26
Ам 712

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ГИДРОХИМИЯ и ГИДРОТЕРМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАЗАХСТАНА

3

АЛМА-АТА • 1969

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ. ТОМ 3

06
К и 712
g

ГИДРОХИМИЯ И ГИДРОТЕРМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАЗАХСТАНА

Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1969

06+551.48(06)+551.49

В сборнике рассмотрены закономерности обогащения и миграции макро- и микрокомпонентов в подземных водах наиболее перспективных горнорудных и нефтяных районов республики, направления изменения их химического и газохимического состава, установлены ореолы рассеяния рудных компонентов и зоны влияния нефтегазовых залежей и на этой основе разработаны гидрогеохимические критерии поисков различных типов месторождений в специфических условиях Казахстана. Определены размещение термальных и минеральных вод, главнейшие источники образования тепла в основных глубоких впадинах Казахстана, их ресурсы и пути использования в народном хозяйстве.

Книга рассчитана на широкий круг гидрогеологов, геологов и работников водохозяйственной и газовой промышленности.

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

доктор геолого-минералогических наук Ж. С. СЫДЫКОВ,
кандидат геолого-минералогических наук В. С. ЖЕВАГО.

169686

Республиканская научная сельскохозяйственная БИБЛИОТЕКА

2—9—2
24—68 м

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.8

Ж. СЫДЫКОВ

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА

Западный Казахстан (Уральская, Актюбинская и Гурьевская области) площадью более 710 тыс. $км^2$ — один из важных экономических районов республики, где сосредоточены разнообразные природные богатства, обеспечивающие интенсивное развитие нефтедобывающей, химической, горнорудной промышленности и различных отраслей народного хозяйства. В то же время он находится в засушливых климатических условиях с ограниченными и крайне неравномерно распределенными по площади ресурсами поверхностных вод, пригодных для водоснабжения, обводнения и орошения. В таких условиях нормальное развитие экономики территории во многом зависит от выявления и рационального использования ресурсов подземных вод.

Природные условия Западного Казахстана весьма сложны. На северо-западе расположена обширная слаборасчлененная Прикаспийская низменность с сильно засоленными, бедными растительностью почвами, образовавшимися после отступления каспийских трансгрессий. К востоку и северо-востоку от нее поднимаются предсыртовые возвышенности и Предуральское плато, а далее — Урало-Мугоджарский горный массив, отличающиеся более влажными климатическими условиями, относительно частой расчлененностью рельефа и хорошей промытостью пород. К востоку и югу от Мугоджар простираются равнины тургайских и североаральских пустынь и полупустынь, а к юго-западу от последних — обширное плато Устюрт и горно-островные равнины Мангышлака, которые наиболее бедны поверхностными водами. Если в Урало-Мугоджарском и отчасти Мангышлакском горных массивах допалеозойские и палеозойские метаморфические, интрузивные, дислоцированные вулканогенные и осадочные породы складчатого фундамента выходят на дневную поверхность, то в межгорных, предгорных и обширных платформенных прогибах они перекрыты осадочными образованиями мощностью от 0,5—1,0 *км* (Тургай и Северное Приаралье) до 15—17 *км* (Прикаспийская впадина и Южноуральский периклинальный прогиб). В толще этих пород, образовавшихся в различных частях Западного Казахстана и в разном структурно-тектоническом плане, заключены многочисленные коллекторы подземных вод.

Как указывал Г. Н. Каменский (1958), основными источниками образования подземных вод всегда были и остаются сейчас инфильтрационные атмосферные и речные воды, воды древних морей, лагун и прочих водоемов, а также воды, возникшие в результате метаморфиза-

ции пород, дегидратации минералов, разложения органических веществ и т. п. Не вдаваясь в подробности последовательной смены генетических типов вод в процессе длительной геологической истории, отметим лишь, что современное пространственное распределение подземных вод и их количественные и качественные показатели — это следствие многих факторов. Главные из них — физико-географические, геолого-структурные и палеогидрогеологические условия, гидродинамическая обстановка и физико-химические процессы. Рассмотрим лишь два основных аспекта формирования подземных вод, представляющих наибольший практический интерес при их поисках и использовании: а) образование водной массы и б) формирование химического состава.

Образование водной массы, т. е. восполнение ресурсов подземных вод, наиболее легко происходит в водоносных горизонтах, выходящих на дневную поверхность или залегающих под покровом водопроницаемых образований, где имеются благоприятные условия для непосредственной инфильтрации атмосферных осадков и местами поверхностных вод. В нижних водоносных горизонтах, перекрытых слабопроницаемыми пластами, питание подземных вод осуществляется не на всей площади их распространения, а только в краевых частях впадин и обширных платформенных прогибов. В таких водоносных горизонтах вследствие недостаточного поступления атмосферной влаги и поверхностных вод, а также медленного их перемещения развиваются преимущественно малоподвижные напорные воды с повышенной и высокой минерализацией. Указанные случаи формирования подземных вод, как результат различного взаимодействия водоносных коллекторов с инфильтрационной водой атмосферного происхождения, свидетельствуют о разнообразии процессов образования водной массы в разных гидродинамических зонах.

ПИТАНИЕ ГРУНТОВЫХ ВОД И ФОРМИРОВАНИЕ ИХ РЕСУРСОВ

Грунтовые воды Западного Казахстана, связанные с широко распространенными, неодинаковыми по литолого-фациальному составу и неглубоко залегающими (чаще всего на глубинах 5—30 *м*) водоносными горизонтами, в основном доступны прямому воздействию климатических и гидрологических факторов, которые непосредственно способствуют их формированию. Пополнение и расходование грунтовых вод в зависимости от гидрогеологических свойств водоносных коллекторов, геологических, геоморфологических и климатических условий в различных частях Западного Казахстана протекают по-разному. Эти различия должны учитываться при рассмотрении условий питания и формирования грунтовых вод по отдельным, отличным друг от друга природным гидрогеологическим районам, к которым относятся Урало-Мугоджарская горноскладчатая область, Прикаспийская, Арало-Тургайская и Мангышлакско-Устюртская системы впадин.

Урало-Мугоджарская горноскладчатая область. Мелкосопочные равнины Южного Уралтау и Мугоджар (общая площадь более 45 тыс. *км*^{2}) с всхолмленным, местами сильно расчлененным низкогорным рельефом находятся в наилучших условиях питания и восполнения ресурсов грунтовых вод. Здесь все породы, участвующие в геологическом строении, выходят на дневную поверхность или покрыты незначительным чехлом водопроницаемых образований и обладают частой региональной трещиноватостью, а местами и закарстованностью. Такие условия способствуют интенсивному просачиванию в во-

доносные горизонты атмосферных осадков и поверхностных вод в руслах рек и их притоках.

Среднегодовое количество атмосферных осадков, выпадающих в районе, изменяется от 220 до 400 *мм*, а суммарное их количество, т. е. общий фонд атмосферной влаги, за счет которой восполняются ресурсы подземных вод, достигает 13 млрд. $м^3$ в год. Из них около 2 млрд. $м^3$, или в различные по водности годы от 0,82 до $4{,}35 \cdot 10^9$ $м^3$, идет на образование поверхностного стока рек, который наряду с инфильтрацией атмосферных осадков вторично участвует в питании грунтовых вод района.

Определенная часть указанного объема атмосферной влаги просачивается в почво-грунты и способствует восполнению ресурсов грунтовых вод. Средняя величина просачивания, по данным Главного управления гидрометслужбы при Совете Министров СССР (Агроклиматические и водные ресурсы, 1955), на рассматриваемой территории варьирует от 40 *мм* на юге до 70 на севере, т. е. суммарная величина инфильтрационной влаги составляет 2,5 млрд. $м^3$. Из этого количества уровня грунтовых вод достигает только часть инфильтрационной влаги, поскольку другая ее часть расходуется на промачивание слоя пород в зоне аэрации и на внутригрунтовое испарение. Долю атмосферных осадков и поверхностных вод, идущих непосредственно на питание грунтовых вод района, можно определить исходя из величин подземного стока.

Исследования, проведенные в последние годы Институтом гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР (Ахмедсафин, Сыдыков и др., 1964; Сыдыков, 1966) по установлению стока подземных вод в Западном Казахстане, показали, что на питание грунтовых вод района затрачивается в среднем в год от 2 до 11% выпадающих здесь атмосферных осадков, или от 1,5 до 42 *мм* слоя атмосферной воды. Наиболее интенсивное питание происходит на площади распространения сильно трещиноватых и раскрытых осадочно-вулканогенных, интрузивных пород среднего палеозоя, слагающих сильно расчлененные элементы мелкосопочного и низкогорного рельефа. На севере, в Сакмарской зоне Южного Уралтау, где условия наиболее благоприятны для просачивания атмосферной влаги, модуль подземного стока по меженному стоку рек и расходу родников, не связанных с реками, в среднем составляет около 1,32 *л/сек* с 1 $км^2$ (Сыдыков, 1966). К югу он уменьшается и в Западных Мугоджарах равняется 0,7 *л/сек* с 1 $км^2$. На восточном склоне Мугоджар, в Иргизской зоне, где осадочно-вулканогенные породы слабо обнажены и нередко перекрыты значительной толщей глинистых образований, модуль подземного стока не превышает 0,15—0,18 *л/сек* с 1 $км^2$ площади водоносного горизонта. Зная средние значения модуля подземного стока, можно определить суммарную величину восполняемых ресурсов грунтовых вод на площади развития осадочно-вулканогенных пород Урало-Мугоджарской горноскладчатой области (около 16 тыс. $км^2$), которая составляет 440 млн. $м^3$, или 14 $м^3/сек$.

Относительно повышенная величина инфильтрационного питания подземных вод — от 13 до 38 *мм* в среднем за год, или 0,4—1,2 *л/сек* с 1 $км^2$ — установлена также в сильно трещиноватых, местами закарстованных известняках, известковистых песчаниках и конгломерат-песчаниках пермотриаса и девоно-карбона краевых частей карбоновых мульд и Южного периклинального прогиба Уралтау. Общая сумма восполняемых ресурсов подземных вод в Урало-Мугоджарском районе (около 5 тыс. $км^2$) достигает 3 $м^3/сек$, или 95 млн. $м^3$ в год.

В водоносных горизонтах меловых и палеогеновых отложений грунтовые и отчасти субартезианские воды, по данным колебания их уровня в скважинах режимной сети, характеризуются среднегодовым слоем подземного стока от 8 до 18 *мм*, или значением модуля от 0,25 до 0,57 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Общая величина питания подземных вод на всей площади водоносных комплексов (около 1,5 тыс. *км*^{2}) достигает 18 млн. *м*^{3} в год, или около 0,6 *м*^{3}/*сек*.

Широкий диапазон изменения среднегодового количества инфильтрационного питания грунтовых вод, выражающийся среднегодовым слоем подземного стока от 1,5 до 38 *мм*, или его модулем от 0,05 до 1,2 *л/сек* с 1 *км*^{2}, наблюдается на различных участках речных долин описываемого района. Общее количество подземного стока по горизонту составляет почти 2 *м*^{3}/*сек*, или 63 млн. *м*^{3} в год.

В худших условиях питания находятся грунтовые воды водоносных горизонтов юрских отложений Орской группы депрессий, слабо обнаженных или перекрытых значительным покровом глинистых образований, и сильно метаморфизованных, уплотненных пород нижнего палеозоя и допалеозоя Уралтауской и Урало-Тобольской структурных зон. Здесь среднегодовой слой инфильтрационного питания, по расходу малых рек, родников и колебанию уровня вод в наблюдательных скважинах, изменяется от 4,7 до 6,3 *мм* в метаморфических породах и от 3 до 10 *мм* в юрских отложениях. С помощью этих данных можно определить общую величину стока грунтовых вод на всей площади рассматриваемых водоносных комплексов (около 18 тыс. *км*^{2}), т. е. ежегодное восполнение их ресурсов (140 млн. *м*^{3}, или 3,3 *м*^{3}/*сек*).

Таким образом, суммарная величина среднегодового объема подземного стока — количество просачивающихся до уровня грунтовых вод атмосферных осадков и поверхностных вод Урало-Мугоджарской горноскладчатой области — равняется 720 млн. *м*^{3}, или около 23 *м*^{3}/*сек* (см. табл.). Это количество инфильтрационной влаги составляет до 29% от общего объема просачивающихся в почво-грунт атмосферных осадков (2,5 млрд. *м*^{3}), или примерно 5,5% от среднегодового объема атмосферных осадков (13 млрд. *м*^{3}), выпадающих на всей территории района.

Прикаспийская система впадин. Плоские низменные равнины в центральной и увалисто-холмистые во внешней части Прикаспийской группы впадин, сложенные с поверхности различными генетическими типами осадков — от верхнетриасовых до современных образований, обусловливают крайне неодинаковые условия питания грунтовых вод. Здесь также основными источниками питания и восполнения ресурсов грунтовых вод являются атмосферные осадки, а в руслах рек и их притоках — поверхностные воды.

Среднегодовое количество атмосферных осадков в описываемом районе изменяется от 190—200 *мм* на юге до 350 *мм* на севере и северо-востоке, а общий среднегодовой объем атмосферной влаги составляет 100—115 млрд. *м*^{3}. Бóльшая часть этого объема вследствие крайней засушливости климата и дефицита влаги в атмосферном воздухе расходуется на испарение и транспирацию, а около 4 млрд. *м*^{3} идет на образование поверхностного стока. Определенная часть указанного объема тратится на питание подземных вод (в том числе грунтовых) и восполнение их ресурсов. Какая это часть — ориентировочно можно установить по данным исследования подземного стока основных водоносных комплексов района.

В Прикаспийской системе впадин, особенно в низменных центральных частях, широко развиты грунтовые воды водоносных гори-

Величины питания и восполнения естественных ресурсов грунтовых вод Западного Казахстана

Гидрогеологические районы и водоносные комплексы	Площадь, тыс. км²	Модуль стока, л/сек с 1 км²		Слой стока, мм		Общая величина питания	
		пределы	средневзвешенный	пределы	средневзвешенный	расход, м³/сек	объем стока, 10⁶ м³/год
I. Урало-Мугоджарский							
Аллювиальных четвертичных отложений	5	0,05—1,20	0,40	1,5—38	12,6	2,0	63
Терригенно-карбонатных пород мел-палеогена	1,5	0,25—0,57	0,38	8—18	12,0	0,6	18
Терригенных отложений средней юры	2	0,1—0,30	0,20	3—10	6,3	0,4	13
Преимущественно терригенных отложений средне-верхнего палеозоя	5	0,4—1,20	0,60	13—38	19,0	3,0	95
Осадочных и изверженных пород среднего палеозоя	16	0,15—1,32	0,87	4,7—42	27,5	14,0	440
Метаморфических пород нижнего палеозоя и допалеозоя	16	0,15—0,20	0,18	4,7—6,3	5,7	2,9	91
Итого	45,5	—	0,50	—	15,7	22,9	720
II. Прикаспийский							
Морских четвертичных отложений	140	0—0,4	0,10	0—13	3,0	13,5	425
Эоловых четвертичных отложений	50	0—0,4	0,15	0—13	4,8	7,7	240
Аллювиальных четвертичных отложений	25	0,3—1,5	0,80	10—50	25,0	20,0	630
Терригенных неогеновых, меловых, юрских и верхнетриасовых отложений	140	0,05—0,7	0,30	2—22	10,0	42,0	1320
Итого	355	—	0,23	—	7,3	83,2	2615
III. Приаральско-Тургайский							
Эоловых четвертичных отложений	9	0,1—0,6	0,3	3—19	10	2,7	90
Аллювиальных четвертичных отложений	5	0,05—0,4	0,2	1,5—12	6	1,0	30
Терригенных палеогеновых (преимущественно континентальных) отложений	35	0,1—0,3	0,2	3—10	6	7,0	220
Итого	49	—	0,22	—	7	10,7	340
IV. Мангышлакско-Устюртский							
Морских четвертичных отложений	4	0,05—0,1	0,07	1,5—3	2,2	0,3	9
Эоловых четвертичных отложений	5,7	0,05—0,3	0,14	1,5—10	4,5	0,8	25
Известняковых неогеновых отложений	8,0	0,05—0,2	0,10	1,5—6	3,0	8,0	252
Терригенных нижнемеловых отложений	7	0,1—0,4	0,25	3—12	8,0	1,7	56
Терригенных пермотриасовых отложений	0,6	0,2—0,3	0,25	6—10	8,0	0,2	5
Итого	97	—	0,11	—	3,6	11,0	347
Всего по Западному Казахстану	547	—	0,23	—	7,4	128	4030

зонтов морских, отчасти озерно-морских и аллювиально-морских отложений, связанных с различными этапами каспийских трансгрессий. Эти воды занимают нерасчлененные плоские низменные равнины преимущественно с глинистым покровом. Да и сами водоносные горизонты нередко являются существенно глинистыми, поэтому питание и формирование грунтовых вод чаще всего носит очаговый, спорадический характер. Это происходит вследствие инфильтрации атмосферных осадков холодного периода года (ноябрь — май) и во время весеннего таяния снегов. Величина инфильтрационного питания грунтовых вод зависит не только от количества атмосферных осадков, литологии водовмещающих и перекрывающих пород, но и от глубины залегания зеркала воды. Среднегодовая сумма инфильтрации (исключая испарение и транспирацию), по данным Г. Н. Каменского, И. В. Гармонова и др. (1960), на дренируемой Приволжской полосе составляет около 10 *мм*, а на побережье р. Урала — 3—7 *мм*. На слабодренируемой морской равнине эта величина колеблется от отрицательных значений (участки солончаков и лиманов, сильно заросшие растениями) до 6 *мм*. В некоторых лиманах и впадинах в результате просачивания помимо атмосферных осадков и поверхностного стока, собирающегося со значительной водосборной площади, величина инфильтрационного питания достигает 20—30 *мм* в год.

