0,5	< 0,1	0,5—1,0 и > 1,0	0,5—1,0 и > 1,0	0,4	0,1

Примечание: Коэффициенты приведены в интервалах минерализации, характерных для вод данного типа.

Хлоридно-магниевые воды отмечены в широком интервале изменения минерализации от 0,2 до 200 г/кг, в преобладающем числе случаев — от 10 до 50 г/кг. По составу до 1 г/кг это преимущественно гидрокарбонатные воды с количеством  $\text{HCO}_3$  более 33 экв% (сумма анионов и катионов принята отдельно за 50 экв%), по катионам они кальциевые или кальциево-магниевые. После 1 г/кг воды только хлоридные (рис. 29), причем хлора более 33 экв%; на втором месте стоит сульфатный ион, содержание которого составляет до 10 экв%. По сравнению с водой Каспийского моря (табл. 7), также имею-

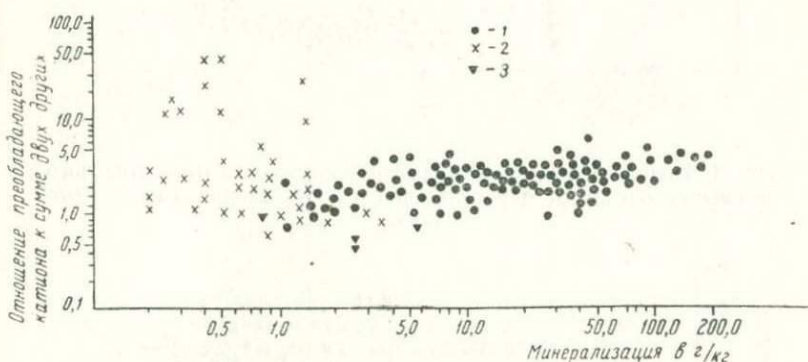


Рис. 30. Логарифмический график зависимости отношения преобладающего катиона к сумме двух других от величины минерализации в водах хлоридно-магниевого типа.

1 — ион Na; 2 — ион Ca; 3 — ион Mg; те же обозначения к рис. 33, 36, 39.

щей хлоридно-магниевый тип, грунтовые воды несколько богаче хлором и беднее сульфатами, по сравнению с океанической водой — наоборот, беднее хлором. По преобладающим катионам после 1 г/кг грунтовые воды только натриевые (рис. 30); содержание натрия, как правило, превышает 33 экв%, колеблется в пределах более высоких, чем в каспийской воде, и более низких, чем в воде океанической. На втором месте стоит магний, его количество составляет в среднем 7—10 экв% (рис. 31) и является пониженным по сравнению с каспийской водой.

Таким образом, хлоридно-магниевые грунтовые воды обладают в подавляющем числе случаев более высокой минерализацией, чем вода современного Каспийского моря. По преобладающим компонентам в типичном для них интервале минерализации являются хлоридно-сульфатно-натриево-магниевыми и отличаются от каспийской воды повышенным относительным содержанием хлора, натрия и пониженным — сульфатного иона и магния. Коэффициент  $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}}$  их составляет 0,16—1.

Хлоридно-кальциевые грунтовые воды отмечены в интервале минерализации от 1 до 100 г/кг, наиболее часто — от 30 до

70 г/кг. По преобладающим анионам они только хлоридные, с количеством хлора выше 33 экв% (рис. 32). Относительное содержание хлора повышено по сравнению с хлоридно-магниевыми водами (табл. 7). На втором месте стоит сульфатный ион, обычно присутствующий в количестве, меньшем 5 экв%. По преобладающим катионам воды только натриевые (за ред-

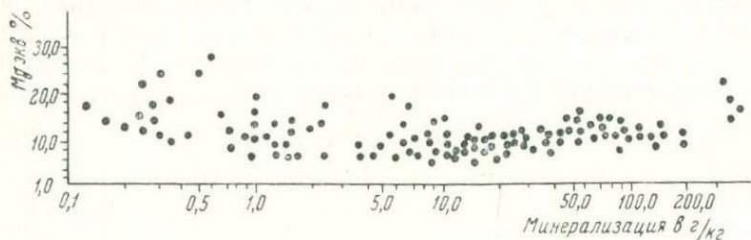


Рис. 31. Полудиагарифмический график зависимости относительного содержания магния от минерализации в водах хлоридно-магнезического типа.

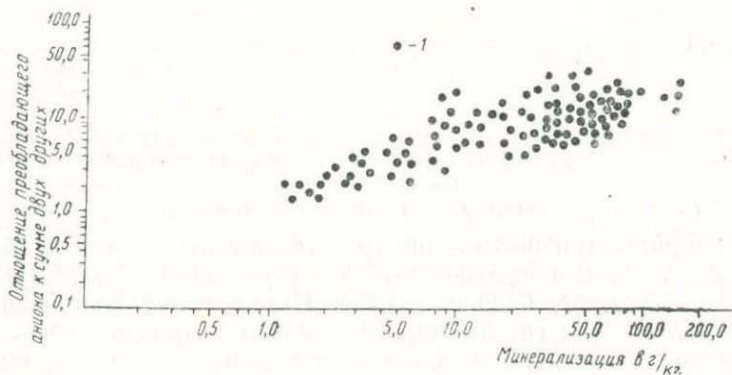


Рис. 32. Логарифмический график зависимости отношения преобладающего аниона к сумме двух других от величины минерализации в водах хлоридно-кальциевых типа.

ким исключением), содержание натрия изменяется от 25 до 40 экв% (рис. 33). По сравнению с хлоридно-магниевыми водами, хлоридно-кальциевые относительно беднее натрием. На втором месте среди катионов стоит магний, составляющий 10—14 экв% (рис. 34). Количество кальция не превышает 10 экв%.

Таким образом, хлоридно-кальциевые грунтовые воды обладают более высокой минерализацией, чем хлоридно-магниевые (в типичном для них интервале); по преобладающим компонентам они хлоридно-натриево-магниевые-кальциевые и отличаются от хлоридно-магниевых вод повышенным содержанием хлора

и кальция, пониженным — натрия и сульфатов и слегка повышенным — магния. Коэффициент  $\frac{Cl - Na}{Mg}$  составляет 1—1,8.

Сульфатно-натриевые грунтовые воды отмечены в интервале минерализации 0,1—50 г/кг, в преобладающем числе случаев — от 1 до 15 г/кг. По составу до 1 г/кг они преимущественно

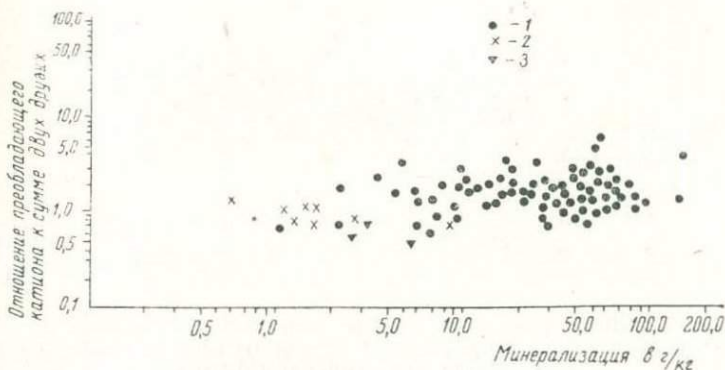


Рис. 33. Логарифмический график зависимости отношения преобладающего катиона к сумме двух других от величины минерализации в водах хлоридно-кальциевого типа.

гидрокарбонатные, реже — сульфатные с широким диапазоном колебания в содержании этих ионов. Из катионов в водах с минерализацией до 1 г/кг главными являются кальций или

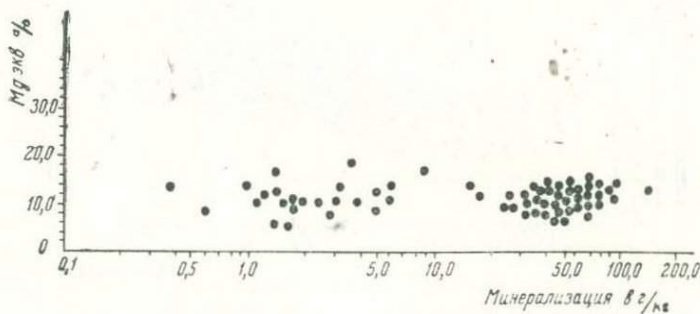


Рис. 34. Полулогарифмический график зависимости относительного содержания магния от величины минерализации в водах хлоридно-кальциевого типа.