Модули подземного стока, по приведенным данным, на основной площади морских водораздельных равнин (около 70 тыс. $км^2$) изменяются, за небольшим исключением, от 0,05 до 0,3 *л/сек* с 1 $км^2$, а годовой слой инфильтрационного питания равняется 3—10 *мм*. В центральной, менее расчлененной части равнины с многочисленными сорами (площадь более 60 тыс. $км^2$) модуль подземного стока варьирует от отрицательных значений до 0,2 *л/сек* с 1 $км^2$, а слой инфильтрации — от нуля до 7 *мм* в год. Только на сравнительно небольшой площади в северо-западной части района (около 10 тыс. $км^2$), на участках интенсивного развития лиманов и падин, слой инфильтрационного питания колеблется от 3 до 13 *мм* (модуль стока 0,1—0,4 *л/сек* с 1 $км^2$). На площади не менее 40 тыс. $км^2$, главным образом в низменной центральной части описываемого района, где широко распространены соры, преобладает испарение, т. е. баланс питания грунтовых вод в годовом разрезе отрицательный. В целом по району суммарная величина инфильтрационного питания грунтовых вод морских и аллювиально-озерно-морских отложений составляет около 14 $м^3/сек$, или 440 млн. $м^3$ в год.

Наиболее благоприятны условия для инфильтрации атмосферных осадков и формирования ресурсов грунтовых вод в эоловых образованиях песчаных массивов междуречья Волга — Урал, левобережной части Урала и отчасти в Прикаспийских Каракумах. Здесь в зависимости от количества атмосферных осадков холодного периода года, глубины зеркала грунтовых вод и морфологии песчаного рельефа амплитуды колебания уровней воды, по данным А. Г. Гаэля, М. С. Голикова и др. (1950), варьируют от 0,35—0,5 *м* (глубина 3—5 *м*) до 1—1,2 *м* (глубина 0,8—1 *м*). В большинстве песчаных массивов (на площади примерно 35 тыс. $км^2$) среднегодовая величина инфильтрационного слоя питания, исключая испарение, изменяется от нуля (в межбугристых понижениях, сильно заросших травой) до 10 *мм* (в среднем около 4 *мм*), а в северной и северо-западной частях Нарынских и отчасти на отдельных участках Тайсойганских песков (на площади почти 15 тыс. $км^2$) — от 3 до 12 *мм*, местами более (в среднем около 8 *мм*). Это позволяет определить величину грунтового стока в

песчаных массивах (в среднем от 0,1 до 0,3 *л/сек* с 1 *км*^{2}) и суммарное среднегодовое количество инфильтрационной воды, питающей грунтовые воды (240 млн. *м*^{3}, или около 7,7 *м*^{3}/*сек*).

В долинах рек, особенно вблизи их русел, условия для формирования грунтовых вод гораздо лучше вследствие интенсивной инфильтрации не только атмосферных осадков, но и фильтрации речных паводковых вод. Весной, когда вода в реках поднимается на 1—5 *м* и более, уровень грунтовых вод повышается до 1,5—2,3 *м* в долине Урала и до 0,4—0,9 *м* в долинах мелких рек. Влияние паводковой волны на подъем уровня грунтовых вод сказывается примерно в 1,5—2 *км* от русел рек. Среднегодовой слой инфильтрационного питания грунтовых вод аллювиальных отложений долин, по данным М. П. Распопова (1956), Г. Я. Богданова и др. (1960), в зависимости от водности года, гипсометрии террас и глубины залегания воды варьирует от 30 до 150 *мм*. В приустьевых частях Эмбы, Сагиза и Уила эта величина уменьшается до 20—10 *мм*, а в Волго-Актюбинской пойме, наоборот, увеличивается до 160—210 *мм* в год. Учитывая эти данные, можно найти модуль стока грунтовых вод в речных долинах (исключая испарение и транспирацию), который определяется в размере от 0,3 до 1—1,5, а местами 4,5 *л/сек* и более с 1 *км*^{2}. Суммарное среднегодовое питание грунтовых вод и восполнение их ресурсов (общая площадь около 25 тыс. *км*^{2}) составляет примерно 630 млн. *м*^{3}, или 20 *м*^{3}/*сек*.

На большей части предсыртовой полосы, Предуральского плато и Актюбинского Приуралья (около 140 тыс. *км*^{2}) грунтовые воды приурочены к различным возрастно-литологическим комплексам водоносных пород с весьма сложными сочетаниями выходов на дневную поверхность. Здесь они получают питание главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков преимущественно холодного периода года. Величина инфильтрационного питания, по меженному речному стоку, изменяется от 0,05—0,15 (Эмба, Сагиз, Уил) до 0,5—0,6 *л/сек* с 1 *км*^{2} (Карахобда и Сарыхобда). Однако грунтовые воды дренируются реками не на всей площади своего распространения. Частично они разгружаются в виде родников, суммарный меженный расход которых достигает 6—8% от меженного речного стока. Весной, когда сток грунтовых вод в реки уменьшается (вследствие образования подпора), дебиты родников, не связанных с реками, возрастают в 1,5—2 раза и более, что повышает среднегодовую величину родникового стока до 10—12% от меженного речного стока. Учитывая эти данные, устанавливаем, что модуль подземного стока в зоне интенсивного (грунтового) водообмена варьирует от 0,07 до 0,7 *л/сек* с 1 *км*^{2}, т. е. слой инфильтрационного питания в среднем колеблется от 2 до 22 *мм* в год. С помощью этих же данных можно определить суммарное среднегодовое количество инфильтрационной воды, участвующей в питании и пополнении ресурсов грунтовых вод водораздельных равнин описываемого района (1320 млн. *м*^{3}, или 42 *м*^{3}/*сек*).

Таким образом, общий среднегодовой объем инфильтрационного питания грунтовых вод в Прикаспийской системе впадин достигает 2,6 млрд. *м*^{3}, или 83 *м*^{3}/*сек*, что составляет около 2,5% от среднегодового объема атмосферных осадков (100—115 млрд. *м*^{3}).

Арало-Тургайская система впадин отличается почти нерасчлененным плоским рельефом, засушливым климатом и наличием песчаных, существенно глинистых коллекторов, на значительной площади перекрытых глинистым покровом. Только в эоловых песчаных массивах, континентальном палеогене и отчасти в речных долинах поверхность района сложена песчаными, хорошо водопроницаемыми образованиями, где формируется основной сток грунтовых вод.

Главный источник питания грунтовых вод — атмосферные осадки (особенно весенне-зимнего периода), среднегодовое количество которых изменяется от 150 до 220 *мм*. Наиболее интенсивная их инфильтрация происходит в песчаных массивах Большие и Малые Барсуки, в Приаргизских песках и небольших массивах песков в бассейне р. Улькаяк. Этому способствуют хорошие инфильтрационные свойства песков, всхолмленность рельефа, задерживающая снеговой покров в котловинах выдувания, и близкое залегание уровня грунтовых вод при малой величине испарения, особенно в незакрепленных рыхлых песках. Режимные наблюдения показали, что уровень грунтовых вод весной во время снеготаяния (март — апрель) и осенью в период обильных дождей (сентябрь — ноябрь) в зависимости от глубины залегания в различные по водности годы поднимается от 3—15 до 100—150 *см*, а летом (май — август) и зимой (декабрь — февраль) снижается до 10—100 *см*. Учитывая эти данные, определяем модуль подземного стока (0,1—0,6 *л/сек* с 1 *км*^{2} при средневзвешенной величине 0,3 *л/сек*) и суммарное среднегодовое количество инфильтрационного питания грунтовых вод песчаных массивов на площади около 9 тыс. *км*^{2} (примерно 90 млн. *м*^{3}, или 2,7 *м*^{3}/*сек*).

В обнаженных водоносных горизонтах морских и континентальных отложений палеогена и в аллювиальных долинах, характеризующихся сравнительно низкой водопроницаемостью, величина инфильтрационного питания грунтовых вод колеблется от 3 до 10 *мм* в год (в среднем около 6 *мм*). В соответствии с этими данными, модуль стока грунтовых вод в среднем варьирует от 0,1 до 0,3 *л/сек*, а общая сумма ежегодного восполнения их ресурсов на всей площади распространения водовмещающих отложений (почти 40 тыс. *км*^{2}) составляет 8 *м*^{3}/*сек*, или 250 млн. *м*^{3} в год. На площади до 40 тыс. *км*^{2}, где на дневную поверхность выходят глинистые отложения морского палеогена или залегают озерно-аллювиальные глинистые образования, инфильтрации атмосферных осадков практически не наблюдается.

Таким образом, в Арало-Тургайской системе впадин инфильтрационное питание грунтовых вод происходит на площади около 50 тыс. *км*^{2}, где суммарная годовая величина восполнения их ресурсов достигает 340 млн. *м*^{3}, или 10,7 *м*^{3}/*сек*, что составляет 2,3% от годового объема выпадающих на территории атмосферных осадков (примерно 15 млрд. *м*^{3}).

Мангышлакско-Устюртская система прогибов занимает пустынную часть Западного Казахстана, лишенную поверхностных водотоков, поэтому единственным источником питания подземных вод (в том числе грунтовых) здесь служат атмосферные осадки. По берегам моря в их образовании участвуют морские воды и, очевидно, конденсационная влага. Среднегодовая сумма атмосферных осадков колеблется от 130—200 *мм* на юге (Устюрт и Степной Мангышлак) до 170—210 *мм* на севере (Бузачи) и до 200—220 *мм* в центральной части (Каратауские горы), а общее количество атмосферной влаги, выпадающей во всем районе (на площади более 150 тыс. *км*^{2}), достигает 20—23 млрд. *м*^{3} в год.

Исследования по установлению стока подземных вод в описываемом районе (Ахмедсафин, Сыдыков и др., 1964) показали, что на питание грунтовых вод затрачивается от 1 до 5% выпадающих здесь атмосферных осадков, т. е. от 1 до 10 *мм* слоя атмосферной влаги. Причем наибольшее их количество расходуется в горах Каратау, где этому способствуют несколько повышенное количество осадков, сильная трещиноватость водовмещающих пород и довольно густая расчле-

ненность рельефа. Величина слоя питания грунтовых вод составляет 6—10 *мм* в год, а модуль стока — 0,2—0,3 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Суммарная величина питания грунтовых вод зоны интенсивной трещиноватости пермотриасовых пород (общая площадь около 600 *км*^{2}) равняется 0,2 *м*^{3}/*сек*, или 5 млн. *м*^{3} в год.

Примерно с такой же интенсивностью, местами даже более усиленно, происходит питание грунтовых вод за счет атмосферных осадков на участках обнажения альб-сеноманских отложений в Прикаратауских «долинах». Здесь в их питании участвуют не только атмосферные осадки, выпадающие на участках обнажения водовмещающих пород, но также паводковые и ливневые воды, собирающиеся с большой водосборной площади Каратау-Актауских гор и играющие важную роль в питании подземных вод этой засушливой территории.

По данным Тущибекской метеостанции, в Западном Каратау в 1956 г. в течение двух дней мая выпало до 33 *мм* атмосферных осадков, т. е. 19,5% от их годовой суммы (169 *мм*), а в 1957 г. только за один день июля выпало 28 *мм*, или около 15% от годовой суммы осадков. В. В. Мокринским (1947) отмечено выпадение в августе 1928 г. ливневых осадков в количестве более 85 *мм*. Весной во время снеготаяния расходы отдельных родников возрастают в 10—30 раз по сравнению с их постоянным годовым расходом. Так, дебит Тущибекского родника увеличился в весенний паводок 1956 г. до 480 *л/сек*, тогда как в летнее время он не бывает более 10 *л/сек*. Подобные обильные ливневые осадки в Горном Мангышлаке нередко вызывают сильные паводковые потоки в Прикаратауских «долинах», затем они проходят через так называемые капы — сквозные долины, прорезающие Актауские горы. Потоки в отдельных саях имеют большие расходы — до десятков кубометров в секунду. Так, через одно только Сулыкапинское ущелье в Южном Актау в среднем ежегодно проходит до 6—7 млн. *м*^{3} паводковой и ливневой воды, а по всем аналогичным сквозным долинам Горного Мангышлака — до 100—120 млн. *м*^{3}. Такими путями в водоносные горизонты альб-сеномана в среднем ежегодно проникает до 56 млн. *м*^{3} воды, или около 1,7 *м*^{3}/*сек*.

Благоприятные условия для питания грунтовых вод имеются и в массивах эоловых песков Южного Мангышлака (Саускан, Бостанкум, Баскудук, Туесу и др.), п-ова Бузачи (Кзылкум, Джинишке и др.) и Северного Устюрта (Сам и Матайкум). Здесь величина слоя питания грунтовых вод изменяется от 1,5—4 *мм* (Карынжарык и некоторые массивы п-ова Бузачи) до 7—10 *мм* и более (песчаные массивы Юго-Восточного Мангышлака и Сам). Модуль подземного стока соответственно составляет 0,05—0,3 *л/сек* с 1 *км*^{2}, или в среднем 0,14 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Суммарное среднегодовое восполнение ресурсов грунтовых вод в незакрепленных и слабозакрепленных песчаных массивах Мангышлака и Устюрта (площадь более 5,5 тыс. *км*^{2}) равняется 25 млн. *м*^{3}, или 0,8 *м*^{3}/*сек*.

Определенное количество атмосферных осадков расходуется и на формирование грунтовых вод пористых, кавернозных известняков и известковистых песчаников неогена. Особенно усиленное их проникновение в водоносные слои наблюдается в понижениях (карстовые участки), куда помимо непосредственно инфильтрующихся осадков стекают воды с окружающих возвышенных участков. Такие условия имеются на Тюбкараганском плато, между Каспийским морем и впадиной Карагие, на ряде участков северо-западной части Южномангышлакского плато, между впадинами Каунды и Басыгурлы — Жазгурлы и на Северном Устюрте. На этих участках слой годового инфильтрационного

питания грунтовых вод достигает 5—7 *мм*. К югу, в связи с уменьшением количества атмосферных осадков и усилением испарения, условия питания грунтовых вод ухудшаются и слой стока снижается до 3—1 *мм* в год. Модуль подземного стока на Устюрте и Южном Мангышлаке варьирует от 0,05 до 0,2 *л/сек*, или в среднем около 0,1 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Суммарное восполнение ресурсов грунтовых вод неогеновых, главным образом сарматских, отложений на всей площади их питания (около 80 тыс. *км*^{2}) определяется примерно в 8 *м*^{3}*/сек*, или 252 млн. *м*^{3} в год.

Частичное пополнение ресурсов грунтовых вод (до 9—10 млн. *м*^{3} в год) происходит в водовмещающих отложениях морских каспийских трансгрессий в центральной возвышенной части п-ова Бузачи и по побережью Каспийского моря.

Таким образом, на Мангышлаке и плато Устюрт (общая площадь не менее 150 тыс. *км*^{2}) грунтовые воды формируются на площади около 97 тыс. *км*^{2}. Суммарное среднегодовое инфильтрационное питание их здесь достигает 0,35 млрд. *м*^{3}, или 11 *м*^{3}*/сек*, что составляет около 1,5% от годовой суммы атмосферной влаги (20—23 млрд. *м*^{3}), выпадающей на поверхности территории.

Из всего сказанного видно, что в Западном Казахстане (общая площадь более 710 тыс. *км*^{2}) грунтовые воды получают питание за счет инфильтрации атмосферных осадков, отчасти поверхностных вод и конденсационной влаги на площади 550 тыс. *км*^{2} в размере около 128 *м*^{3}*/сек*, или свыше 4 млрд. *м*^{3} в год. На остальной территории (более 22% площади) грунтовые воды не получают питания (из-за наличия значительного по мощности глинистого покрова на поверхности водоносных горизонтов) или имеют (в сорах) отрицательный баланс (вследствие преобладания испарения над инфильтрацией, что вызывает приток воды со стороны или с глубины).

ПИТАНИЕ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД И ФОРМИРОВАНИЕ ИХ РЕСУРСОВ

В Западном Казахстане широко распространены (на площади более 90% территории) артезианские бассейны с напорными водами, залегающими на глубинах от 70—300 *м* вблизи основных областей питания и отдельных куполов в солянокупольной области до 800—1200 *м* и более в центральных частях впадин. В таких условиях воздействие поверхностных факторов (климатических, гидрологических и пр.) сказывается гораздо слабее.

Формирование напорных вод артезианских бассейнов, в том числе возобновление их ресурсов, в зависимости от удаленности областей питания и гипсометрии их рельефа, а также структурно-тектонического положения, степени закрытости, выдержанности и фильтрационной способности основных водоносных коллекторов, происходит с различной интенсивностью в течение длительного геологического времени. Не останавливаясь на истории формирования напорных вод в палеогидрогеологическом аспекте, осветим лишь современное состояние питания и восполнения ресурсов артезианских и субартезианских вод Урало-Мугоджарской складчатой области и обширных платформенных прогибов.

Субартезианские бассейны Урало-Мугоджарской горноскладчатой области приурочены к межгорным и предгорным тектоническим впадинам на склонах Уралтауской и Урало-Тобольской (Мугоджарской) мегантиклиналей и их периклинальных погружениях (Предуральская, Алимбетовская, Среднеорская, Бакайская, Западно- и

Восточно-Мугоджарская, Берчогурская впадины и грабен-синклинали). Они относятся преимущественно к категории малых артезианских бассейнов, по терминологии Г. Н. Каменского (1958), и характеризуются сравнительно крутым падением водоносных пластов и глубоким их погружением (до 300 *м* и более) в осевых частях впадин. Водоносные пласты сложены песчаниками, известковистыми песчаниками, конгломератами и известняками верхнего и среднего палеозоя, в нижней и средней частях переслаивающимися с вулканогенными и глинистыми образованиями. В некоторых впадинах водонапорные системы «двухъярусные»: на терригенно-карбонатных (отчасти осадочно-вулканогенных) водоносных образованиях девоно-карбона с резким размывом и несогласием залегают терригенные водоносные горизонты напорных вод средней юры (Среднеорский бассейн), мел-палеогена (Алимбетовский бассейн) или палеогена (Восточно-Мугоджарский бассейн).

Питание напорных вод и восполнение их ресурсов в межгорных и предгорных субартезианских бассейнах осуществляется в их бортовых частях путем просачивания атмосферных осадков и поверхностных вод, стекающих с более высоких горных и мелкосопочных районов, а также вследствие притока вод из нижних горизонтов по тектоническим разломам, плоскостям размыва, слабопроницаемым перегородкам и т. д. Общее количество воды, поступающей такими путями в водоносные пласты, трудно учесть. Но, по аналогии с более изученными структурами (Ахмедсафин, 1965), можно предполагать, что оно составляет одну треть — половину объема воды, идущей на пополнение грунтовых вод в областях питания водоносных горизонтов. Согласно приведенным данным, в Урало-Мугоджарской горноскладчатой области в зоне интенсивного (грунтового) водообмена водоносных горизонтов мел-палеогеновых, юрских и средне-верхнепалеозойских отложений, а также в районах распространения осадочно-изверженных и метаморфических пород формируется до 250 млн. $м^3$ воды в год, или 8 $м^3/сек$. При этом в образовании напорных вод субартезианских бассейнов может участвовать 85—125 млн. $м^3$ воды в год, или 2,7—4 $м^3/сек$. Разгружаясь в долинах, глубоких логах и по разломам, напорные воды бассейнов нередко образуют восходящие источники с дебитами до 10 *л/сек*, а скважины, их вскрывающие, на самоизливе имеют дебиты до 25—30 *л/сек* и более (Среднеорский бассейн).

Артезианские бассейны платформенных областей. Во всех гидрогеологических районах Западного Казахстана, кроме Урало-Мугоджарской горноскладчатой области, широко распространены обширные артезианские бассейны платформенного типа. Из многочисленных водоносных пластов с напорными, нередко самоизливающимися водами, слагающих эти бассейны, наиболее мощными являются нижнемеловые, отчасти среднеюрские (Предуралье) и палеогеновые (Северное Приаралье). Они отличаются хорошей выдержанностью литолого-фациального состава и относительной однородностью. Мощность их на западе и юго-западе колеблется от десятков до 200—250 *м* и более.

Питание напорных вод и формирование их ресурсов в указанных водоносных комплексах происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в областях их обнажения и подтока вод из нижележащих водоносных пластов. Какое количество просачивающихся атмосферных осадков идет на питание глубоких водоносных горизонтов, пока установлено лишь ориентировочно для некоторых наиболее изученных частей артезианских бассейнов.

В Прикаспийской системе прогибов такая оценка произведена для ее восточной и северо-восточной частей (Предуральское плато) на площади до 175 тыс. *км*^{2}. В работах последних лет отмечено, что средняя величина подземного стока в глубоких водоносных горизонтах нижнемеловых отложений изменяется от 0,09 до 0,28 *л/сек* с 1 *км*^{2} (в среднем около 0,18 *л/сек*), или на всей площади составляет приблизительно 32 *м*^{3}*/сек* (Сыдыков, 1968). Примерно 26 *м*^{3}*/сек* (820 млн. *м*^{3} в год) подземного стока поступает со стороны основной области питания — Южного Уралтау и Мугоджар, что видно из ориентировочного расчета расхода потока (Q) по формуле Дарси:

$$Q = \frac{B \cdot m \cdot u}{86{,}4} = \frac{750 \cdot 100 \cdot 0{,}03}{86{,}4} = 26\ м^3/сек,$$

где

B — ширина потока, т. е. протяженность фронта питания глубинных вод по восточному и северо-восточному обрамлениям Предуральского плато (~750 *км*);

m — суммарная мощность водоносных горизонтов нижнемеловых отложений (~100 *м*);

u — средняя действительная скорость движения подземных вод нижнемеловых отложений (от 0,01 до 0,05 *м/сутки*, или в среднем 0,03 *м/сутки*).

В глубокие водоносные горизонты нижнемеловых отложений проникает также часть атмосферных осадков, просачивающихся на обнаженных площадях этих отложений в Предуральском плато. По величине она равна не менее одной трети суммарного грунтового стока (18 *м*^{3}*/сек*), т. е. около 6 *м*^{3}*/сек*.

Размеры питания водоносных горизонтов нижнемеловых отложений в западной части Прикаспийской впадины, так же как и в нижележащих водоносных горизонтах, даже в ее восточной, наиболее изученной части, в настоящее время не установлены. Можно только предполагать, что в западной части впадины величина питания и восполнения ресурсов напорных артезианских вод нижнемеловых горизонтов ввиду их существенной глинистости, глубокого залегания (1000—1200 *м* и более) и отсутствия крупных источников питания не будет большой. Что же касается характера и размеров питания нижележащих водоносных горизонтов, в частности в Предуральском плато, то о них следует говорить лишь сугубо ориентировочно. Гидродинамическими расчетами установлено (Сыдыков, 1966), что на участке Кандагач — Акжар средняя скорость движения глубинных подземных вод составляет *(м/год)*: в верхнеальбских горизонтах — 1,1, среднеюрских — 0,3, нижнетриасовых — 0,07, нижнепермских — менее 0,01. При этом суммарные мощности среднеюрских и нижнетриасовых водоносных горизонтов в 1,5—2 раза меньше мощности нижнемеловых. Отсюда можно предположить, что при одинаковой протяженности фронта потока величина питания юрских горизонтов на Предуральском плато должна быть в 6—8 раз меньше, чем в нижнемеловых горизонтах (4—5 *м*^{3}*/сек*), нижнетриасовых горизонтов — в 24—32 раза (1—1,5 *м*^{3}*/сек*) и нижнепермских горизонтов — в 100 раз меньше.

В Арало-Тургайской системе прогибов обильное питание напорных артезианских вод происходит в Северном Приаралье в водоносных горизонтах альб-сеномана и отчасти морского палеогена.

Основной областью питания артезианских вод альб-сеноманских

отложений Северного Приаралья являются Чушкакульская антиклинальная зона и Мугоджарские горы, у подножия которых эти отложения обнажаются или залегают неглубоко. В самих Мугоджарах все древние водовмещающие породы, вдоль простирания которых усиливается движение подземных вод трещинного типа, в меридиональном направлении погружаются в сторону структур Северного Приаралья. В примугоджарской полосе водосодержащие отложения альб-сеномана нередко залегают на размытой поверхности фундамента. Все это способствует проникновению инфильтрующихся атмосферных осадков и трещинных вод палеозойских и допалеозойских образований в альб-сеноманские водоносные горизонты и образованию в них значительного подземного стока, объем которого можно определить ориентировочно по расходу подземного потока в южном обрамлении Чушкакульских и Мугоджарских структур исходя из формулы Дарси:

$$Q = \frac{B \cdot m \cdot u}{86{,}4} = \frac{320 \cdot 60 \cdot 0{,}025}{86{,}4} = 5{,}5 \ м^3/сек \ (175 \cdot 10^6 м^3/год).$$

Здесь действительная скорость движения подземных вод в среднем принимается за 0,025 *м/сутки* (пределы 0,01—0,05 *м/сутки*), а ширина потока и суммарная мощность альб-сеноманских водоносных горизонтов соответственно составляют 320 *км* и 60 *м*.

Если на участке Берчогур — Челкар средняя скорость движения артезианских вод отложений альб-сеномана и морского палеогена соответственно равняется 1,6 и 0,65 *м/год* (в 2,5 раза меньше), а суммарная мощность последних примерно в 1,5 раза меньше, чем мощность альб-сеноманских водоносных горизонтов, то величина питания артезианских вод морского палеогена в среднем будет в 3,75 раза (2,5 × 1,5) меньше, чем альб-сеномана, т. е. около 1,5 $м^3/сек$, или 48 млн. $м^3$ в год.

Определенное количество воды поступает в водоносные горизонты альб-сеномана и морского палеогена Северного Приаралья из Куландинской, Тасаранской, Мало-Барсуковской антиклинальных зон и со стороны Восточного Примугоджарья, о чем свидетельствует снижение пьезометров к югу и юго-востоку от этих зон.

Почти не изучены характер и интенсивность питания артезианских вод альб-сеноманских отложений в Мангышлакско-Устюртском районе. Ориентировочно, по аналогии с ближайшими районами Прикаспийской впадины, можно предполагать, что модуль подземного стока в глубоких горизонтах альб-сеноманских отложений в прилегающих к горной части районах Мангышлака изменяется от 0,05 до 0,1 *л/сек* с 1 $км^2$, или в среднем 0,07 *л/сек*. С помощью этих данных можно определить суммарное количество воды, участвующей в питании альб-сеноманских водоносных горизонтов на площади развития слабоминерализованных вод (около 30 тыс. $км^2$), которое равняется 2,1 $м^3/сек$, или более 65 млн. $м^3/год$.

Таким образом, в наиболее перспективных частях платформенных артезианских бассейнов Западного Казахстана (на площади более 240 тыс. $км^2$) на питание напорных вод нижнемеловых, главным образом альб-сеноманских, водоносных горизонтов расходуется до 39,6 $м^3/сек$ воды, или 1240 млн. $м^3/год$, а вместе с другими водоносными горизонтами, где установлена величина питания, — 47 $м^3/сек$ ($1{,}48 \cdot 10^9$ $м^3/год$). В остальных частях артезианских бассейнов Западного Казахстана (на площади более 360 тыс. $км^2$) модуль глубинного транзитного стока подземных вод не превышает 0,05 *л/сек* с 1 $км^2$ и, по аналогии с юго-западной частью восточной половины Прикаспий-

ской впадины, где произведена соответствующая их оценка (Сыдыков, 1967), составляет около 0,02 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Суммарное же количество воды, участвующей в питании глубоких артезианских горизонтов, на указанной площади достигает 7 *м*^{3}*/сек*, а на всей площади артезианских бассейнов платформенного типа — 54 *м*^{3}*/сек* ($1{,}7 \cdot 10^9$ *м*^{3}*/год*).

Из сказанного видно, что интенсивность и объем питания водоносных горизонтов артезианских бассейнов уменьшаются как при удалении от основных областей питания, так и с глубиной при одновременном снижении скорости движения подземных вод в этих же направлениях. Изменение же величин этих показателей вызывает существенные физико-химические преобразования в составе подземных вод.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В Западном Казахстане распространены различные по степени минерализации и химическому составу подземные воды — от ультрапресных до крепких рассолов. В изученной части гидрогеологического разреза артезианских бассейнов, охватывающей водоносные комплексы мезозойских и отчасти пермотриасовых отложений, на глубинах до 2000—3000 *м* вскрыты высококонцентрированные воды с минерализацией от 70—100 *г/л* в Северном Приаралье и 100—190 *г/л* на Южном Устюрте и Южном Мангышлаке до 250—330 *г/л* в Прикаспийской впадине. Если учесть, в частности, что в Прикаспийской впадине, на ее южной окраине, только в верхней части сульфатно-галогенной толщи нижней перми минерализация подземных вод достигает 391 *г/л* (Распопов, 1961), а ближе к центру, на промысле Макат, воды, разгружающиеся по разлому в пермотриасовой толще, по В. П. Якуцени (1961), имеют минерализацию 418 *г/л* (327,4 *г/кг*), то можно с уверенностью сказать, что чем глубже (особенно в центральных частях артезианских бассейнов), тем выше должна быть их концентрация. При этом в изменении степени минерализации и химического состава подземных вод как по площади, так и с глубиной намечаются определенные закономерности, характерные не только для впадин описываемой территории, но и почти для всех впадин Советского Союза. Приведем основные из этих закономерностей.

1. С погружением водоносных пластов от областей питания к центрам артезианских бассейнов и с глубиной закономерно увеличивается минерализация подземных вод (см. рис.). Соответственно изменяется и их химический состав, что выражается в смене гидрокарбонатных сульфатных кальциевых и натриевых вод областей питания и верхней части артезианских бассейнов хлоридными натриевыми и кальциево-натриевыми водами нижних частей всех впадин. Установление в ряде районов в глубоких слоях гидрогеологического разреза (в частности, в толще альб-сеномана) менее минерализованных пластовых вод иного химического состава имеет не региональное, а местное значение и обусловлено рядом геологических и гидродинамических факторов.

2. С изменением минерализации и химического состава подземных вод закономерно растет степень их метаморфизации, выражающаяся в увеличении содержания хлоридов кальция и брома при одновременном уменьшении концентрации компонентов, характерных для окислительной зоны.

3. С ростом минерализации и степени метаморфизации подземных

вод по площади и с глубиной меняется состав растворенных газов: в верхних горизонтах преобладают газы атмосферного происхождения (азот, углекислота, из редких — аргон), а в нижних — органо-метаморфизические и метаморфические газы (азотно-метановый и метановый, тяжелые углеводороды, из редких — гелий).

4. Рост минерализации и степени метаморфизации подземных вод, повышение содержания определенных ассоциаций микроэлементов и изменение их химического состава по площади и с глубиной соответствуют росту гидрогеологической закрытости, температурного градиента, ухудшению условий водообмена в водоносных пластах, замедлению движения подземных вод и носят зональный характер. Такая региональная зональность наблюдается повсеместно, даже в сильно нарушенных тектонически и осложненных многочисленными соляными куполами районах Прикаспийской впадины.

В подтверждение сказанного можно привести данные о пространственном изменении минерализации подземных вод, в частности альб-сеноманских отложений, от восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской системы впадин к ее центру. На восточной ее окраине, в восточной части Актюбинского Приуралья, средняя минерализация подземных вод составляет 0,2 *г/л* (из 143 анализов), западнее, в зоне развития дизъюнктивных мульд, — 0,3 *г/л* (из 21 анализа) и в Предуральском плато — 1,9 *г/л* (из 51 анализа). Ближе к центру впадины, уже в промысловой части Южной Эмбы, минерализация воды в среднем равняется (*г/л*): в Молдабеке — 32,4, Женгельды — 57,6, Танатаре — 84,1 и Южном Кошкаре — 167. Подобная картина увеличения минерализации наблюдается и от юго-восточной окраины впадины к ее центру *(г/л):* в Жанасу — 2,6, Туресае — 4,3, Ушкане — 4,5, Мунайли — 5,4, Такырбулаке — 24,2, Кулсары — 122,0, Корсаке — 140,9 и Южном Кошкаре — 167,0.

Не останавливаясь далее на изменении других показателей химического состава подземных вод в зависимости от площади и глубины их залегания, отметим лишь, что в Западном Казахстане устанавливаются все гидрогеохимические зоны, отображенные на ряде гидрогеохимических карт (Гидрохимическая карта СССР, Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока, Гидрогеохимическая карта западной части Средней Азии и др.). Но даже и в этих сводных работах нет единого мнения об интервалах основного показателя выделения гидрогеохимических зон. За основу выделения последних мы принимаем классификацию подземных вод по степени минерализации, химическому и газохимическому составу, разработанную И. К. Зайцевым (1956, 1958), с небольшой поправкой, т. е. расширением объема первой зоны до 3 *г/л* и соответствующим сужением объема второй.