натрий, также колеблющиеся в большом интервале. После 1 г/кг — воды хлоридные, в ограниченном числе случаев преобладает сульфатный ион (рис. 35). Содержание хлора всегда ниже 33 экв%, чаще — ниже 25 экв% и в целом меньше, чем в водах хлоридно-магниевого типа. На втором месте стоит суль-

фатный ион, количество которого достигает 25 экв% (иногда больше). По преобладающим катионам при минерализации более 1 г/кг воды только натриевые, причем количество натрия

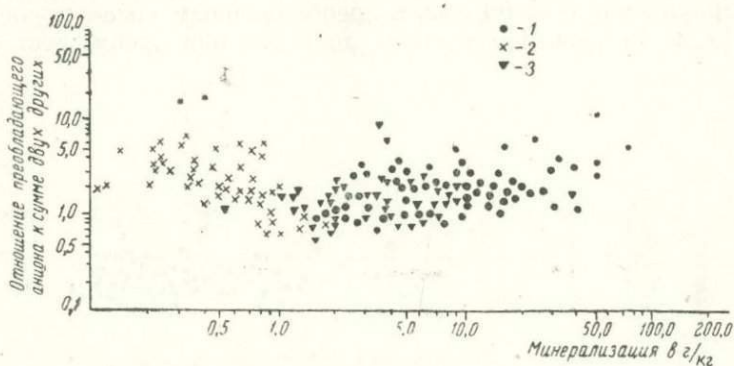


Рис. 35. Логарифмический график зависимости отношения преобладающего аниона к сумме двух других от величины минерализации в водах сульфатно-натриевого типа.

превышает 33 экв% (рис. 36) и в целом выше, чем в хлоридно-магниевых водах. На втором месте стоит магний, содержание

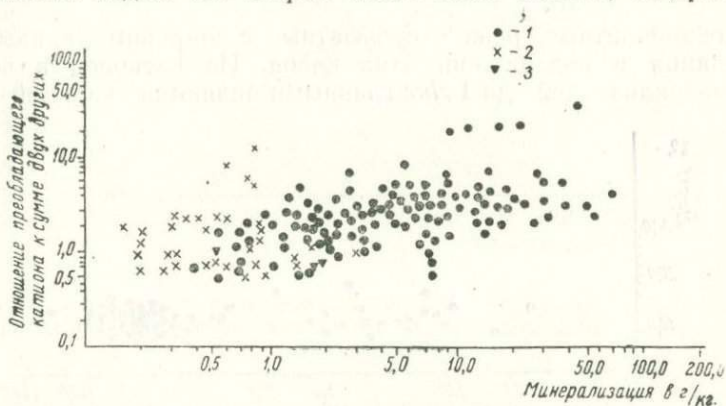


Рис. 36. Логарифмический график зависимости преобладающего катиона к сумме двух других от величины минерализации в водах сульфатно-натриевого типа.

его изменяется от 4 до 12 экв% по мере уменьшения минерализации воды (рис. 37), оно немного ниже, чем в водах хлоридно-магниевых типа и в каспийской воде.

Таким образом, сульфатно-натриевые воды обладают более низкой минерализацией (в типичном для них интервале), чем вода современного Каспийского моря, и являются в этом интер-

вале по преобладающим компонентам хлоридно-сульфатными — натриево-магниевыми. От каспийской воды они отличаются повышенным содержанием сульфатного иона и натрия, примерно равным количеством хлора и пониженным — магния. Коэффициент  $\frac{\text{Na}-\text{Cl}}{\text{SO}_4}$  их составляет 0,2—1.

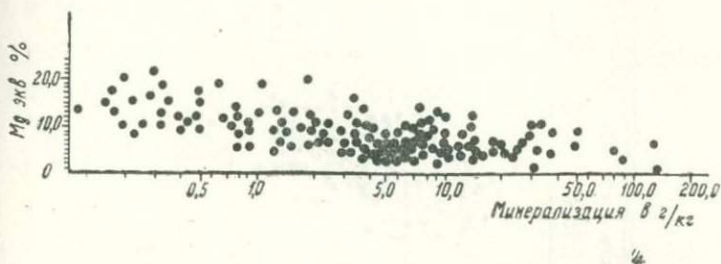


Рис. 37. Полулогарифмический график зависимости относительного содержания магния от минерализации в водах сульфатно-натриевого типа.

Гидрокарбонатно-натриевые грунтовые воды отмечены в интервале минерализации от 0,2 до 6 г/кг, чаще — до 3 г/кг (в единичных случаях — до 60 г/кг). По составу до 1 г/кг они гидрокарбонатные, с количеством иона  $\text{HCO}_3$  более 25 экв%,

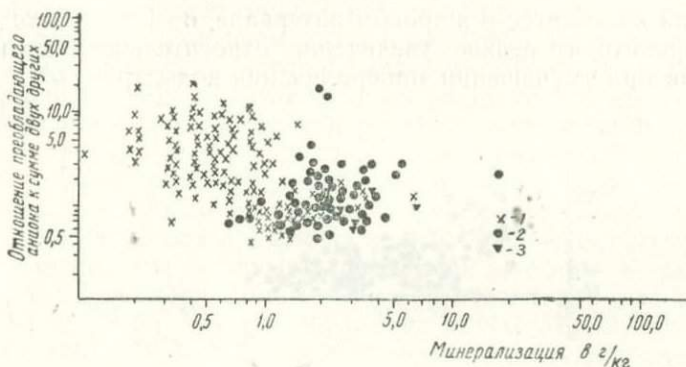


Рис. 38. Логарифмический график зависимости отношения преобладающего аниона к сумме двух других от величины минерализации в водах гидрокарбонатно-натриевого типа.

часто — более 33 экв%. На втором месте стоит хлор, реже — сульфатный ион. В интервале минерализации 1—2 г/кг воды пестрые, почти в равной мере гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные, обычно все три аниона присутствуют примерно в одинаковом количестве; после 2 г/кг воды преимущественно хлоридные (рис. 38), относительное содержание хлора в них близко сульфатно-натриевым водам. По преобладающим катио-

нам воды главным образом натриевые (рис. 39); количество натрия превышает обычно 33 экв% и является относительно более высоким, чем в сульфатно-натриевых водах. На втором месте стоит кальций, занимающий при минерализации до 0,5 г/кг иногда первое место, но не превышающий 25 экв%.

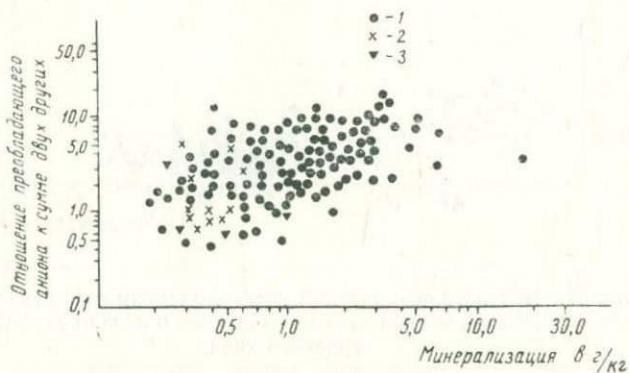


Рис. 39. Логарифмический график зависимости отношения преобладающего катиона к сумме двух других от величины минерализации в водах гидрокарбонатно-натриевого типа.

Магний колеблется в широком интервале, от 1 до 20 экв%, причем происходит резкое увеличение относительного количества магния при уменьшении минерализации воды (рис. 40).

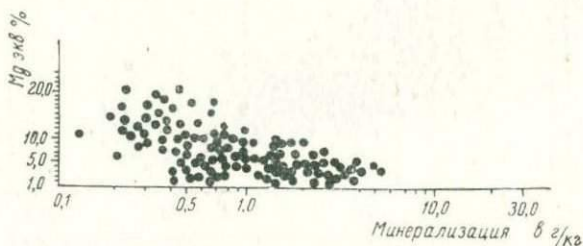
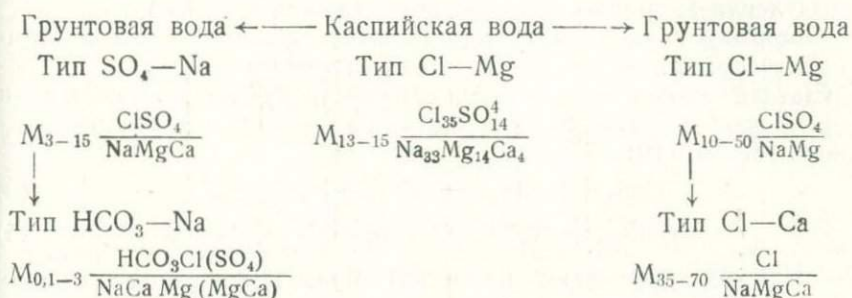


Рис. 40. Полулогарифмический график зависимости относительного содержания магния от минерализации в водах гидрокарбонатно-натриевого типа.

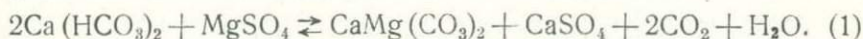
Таким образом, гидрокарбонатно-натриевые грунтовые воды обладают самой низкой минерализацией среди рассматриваемых вод и являются наиболее пестрыми по преобладающим компонентам. От вод Каспийского моря они отличаются повышенным содержанием натрия; относительное количество хлора в них примерно аналогично каспийской воде. Коэффициент  $\frac{\text{Na}-\text{Cl}}{\text{SO}_4}$  составляет 1—20.

Отмеченные особенности химического состава отдельных типов грунтовых вод Северного Прикаспия позволяют представить, в виде сравнительно простой схемы, направление процессов метаморфизации, обуславливающих переход одного типа в другой. За исходный принят состав воды Каспийского моря, которая пропитывала после отступления моря толщу четвертичных отложений.

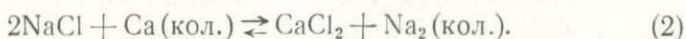


Как видно из схемы, метаморфизация слева направо (прямой путь, по терминологии М. Г. Валяшко) сводится к уменьшению относительной роли натрия в растворе и увеличению кальция; при метаморфизации в обратном направлении (справа налево) роль натрия резко возрастает. В условиях Прикаспийской низменности метаморфизация в прямом направлении связана с концентрированием воды, в обратном — с разбавлением.

Концентрирование сопровождается общим увеличением минерализации; в твердую фазу из раствора выпадают карбонатные соли и гипс. В поровом растворе увеличиваются концентрации хлора, натрия и магния, нарушается установившееся ранее равновесие между породой и водой, вследствие чего становятся возможными реакции, ведущие к преобразованию солевого состава воды. Один из начальных этапов преобразования — уменьшение относительной роли магния в растворе. Сопоставление хлоридно-магниевых грунтовых вод с каспийской водой показывает, что магний уходит в виде  $\text{MgSO}_4$ , поскольку его становится меньше, чем в каспийской воде. По-видимому, реакция идет по известной схеме Н. С. Курнакова:

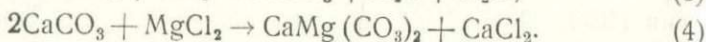
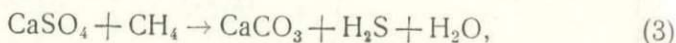


В результате выделяются доломиты и гипс, выпадающие из раствора и образующие скопления по всему разрезу почвогрунтов. Следующий этап преобразования — накопление хлорида кальция, сопровождающееся уменьшением относительной роли натрия в растворе. Очевидно, главным при этом является процесс обменной адсорбции, идущий по схеме

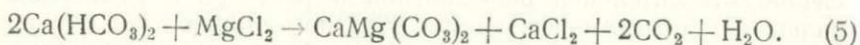


Как известно, по способности к адсорбции катионы располагаются в определенной возрастающей последовательности: Na, Mg, Ca. Между поглощающим комплексом пород и ионным составом воды всегда имеется подвижное равновесие, сдвиг которого зависит как от адсорбционной способности ионов, так и от их концентрации. Увеличение количества натрия при концентрировании воды сдвигает равновесие вправо, в сторону выделения хлоридов кальция, переходящих в раствор.

Формирование хлоридно-кальциевых вод в условиях Прикаспийской низменности возможно, по-видимому, также в результате микробиологической сульфатредукции в присутствии органического вещества при участии микроорганизмов по сопряженным схемам:

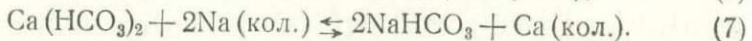
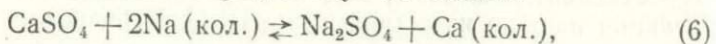


Наконец, еще один из путей образования хлорида кальция — процесс доломитизации, идущий на ранней стадии метаморфизации по реакции (1), а на более поздней стадии (по Н. С. Курнакову) — сопровождающийся выделением  $\text{CaCl}_2$  по схеме



Таким образом, при метаморфизации каспийской воды в прямом направлении преобразование ее является результатом концентрирования и обязано реакциям обменной адсорбции, доломитизации и сульфатредукции.

Разбавление (метаморфизация в обратном направлении) сопровождается общим уменьшением минерализации воды. Инфильтрационные воды, содержащие кислород и углекислоту, поступающие из областей питания, растворяют рассеянные в породах гипс и карбонатные соли, нарушая при этом установившееся равновесие между породой и водой. Вследствие перехода в раствор кальция, процессы обменной адсорбции сдвигаются в сторону вытеснения кальцием натрия из состава поглощенных оснований пород и идут по схемам:

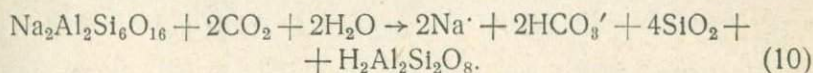
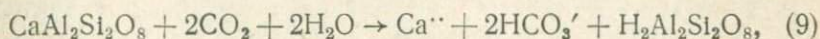


Образующаяся по схеме (7) двууглекислая сода не устойчива при наличии в породах гипса и вступает с ним в обменную реакцию с образованием сульфата натрия и выпадением карбонатов из раствора:



Следовательно, до тех пор, пока в породе имеется гипс, характерным будет сульфатно-натриевый тип вод, отличающихся

ся от исходной каспийской воды более высоким относительным содержанием натрия и сульфатного иона. При увеличении интенсивности разбавления происходит постепенный промыв пород от гипса, и главной становится реакция (7), ведущая к формированию гидрокарбонатно-натриевого типа вод. По-видимому, какую-то роль при большом разбавлении играют процессы глубокого разрушения отдельных сложных минералов, содержащихся в породах. В частности, довольно широко идут реакции выветривания различных полевых шпатов по схемам



Образующийся по схеме (9) кальций вступает в обменные реакции с поглощенным натрием пород, так что в конечном итоге разрушение кальциевых полевых шпатов также может привести к формированию соды. Значит, когда породы полностью промыты от гипса, характерным становится гидрокарбонатно-натриевый тип вод, отличающихся от исходной Каспийской воды еще более высоким относительным содержанием натрия, чем сульфатно-натриевые воды.

Таким образом, при метаморфизации каспийской воды в обратном направлении преобразование ее является результатом разбавления и обязано преимущественно реакциям обменной адсорбции и в какой-то степени разрушению полевошпатовых минералов.

Интересно, что для грунтовых вод Прикаспийской низменности типична различная интенсивность метаморфизации в прямом и обратном направлениях. В прямом она выражена незначительно, коэффициент  $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}}$  не превышает 1,8 и кальций обычно играет роль третьего, реже второго катиона в солевом составе воды. В обратном направлении метаморфизация является весьма глубокой, коэффициент  $\frac{\text{Na}-\text{Cl}}{\text{SO}_4}$  достигает 20 и воды часто оказываются по преобладающим компонентам гидрокарбонатно-натриевыми.

Метаморфизация грунтовых вод Прикаспийской низменности протекает в континентальных условиях. Ее направление, степень выраженности и интенсивность проявления различных процессов, ведущих к преобразованию солевого состава воды, зависят от соотношения областей питания, стока и разгрузки грунтовых вод, в свою очередь определяющихся историей развития отдельных частей низменности в постхвалынское время.

От вод хвалынского моря в наиболее ранний этап освободилась территория суглинистой равнины, ставшая сушей примерно с середины хвалынского века. По данным В. П. Гричука

(1953), влажный климат первой половины этого века сменился сначала более теплым, а затем сухим и жарким степным климатом. В условиях высокого испарения происходила дегидратация оставленных морем осадков, подсыхание верхней части их, концентрирование воды и выпадение из нее карбонатов и гипса, которые в настоящее время повсеместно присутствуют в разрезе почво-грунтов суглинистой равнины выше водоносного горизонта. Судя по данным анализа водных вытяжек из образцов хвалыньских пород, увеличение минерализации при концентрировании в процессе высыхания пород было значительным, поскольку содержание NaCl в поровых растворах отдельных глинистых образцов достигает 100 г/кг (Приклонский и др., 1956).