Эта поправка вызвана специфическими условиями территории — аридностью, засушливостью. На большей части Казахстана для питьевого и хозяйственного водоснабжения, особенно в сельском хозяйстве, а также для орошения используются подземные воды с минерализацией до 3 *г/л*. В этих условиях и теоретическая основа качественного подразделения подземных вод, т. е. интервалы гидрогеохимических зон, должна соответствовать практическим потребностям. Как уже отмечалось, подземные воды с минерализацией менее 3 *г/л* широко распространены в Западном Казахстане в верхней части геологического разреза, в зоне аэрации, и подвержены влиянию климатических факторов, которые способствуют значительным колебаниям минерализации и состава подземных вод не только в течение ряда лет, но даже в различные сезоны одного года: пресные воды превращаются в слабо-

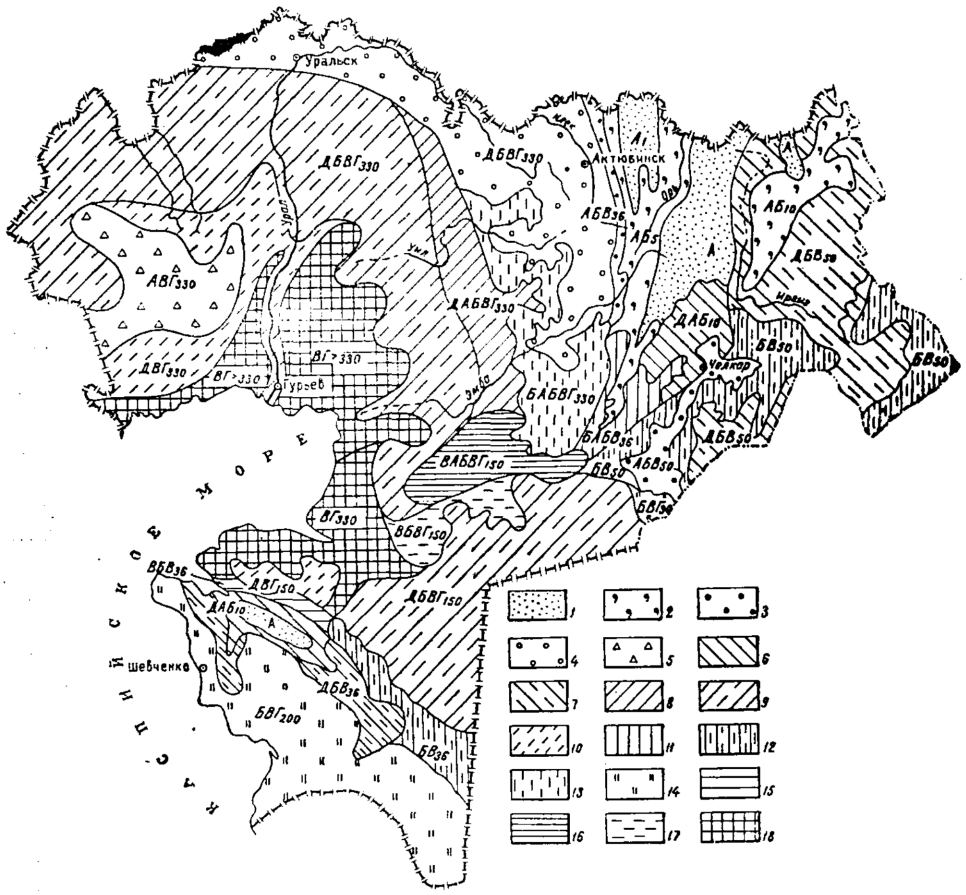
169686

Республиканская научная сельскохозяйственная

солоноватые, и наоборот. Это крайне затрудняет их зональное распределение не только в масштабе прилагаемой схемы, но и более крупных обзорных карт. Одновременно отнесение слабосолоноватых вод в зону *А* позволяет сократить площадь зоны *Д*, выделяемой авторами обзорных гидрогеохимических карт СССР, которая при прежнем объеме состава и минерализации подземных вод охватывает почти всю территорию Западного Казахстана.

Учитывая современное состояние изученности гидрогеохимических условий, в Западном Казахстане нами выделены следующие гидрогеохимические зоны (см. рис.).

1. Зона пресных и слабосолоноватых вод (*А*) с минерализацией до 3 *г/л*, преимущественно гидрокарбонатных кальциевых и натриевых, реже гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатно-хлоридных каль-



Схематическая карта гидрогеохимической зональности Западного Казахстана (*составил Ж. Сыдыков, 1967*). Гидрогеохимические зоны: *А* — пресных и слабосолоноватых вод (минерализация до 1 и 3 *г/л*), *Б* — солоноватых вод (до 5 и 10 *г/л*), *В* — соленых вод (до 36 и 50 *г/л*), *Г* — рассолов (до 75, 150, 330 и более 330 *г/л*). Гидрогеохимические пояса; последовательность смены в них гидрогеохимических зон отмечается сверху вниз (в складчатых областях — до базиса грунтового стока, в Прикаспийской впадине — до кровли гидрохимических осадков, а в остальных районах — до складчатого основания пермотриаса или средне-нижнего палеозоя): *1 — А, 2 — АБ, 3 — АБВ, 4 — АБВГ, 5 — АВГ, 6 — ДАБ, 7 — ДБВ, 8 — ДАБВГ, 9 — ДБВГ, 10 — ДВГ, 11 — БАБВ, 12 — БВ, 13 — БАБВГ, 14 — БВГ, 15 — ВБВ, 16 — ВАБВГ, 17 — ВБВГ, 18 — ВГ.*

циевых и натриевых, по составу газа — азотных и кислородно-азотных. В этой зоне выделяются подзоны: пресных вод ($А_1$) с минерализацией до 1 *г/л* и слабосолоноватых вод ($А_2$) с минерализацией от 1 до 3 *г/л*.

2. Зона солоноватых вод (*Б*) с минерализацией от 3 до 10 *г/л*, главным образом сульфатных, сульфатно-хлоридных натриевых, реже кальциевых, по составу газа — азотных, метано-азотных. Зона подразделяется на подзоны: умеренно солоноватых вод ($Б_5$) с минерализацией 3—5 *г/л* и сильносолоноватых вод ($Б_{10}$) с минерализацией 5—10 *г/л*.

3. Зона соленых вод (*В*) с минерализацией 10—50 *г/л* (48 *г/кг*), хлоридных натриевых преимущественно IIIа, реже IIIб типов (по О. А. Алекину, 1946, с поправкой Ж. Сыдыкова, 1965), по составу газа — азотно-метановых и метано-азотных. В зоне различаются подзоны: слабосоленых вод ($В_{36}$) с минерализацией 10—36 *г/л* (35 *г/кг*) и сильносоленых вод ($В_{50}$) с минерализацией 36—50 *г/л*.

4. Зона рассолов (*Г*) с минерализацией от 50 до 330 *г/л* (270 *г/кг*) и более, хлоридных натриевых и кальциево-натриевых IIIб типа, по составу газа — азотно-метановых и углеводородных. В зоне выделяются подзоны: слабых рассолов ($Г_{75}$) с минерализацией 50—75 *г/л* (70 *г/кг*); средних рассолов ($Г_{150}$) с минерализацией 75—150 *г/л* (140 *г/кг*); крепких рассолов ($Г_{330}$) с минерализацией до 330 *г/л* (270 *г/кг*) и весьма крепких рассолов ($Г_{330}$) с минерализацией более 330 *г/л*.

5. Зона разных по составу и минерализации подземных вод (*Д*), преимущественно кислородно-азотных и азотных. Это в основном воды зоны континентального засоления в области аридного климата главным образом с минерализацией более 3 *г/л*.

Рассмотрим пространственное распределение выделенных гидрогеохимических зон и условия их формирования.

Зона разных по составу и минерализации подземных вод (*Д*) охватывает верхнюю часть гидрогеохимического разреза (первые от поверхности водоносные горизонты) в основном периферийных и отчасти центральных частей артезианских бассейнов Западного Казахстана (за исключением участков песчаных массивов и иногда аллювиальных отложений). В этой зоне подземные воды, различные по сочетанию преобладающих ионов и степени минерализации (от солоноватых до рассолов) часто перемежаются между собой на небольшом расстоянии и глубине. Но, несмотря на большую пестроту их состава и минерализации, здесь устанавливаются определенные закономерности в их изменении, которые в зависимости от условий питания, интенсивности водообмена, характера и состава водовмещающих пород и воднорастворимых солей неодинаковы в различных районах и водоносных комплексах.

В Прикаспийской системе впадин зона *Д* распространена в толщах четвертичных морских, озерно-аллювиально-морских, неоген-палеогеновых и верхнемеловых отложений по внешнему обрамлению Прикаспийской низменности (включая п-ов Бузачи), а в центральной части последней — в четвертичных аллювиальных отложениях речных долин и слабозакрепленных мелкобугристых эоловых образованиях (приморская часть Нарынских песков, Каракумы, некоторые песчаные массивы п-ова Бузачи и др.).

Наименьшая минерализация подземных вод (1—7 *г/л*, реже более) в указанных водоносных комплексах зоны свободного водообмена устанавливается в аллювиальных отложениях речных долин (Уил, Сагиз, Эмба и их притоки) и в песчано-карбонатных отложениях нео-

ген-палеогена и верхнего мела предсыртовых районов и западной части Предуральского плато. По составу воды здесь неоднородные — от гидрокарбонатно-сульфатных кальциевых до хлоридных натриевых IIIа типа в различных их сочетаниях. Глубина распространения зоны в этих отложениях изменяется от 3—10 *м* во внутренних частях низменности до 50—75 *м*, реже более во внешних ее обрамлениях и в дочетвертичных горизонтах. Наименьшая глубина залегания зоны (1—5 *м*, иногда более) отмечается в приморских полосах эоловых песчаных массивов, но зато здесь солоноватые воды с минерализацией 1—10 *г/л* (песчаные бугры) на небольшом расстоянии перемежаются с рассолами с минерализацией 50—100 *г/л* и более (межпесчаные соровые понижения и равнинные участки). В первом случае воды часто гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-хлоридные натриевые II и IIIа типов, а во втором — исключительно хлоридные натриевые IIIа типа.

В Арало-Тургайской системе впадин зона *Д*, охватывающая главным образом водоносные горизонты неоген-палеогеновых отложений северо-западного борта описываемой части Тургайской впадины и палеогеновых (континентальных и морских) отложений северной окраины Северо-Приаральских структур, распространена в области свободного водообмена на глубинах от нескольких до 25—30 *м*. При различном составе минерализация воды варьирует от 1—3 *г/л* в местах выходов хорошо фильтрующих пород до 10—15 *г/л* в слабопроницаемых глинистых образованиях, а в соровых понижениях она еще больше.

В северных и северо-восточных частях Устюрта и Южного Мангышлака подземные воды зоны *Д* приурочены к четвертичным эоловым, озерно-соровым и сарматским отложениям, а на Южном Мангышлаке, кроме того, — к выходам меловых (особенно нижнемеловых) пород и развиты на глубине до 30 *м*. Они имеют различную минерализацию и химический состав: от гидрокарбонатно-сульфатных или сульфатно-хлоридных натриевых с минерализацией от 0,5—3 *г/л* (песчаные массивы, отдельные участки сарматских и меловых отложений) до хлоридных натриевых с минерализацией до 150—200 *г/л* и более.

Подземные воды зоны *Д* формируются под влиянием физико-географических, геологических, гидродинамических и других факторов, но воздействие их усиливается или ослабляется в зависимости от глубины залегания, литологии, степени дренированности водоносных горизонтов, уклона зеркала воды и интенсивности водообмена. На водораздельных равнинах с глубиной залегания водоносных горизонтов более 3—5 *м*, т. е. в интервалах, мало доступных для испарения, формирование подземных вод разных гидрохимических типов зависит от неоднородности состава водовмещающих пород, интенсивности их промывания, а также количественного и качественного различия водорастворимых комплексов. На дренированных участках вдоль речных долин, овражных сетей, по склонам глубоких понижений и возвышенных плато, а также в песчаных буграх в результате обновления водной массы путем ее пополнения атмосферными осадками, оттока подземным стоком и вымывания легкорастворимых солей образуются относительно слабо минерализованные гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные воды различного катионного состава. На слабодренированных равнинных участках, особенно в слабопроницаемых и засоленных водоносных коллекторах, при незначительных уклонах зеркала воды (0,0001—0,000001) развиваются

высокоминерализованные подземные воды с сухим остатком до 30—50 *г/л*.

В бессточных понижениях, озерно-соровых впадинах, на участках разливов рек (Прикаспийская низменность и Арало-Тургайская впадина) и крупных лиманов с неглубоко залегающими грунтовыми водами (менее 3 *м*) формирование состава и минерализации их происходит в основном под влиянием испарения и испарительной концентрации, т. е. это типичные подземные воды континентального засоления, минерализация которых достигает 150—200 *г/л* и более при хлоридном натриевом составе. Качественное изменение состава вод зоны *Д* подробно изучали Г. Н. Каменский (1954, 1958) и другие исследователи.

Зона пресных и слабосолоноватых вод (*А*) образуется как в первых от поверхности водоносных горизонтах в областях интенсивного водообмена, так и в глубоких, хорошо промытых и дренированных водовмещающих комплексах.

В горноскладчатых районах подземные воды зоны *А* распространены в водоносных породах палеозоя, допалеозоя (Урало-Мугоджар) и пермотриаса (Южноуральский периклинальный прогиб и Каратау) преимущественно на глубинах до 50—75 *м* (см. рис.). В областях интенсивного водообмена эта зона охватывает водоносные отложения речных долин и крупных эоловых песчаных массивов (Прикаспийская впадина, Северное Приаралье и Южный Мангышлак) континентального и отчасти морского палеогена (Арало-Тургайская впадина), мела и отчасти юры (Предуральское плато и Прикаратауские «долины»). Эти отложения залегают на глубинах от 1—5 до 50—75 *м* в районах, прилегающих к горноскладчатым областям. В Предуральском плато и на Южной Эмбе (за исключением участков некоторых открытых куполов и локальных неотектонических прогибов), в Северном Приаралье и на Мангышлаке пресные и слабосолоноватые воды приурочены к водоносным толщам альб-сеномана, частично апта, неокома (Предуральское плато) и саксаульских отложений (Северное Приаралье) и залегают на глубинах от 200—300 до 550—600 *м* ниже соленых вод, распространенных в более молодых водоносных образованиях.

Подземные воды указанных водоносных комплексов и интервалов характеризуются значительными скоростями движения (от 0,005—0,015 *м/сутки* в артезианских бассейнах до 0,1—0,15 и более в грунтовых потоках), интенсивным водообменом, различной минерализацией (0,1—3 *г/л*) и пестрым химическим составом: преобладают гидрокарбонатные и сульфатные кальциевые и натриевые воды I и II типов, реже встречаются хлоридные натриевые воды II и в отдельных случаях IIIа типов. Такие воды, особенно если они залегают в первом от поверхности водоносном горизонте, в наибольшей степени подвержены влиянию поверхностных факторов, в результате чего сильно изменяются их количественные и качественные показатели, глубина залегания. В соответствии с изменением температуры атмосферы амплитуда колебания температуры воды в верхних горизонтах в годовом цикле может достигать 10—15° и более.

Микрокомпонентный и газовый состав подземных вод зоны *А* изучен слабо. По единичным определениям, из галогенных микроэлементов в небольших количествах (от следов до 37 *мг/л*) встречаются бром и фтор, а из металлических — железо, марганец, титан, никель, медь, цинк и др. (десятые и сотые доли миллиграмма на литр воды). В составе растворенных газов преобладает азот с сопутствующими ему редкими газами (преимущественно аргоном). Совершенно отсутствуют

или встречаются в ничтожных количествах газы биохимического происхождения — биогенный азот, углеводороды и сероводород.

Зона солоноватых вод (*Б*) занимает различные положения в гидрогеологическом разрезе, а местами располагается не только ниже местного базиса эрозии, но и ниже нулевой абсолютной отметки. Мощность и глубина распространения зоны не установлена повсеместно достоверно. На Южном Мангышлаке и Устюрте, в ряде участков Северного Приаралья, Примугоджарья и Предуральского плато в зону *Б* входит значительная часть водоносных пластов неогена, палеогена и верхнего мела, где подошва ее прослеживается на глубинах до 50—70 *м*. В описываемой части Тургайского прогиба, на Северном Устюрте, в ряде участков Северного Приаралья и Мангышлака, а также на восточном обрамлении Прикаспийской низменности в ближайших к поверхности водоносных горизонтах четвертичных (эоловых, аллювиальных) отложений, неогена, континентального палеогена и верхнего мела подземные воды этой зоны размещаются непосредственно под зоной *А* или *Д* или между различными подзонами соленых вод в интервалах глубин от 5—30 до 50—75 *м* и местами более. На востоке Прикаспийской системы впадин, в Северном Приаралье и Центральном Мангышлаке подземные воды зоны располагаются ниже зоны *А* в водоносных комплексах нижнего мела, юры, пермотриаса и пермокарбона на глубинах 300—600 *м* и более.