Несмотря на то, что при высыхании процессы концентрирования оставленной морем воды проходили в аналогичных климатических условиях и имели повсеместное распространение (лишь с некоторой разницей во времени), сразу же после отступления моря началась дифференциация территории по гидрохимическому режиму. Элементы, предопределившие дифференциацию Прикаспийской низменности, были заложены еще в мезозойское время, когда образовались крупные структурные формы (поднятия и прогибы), устойчиво развивавшиеся затем в течение всего четвертичного периода. В новейшее — хвалынское и постхвалынское время произошла некоторая перестройка структурных форм: на месте бывшего центрального поднятия возникла опущенная зона восточных заузенских районов, занимающих в современном рельефе наиболее низкое положение; на западе междуречья Волга—Урал путем переработки структурно-геоморфологических элементов меридиональной ориентировки образовались чередующиеся друг с другом поднятия и прогибы, и вся территория заняла сравнительно высокое положение в рельефе.

Отрицательный знак новейших движений и его однообразие на больших площадях оказались неблагоприятными для дифференциации рельефа восточных районов, из-за чего амплитуда рельефа здесь весьма мала и измеряется единицами метров. Несмотря на широкое развитие на этой территории соляных куполов, и они не способствовали увеличению амплитуды, так как сами в рельефе почти не выражены, а сопутствующие им компенсационные мульды большей частью представлены плоскими, неглубокими понижениями, занятыми обычно разливами, по своей гипсометрии мало отличающимися от гипсометрии водоразделов. В разрезе четвертичных пород восточных районов принимают участие преимущественно суглинистые, супесчаные и глинистые разности пород, для которых характерны низкая водопроницаемость и, следовательно, при прочих равных условиях малые скорости движения воды и плохая дренированность. Все перечисленные особенности строения заузенских

районов позволяют предположить, что процесс концентрирования остаточных вод морского генезиса, определивший метаморфизацию их в прямом направлении, выражен здесь наиболее интенсивно и был самым длительным по времени по сравнению с другими районами. Продолжительность его определилась плохой дренированностью территории, вследствие чего весьма медленно происходило понижение уровня грунтовых вод ниже критической глубины, когда резко уменьшается испарение с зеркала вод и, следовательно, прекращается или почти прекращается концентрирование.

Высокоминерализованные хлоридно-кальциевые рассолы заузенских районов, по-видимому, формировались главным образом за счет реакций обменной адсорбции, чему благоприятствует литологический состав водовмещающих пород. По имеющимся данным, глинистые и суглинистые хвалынские отложения характеризуются сравнительно большой емкостью поглощения, достигающей 30 экв% и более, причем среди поглощенных оснований преобладают двухвалентные катионы — кальций и магний. Увеличение при концентрировании «действующей массы» натрия в растворе и наличие определенных скоростей (хотя и очень небольших) горизонтального перемещения вод, обеспечивающих удаление продуктов реакции из сферы ее, оказались достаточными для сдвига адсорбционного равновесия в сторону вытеснения кальция из поглощенного состояния натрием и перехода хлорида кальция в раствор.

Очевидно, образование хлорида кальция за счет реакций доломитизации на территории заузенских районов почти не имело места, поскольку из-за слабой дифференциации рельефа и небольшого количества «окон» питания весьма мало было поступление карбонатов кальция, необходимых для доломитизации. В качестве одного из доказательств такого предположения можно указать на примерное соответствие между относительным содержанием магния в каспийской воде и в хлоридно-кальциевых грунтовых водах, свидетельствующее о сохранении магния в растворе при концентрировании воды. Не имеется также никаких данных для того, чтобы приписывать значительную роль в преобразовании солевого состава грунтовых вод заузенских районов процессам микробиологической сульфатредукции: продукты восстановления сульфатов — сероводород, сульфиды металлов и пр. — нигде на этой территории не обнаружены. По-видимому, бедность органическим веществом, рассеянным в породах в виде небольших примазок, неблагоприятна для деятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов.

Таким образом, можно считать, что основным в преобразовании грунтовых вод заузенской территории был весьма длительно продолжавшийся процесс концентрирования их, приведший в результате обменной адсорбции с породами к формированию хлоридно-кальциевых вод.

На современном этапе развития метаморфизация грунтовых вод зауеньских районов изменила свой знак и идет (хотя и в слабой степени) в обратном направлении. Вследствие залегания зеркала вод значительно ниже критической глубины концентрирование их за счет испарения резко уменьшилось и, по видимому, на отдельных площадях прекратилось совсем. В то же время через «окна» питания (долины рек, падины, частично разливы) происходит разбавление вод. Оно выражено пока слабо из-за малого количества «окон» питания, незначительных скоростей горизонтального перемещения вод и плохой дренированности территории. Поэтому разбавление локализовано, ограничено небольшими участками, примыкающими непосредственно к «окнам» питания, и почти не распространяется на основное гидрохимическое «поле» грунтовых вод зауеньских районов. О весьма слабой степени разбавления свидетельствует выдержанный, однородный характер всего «поля» на обширных площадях и наличие солевых максимумов в разрезе почво-грунтов, поднятых почти к самой поверхности земли. Только лишь с приближением к р. Урал начинает сказываться ее дренирующая роль, благодаря чему происходит некоторое опреснение водоносного горизонта в целом.

Преимущественно положительный знак новейших движений, типичный для западных районов Северного Прикаспия, обусловил более высокое положение их в рельефе по сравнению с восточными районами. Из-за чередования участков с различным знаком молодых движений (поднятых и опущенных) рельеф имеет ясно выраженную тенденцию к дифференциации, и амплитуда рельефа достигает двух-трех десятков метров. Увеличению амплитуды способствуют процессы соляного тектогенеза, поскольку соляные купола выражены поднятиями и им сопутствуют крупные и сравнительно глубоко врезанные компенсационные мульды (Хаки, Эльтон, Батпак-сор и др.), днища которых по своей гипсометрии резко отличаются от гипсометрии водоразделов.

В разрезе почво-грунтов западных районов большая роль принадлежит супесчаным и песчаным породам, обладающим сравнительно высокой водопроницаемостью, вследствие чего здесь возможны значительные скорости горизонтального перемещения воды и хорошая дренированность. Все перечисленные особенности строения западных районов позволяют предполагать, что процесс концентрирования остаточных вод морского генезиса был выражен менее интенсивно и занимал более короткий по времени промежуток по сравнению с восточными районами. Однако и здесь он имел место, о чем свидетельствуют широкоразвитые в разрезе почво-грунтов скопления карбонатных солей и гипса и сравнительно высокая концентрация поровых растворов в образцах хвалыньских пород. Увеличение общей минерализации при концентрировании грунтовых вод западных

районов лимитировалось дифференциацией рельефа, которая на определенной стадии развития его привела к обособлению и четкому отграничению «очагов» концентрирования. Они локализовались в соровых котловинах, врезы которых оказались ниже критической глубины, вследствие чего соры стали местными дренами грунтовых вод окружающих территорий.

Процесс концентрирования вод в соровых котловинах, весьма интенсивный вследствие близкого залегания зеркала вод к поверхности земли, привел к увеличению минерализации вод до 200 г/кг и более. Однако, несмотря на столь высокую минерализацию, метаморфизация этих вод выражена в общем слабо; как правило, они аналогичны по химическому типу водам прилегающих к сорах площадей, а по соотношению отдельных ионов близки каспийской воде. Ни один из процессов, типичных при концентрировании воды и метаморфизации ее состава в прямом направлении, не получает в пределах соровых котловин достаточного развития. Несмотря на идущие в отдельных сорах реакции микробиологической сульфатредукции, сопровождающиеся образованием сероводорода и черных сернистых металлов, они не приводят к формированию хлоридно-кальциевых вод. Не характерны для соров процессы обменной адсорбции, так как при высокой концентрации натрия они могли бы идти только в сторону вытеснения кальция из состава поглощенных оснований пород и вести к появлению в растворе хлорида кальция. Отсутствие его в водах соровых котловин указывает также и на то, что для соров не типичны реакции доломитизации, одним из продуктов поздней стадии (по Курнакову) которых является  $\text{CaCl}_2$ . Основываясь на различии в относительном содержании сульфата магния в водах большинства соровых котловин по сравнению с каспийской водой, можно предполагать лишь, что небольшое развитие в сорах получает доломитизация ранней стадии, идущая по схеме (1) и сопровождающаяся уходом  $\text{MgSO}_4$  из раствора.

Специфика гидрохимического режима соровых котловин, в пределах которых практически не происходит глубокого преобразования химического состава воды, несмотря на резкое увеличение минерализации, обусловлена, по-видимому, сравнительно малыми размерами котловин, большим количеством твердых солей в разрезе почво-грунтов и ничтожными скоростями горизонтального перемещения вод под сорами. Пожалуй, главным следует считать последний фактор, поскольку он препятствует нормальному развитию любого из процессов, могущих вызвать метаморфизацию воды. Так как реакции метаморфизации принадлежат к числу обратимых, одним из непременных условий для течения их в нужном направлении является удаление образующихся продуктов реакции из сферы ее. Это условие не может быть удовлетворено в сорах из-за чрезвычайно малых скоростей движения воды под ними, благодаря чему

концентрирование грунтовых вод в сорах относится к «простому» и ведет лишь к увеличению минерализации воды без изменения ее химического типа. В отдельных случаях, однако, известны отклонения от этого правила; обычно они связаны с подпитыванием соровых котловин глубинными рассолами, вследствие чего воды соров оказываются метаморфизованными и отличаются по типу от грунтовых вод прилегающих к ним площадей.

Концентрирование остаточных вод морского генезиса в пределах водораздельных территорий западных районов характеризовалось значительно меньшей интенсивностью, чем в восточных. Общая минерализация грунтовых вод, по-видимому, не превышала 35 г/кг, а по химическому типу они отвечали каспийской воде. Причиной тому послужила дифференциация рельефа, в результате которой произошло понижение зеркала грунтовых вод ниже критической глубины и обособились не только «очаги» концентрирования (соровые котловины), но и «окна» питания, через которые стало возможным разбавление грунтовых вод. Сравнительное обилие «окон» питания, наличие большого количества местных дрен, а также преимущественно супесчаный и песчаный литологический состав водовмещающих пород обусловили смену режима концентрирования режимом разбавления на больших площадях западных районов. Основным стал процесс метаморфизации грунтовых вод в обратном направлении. Интересно, однако, что интенсивность этого процесса оказалась функцией знака молодых движений отдельных участков. Так, наиболее метаморфизованными в обратном направлении являются грунтовые воды площадей, испытавших в новейшее время поднятие. К ним относятся западная половина падинно-лиманного района и район островного развития песков. Грунтовые воды их имеют минерализацию от 3 до 10 г/кг (более низкую, чем каспийская вода) и принадлежат к сульфатно-натриевому типу. Несмотря на некоторую пестроту состава, этот тип выдержан по площади, прослеживается вплоть до подошвы водоносного горизонта и свидетельствует об устойчивой тенденции к разбавлению грунтовых вод и их опреснению. От каспийской воды сульфатно-натриевые воды отличаются повышенным относительным содержанием натрия и сульфатного иона; формирование их в соответствии со схемой (6) происходит в результате растворения рассеянного в породах гипса инфильтрационными водами, поступающими через «окна» питания, и последующего замещения кальция на поглощенный натрий водовмещающих пород. По данным В. А. Приклонского (Приклонский и др. 1956), хвалынские глинистые отложения сравнительно богаты адсорбированным натрием, количество которого составляет от 15 до 50% от общей суммы поглощенных оснований. Поскольку грунтовые воды обладают довольно высокими скоростями горизонтального перемещения, обеспечивающими удаление продук-

тов обменных реакций из сферы их, сдвиг адсорбционного равновесия в сторону вытеснения натрия является устойчивым и местами приводит к формированию сульфатно-натриевых вод даже по преобладающим компонентам. В пределах отдельных «окон» питания, где породы отмыты от гипса, метаморфизация идет еще дальше — образуются содовые воды. Однако они не устойчивы в условиях гидрохимического режима «гипсовой стадии» преобразования вод. При растекании пресных линз, формирующихся под «окнами» питания, они взаимодействуют с водами основного гидрохимического «поля» по схеме (8) и вновь переходят в сульфатно-натриевый тип, а карбонатные соли выпадают в твердую фазу. Следовательно, для «гипсовой стадии» формирования грунтовых вод характерно растворение гипса и перераспределение карбонатных солей, оставленных в породах в предыдущую, начальную стадию концентрирования. Карбонатные соли при нисходящем движении воды в «окнах» питания растворяются в верхней части разреза почво-грунтов и перекладываются в нижней, причем тем глубже, чем интенсивнее промываются породы. Но так как карбонаты все время участвуют в формировании солевого состава воды и содержатся в породах даже самых промытых «окон» питания, по преобладающим компонентам содовые воды пресных линз обычно являются гидрокарбонатно-кальциевыми или гидрокарбонатно-кальциево-натриевыми и весьма редко — гидрокарбонатно-натриево-кальциевыми.

Сульфатно-натриевые воды основного гидрохимического «поля» и отдельных «окон» питания по преобладающим ионам наиболее часто принадлежат к числу хлоридно-натриевых или хлоридно-сульфатно-натриевых вод. По-видимому, это объясняется высокой концентрацией и преобладанием NaCl в поровом растворе глинистых и суглинистых хвалыньских отложений, весьма медленно в процессе диффузного выщелачивания отдающих хлориды натрия и переходящих в водоносный горизонт.

Таким образом, процесс преобразования солевого состава грунтовых вод районов западной части территории междуречья Волга—Урал, поднимающихся в новейшее время, направлен в сторону обратной метаморфизации, ведущей к опреснению грунтовых вод, и сводится к постепенному растворению гипса, перераспределению карбонатов, обменной десорбции натрия и диффузному выщелачиванию хлоридов натрия. Метаморфизация, однако, не является глубокой, поскольку гипсовые горизонты в разрезе почво-грунтов этих районов подняты высоко к поверхности земли, содержание гипса достигает нескольких процентов, а поровые растворы, судя по данным водных вытяжек, еще весьма богаты воднорастворимыми солями.

Практически почти совсем не метаморфизованы ни в прямом, ни в обратном направлениях грунтовые воды опущенных в постхвалыньское время площадей лиманно-сорového и восточ-

ной части падинно-лиманного районов. Хлоридно-магниево-водные этих районов по химическому типу отвечают каспийской воде и близки к ней по соотношению отдельных ионов (см. табл. 7). Отличие сводится лишь к величине минерализации воды, более высокой у грунтовых вод, которые благодаря этому характеризуются повышенным относительным содержанием хлора, пониженным — сульфатного иона и пр. По-видимому, процесс концентрирования остаточных вод морского генезиса, имевший место по всей территории после регрессии хвалынского Каспия, по своей интенсивности оказался здесь недостаточным для преобразования вод в прямом направлении. Дифференциация рельефа довольно скоро привела к опусканию зеркала грунтовых вод ниже критической глубины, вследствие чего резко уменьшилось испарение и появилась тенденция к разбавлению вод, т. е. метаморфизации их в обратном направлении. Но и эта тенденция пока еще не получила широкого развития, так как сказалась на изменении типа основного гидрохимического «поля» грунтовых вод лишь на отдельных небольших участках. Процессы концентрирования вод, с одной стороны, и разбавления, с другой, из-за расчленения рельефа очень четко локализовались — первый в сорых котловинах, второй — в «окнах» питания, но протекают они большей частью без изменения химического типа вод в сорах и ведут к сравнительно неглубокому преобразованию их в падинах и лиманах. Для последних характерен преимущественно сульфатно-натриевый тип вод, так как почво-грунты их еще не отмыты от гипса.

Таким образом, в пределах суглинистой равнины рассматриваемой полосы Северного Прикаспия по особенностям гидрохимического режима, установившегося после отступления хвалынского Каспия, выделяется два типа районов.

Восточные районы занимают наиболее низкое положение в современном рельефе, характеризуются слабо выраженной дифференциацией рельефа и небольшой амплитудой его. Водовмещающие породы представлены преимущественно суглинистыми, супесчаными и глинистыми разностями. Концентрирование вод морского генезиса отличалось большой интенсивностью и привело к метаморфизации вод в прямом направлении. В современный этап развития происходит очень слабое разбавление вод, практически еще никак не успевшее сказаться на изменении типа вод основного гидрохимического «поля».

Западные районы занимают повышенное положение в современном рельефе, характеризуются четко выраженной дифференциацией рельефа и сравнительно большой амплитудой его. Водовмещающие породы представлены главным образом супесчаными и песчаными разностями. Концентрирование вод морского генезиса, по-видимому, не отличалось большой интенсивностью, вследствие чего метаморфизация в прямом направлении не выражена. В современный этап развития по особенно-

стям режима выделяется два подтипа районов: а) поднимающиеся в новейшее время — грунтовые воды их метаморфизируются в обратном направлении, причем преобразование вод отвечает «гипсовой стадии», б) опускающиеся в новейшее время — грунтовые воды их испытывают лишь тенденцию к метаморфизации в обратном направлении.