Зона *Б* характеризуется сравнительно малыми скоростями движения подземных вод (0,001—0,005 *м/сутки*) и их слабой связью с поверхностными и атмосферными водами, за исключением тех участков, где подземные воды залегают близко к поверхности земли. Минерализация и химический состав их зависят от положения зоны в гидрогеологическом разрезе. Подземные воды ближайших к поверхности водоносных комплексов формируются в условиях континентального засоления или слабой промытости водовмещающих пород. По составу такие воды чаще всего сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые, иногда кальциевые. Местами в антиклинальных и соляных куполах подток глубинных соленых вод в зону свободного водообмена по разломам, перегибам пластов или иными путями способствует увеличению минерализации и преобразованию сульфатно-хлоридных натриевых вод II типа в хлоридные натриевые IIIа типа. В верхней части или на промытых участках карбонатных пород верхнего мела (и отчасти верхней юры) в повышенных количествах содержатся гидрокарбонаты щелочных земель. В таких условиях постоянным компонентом сульфатных (минерализация до 5 *г/л*) и хлоридных (минерализация до 10 *г/л*) вод является кальций.

В глубоких слоях артезианских бассейнов состав и минерализация вод зоны *Б* формируются в окислительной обстановке при активном воздействии атмогенного кислорода и углекислоты. В зависимости от удаленности от областей питания и промытости пород минерализация их изменяется от 3 до 10 *г/л*, а сульфатные кальциевые и натриевые воды сменяются гидрокарбонатными и хлоридными натриевыми. На некоторых участках нефтеводоносных комплексов ниже эрозионных врезов, где развиты щелочные хлоридные натриевые воды повышенной минерализации (Актюбинское Приуралье, Кенкияк и др.), они газируют метаном и сероводородом, что свидетельствует о формировании их в восстановительной обстановке.

Помимо макроэлементов в подземных водах зоны *Б*, особенно при глубоком залегании, содержатся калий (от следов до 5—10 *мг/л*), бром (до 20—40 *мг/л*), бор (до 0,5—1 *мг/л*), фтор (до 1—1,5 *мг/л*),

иногда (в нефтегазоносных структурах) нафтеновые кислоты (до 0,1—0,2 *мг/л*) и йод (до 0,5—1 *мг/л*), а также ряд металлических микроэлементов. В составе растворенных газов в основном преобладает азот, а в нефтегазоносных структурах — углеводороды. Остальные газы занимают крайне подчиненное положение. Возраст подземных вод по соотношению легких и тяжелых разностей редких газов варьирует от сотен тысяч до 2—3 млн. лет.

Зона соленых вод (*В*). Наименьшие глубины залегания (5—50 *м*) подземных вод этой зоны устанавливаются в Прикаспийской низменности. Здесь воды располагаются непосредственно у поверхности земли или под зоной *Д*. В остальных районах, в артезианских бассейнах платформенного типа, они залегают преимущественно под зоной *Б* на глубинах от 70—100 до 300—700 *м* и более и удалены на 10—20 и до 100 *км* и больше от основных областей питания — Урало-Мугоджарской и Каратауской горноскладчатых систем. Подошва зоны, т. е. переход соленых вод к рассолам, отмечается ориентировочно от 50—70 *м* (иногда менее) в Прикаспийской низменности, от 300—350 *м* на юге Мангышлака и Устюрта, в междуречье Волга — Урал, западной части Предуральского плато и ближе к центру Тургайской впадины до 700—1000 *м* и более в Северном Приаралье и примугоджарско-приуральских частях впадин. Здесь в зону *В* входят водоносные комплексы морского палеогена Тургая и Северного Приаралья, палеогена и мела Мангышлака, Устюрта и Прикаспийской низменности, нижней юры — верхнего триаса Чушкакульской зоны, пермотриаса, нижней перми и отчасти нижне-средней юры Актюбинского Приуралья и восточного борта Прикаспийской впадины. Сюда могут быть отнесены также не выдержанные по площади водоносные горизонты и прослои песчано-глинистых морских и озерно-соровых отложений неогена, отчасти континентального палеогена и верхнего мела с солеными водами.

В гидрогеологическом отношении зона *В* характеризуется незначительными скоростями движения подземных вод (0,0003—0,001 *м/сутки*) и весьма слабой связью их (за исключением верхних горизонтов) с дневной поверхностью. Зона содержит воды с минерализацией от 10 до 50 *г/л; по составу они* хлоридные натриевые IIIа (в верхней части) и IIIб типов (в нижней части). Местами, особенно в положительных структурах, эти воды вследствие внутрипластовой миграции из нижних горизонтов в верхние имеют более сложный состав. Подземные воды обогащены, особенно в нефтегазоносных структурах, разнообразными органогенными и литофильными микрокомпонентами. В газовом составе воды, в зависимости от геохимической обстановки залегания водоносных комплексов, в одних случаях преобладают углеводороды, в других — азот. Присутствуют также биогенный азот и сероводород. Возраст воды по составу редких газов достигает 5—7 млн. лет.

Зона рассолов (*Г*). Соленые воды зоны *В* в Прикаспийской и Мангышлакско-Устюртской системах впадин при погружении водоносных пластов меловых, юрских, триасовых и нижнепермских отложений сменяются рассолами зоны *Г*. Минерализация их в изученной части разреза (до кровли пермотриасовых складчатых образований на Мангышлаке и Устюрте, гидрохимических осадков кунгура в Прикаспийской впадине и складчатых пород нижне-среднего палеозоя в восточной части Актюбинского Приуралья и в Западном Примугоджарье), по имеющимся данным, составляет 300—350 *г/л*.

Глубина залегания воды в зависимости от геоструктурных и гид-

родинамических условий территории колеблется от 1100 *м* в Западном Примугоджарье и 1000—950 *м* в Актюбинском Приуралье и на юге Чушкакульской структуры до 750—500 *м* в межкупольных зонах восточного борта Прикаспийской впадины и 350—300 *м* в краевых обрамлениях Прикаспийской низменности, на юге Мангышлака и Устюрта. В центральной части Прикаспийской впадины зона *Г* прослеживается у поверхности земли. Подошва ее определяется положением кровли указанных складчатых образований и гидрохимических осадков (от 3000 до 7000 *м* и более).

Зоне *Г* свойственны весьма замедленные скорости движения подземных вод (менее 0,0003 *м/сутки*); перемещение последних большей частью связано с подъемом их по разломам, гидрогеологическим окнам и через толщу слабопроницаемых пород кровли. По химическому составу воды зоны *Г* однородные — хлоридные натриевые IIIб типа. Однако эта однородность только кажущаяся — на самом деле в химическом составе вод с глубиной и по направлению погружения водоносных пластов происходят большие изменения. Уменьшаются концентрации сульфатов, гидрокарбонатов (почти до нуля) и отношение щелочей к хлору (от целых чисел до 0,7—0,6 и менее), растет содержание хлоридов магния (от 5—10 *г/л* в глубоких водоносных пластах до 30—50 *г/л* в соровых водах) и кальция (до 13—20 *г/л*); воды обогащаются бромом, йодом, стронцием, литием и другими микрокомпонентами. Однако эти изменения в составе рассолов далеко не одинаковы, существенные коррективы в них вносят соляная тектоника, миграция вод через толщи соленосных образований и внутрипластовая миграция.

В подземных водах зоны *Г* содержится *(мг/л):* йода — от 1—2 до 15—24 (Каратон, Джетыбай, Тенге) и до 30—45 (Петропавловская, Жилянская и Биштамакская структуры), брома — от 50—100 до 350—500 (Мангышлак, Сагиз, Саргамыс), местами более (Кенкияк), калия — от 100—150 до 800—1000 и выше, стронция — от 5—10 до 100—150 (Южная Эмба) и до 500—1000 и больше (Южно-Эмбенское поднятие и Мангышлак), бария — от 0,5—1 до 10—15, аммония — от 5—10 до 100—130, лития — от 0,5 до 10 и нафтеновых кислот — от 0,3—1 до 30—40 (Кенкияк). Из металлических микроэлементов наиболее часто встречаются медь, никель и молибден (от десятых долей до 1—2,5 *мг/л*), элементы семейства железа, цветные металлы (до 30—50 *мг/л*) и др. В составе растворенных газов преобладают углеводороды (от 50—60 до 90—96%) и биогенный азот (от 1 до 20%). По соотношению фракций редких газов возраст подземных вод зоны *Г* варьирует от 5—7 млн. лет в краевых частях впадин и верхних горизонтах до 80—110 млн. лет в глубоких слоях и в центре Прикаспийской впадины.

Вопрос о происхождении рассолов и формировании их специфического состава давно привлекал внимание многих гидрогеологов, но до сих пор эта сложная проблема не получила единого решения. Ее, очевидно, нельзя решить односторонне, путем привлечения какого-либо одного или двух ведущих факторов, как это делают нередко некоторые исследователи. В частности, совершенно прав Б. Л. Личков (1958), который рассматривает «формирование подземных вод... как всю совокупность тех природных процессов, которые привели к созданию этих вод как динамических скоплений внутри земной коры со всеми характерными признаками их...».

Некоторые исследователи при объяснении генезиса высококонцентрированных подземных рассолов глубоких слоев рассматриваемо-

го района исходили из ведущего значения первичных седиментационных (погребенных) вод. Однако, полностью не отрицая участия этих вод в образовании рассолов и опираясь на полученный в последние годы фактический материал и достижения в области подземной гидродинамики, следует отметить, что даже в самых глубоких водоносных пластах района в результате постоянного, хотя и медленного, перемещения подземных вод по разломам, ослабленным зонам и через толщи слабопроницаемых пород происходит водообмен и их непрерывное обновление. Об этом свидетельствует, в частности, возраст подземных рассолов, который в различных горизонтах и участках района в 3—5 и иногда в 20—25 раз меньше возраста соответствующих водовмещающих пород. В таких условиях не может быть и речи о полном сохранении погребенных (седиментационных) вод в основных водоносных пластах, даже и в глубоких.

Если водообменом охвачена вся осадочная толща района (в солеродном бассейне — надсолевая), то ведущая роль в формировании концентрированных рассолов должна принадлежать инфильтрационным (древним и современным) водам, которые постоянно и непрерывно на протяжении длительного геологического времени внедрялись в водоносные пласты и вытесняли первичные погребенные воды. Поэтому, подобно изверженным и осадочным породам, превращенным в гнейсы в результате глубокого метаморфизма, в подземных рассолах при их длительном нахождении под землей не сохранился облик «первичных» вод. Существенно изменился также облик инфильтрационных (постседиментационных) вод, где седиментационные воды в той или иной мере (особенно в глубоких частях Прикаспийской впадины и в более глинистых водоносных пластах) являются лишь «соучастниками» вод преимущественно инфильтрационного генезиса.

Дальнейшее преобразование состава подземных вод и их концентрирование происходили при значительной закрытости водоносных пластов, высоких давлениях и температурах под воздействием многих причин. При длительном взаимодействии вод и пород в условиях весьма слабого водообмена и замедленной миграции инфильтрационной воды первостепенное значение приобретают литология, количественный и качественный состав воднорастворимых комплексов самих водовмещающих пород. Так, в Прикаспийской впадине наличие мощной толщи соли в кунгурских отложениях и изоморфных галогенных примесей в молодых водоносных пластах, являющихся неограниченными поставщиками солевой массы, обусловливает очень высокую концентрацию подземных рассолов зоны *Г* (особенно в ее нижних слоях) — до 300—350 *г/л* и более. О том, что здесь выщелачивание солевой массы играло основную роль в повышении концентрации подземных рассолов, свидетельствует то, что почти повсеместно отношение $r\mathrm{Na} : r\mathrm{Cl}$ в воде близко к единице (0,99—0,94).

На Мангышлаке и Устюрте, где в геологическом разрезе нет соленосных фаций, концентрация подземных рассолов даже в глубоких слоях зоны *Г* не превышает 180—200 *г/л*, а в Северном Приаралье и описываемой части Тургайского прогиба подземные воды с минерализацией 50 *г/л* почти не встречаются.

Одновременно с процессом выщелачивания водовмещающих пород в различных бассейнах с той или иной интенсивностью происходят другие процессы метаморфизации и концентрирования подземных рассолов, из которых главным, определяющим, в частности, повышение содержания элементов щелочных земель и формирование хлоридных кальциево-натриевых рассолов, является катионный обмен между

водой и водовмещающей средой. Глубинная восстановительная обстановка, высокая температура, присутствие органических веществ и восходящая миграция вод через слабопроницаемые породы ускоряют этот процесс. Из остальных процессов, оказывающих значительное, а местами преобладающее влияние на рост концентрации подземных рассолов и изменение их химического состава, особо можно отметить фильтрационный эффект, обоснованный академиком Д. С. Коржинским и его последователями — Л. Н. Овчинниковым, В. Г. Максенковым, А. С. Шуром и др.

Фильтрационный эффект заключается в отставании растворенного вещества (солей, ионов и коллоидов) от растворителя (воды) при фильтрации через слабопроницаемые породы. При перемещении подземных вод из нижних горизонтов в верхние и из более проницаемых пород в менее проницаемые в результате фильтрационного эффекта (т. е. вследствие ухода части воды) концентрация оставшейся в песчаных прослоях воды может сильно расти, вплоть до выпадения из водного раствора тех или иных компонентов растворенного вещества. Очевидно, таким путем возникли новые минералообразования в тонких песчаных прослоях или в стенках трещин скальных пород — известковистые желваки, кальцитовые прожилки, кристаллы гипса, пирита и др. Именно этим процессом, на наш взгляд, объясняется резко аномальное повышение минерализации подземных вод в отдельных водоносных горизонтах (особенно в сильно глинистых разностях) и в различных частях геологического разреза. Обычные глубинные факторы концентрирования подземных вод так же, как и свободная их разгрузка, могут способствовать только постепенному росту минерализации с глубиной.

О причинах высоких концентраций рассолов в водоносных горизонтах, залегающих вблизи поверхности земли (в озерно-соровых, озерно-аллювиально-морских и морских отложениях), где основным является процесс континентального засоления и испарительной концентрации, нами почти ничего не сказано. Местами (в некоторых куполах) источниками рассолов служат разгружающиеся по разломам глубинные воды.

В заключение отметим, что выделение гидрогеохимических зон и установление причин их образования имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Подземные воды зоны *А* могут широко использоваться для питьевого, хозяйственно-технического водоснабжения, орошения, а также в бальнеологических целях. Воды зоны *Б* пригодны для водопоя скота, орошения и отчасти для технических и лечебных целей. Воды зоны *В* на некоторых участках обладают ценными бальнеологическими свойствами, так как в них присутствуют сероводород, йод, бром и др.; кроме того, их специфический химический и газовый состав является показателем нефтегазоносности структур. В аналогичных целях используются и рассолы зоны *Г*. Помимо этого, они могут служить для промышленной добычи поваренной и калийной солей, брома, йода, стронция и других ценных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. М., Гидрометеоиздат, 1955.

Алекин О. А. К вопросу о химической классификации природных вод. Труды НИУ ГСМ, серия IV, вып. 32, 1946.

Ахмедсафин У. М. Формирование грунтовых и артезианских вод Казахстана. В кн.: «Формирование подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1965.

Ахмедсафин У. М., Сыдыков Ж. С. и др. Сток подземных вод Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1964.

Богданов Г. Я. Некоторые особенности режима грунтовых вод северо-западной части Прикаспийской низменности в Сталинградском Заволжье. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1960, № 1.

Гаэль А. Г., Голиков М. С. и др. Песчаные пустыни Северного Приаралья и пути их освоения. Труды Ин-та пустынь АН КазССР, т. 2, 1950.

Гидрохимическая карта СССР (подземные воды) м-ба 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Гидрогеохимическая карта западной части Средней Азии м-ба 1 : 1 500 000. М., «Недра», 1965.

Зайцев И. К. Принципы и методы составления гидрохимической карты СССР. Объяснительная записка к гидрохимической карте СССР м-ба 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Зайцев И. К. Региональные закономерности гидрохимии подземных вод СССР. В сб.: «Проблемы гидрогеологии». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. Труды Лаборат. гидрогеол. проблем, т. 16, 1958.

Каменский Г. Н., Гармонов И. В. и др. Грунтовые воды Прикаспийской низменности и их режим. Труды ЛГГП, т. 27, 1960.

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 2.