Особое место среди грунтовых вод рассматриваемой территории занимают воды района сплошного развития песков, который лежит в пределах богардайской террасы Каспия и вышел из-под уровня моря в конце второй половины хвалынского века, т. е. значительно позже, чем суглинистая равнина. В послехвалынское время, как известно, в Прикаспийской низменности установился весьма жаркий, засушливый климат, так что, очевидно, процессы испарения и концентрирования седиментационных вод должны были привести к формированию высокоминерализованных грунтовых вод. Однако никакого следа соляных вод на площади песчаного массива Нарын не сохранилось, хотя уровень грунтовых вод на многих участках даже в современную эпоху располагается здесь выше критического. Пресные или слабосоленоватые воды массива Нарын, принадлежащие к содовому типу, характеризуются своеобразной формой залегания: они окружены соляными водами со стороны суглинистой и песчаной равнин. На фоне соляных вод зеркало их образует отчетливый купол, и проникают они на довольно большую глубину. По особенностям залегания они аналогичны водам «крупных песчаных линз», описанных В. Н. Куниным (1959) в Туркмении и в южной части Прикаспийской низменности. Загадка формирования и питания таких линз еще не может считаться разгаданной, хотя о линзах с неглубоким залеганием зеркала вод Кунин пишет, что «инфильтрационное питание их является наиболее вероятным». Но даже если принять инфильтрационное питание Нарынской линзы, неясно, каким образом в условиях в общем слабодренированных областей внутреннего стока Прикаспийской низменности, еще совсем недавно покрывавшихся водами моря, могла образоваться столь пресная линза грунтовых вод сравнительно большой мощности. Ведь к югу от этой линзы, также в песках, залегают соляные и даже рассольные воды!

Рассматривая проблему формирования пресных вод массива Нарын, следует прежде всего учитывать геологическую историю этого участка. По мнению Т. Ф. Якубова (1951), которое мы разделяем, он принадлежит к дельтовой области древней реки, возможно Праволги. По-видимому, аллювиальные воды дельты, «погребенные» в ее наносах, отвечавшие по составу и величине минерализации воде Волги, составляют основу грунтовых вод песчаного массива Нарын. От того времени, когда там проходила река, и до современной эпохи эти воды частично разгрузились, частично смешались с инфильтрационными вода-

ми и метаморфизовались, причем направление метаморфизации определилось литологическим составом водовмещающих пород и «питающей» ролью песчаного массива. По данным Л. Г. Гаеля (1952), в минералогии песков главная доля принадлежит зернам кварца, составляющим 90—98%, остальные 2—10% приходятся на окислы железа, гранат, дистен, роговую обманку и полевые шпаты. От воднорастворимых солей пески, участвующие в строении гряд, промыты практически полностью; приносятся эти соли (главным образом сульфаты и хлориды натрия) вместе с атмосферными осадками, содержащими, по указанию Гаеля, 0,1—0,16 г/кг растворенных солей. Однако не они определяют химический тип грунтовых вод песчаного массива. Наиболее пресные воды, содовые по типу и гидрокарбонатно-кальциевые по преобладающим компонентам, формируются в грядах, через которые происходит питание грунтовых вод. Очевидно, источником соды здесь служат полевые шпаты, разлагающиеся по схемам (9, 10) и дающие, кроме соды, еще и карбонаты кальция. Нет основания связывать образование соды с процессами обменной десорбции натрия, поскольку кварцевые пески обладают весьма низкой емкостью поглощения. Также, по-видимому, нельзя объяснять преобладание гидрокарбонатов кальция в составе вод непосредственным выщелачиванием их из песков, поскольку, по нашим данным и по указанию Гаеля, пески практически лишены карбонатов, так как совсем не вскипают с HCl.

Местный сток грунтовых вод песчаных гряд направлен к ашикам, где благодаря испарению с зеркала вод и транспирации растительностью происходит концентрирование воды. Слегка увеличивается минерализация, тип сохраняется содовым, и содовыми становятся воды по преобладающим компонентам вследствие того, что карбонаты кальция выпадают в твердую фазу, образуя скопления извести над водоносным горизонтом в виде журавчиков, примазок и пр., а в растворе возрастает содержание карбонатов натрия. Так как пески ашиков обладают заметной глинистостью, в них возможны реакции обменной десорбции натрия, идущие по схеме (7). Наиболее интенсивно процесс испарения с зеркала вод выражен в озеровидных «блюдцах», являющихся местными базисами эрозии грунтовых вод; однако тип вод в них также сохраняется содовым, и иногда даже преобладающими солями оказываются нормальная или двууглекислая соды.

Таким образом, в пределах песчаной равнины благодаря особенностям геологического развития той части ее, которая являлась областью древней дельты, процесс преобразования грунтовых вод, начавшийся еще на стадии формирования дельты, привел к глубокому и интенсивному промыву пород. В современный этап развития из-за изоляции этой дельты от области внешнего стока и дифференциации рельефа наметилась тен-

денция к концентрированию вод и метаморфизации их в прямом направлении. Однако тенденция эта еще не получила достаточного развития, так как воды всех степеней минерализации являются аналогичными по химическому типу.

Сопоставляя между собой, с точки зрения особенностей гидрохимического режима, две равнины — суглинистую и песчаную, нетрудно убедиться, что грунтовые воды их с конца хвалынского века и до наших дней пережили неодинаковую историю: в пределах суглинистой равнины процесс преобразования вод в общем шел от концентрирования к разбавлению, в пределах песчаной — от разбавления к концентрированию. В связи с этим нельзя не согласиться с Е. В. Посоховым (1962), полагающим, что засоление на территории суглинистой равнины неверно относить к категории континентального, поскольку оно обязано солям морского происхождения; в то же время солончаки района сплошного развития песков являются типичным примером засоления континентального типа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал, характеризующий особенности химического состава и историю формирования грунтовых вод областей внутреннего стока Северного Прикаспия, позволяет сделать следующие краткие выводы, имеющие, по-видимому, значение не только применительно к Прикаспийской низменности:

1. В условиях аридного климата преобразование седиментационных вод молодых осадочных отложений происходит в результате процессов концентрирования или разбавления, причем могут формироваться все основные генетические типы (по химическому составу) подземных вод. Наблюдения показывают, что при концентрировании метаморфизация в прямом направлении, ведущая к формированию хлоридно-кальциевых вод, возможна лишь при наличии определенных скоростей горизонтального перемещения вод и практически отсутствует там, где воды являются неподвижными или почти неподвижными. Распространяя этот вывод на подземные воды гидрогеологически закрытых структур, характеризующиеся очень малой подвижностью, очевидно, нельзя считать, что высокая метаморфизация их обязана «глубинности обстановки формирования» (Сулин, 1945). Скорее всего они образуются на поверхности (аридные условия) или близко к поверхности (эпиконтинентальные моря), а затем уже при нисходящих движениях земной коры оказываются погруженными на большую глубину.

2. Формирование химического состава грунтовых вод как равнинных, так и горных областей (Самарина, 1961а, 1961б) расшифровывается только с учетом комплекса факторов, оказывающих на них непосредственное влияние. Факторы

делятся на две группы: а) геологические, отражающие влияние на грунтовые воды палеогеографической обстановки формирования водовмещающего пласта, б) физико-географические, отражающие главным образом влияние истории формирования рельефа. На примере Прикаспийской низменности весьма отчетливо выступает роль обеих групп факторов, причем влияние рельефа, его макро-, мезо- и микроформ выражено исключительно отчетливо. Недооценка рельефа при систематизации гидрогеологических и гидрохимических данных делает систематизацию односторонней и не дает возможности рассматривать формирование грунтовых вод с учетом новейшей истории развития района.

3. Выделение водоносных горизонтов или комплексов по литолого-стратиграфическому принципу среди грунтовых вод горных и равнинных территорий, принятое большинством гидрогеологов и положенное в основу при гидрогеологическом картировании и составлении карты (Методические указания ВСЕГЕИГЕО, 1960), является односторонним, поскольку отражает связь вод только с вмещающими породами и ни в какой мере не учитывает рельеф. В то же время накопленные в настоящее время материалы детальных гидрогеологических исследований территории Советского Союза позволяют отражать на картах качественные и количественные параметры грунтовых вод, выявленные с учетом всех основных как геологических, так и физико-географических факторов. Эти материалы уже не уместятся в тесные рамки «официальной» методики картирования и заставляют ставить вопрос о ее пересмотре и разработке новых принципов.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А. 1948. Общая гидрохимия. Л., Гидрометеиздат.
- Александров В. А. 1932. Классификация минеральных вод. Сб.: Основы курортологии, т. I. Гос. изд. биол. и мед. лит.
- Богданов А. А. 1934. Соляные купола Нижнего Заволжья. Бюлл. Моск. о-ва исп. прир., т. XII, вып. 3.
- Большаков А. Ф. 1937а. Исследования Джаныбекского стационара. Тр. ком. по ирриг., сб. 10. Изд. АН СССР.
- Большаков А. Ф. 1937б. Почвы и микрорельеф Каспийской низменности. Сб.: Солонцы Заволжья, вып. VII. Изд. АН СССР.
- Бунеев А. Н. 1956. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. Медгиз.
- Валяшко М. Г. 1939. Естественная классификация соляных озер по химическому составу их рассолов. Журн. прикл. химии, 22, вып. 7. Госхимиздат.
- Валяшко М. Г. 1952а. Классификационные признаки соляных озер. Тр. ВНИИ галургии, вып. XXIII. Госхимиздат.
- Валяшко М. Г. 1952б. Экспериментальное исследование процессов метаморфизации. Тр. ВНИИ галургии, вып. XXIII. Госхимиздат.
- Валяшко М. Г. 1954. Общие закономерности формирования химического состава природных вод. Гидрохимические материалы, вып. XXI. Изд. АН СССР.
- Валяшко М. Г. 1955. Основные химические типы природных вод и условия их образования. ДАН СССР, т. 102, № 2.
- Валяшко М. Г. 1962а. О роли морской воды в формировании химического состава природных вод осадочной толщи. «Геохимия», № 2. Изд. АН СССР.
- Валяшко М. Г. 1962б. Закономерности формирования месторождений солей. Изд. МГУ.
- Виноградов А. П. 1944. О хлорбромном коэффициенте. ДАН СССР, т. 44, № 2.
- Владимиров Н. М., Н. Ф. Федин. 1954. Условия формирования минерализации грунтовых вод песчаных массивов Северного Прикаспия. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 18.

- Гаель А. Г. 1937а. Рецензия на статью В. И. Точилова «Гора песчаная Кумтор-Кале как естественный конденсатор». Изд. Гос. географ. о-ва, т. 69, вып. 6.
- Гаель А. Г. 1937б. Рецензия на статью Мельникова «О конденсации в почве паров воды из атмосферы». Изд. Гос. геогр. о-ва, т. 69, вып. 6.
- Гаель А. Г. 1938. Некоторые особенности водного режима почво-грунтов в песчаных пустынях. Изд. Гос. геогр. о-ва, т. 10, № 4—5.
- Гаель А. Г. 1952. Облесение бугристых песков засушливых областей. Изд. АН СССР.
- Гармонов И. В. 1952. Прикаспийская низменность. Сб.: Краткое гидрогеологическое описание территории полезационного лесонасаждения Европейской части СССР. Госгеолиздат.
- Гармонов И. В. 1958. Грунтовые воды степных и лесостепных районов Европейской части СССР и их гидрохимическая зональность. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVII. Изд. АН СССР.
- Геллер С. Ю. и В. Н. Кунин. 1933а. О происхождении современных песчаных накоплений. ДАН СССР, № 4.
- Геллер С. Ю. и В. Н. Кунин. 1933б. О происхождении грядовых песков. ДАН СССР, нов. сер., № 2.
- Герасимов И. Г. 1951. Географические наблюдения в Прикаспии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.
- Гричук В. П. 1953. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений. Страт. четв. отл. и новейшая тект. Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР.
- Доскач А. Г. 1948. Основные этапы развития идей о рельефе песчаных пустынь. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39.
- Доскач А. Г. 1956. О генезисе рельефа Волго-Уральского междуречья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 69.
- Духанина В. И. 1958. Некоторые общие закономерности зональности формирования грунтовых вод на Русской равнине. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Жуков М. М. 1937. Геоморфология Северо-Западного Прикаспия. Бюлл. Моск. о-ва исп. прир., отд. геол., т. XV (3).
- Жуков М. М. 1945. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Изд. АН СССР.
- Зайцев И. К. 1958. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР. Бюлл. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, № 1.
- Зайцев И. К. 1961. Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод. Материалы поисковой гидрогеологии. Изд. ВСЕГЕИ.
- Кабанов А. С. 1938. Гидрогеологические наблюдения в условиях лесонасаждений Прикаспийской пустыни. Уч. зап. ЛГУ, № 26.
- Каменский Г. Н. 1952. Вопросы гидрохимического режима районов оросительных систем Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Каменский Г. Н. 1958. Вопросы формирования подземных вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Каменский Г. Н., И. В. Гармонов и др. 1960. Грунтовые воды Прикаспийской низменности и их режим. Изд. АН СССР.
- Климатические данные для государственной защитной лесной полосы. 1950. Гора Вишневая—Чкалов—Уральск—Каспийское море. Гидрометиздат.
- Климатические данные для междуречья Волги и Урала. 1951. Под редакцией Сапожниковой. Гидрометиздат.
- Ковда В. А. 1934. Современные формы засоления почв в Заволжье. Сб.: Проблемы Волго-Каспия, вып. 1, Изд. АН СССР.

- Ковда В. А. 1947. Происхождение и режим засоленных почв, т. I и II. Изд. АН СССР.
- Ковда В. А. 1950. Почвы Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР.
- Ковда В. А. и Н. Н. Лебедев. 1933. К новейшей истории Каспийской равнины. ДАН СССР, № 1.
- Косыгин Ю. А. 1950. Соляная тектоника платформенных областей. Гостехиздат.
- Косыгин Ю. А. 1953. Тектоника западной части Прикаспийской впадины. Страт. четв. отл. и новейшая тект. Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР.
- Кротова В. А. 1957. Роль гидрогеологических факторов в образовании, сохранении и разрушении нефтяных залежей. Тр. ВНИГРИ, вып. 103.
- Кротова В. А. 1960. Фактор времени в формировании химического состава подземных вод. Тр. ВНИГРИ, вып. 155.
- Кулаков И. В. 1955. Условия формирования солевого состава подземных вод. Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, сер. геол., т. 46.
- Кунин В. Н. 1959. Местные воды пустынь и вопросы их использования. Изд. АН СССР.
- Курнаков Н. С. 1917. Магниеые озера Перекопской группы. Изд. Росс. АН.
- Лавров А. П. и В. Е. Сочеванов. 1938. Об изучении водного режима в песчаной полупустыне. «Метеорология и гидрология», № 5.
- Ланге О. К. 1958. Региональные закономерности формирования грунтовых вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Лебедев Н. Н. 1934. Эрозионные циклы Заволжья. Сб.: Проблемы Волго-Каспия, вып. 1. Изд. АН СССР.
- Личков Б. Л. 1958. Формирование подземных вод и единство природных вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Ломтадзе В. Д. 1958. Роль процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Мельников В. 1937. О конденсации в почве паров воды из атмосферы. «Метеорология и гидрология», № 4—5. Гидрометиздат.
- Мещеряков Ю. А. 1951. Об отражении в рельефе Русской равнины антиклинальных структур типа валов и куполов. ДАН СССР, т. 19, № 2.
- Мещеряков Ю. А. 1952. К геоморфологии района Саратовских дислокаций. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 1, № 6.
- Мещеряков Ю. А. 1953. Новейшая тектоника Северного Прикаспия. Страт. четв. отл. и новейшая тект. Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР.
- Мещеряков Ю. А. и М. П. Брицына. 1954. Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности. Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М., Изд. АН СССР.
- Мозесон Д. Л. 1952. Первые итоги изучения микрорельефа комплексной степи северо-западной части Прикаспийской низменности. Тр. комплексной науч. экспедиции по вопросам полезащитного лесоразведения, т. 2, вып. 3. М., Изд. АН СССР.
- Мозесон Д. Л. 1956. Основные типы западного микрорельефа Волго-Уральского междуречья и его генезис. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 69.
- Неволин Н. В. 1951. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гостехиздат.
- Охотин В. В. 1937. Физические и механические свойства грунта в зависи-