Личков Б. Л. Формирование подземных вод и единство природных вод. Труды ЛГГП, т. 16, 1958.

Распопов М. П. Опыт баланса грунтовых вод целинных и залежных земель Прикаспийской низменности. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 20, 1956.

Распопов М. П. Природные рассолы Прикаспийской впадины. В кн.: «Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии». Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 61, 1961.

Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 12, вып. 3. Нижнее Поволжье и Западный Казахстан (Актюбинская область). Л., Гидрометеоиздат, 1966.

Сыдыков Ж. С. Формирование подземных вод Уралтау-Мугоджарской складчатой области. В кн.: «Формирование подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1965.

Сыдыков Ж. С. Подземные воды Мугоджар и примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Сыдыков Ж. С. Подземный сток в глубоких водоносных горизонтах Прикаспийской впадины. В сб.: «Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане». Алма-Ата, «Наука», 1968.

Якуцени В. П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. М., Госгеолтехиздат, 1961.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

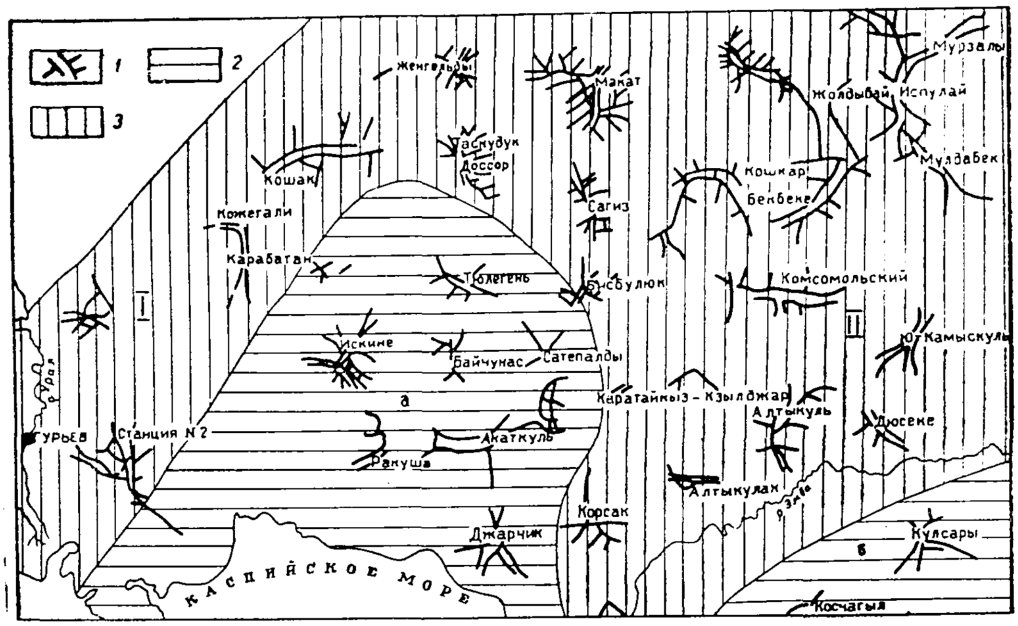
1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

Б. КУКАБАЕВ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-ЭМБЕНСКОГО РАЙОНА

Урало-Эмбенский район занимает центральную часть Прикаспийской впадины, представляющую собой плоскую низменную аккумулятивную равнину, слабо наклоненную к югу и юго-западу, в сторону Каспийского моря. Климат района резко континентальный, с высокими температурами летом и низкими зимой. Годовая сумма атмосферных осадков составляет 115—150 *мм*. В гидрогеологическом отношении



Обзорная структурно-тектоническая схема юго-западной части Урало-Эмбенского района. *1* — солянокупольные структуры; *2* — пологие поднятия мезозой-кайнозойского комплекса: I — Джантерекское, II — Танатарское; *3* — пологие прогибы мезозой-кайнозойского комплекса: *а* — Байчунас-Тентяксорский, *б* — Каратонский.

наибслее эффективны осадки холодного периода года, часть из которых инфильтруется в грунт. В геологическом строении территории участвуют отложения от пермских до современных. Последние небольшим чехлом покрывают большую часть площади, и лишь на со-

лянокупольных поднятиях обнажаются отложения перми, мезозоя и палеогена.

Нами рассматриваются вопросы формирования, изменения минерализации и химического состава подземных вод некоторых нефтяных месторождений юго-западной части Урало-Эмбенского водораздела (рис.). Подземные воды пермотриасовых, среднеюрских и меловых отложений повсеместно соленые, жесткие, слабо- и бессульфатные, относятся к хлоркальциевому типу хлоридного класса и натриевой группе (по В. А. Сулину, 1946).

Минерализация подземных вод, содержание в них микроэлементов и химический состав на каждом месторождении различны и зависят от геолого-структурных и гидрогеологических условий, степени закрытости и продолжительности тектонических подвижек на отдельных структурах (см. рис.). Поэтому каждая нефтяная структура описывается отдельно.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАКАТ

Месторождение Макат расположено в 130 *км* к северо-востоку от г. Гурьева. Рельеф его равнинный, пониженные участки заняты сорами, наиболее распространенными в западной и восточной частях. В геологическом строении месторождения участвуют отложения от нижнепермских до четвертичных. Макатская структура — это обширный соляной купол сложного строения, ядро которого протягивается с юго-востока на северо-запад, дугообразно сгибаясь в плане на северо-восток. По длинной оси купол простирается на 20, а по короткой на 7—13 *км*. В наиболее приподнятых южной, западной и центральной частях купола соль залегает на глубине 200—300 *м*, погружаясь в северо-западном направлении до 500 *м*. Восточное, южное, западное, северо-западное и северное крылья отделяются центральным (меридиональным), северным и южным (широтными) грабенами.

Восточное крыло с запада, севера и юга ограничено сбросами центрального и южного грабенов. В более приподнятой его части соляное ядро находится на глубине 700 *м*. Продольным сбросом крыло разъединено на две части: западную (Северный Макат) и восточную (Юго-Восточный Макат), которые, в свою очередь, поперечными сбросами разделены на отдельные поля и блоки. От отдельных крыльев структуры Южный Макат на севере отделен южным сбросом широтного грабена, а на северо-западе — сбросом центрального грабена. Западный Макат наиболее приподнят и обширен по площади.

Промышленными горизонтами Маката являются: первый юрский — Северного Маката и пермотриасовый — Северного и Юго-Восточного Маката.

Водоносные горизонты установлены в меловых, юрских и триасовых отложениях восточного и южного крыльев. Лучше всего изучены подземные воды среднеюрского и пермотриасового горизонтов. Гидрогеологические условия отдельных участков и блоков, разделенных между собой сбросами, в районе Маката существенно отличаются друг от друга.

Северный Макат

На Северном Макате подземные воды вскрыты в отложениях неокома, средней юры и пермотриаса.

Неокомский водоносный горизонт. Верхний водоносный слой горизонта приурочен к мелкозернистым желтовато-бурым пескам мощ-

ностью до 20 *м*, залегающим на глубине 25—50 *м*. В скважинах уровни воды устанавливаются на глубине 2—13 *м* от устья, а дебиты их колеблются от 0,9 до 2 *л/сек*. Средний слой, сложенный глинистыми слабосцементированными песчаниками мощностью 6—9 *м* с прослоями глин, встречается в кровле песчано-глинистой свиты на глубине 30—40 *м*. Дебиты скважин 0,07—0,4 *л/сек*, пластовое давление 8,3 *атм*. Нижний водоносный слой залегает в кровле пелециподовой свиты на глубине 60—90 *м* и литологически представлен мелкозернистыми светло-серыми песками мощностью 4—6 *м*. Статический уровень, пересчитанный на столб пресной воды, находится на абсолютной отметке 31,9 *м*. Дебиты скважин не превышают 2 *л/сек*.

Минерализация подземных вод описываемого горизонта изменяется от 78 до 100 *г/кг* (табл. 1). В составе основных солей кроме хлори-

Таблица 1

Химический состав подземных вод неокомских отложений Северного Маката

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Соотношения		
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
376	Песчаный	26—28	78,7	134	53	48570	731	1796	27392	0,87	0,08	1,35
				1,2	1,1	1389,7	36,5	147,7	1188,8			
174	»	30—39	83,5	61,0		73629	768	1577	43548	0,87	0,0	2,08
				1,0		2060,0	39,0	129,6	1893,4			
9	Песчано-глинистый	40—44	87,9	388	34	81369	3927	1752	44866	0,85	0,02	2,32
				6,04	0,72	2283,6	195,9	143,9	1950,7			
456	»	42—51	91,4	354	265	55935	1441	1717	31637	0,870	0,35	1,43
				5,0	5,5	1577,4	71,9	141,2	1375,5			
396	Пелециподовый	73—74	95,7	256	941	57637	1643	980	34201	0,91	0,73	1,91
				4,2	11,8	1625,4	32,0	72,4	1486,0			
413	»	50—70	99,6	434	1445	60034	1473	2071	34187	0,88	1,77	1,2
				7,5	30,0	1693,0	73,5	170,8	1486,4			

дов щелочей присутствуют хлориды кальция и магния. В воде почти всегда имеются сульфаты; коэффициент сульфатности $\left(\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}\right)$ варьирует от 0,02 до 1,77 (r — миллиграмм-эквивалент иона). Коэффициент метаморфизации воды, выраженный отношением $\frac{r(Na+K)}{rCl}$, названным нами щелочно-хлорным показателем, изменяется от 0,85 до 0,91 (в среднем 0,88), а отношение $\frac{rCl-rNa}{rMg}$ (кальциевый показатель) колеблется от 1,2 до 2,3 (в среднем 1,7) при некотором преобладании магния над кальцием. Отношение $\frac{rCa}{rMg}$ в среднем составляет около 0,6 (пределы колебания — от 0,25 до 1,36).

Присутствие сульфатов и низкое соотношение кальция и магния свидетельствует о гидравлической связи с водами верхних горизонтов. В составе вод присутствуют (*мг/л*): бром — от 51,92 до 71,8, йод — от 1,68 до 2,2.

Среднеюрский водоносный горизонт. Многочисленными скважинами вскрыты и опробованы четыре нефтяных горизонта, приурочен-

ных к отложениям песчано-глинистой, нижней угленосной и лингуловой свит средней юры. Наиболее продуктивен из них четвертый горизонт, представленный мелко- и тонкозернистыми песками с прослоями глин. Залегает он на глубине 120—170 *м*; общая мощность свиты 70—80 *м*. Пористость песков достигает 32% при средней проницаемости 730 *мд*.

Подземные воды описываемого горизонта напорные. Пластовое давление в начале эксплуатации равнялось 47,2 *атм*. В 1938 г. статический уровень воды, пересчитанный на пресную воду, находился на отметках от 30 до 129,2 *м* при пластовом давлении 2,4—10,15 *атм*. Неодинаковые статический уровень подземных вод и пластовое давление на различных участках обусловлены многочисленными нарушениями. Дебиты скважин до применения искусственного заводнения (1942 г.) составляли сотые доли литров в секунду, а позже в зоне площадного заводнения (северная и юго-западная части купола) увеличились до 0,2—0,8 *л/сек*.

Минерализация воды возрастает с глубиной и с приближением к нефтяной залежи от 120 до 170 *г/кг* (табл. 2). Наибольшая минерализация отмечена на южной окраине, меньшая — в своде. В воде ионы кальция обычно преобладают над ионами магния; их отношение колеблется от 0,74 до 1,46 (в среднем 1,07). Сульфаты встречены в единичных пробах в скважинах вблизи зоны искусственного заводнения. Средний коэффициент сульфатности 0,085. Коэффициент метаморфизации, по значению щелочно-хлорного показателя, варьирует от 0,857 до 0,99. В солевом составе воды присутствуют хлориды магния и кальция (с преобладанием первых) со средним значением кальциевого показателя 1,96. Повышение минерализации происходит главным образом за счет растворения хлористого натрия.

В водах содержатся *(мг/л)*: бром — от 100 до 133,2 (в среднем 115), йод — от 1,79 до 2,67 (в среднем 2,22).

В третьем юрском горизонте нефтяная залежь (площадь 30 *га*) прослеживается в сводовой части структуры и обводняется подошвенными водами, приуроченными к светло-серым мелкозернистым пескам мощностью 4—5 *м*, переслаивающимся с прослоями глин. Пористость песков 31%, проницаемость 1297 *мд*.

Подземные воды горизонта залегают на глубине 298—345 *м* и обладают большим напором. Начальный статический уровень воды (1938 г.) находился на глубине 41 *м*. В процессе эксплуатации уровень ее стал снижаться и в 1961 г. установился на глубинах 67—126 *м*. Пластовое давление в момент вскрытия горизонта составляло 34,5 *атм*, а в январе 1961 г. — в среднем 18,1 *атм*. Дебиты скважин колеблются в пределах 0,01—0,1 *л/сек*.

В подошве песчано-глинистой свиты залегает четвертый горизонт, содержащий нефтяные залежи только в сводовых частях структуры и оконтуривающийся контурными водами. Водовмещающие породы представлены серыми мелко- и среднезернистыми песками с прослоями глин. Суммарная мощность песков 6—10 *м*, пористость около 25%, проницаемость 1155 *мд*. Воды вскрываются на глубине 380—395 *м* и повсеместно обладают напором, который уменьшается в процессе эксплуатации горизонта. Статические уровни вод в начальной стадии разработки находились выше устья, а в 1961 г. установились на глубине 77 *м*. Средняя величина пластового давления в 1961 г. составила 24,4 *атм*. Дебиты скважин изменяются от 0,04 до 3 *л/сек*. Резкие коле-

Таблица 2

Химический состав подземных вод второго горизонта среднеюрских отложений Северного Маката

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
191	II	125—130	122,9	122 1,70	0,0	75863 2139,4	2782 136,4	1095 133,2	43053 1871,9	100,7	—	758	0,87	0,0	2,01
238	»	150,5—162,8	145,9	171 2,8	0,0	89576 2526,1	2673 133,4	1800 148,0	51693 2247,5	101,0	2,46	887	0,89	0,0	1,88
12	»	336—346	179,7	55	0,0	110121 3105,5	3074 153,4	1723 141,7	64660 2811,3	144,6	2,4	762	0,907	0,0	2,18
318	II и IV	116—158 384—388	100,1	67 1,1	230 4,8	128370 3449,0	3782 188,7	2096 172,4	71176 3094,6	161,0	2,19	762	0,897	0,139	2,06
630	»	385—589	200,9	31 0,5	0,0	123014 3469,1	3347 167,0	1638 135,3	72871 3168,3	158,90	2,82	775	0,915	0,0	1,74
370	IV	384—389	203,0	110 1,8	0,0	124382 3508,1	4058 202,5	1729 142,1	12802 3165,3	170,0	2,60	733	0,906	0,0	2,41
245	II+IV	114—157 388—592	204,7	67 1,1	213 5,2	125160 3530,3	3764 187,8	1966 161,7	13188 3187,1	171,0	2,13	732	0,903	0,147	2,12
229	»	104—157	217,1	85 1,4	231 6,1	132943 3749,4	3675 183,4	2230 183,4	77945 3390,1	170,0	2,06	782	0,904	0,162	1,95

бания статических уровней воды и неравномерная обводненность ряда скважин обусловлены прорывами нижнеюрских вод, обладающих большим напором.

Третий и четвертый горизонты эксплуатируются в основном вместе. Минерализация воды колеблется от 174 до 229 *г/кг* (в среднем 200 *г/кг*), увеличиваясь с глубиной и на отдельных участках площади (табл. 2). Наиболее минерализованные воды встречены в сводовой части структуры, что связано с более интенсивным отбором здесь жидкости.

Подземные воды преимущественно бессульфатные и частично слабосульфатные; коэффициент сульфатности варьирует от 0 до 1,166 (в среднем 0,04). Значение щелочно-хлорного показателя равняется 0,923—0,890 (в среднем 0,908), а кальциевого — в среднем 2,1. Минерализация воды увеличивается в основном за счет растворения хлористого натрия. Другие компоненты химического состава на рост минерализации влияют мало. Поэтому изменение минерализации воды прямо зависит от содержания щелочей и хлора.

В подземных водах ионы кальция скапливаются быстрее ионов магния. Так, при минерализации 175 *г/кг* кальция содержится около 1000 *мг/л*, а магния — только 600 *мг/л*. В целом отношение кальция к магнию изменяется от 0,86 до 1,30. С повышением минерализации растет также количество брома (в среднем 149 *мг/л*) и йода (около 2,4 *мг/л*). В ряде скважин определено содержание аммиака (4—27 *мг/л*) и нафтеновых кислот (0,1—1 *мг-экв*).

Основные компоненты химического состава газа, по данным ВНИГРИ, ЦНИЛ и ОКН, — углеводороды, преимущественно метан (табл. 3), содержание которого колеблется от 95,3 до 97,6%. Количество азота составляет 1,9—3,73% при 0,2—0,4% кислорода.