- мости от их минералогического состава и степени дисперсности. Изд. Гушосдора.
- Посохов Е. В. 1962. Теория метаморфизации природных вод и генезис глубинных рассолов хлоркальциевого типа. Тр. Новочерк. политехн. ин-та, т. 128. Изд. НИИ.
- Посохов Е. В., П. В. Гордеев. 1962. Гидрохимия грунтовых вод Черных земель. Тр. Новочерк. политехн. ин-та, т. 128. Изд. НИИ.
- Приклонский В. А. 1948. Некоторые закономерности формирования грунтовых вод засушливых областей Тр. лабор. гидрог. пробл., т. I. Изд. АН СССР.
- Приклонский В. А. 1958. Основные вопросы экспериментальных исследований при изучении формирования подземных вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Приклонский В. А., И. М. Горькова и др. 1956. Инженерно-геологические особенности хвалыньских глинистых пород в связи с условиями их формирования. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XIII. Изд. АН СССР.
- Распопов М. П. 1956. Мелиоративно-гидрогеологическое районирование северной части Прикаспийской низменности — междуречья Волги и Урала. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 20.
- Распопов М. П. 1961. Природные рассолы Прикаспийской впадины. Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 61.
- Роде А. А. 1935. Опытная установка для определения величины испарения грунтовых вод и количества осадков, достигающих их уровня. «Почвоведение», № 2. Изд. АН СССР.
- Роде А. А. 1939. По поводу статьи А. Ф. Следнева «О приборе А. А. Роде». «Почвоведение», № 11. Изд. АН СССР.
- Роде А. А. 1953. К вопросу о происхождении микрорельефа Прикаспийской низменности. Вопр. геогр., сб. 33. Изд. АН СССР.
- Саваренский Ф. П. 1950а. Роль лиманов в гидрогеологии Заволжских степей. Избр. соч. Ф. П. Саваренского. Изд. АН СССР.
- Саваренский Ф. П. 1950б. Гидрогеологический очерк Заволжья. Избр. соч. Ф. П. Саваренского. Изд. АН СССР.
- Самарина В. С. 1958. Гидрохимическое опробование подземных вод. Изд. ЛГУ.
- Самарина В. С. 1959а. К методике составления гидрогеологической карты. Труды III Всесоюзн. гидролог. съезда. Гидрометеиздат.
- Самарина В. С. 1959б. Особенности химической дифференциации грунтовых вод под отдельными элементами рельефа Прикаспийской низменности. Научные доклады высшей школы, сер. геол. наук, № 1. Изд. «Советская наука».
- Самарина В. С. 1961а. О гидрогеологическом районировании Таджикской депрессии. Вестник ЛГУ, № 12.
- Самарина В. С. 1961б. К вопросу о методике составления гидрогеологической карты. Вестник ЛГУ, № 6.
- Самарина В. С. 1962а. Гидрохимическая характеристика подземных вод неогеновых отложений Ферганской впадины. Сб. статей по вопросам гидрог. и ниж. геол. Изд. МГУ.
- Самарина В. С. и др. 1962б. К вопросу о формировании солевого состава подземных вод некоторых регионов Средней Азии. Вестник ЛГУ, № 12.
- Сергеев В. А. 1937. Грунтовые воды Прикаспийских и Приаральских полупустынь. Изд. ЛГУ.
- Сергеев В. А. 1938. Гидрохимические исследования бассейна соленых грязей Хаки-Урдинского района. Уч. зап. ЛГУ, № 26.

- Силин-Бекчурин А. И. 1952. Гидрохимическая зональность подземных вод Прикаспийской синеклизы. Изд. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Силин-Бекчурин А. И. 1956. К вопросу формирования химического состава грунтовых вод в аридных областях. Уч. зап. МГУ, вып. 176.
- Следнев А. Ф. 1939. О приборе А. А. Роде. «Почвоведение», № 11. Изд. АН СССР.
- Сочеванов В. Е. 1938а. Результаты наблюдения над влагообменом и конденсацией водяных паров в песках. Тр. гос. гидрогеол. ин-та АН СССР, вып. 7.
- Сочеванов В. Е. 1938б. Обзор основных исследований по конденсации водяных паров в почве. Тр. Гос. гидрогеол. ин-та АН СССР, вып. 7.
- Сочеванов В. Е. 1938в. Конденсация в песках Прикаспийской низменности и методика ее определения. Сб. Гос. гидрогеол. ин-та АН СССР, № 1.
- Сочеванов В. Е. и Д. И. Лавров. 1938. Об изучении водного режима в песчаной полупустыне. «Метеорология и гидрология», № 5. Гидрометеониздат.
- Сочеванов В. Е. 1939. Формы почвенной конденсации. «Метеорология и гидрология», № 12. Гидрометеониздат.
- Сулин В. А. 1946. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостехиздат.
- Тагеева Н. В. 1955. Экспериментальные исследования по изучению происхождения пластовых хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов. Вопросы изучения подземных вод и инж. геол. процессов. Изд. АН СССР.
- Тагеева Н. В. 1958. К вопросу об основных геохимических типах подземных вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Тагеева Н. В., М. М. Тихомирова. 1957. Некоторые черты раннего диагенеза осадков северо-западной части Черного моря. ДАН СССР, т. 112, № 3.
- Тихомирова М. М., Н. В. Тагеева. 1958. Экспериментальное геохимическое изучение формирования типов подземных вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Толстой М. Л. 1958. О подземных водах морского происхождения. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Тугаринов В. В. и Н. П. Масалитин. 1938. Конденсация водяных паров. «Метеорология и гидрология», № 8. Гидрометеониздат.
- Федин Н. Ф. 1958. Формирование химического состава подземных вод. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.
- Федорович Б. А. 1940а. Некоторые основные положения о генезисе и развитии рельефа песков. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 6.
- Федорович Б. А. 1940б. Роль ветра в формировании песчаного рельефа пустынь. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 3б.
- Федорович Б. А. 1948. Происхождение и формирование песчаного рельефа пустынь. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39.
- Филатов К. В. 1948. О графическом изображении химических анализов. Тр. лабор. гидрог. пробл. АН СССР, т. III.
- Фридлянд В. М. 1953. Соляные купола и засоление почв Прикаспийской низменности. Вопр. геогр., сб. 33. Географиздат.
- Ходьков А. Е. 1959. О формировании подземных вод седиментационного происхождения. Тр. ВНИИГа, вып. XXXV.
- Ходьков А. Е. 1962. О динамике подземных вод уплотняющихся морских осадочных толщ и ее структурообразующей роли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Чихелидзе С. С. 1958. К вопросу о содообразовании в подземных водах. Тр. лабор. гидрог. пробл., т. XVI. Изд. АН СССР.

Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 2 (6). Изд. АН СССР.

Щукарев С. А., О. М. Косман. 1937. Содообразование путем обменной адсорбции. Сб. физ.-хим. минер. вод и лечебн. грязей. Биометиздат.

Эвентов Я. С. 1951. К вопросу о геотектонической структуре Северного Прикаспия. Тр. Моск. филиала Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 2.

Якубов Т. Ф. 1940. Некоторые данные о минералогическом составе песков Каспийской низменности в связи с вопросом их генезиса. «Почвоведение», № 6. Изд. АН СССР.

Якубов Т. Ф. 1951. Опыт облесения и закрепления песков Северного Прикаспия. Изд. АН СССР.

---

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Особенности рельефа и геоморфологическое районирование . . . . .	6
Геологическое строение и новейшая тектоника . . . . .	21
О химической классификации вод . . . . .	28
Особенности химической дифференциации грунтовых вод под отдельными элементами рельефа . . . . .	34
Характеристика засоленности грунтов под отдельными элементами рельефа . . . . .	50
Гидрохимическое районирование . . . . .	59
Условия питания и дренирования грунтовых вод . . . . .	73
О формировании химических типов грунтовых вод . . . . .	79
Заключение . . . . .	107
Литература . . . . .	109



*Самарина Вера Сергеевна*

**Формирование химического состава  
подземных вод**

(На примере Прикаспийской низменности)

Редактор *Н. П. Скорынина*

Техн. редактор *Л. И. Киселева*

Корректор *В. К. Измайлович*

---

Сдано в набор 14 VI 1963 г. М 52820.

Подписано к печати 31 X 1963 г.

Уч.-изд. л. 7,68. Печ. л. 7,25. Бум. л. 3,62.

Формат бум. 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Тираж 1300 экз. Заказ 536. Цена 54 к

---

Типография ЛОЛГУ. Ленинград,  
Университетская наб., 7/9.

### ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
41 95 96	2 снизу 8 21 сверху	1 г/кг H <sub>2</sub> O H <sub>2</sub> O	3 г/кг 2H <sub>2</sub> O 2H <sub>2</sub> O

Зак. 536.

54 к.

15

17131

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛЕНИНГРАДСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА  
1 9 6 3