Таблица 3

Газовый состав подземных вод пермских отложений
(объемн. %)

№ скважины	Водоносный горизонт	CO_2	CO	N_2+ред.	Ar+Xe+ +Cr	CH_4	$\Sigma C_nH_{2^{n+2}}$
110	III	0,21	—	3,28	—	96,51	—
123	»	—	—	3,73	—	96,27	—
136	»	0,3	0,2	1,9	—	97,60	—
14	IV	—	—	—	3,89	95,30	0,81
181	»	0,2	2,9	—	—	96,90	—

Пермотриасовый горизонт содержит пластовые воды, приуроченные к серовато-желтым мелкозернистым пескам мощностью 9—10 *м*, залегающим на глубинах 530—550 *м* и более. Общая мощность горизонта 12—15 *м;* пористость песков 30%, проницаемость 117 *мд*. Статические уровни, по замерам 1940—1947 гг., варьируют от 15 *м* выше устья до 150 *м* ниже его. Начальное пластовое давление в 1940 г. равнялось 65 *атм*, в 1947 г. — 55 и в 1960 г. — в среднем 42 *атм*.

Минерализация воды колеблется от 230 до 279,4 *г/кг* (в среднем 240 *г/кг*), повышаясь от сводовой части к крыльям и с глубиной (табл. 4). При увеличении глубины вскрытия на 20 *м* минерализация воды возрастает на 40 *г/кг*, т. е. на 1 *м* глубины прирост минерализации составляет 2 *г/кг*. Такое интенсивное увеличение минерализации при незначительной разнице глубины залегания на небольшой площади объясняется, видимо, близостью соляного ядра и пологим его

Таблица 4

Химический состав подземных вод пермотриасовых отложений Северного Маката

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*	Соотношения			
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
32	532—535	235,95	79 1,29	0,0	144370 4071,4	3656 182,45	1830 150,44	86014 3739,75	148,3	973	0,919	0,0	2,20
67	533—537	238,20	85 1,39	39 0,82	145766 4110,72	3656 182,45	1865 153,31	86875 3777,17	158,3	920	0,919	0,02	2,17
26	541—544	238,98	61 1,0	0,0	146343 4127,0	3847 191,94	1966 161,6	36825 3774,99	162,0	906	0,915	9,0	2,18
57	536,0—537,5	240,20	73 1,20	0,0	147011 4145,81	3848 192,04	1909 156,90	87356 3798,07	152,5	965	0,916	0,0	2,22
606	537—543	242,37	18 0,29	0,0	148410 4185,5	3988 197,01	2005 164,8	87952 3823,99	153,5	968	0,914	0,0	2,19
48	531—537	243,93	92	24	148788 4196,27	3838 191,54	1839 151,16	88678 3855,57	156,90	949	0,919	0,02	2,25

склоном, который затрудняет водообмен и обусловливает интенсивное растворение каменной соли пластовой водой. Этим объясняются также наличие сульфатов и высокий щелочно-хлорный показатель. Сульфатные воды встречены в юго-западной части структуры, где коэффициент сульфатности достигает 0,38. Коэффициент метаморфизации, по величине щелочно-хлорного показателя, равняется 0,907—0,935 (в среднем 0,916), а по величине кальциевого показателя — 2,1—2,44 (в среднем 2,14). Ионы кальция преобладают над ионами магния, а их отношение в среднем составляет 1,25, изменяясь от 1,1 до 1,46.

Содержание брома колеблется от 148,3 до 162 *мг/л* (в среднем 155 *мг/л*), йода — от 1,28 до 5,8 *мг/л*. Хлор-бромный коэффициент 895—1002 (в среднем 948).

В составе газов основным составляющим компонентом является метан (от 84,7 до 97,36%). Содержание азота варьирует от 1,98 до 13,9%, углекислоты — не свыше 1,4%; высших гомологов метана — не более 2,1% (табл. 5).

Юго-Восточный Макат

На Юго-Восточном Макате основные эксплуатационные нефтяные горизонты представлены отложениями средней юры и пермотриаса, воды которых изучены хорошо. Подземные воды встречены также в меловых и нижнеюрских отложениях, но изучены слабее. В средней юре водоносными являются песча-

Таблица 5

Состав растворенных газов пермотриасовых отложений, объемн. %

№ скважины	Глубина опробования, *м*	CO_2	N_2+ред.	H_2S	CH_4	ΣC_nH_{2n+2}
28	532—538	0,22	1,98		97,36	0,44
30	542	—	4,6	Нет	94,9	0,50
44	541—545	—	3,2	»	95,9	0,90
45	538—543	0,20	4,89	»	93,79	0,83
621	540,5—544,5	—	9,53	»	90,47	—
21	540—544	1,4	13,9	»	84,7	—

ные отложения лингуловой, нижней угленосной и песчано-глинистой свит.

Подземные воды лингуловой свиты (II юрский горизонт) приурочены к серым мелко- и тонкозернистым пескам мощностью 4—8 *м*, залегающим в основании свиты на глубине 185—211 *м*. Пористость их достигает 30,5—35,2% при средней проницаемости 659 *мд*. Воды обладают значительным напором. Статические уровни их в начальный период эксплуатации находились у устья, а пластовое давление составляло 21 *атм*. В процессе эксплуатации нефтеводоносного пласта уровень воды заметно снизился: в 1938 г. — до глубины 30—70 *м* (при пластовом давлении в среднем 16,7 *атм*), а в 1960 г. — до глубины 25,7—157,6 *м* (при пластовом давлении в среднем 7,6 *атм*). Дебиты скважин колебались от 0,1 до 1 *л/сек*.

Минерализация воды изменяется от 144,3 до 177,9 *г/кг* (в среднем 163 *г/кг*), увеличиваясь от свода к крыльям структуры и с глубиной (скв. 143, 139, 2 и др.). В целом наращивание минерализации на 1 пог. *м* глубины происходит гораздо быстрее в приконтурной зоне участка. Так, если в сводовой скважине 143 при увеличении глубины на 20 *м* прирост минерализации составляет 10 *г/кг*, то в контурной скважине 139—20 *г/кг*.

Подземные воды описываемого горизонта в основном бессульфатные. Небольшая часть их находится в скважинах, расположенных у сброса — в западной и северной частях, где второй юрский горизонт контактирует с отложениями пелециподовой свиты неокома. Щелочно-хлорный коэффициент колеблется от 0,880 до 0,995 (в среднем 0,891) при средней величине кальциевого показателя 2,03. Содержание солей хлоридов магния и кальция примерно одинаковое; отношение кальция к магнию в среднем равняется 1,08, и только при минерализации более 160—165 *г/кг* количество ионов кальция начинает опережать рост ионов магния.

Содержание брома и йода увеличивается с глубиной и с ростом минерализации. Максимальное количество брома (135—149 *мг/л*) установлено в приконтурной зоне, а минимальное (110—130 *мг/л*) — ближе к плоскости сброса. Содержание йода 1,65—2,8 *мг/л* (в среднем 2,3 *мг/л*). Хлор-бромный коэффициент равен 750.

Подземные воды нижней угленосной свиты (III юрский горизонт) приурочены к серым средне- и мелкозернистым пескам, прослеживающимся в виде узкой полоски вдоль сброса, отделяющего Северный Макат от Юго-Восточного. Мощность их около 4 *м*, глубина залегания 298—345 *м*. Средняя пористость песчаных коллекторов 28%, проницаемость 1018 *мд*.

Пластовые воды горизонта напорные, в начальной стадии эксплуатации (1940 г.) статические уровни их находились у устья, а в

1961 г. — на глубине 70—130 *м;* пластовое давление соответственно составляло 34,2—12 *атм.*

Подземные воды песчано-глинистой свиты (IV юрский горизонт) находятся вблизи небольшой нефтяной залежи, оконтуренной с запада сбросом, с юга — сбросом грабена, а с востока — контурной водой, которая в настоящее время занимает положение подошвенной, что создает хорошую гидродинамическую связь ее с нефтью. Водоносный горизонт представлен серыми и серовато-желтыми мелко- и среднезернистыми песками с прослоями плотных глин, местами переходящими в тонкое чередование глин и песков. Суммарная мощность песчаных прослоев 6—10 *м*. Глубина залегания горизонта в нефтяных залежах 384—400 *м*. Общая пористость песков в среднем 22,9%.

Подземные воды песчано-глинистой свиты напорные, начальные статические уровни их находились выше устья, а в 1961 г. — на глубине 77—273 *м* при пластовом давлении 29 *атм*. Минерализация воды варьирует от 180 до 220 *г/кг* (в среднем около 206 *г/кг*), повышаясь с глубиной (табл. 6). Наиболее минерализованные воды вскрываются в южной и юго-западной частях участка — вблизи контура нефтеносности.

Минерализация и химический состав подземных вод III и IV юрских горизонтов различаются между собой довольно четко. Средняя минерализация вод III горизонта 193, а IV — 209 *г/кг*. Почти повсеместно в водах кальций преобладает над магнием; отношение кальция к магнию в III горизонте в среднем 1,17, а в IV — 1,24. Сульфаты в небольшом количестве присутствуют как в III, так и в IV горизонте (средний коэффициент сульфатности I горизонта 0,4, II—0,3). В водах обоих горизонтов за хлоридами натрия следуют хлориды кальция и магния, но с преобладанием первых, содержание которых увеличивается с глубиной. Соответственно возрастает и кальциевый показатель: в III горизонте — до 2,2, в IV — до 2,5. При этом щелочно-хлорный показатель уменьшается от 0,915 (III горизонт) до 0,909 (IV горизонт).

Концентрации микрокомпонентов растут с глубиной. Среднее содержание брома и йода в водах III и IV горизонтов равняется соответственно (*мг/л*): 148,3; 3,6 и 161; 3,4. С глубиной снижается хлорбромный коэффициент; среднее его значение для вод III горизонта составляет 803, а для IV — 796. В подземных водах описываемых горизонтов, кроме того, установлено присутствие аммония (4—27 *мг/л*) и нафтеновых кислот (около 0,45 *мг-экв*).

Подземные воды песчано-галечниковой свиты (V пермотриасовый горизонт) с запада ограничены сбросом, разделяющим Северный и Юго-Восточный Макат, а с юга — сбросом грабена. Большие площади контактирования нефти с водой создали благоприятные условия для вытеснения пластовой нефти контурными водами. Водовмещающие породы горизонта представлены серыми разнозернистыми песками с пропластками глин и песчаников. Суммарная мощность песков 9—10 *м* при общей мощности горизонта 12—15 *м*. Водоносный горизонт залегает на глубине 525—535 *м*. Пористость песков колеблется от 14,36 до 49% (в среднем 22%) при средней проницаемости 234 *мд*.

Воды описываемого горизонта напорные, в начальной стадии разработки (1940 г.) их статические уровни находились на глубине 5—20 *м* при пластовом давлении 54,3 *атм*. В 1947 г. статические уровни воды устанавливались на глубинах 15—250 *м* при пластовом давлении в среднем 49,6 *атм*, а в 1960 г. — на глубинах 47—281 *м* ниже устья при пластовом давлении 44 *атм*. Расходы скважин изменяются от 0,3 до 1, иногда 3 *л/сек*.

Таблица 6

Химический состав подземных вод среднеюрских отложений Юго-Восточного Маката

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
460	II	175—183	144,32	79 1,3	0,0	88799 2504,2	2745 137,0	1999 164,4	50894 2204,1	124,82	1,92	711	0,880	0,0	1,94
286	»	189—207	145,56	176 2,8	0,0	89388 2520,8	2443 136,9	1811 148,9	51449 2237,8	110,46	1,65	807	0,888	0,0	1,90
143	»	162—167	153,68	171 2,8	0,0	95065 2624,5	2866 143,0	1740 143,1	53848 2341,2	119,30	2,19	780	0,892	0,0	1,98
2	»	202—202	169,55	168 2,75	0,0	104013 2933,5	3300 164,7	1878 154,6	60189 2617,0	126,80	2,60	822	0,89	0,0	2,05
131	»	194—198	173,96	146 2,4	0,0	106703 3009,1	3532 176,26	1835 150,8	61742 2684,44	143,0		752	0,892	0,0	2,16
139	»	222—226	177,56	140 2,30	0,0	108660 3064,3	3522 175,76	1695 139,31	63541 2751,53	148,0		734	0,898	0,0	2,24
203	»	195—200	177,91	98 1,6	0,0	108906 3073,76	3553 177,27	1568 120,9	63691 2769,19	149,0		733	0,901	0,0	2,36
432	»	390—395	186,54	128 2,1	0,0	114220 3221,10	3066 153,0	1671 137,4	67454 2932,8	142,0	3,3	806	0,911	0,0	2,10
84	»	228—340	196,40	122 2,0	34 0,70	120245 3391,3	3106 155,0	1800 148,0	71065 3091,0	154,0	2,54	780	0,913	0,02	2,01
71	IV	400—402	197,90	67 1,1	0,0	121111 3415,7	3743 186,8	1660 136,5	71123 3093,5				0,906	0,0	2,35
429	»	405—430	206,70	48 0,8	0,0	126058 3555,0	3143 157,0	666 54,8	76780 3344,0	145,00	3,52	870	0,954	0,0	3,94
70	»	391—397	208,90	61 1,0	0,0	127960 3607,7	4177 208,10	1770 145,6	74885 3255,0	160	3,7	800	0,90	0,10	2,42
13	»	402—405	214,00	195 3,2	0,0	131025 3695,20	4059 198,99	1944 159,78	76812 3339,63	179,0	3,8	732	0,904	0,0	2,22
73	»	398—402	219,80	176 2,89	65 1,36	134512 3793,35	3908 105,02	1944 159,73	79184 3442,80	279,5	3,8	732	0,908	0,04	2,18

Таблица 7

Химический состав подземных вод пермотриасовых отложений Юго-Восточного Маката

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
49	534—537	205,73	97 1,7	0,0	125947 3551,8	3925 1924	1724 141,8	74042 3219,2	Не определены		—	0,907	0,0	2,34
425	514—520	208,80	104 1,7	0,0	127873 3606,4	4076 203,4	1750 143,9	74998 3260,8	»	»	—	0,904	0,0	2,40
31	528—536	209,46	146 2,4	0,0	128266 3617,2	4094 204,3	1794 147,5	75159 3267,8	»	»	—	0,903	0,0	2,36
415	530—533	210,00	140 2,3	0,0	128741 3630,6	4042 201,7	1718 141,3	75670 3289,9	152,4	2,6	823	0,906	0,0	2,40
421	523—531	210,22	127 2,1	0,0	128046 3611,0	3988 199,0	2820 140,7	75288 3273,4	169,0	2,9	749	0,907	0,0	2,39
66	534—539	211,54	104 1,7	0,0	129440 3650,6	4333 216,2	1533 126,1	76130 3110,0	170,1	3,2	734	0,906	0,0	2,69
370	520—530	214,27	109 1,8	0,0	131147 3698,3	3954 197,3	1747 141,2	77315 3361,6	Не определены		—	0,909	0,0	2,38
85	535—539	215,81	97 1,6	0,0	132443 3735,4	4062 202,7	2337 192,2	76869 3341,1	»	»	—	0,895	0,0	2,05
84	543—549	221,79	122 2,0	0,041 0,85	135734 3827,80	3725 185,95	1922 157,98	80195 3486,72	»	»	—	0,911	0,02	2,16
66	533—536,5	241,69	110 1,8	0,0	148076 4175,8	4857 242,4	2095 172,0	86553 3763,0	»	»	—	0,901	0,0	2,40
70	525—535	243,70	110 1,8	0,0	149142 4205,0	4461 222,6	1874 154,0	88115 3830,2	179,50	3,5	717	0,913	0,0	2,44
404	523—542	249,08	73 1,2	132 2,74	152680 4305,58	4861 24264	2158 177,46	89457 3889,42	180,0	2,0	732	0,904	0,004	2,35

Минерализация воды варьирует от 205 до 250 *г/кг*, в среднем 230 *г/кг* (табл. 7). Увеличение ее происходит от сводовой части структуры к контуру нефтеносности, т. е. к востоку. За период эксплуатации водо-нефтяного горизонта установлено, что минерализация воды уменьшилась.

Воды горизонта бессульфатные; сульфаты в небольшом количестве обнаружены в скважинах, расположенных на крыльях структуры. Коэффициент сульфатности 0,0—0,064 (в среднем 0,007). В воде кальций преобладает над магнием, их отношение всегда больше единицы (в среднем 1,38), причем увеличивается с ростом минерализации. Коэффициент метаморфизации, по щелочно-хлорному показателю, колеблется от 0,889 до 0,913 (в среднем 0,905), а по кальциевому показателю — от 2,05 до 2,69 (в среднем 2,4). Рост содержания кальция идет быстрее, чем магния. Если содержание кальция при повышении минерализации на 45 *г/кг* возрастает на 940 *мг/л*, то содержание магния — на 434 *мг/л*, причем количество магния увеличивается только до минерализации 213 *г/кг*.

Содержание брома и йода *(мг/л)* изменяется соответственно от 154,4 до 180 (в среднем 170) и от 2 до 3,5 (в среднем 2,8). С увеличением содержания брома уменьшается хлор-бромный коэффициент, средняя величина которого составляет 751.

Южный Макат

На Южном Макате установлено одиннадцать водоносных горизонтов, из которых восемь вскрываются в отложениях средней юры и три — в отложениях пермотриаса. Наиболее изучен водоносный горизонт песчано-глинистой свиты средней юры (IV юрский продуктивный). С севера и северо-запада он ограничен сбросами широтного и центрального грабенов, а с востока — контурной водой.

Подземные воды IV юрского горизонта на Южном Макате приурочены к серым мелкозернистым пескам мощностью до 18 *м* с линзами плотных глин. Залегают они на глубинах 75—94 *м* и имеют в среднем проницаемость 434 *мд*.

Подземные воды горизонта напорные. Начальный статический уровень их в 1929 г. за контуром нефтеносности был на глубине 12,9 *м* при пластовом давлении 10,6 *атм*. В 1943 г. (скв. 205) уровень воды понизился до глубины 24,6 *м* при пластовом давлении 9,4 *атм*, а в 1960 г. в действующих скважинах уровни находились на глубинах 4—70 *м* при пластовом давлении в среднем 6 *атм*. Дебиты скважин 0,01—1,1 *л/сек*.

Минерализация воды изменяется от 107,8 до 156,4 *г/кг* (в среднем около 130 *г/кг*), повышаясь с глубиной и к западу (табл. 8). При росте глубины до 30 *м* минерализация воды увеличивается на 50 *г/кг*. В процессе эксплуатации водо-нефтяного горизонта минерализация воды понижается.

Коэффициент метаморфизации, по щелочно-хлорному показателю, составляет в среднем 0,9. Ионов магния значительно больше, чем кальция, что указывает на поступление вод из верхних горизонтов. Коэффициент сульфатности колеблется от 0 до 0,49. Содержание сульфатов уменьшается с ростом минерализации, и при величине более 135 *г/кг* они полностью исчезают. По единичным определениям, содержание брома изменяется от 75,11 до 109,4 *мг/л* и йода — от 1,17 до 1,31 *мг/л*.

Таблица 8

Химический состав подземных вод IV юрского горизонта Южного Маката

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Соотношения		
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
542	65—100,0	107,8	470 7,7	0 0,2	66087 1863,7	1090 54,4	1835 15,09	38325 1666,3	0,894	0,011	1,31
541	89—91,0	117,5	342 5,60	477 9,94	71895 2027,41	1306 65,19	2070 170,27	41572 1807,49	0,892	0,49	1,29
410	79,5—96,0	125,5	464 7,6	0,0	77934 2197,8	1523 76,0	1933 159,0	45319 1970,4	0,897	0,0	1,44
411	84—86,0	132,0	513 8,4	222 4,60	80494 2269,9	943 47,1	1937 159,0	47950 1076,8	0,915	0,202	1,18
409	82—86,0	132,4	512 8,4	515 2,4	80955 2282,9	1204 60,1	1957 160,7	47677 2072,9	0,909	0,105	1,31
401	104—108	133,4	520 8,52	19 0,38	81500 2298,0	1300 65,0	1830 150,0	48100 2091,90	0,912	0,016	1,38
466	65—93	135,0	323 5,3	42 0,9	82781 2334,5	1723 86,0	1914 157,4	48238 2097,3	0,902	0,039	1,50
205	80—84	137,5	492 8,1	0,0	84214 2375,0	1473 73,5	2055 168,7	49241 2110,9	0,891	0,0	1,56
200	98,5	143,8	491 8,04	0,0	88111 2485,0	1706 85,15	2148 276,65	51298 2231,24	0,897	0,0	1,44
206	96,6	156,0	424 6,94	0,0	89706 2530,0	1726 86,14	2161 177,70	52560 2273,10	0,898	0,0	1,50

В составе растворенного газа преобладает метан (93,9—97,6%); азота содержится 1,9—3,7 и углекислоты — менее 0,3%.

Необходимо отметить, что на Юго-Восточном Макате IV юрский горизонт на глубине 385—405 *м* содержит воду с минерализацией в среднем 209 *г/кг*, а на глубине 348—393 *м* — 206 *г/кг*. Щелочно-хлорный показатель равен 0,91, кальциевый — 2,08, коэффициент сульфатности — 0,03. Брома и йода содержится соответственно 153 и 2,4 *мг/л*.

Подземные воды II юрского горизонта со средней минерализацией около 163 *г/кг* вскрыты в подошве лингуловой свиты средней юры на глубинах 162—222 *м*. Воды здесь менее сульфатны и более метаморфизованы. Средний коэффициент сульфатности 0,008. Хлориды кальция превалируют над хлоридами магния; среднее значение кальциевого показателя 2,03. Среднее содержание брома и йода соответственно 115 и 2,22 *мг/л*.

III юрский водоносный горизонт, заключенный в отложениях нижней угленосной свиты средней юры, залегает на глубинах 330—390 *м*. Средняя минерализация воды 193 *г/кг*. В подземных водах Юго-Восточного Маката коэффициент сульфатности в среднем составляет 0,04. Среднее значение щелочно-хлорного показателя равно 0,915, а кальциевого — 2,08. Среднее содержание брома и йода соответственно 148 и 3 *мг/л*.

Пермотриасовый (V) водоносный горизонт установлен на всех трех промысловых участках Маката, но на различных глубинах. На Южном участке он приурочен к отложениям песчано-галечниковой свиты верхнего триаса и вскрыт на глубине 281 *м*, где залегают воды с минерализацией около 225 *г/кг*. Воды слабосульфатные, с коэффициентом сульфатности 0,05. Щелочно-хлорный показатель равен 0,914 при величине кальциевого показателя 2,7. На Юго-Восточном Макате этот горизонт залегает на глубине 525—535 *м*. Средняя минерализация подземных вод достигает 230 *г/кг* при коэффициенте сульфатности 0,007, средних значениях кальциевого и щелочно-хлорного показателей соответственно 2,4 и 0,905. Брома и йода содержится соответственно 170 и 2,8 *мг/л*. На Северном Макате пермотриасовый водоносный горизонт залегает на глубине 530—540 *м*, и воды в нем более минерализованы, чем на других участках. Щелочно-хлорный и кальциевый показатели соответственно составляют 0,916 и 2,24, коэффициент сульфатности — 0,03. Средняя концентрация брома здесь 155 и йода — 1,28 *мг/л*.

Из сказанного видно, что подземные воды одноименных горизонтов на промысловых участках резко отличаются друг от друга (особенно на Южном участке) по минерализации, химическому составу и другим показателям. Причем, чем глубже залегают водоносные горизонты, тем воды их ближе между собой по всем показателям. В этом отношении особенно характерны IV и V водоносные горизонты Юго-Восточного и Северного Маката, содержащие воды сходного химического состава, что позволяет предполагать о формировании их в одинаковых условиях.

Подземные воды описываемого месторождения с глубиной также четко различаются между собой, особенно по степени минерализации. Повышение минерализации подземных вод с глубиной сопровождается изменением их химического состава: в целом они становятся менее сульфатными и более метаморфизованными. В частности, на Юго-Восточном Макате коэффициент сульфатности от III к V горизонту уменьшается от 0,04 до 0,007. Коэффициент метаморфизации, т. е.

щелочно-хлорный показатель, варьирует от 0,915 до 0,905, а также увеличивается содержание микрокомпонентов, особенно брома.

Различие геолого-структурных, гидрогеологических условий каждого участка и характер изоляции нефтеносных горизонтов предопределяют физико-химические свойства нефтей. С ростом глубины залегания нефтяных горизонтов закономерно изменяются удельные веса нефтей, содержание смол и парафина, температура начала кипения и содержание легких фракций, углеводородный состав и другие свойства (табл. 9).

Таблица 9

Изменение некоторых параметров нефтей на месторождении Макат

Участок	Водо-нефтяной горизонт	Глубина опробования, *м*	Удельный вес, *г/см*^{3}	Акцизные смолы, %	Содержание парафина, %	Средняя минерализация воды, *г/кг*
Южный	Песчано-глинистый	96—110	0,855	1,8	—	131,0
Юго-Восточный	Лингуловый	160—220	0,8809	7,6	—	163,0
	Песчано-глинистый	385—405	0,8772	4,1	0,657	209,0
	Песчано-галечниковый	514—543	0,876	3,0	—	230,0
	Нижний неоком	60—80	0,8926	18,6	0,460	90,0
Северный	Лингуловый	115—168	0,8982	18,1	0,501	151,0
	Нижний угленосный	325—340	0,8861	11,30	0,540	181,0
	Песчано-глинистый	348—393	0,8860	3,0	—	206,0
	Песчано-галечниковый	527—542	0,8191	2,7	0,938	240,0

Из данных таблицы видно, что сверху вниз удельные веса нефтей уменьшаются от 0,8926 до 0,8691 *г/см*^{3}, а содержание акцизных смол — от 18,6 до 2,7% (Северный и Юго-Восточный Макат). При этом установлено, что чем больше минерализованы пластовые воды, менее сульфатны и более надежно изолированы от влияния поверхностных факторов, тем легче нефть, меньше в ней акцизных смол, вязкости и больше парафина.

По качеству нефти одновозрастных свит на различных участках Маката также различаются между собой. Так, нефти лингуловой свиты на Юго-Восточном Макате легче, чем на Северном. Этому соответствует, как уже отмечалось, более высокая минерализация подземных вод одновозрастных свит юрских отложений на Юго-Восточном Макате по сравнению с Северным.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САГИЗ

Нефтяное месторождение Сагиз находится в 120 *км* к северо-востоку от г. Гурьева. В структурном отношении оно представляет сложную куполовидную складку длиной 19 и шириной 9 *км*, вытяну-

тую в меридиональном направлении. В сводовой части соляного ядра вдоль его простирания расположены три поднятия, различные по условиям залегания нефти, — Северное, Центральное и Южное. Глубина залегания соли на вершинах этих поднятий равна 300—350 *м*.

Северный Сагиз отделяется от Центрального поперечным сбросом, а грабеном он делится на западное и восточное крылья, которые, в свою очередь, поперечными сбросами разделяются на ряд блоков. Центральный Сагиз занимает центральную часть купола, где соляное ядро залегает в своде на глубине от 290—350 *м* до 1300 *м* — на западном и до 1260 *м* — на восточном его крыльях. Западное (поднятое) крыло Центрального Сагиза отграничивается от восточного (опущенного) грабеном, образованным двумя продольными сбросами. В сводовой части западного крыла, где вскрыта верхнетриасовая нефтяная залежь, все осадки моложе нижней юры смыты. Значительному размыву подверглись триасовые и нижнеюрские осадки. По сравнению с западным восточное крыло имеет более полный разрез. Здесь под четвертичными отложениями залегают верхнеальбские породы, сменяющиеся в пониженных частях структуры более молодыми. В грабене, разделяющем западное и восточное крылья, нередко обнажаются верхнемеловые отложения. Южный Сагиз приурочен к отдельному поднятию соляного ядра почти меридионального простирания, где оно в наиболее приподнятой части свода залегает на глубине 300 *м*.

Из указанных участков нефтяные залежи промышленного значения установлены на Северном и Центральном Сагизе, на Южном выявлены лишь слабые нефтепроявления в неокомских и юрских отложениях. Подземные же воды вскрыты в водоносных отложениях от альб-сеномана до триаса, которые хорошо изучены только на эксплуатируемых участках Северного и Центрального Сагиза.

Северный Сагиз

На Северном Сагизе нефтяные горизонты установлены на южном и центральном полях восточного крыла, но на южном поле размеры нефтяной залежи в отложениях средней юры очень незначительны, поэтому не представляют промышленного значения. Промышленные эксплуатационные нефтяные горизонты центрального поля приурочены к юрским отложениям мощностью 5—20 *м*, вскрытым в разрезе лингуловой свиты на глубине 220—340 *м*. Контурные пластовые воды в начальный период эксплуатации фонтанировали, но уже к 1960 г. напор снизился до 7—20 *атм*. Дебиты скважин 0,01—0,09 *л/сек*. Воды соленые, бессульфатные, минерализация их изменяется от 160,2 до 186,5 *г/кг* (табл. 10). С глубиной щелочно-хлорный показатель колеблется от 0,06 до 0,877. С ростом минерализации увеличивается содержание брома (от 163 до 204 *мг/л*) и йода (от 2 до 4 *мг/л*). Хлор-бромный коэффициент в среднем равен 612.

В разрезе неокома водоносные горизонты вскрыты в толще пестроцветной свиты баррема и в пелециподовой свите: первый — на глубине 60—180 *м* при мощности 4—12 *м* и минерализации 101—102,5 *г/кг*, второй — на глубине 143—186 *м* при мощности около 5—7 *м*. Дебиты скважин колеблются от 0,08 до 0,02 *л/сек*. Воды слабосульфатные с минерализацией 111,2—118,3 *г/кг*. Кальциевый показатель варьирует от 1,00 до 1,03. В этих водоносных горизонтах установлены бром (83,79—96,68 *мг/л*) и йод (0,992 *мг/л*).

Таблица 10

Химический состав подземных вод средней юры Северного Сагиза

№ скважины	Глубина опробования, *м*	pH	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
218	230—237	6,63	162,2	238,0 3,9	81,0 1,8	98572,0 2779,8	1212,0 60,50	677,0 55,70	61394,0 2669,30	176,18	2,415	560	0,96	0,065	2,2
217	235—252	6,69	166,2	189,0 3,1	Следы	102053,0 2894,9	3118,0 155,5	2455,0 202,0	58432,0 2540,50	163,29	2,212	6,5	0,77	—	1,8
220	226—270	6,62	173,5	43,0 0,70	50,0 1,0	106004,0 2989,40	3182,0 158,8	2109,0 173,40	61155,0 2658,9	167,78	2,09	612	0,89	0,033	1,9
221	272—274 284—296	7,0	179,2	24,0 0,4	4111,0 8,5	109774,0 3095,70	3521,0 175,7	2077,0 170,80	63436,0 2758,10	172,31	2,126	612	0,891	0,274	2,1
207	241—248 309—313	6,64	181,3	79,0 1,3	Следы	111530,0 3145,4	3503,0 1748	2429,0 199,8	63758,0 2772,1	193,37	3,051	599	0,881	—	1,9
222	336—341 357—364	6,6	184,7	98,0 1,60	2927,0 60,90	110894,0 3127,30	3741,0 186,70	2220,0 182,60	64869,0 2820,40	200,5	3,4	602	0,902	2,16	2,0
209	287—291 303—310	7,34	186,5	43,0 0,70	180,0 3,70	113554,0 3202,30	1463,0 73,0	888,0 73,0	70396,0 3060,70	204,11	3,763	608	0,956	0,12	2,0

Центральный Сагиз

В Центральном Сагизе — основном объекте эксплуатации нефтяных залежей — выделяются два промысловых участка: Западный и Восточный, гидрогеологические условия которых резко отличаются друг от друга.

Западный промысловый участок (западное крыло) расположен в юго-западной части Центрального Сагиза, где нефтяная залежь вскрыта в верхней части песчано-галечниковой свиты верхнего триаса в сводовой части брахиантиклинальной складки, оборванной сбросом. Нефтяной горизонт мощностью до 20 *м* глинистыми прослоями делится на 2—4 пропластка; на глубине 187—248 *м* он оконтуривается пластовой водой, приуроченной к мелкозернистым пескам с включением галек и прослоями глин со средней пористостью 28,2%. Эти воды постепенно становятся напорными со статическим уровнем 34—40 *м*. Пластовое давление в начальный период эксплуатации (1941 г.) равнялось 21—22 *атм*, а к 1961 г. снизилось до 19 *атм*. Дебиты составляют 0,5—1,5 *л/сек* с увеличением до 3,2 *л/сек* в сводовой части в сторону сброса грабена, что, очевидно, происходит в результате поступления альб-сеноманских и сенон-туронских напорных вод по сбросу.

Подземные воды слабосульфатные с общей минерализацией 111—124 *г/кг* (табл. 11), высокометаморфизованные. Щелочно-хлорный показатель 0,93—0,88, коэффициент сульфатности 1,34—3,7, отношение кальция к магнию 0,36—0,53. Минерализация воды возрастает от присводовой части поля к северо-запа-

Таблица 11

Химический состав подземных вод верхнего триаса Западного участка Центрального Сагиза

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Соотношения		
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na + K	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl - rNa}{rMg}$
49	209—211	118,0	317,0 5,20	3226,0 672	69931,0 1972,3	1818,0 90,70	2506,0 206,10	40180,0 1747,60	0,89	3,4	1,5
54	203—205,5	113,4	720,0 11,8	2880,0 59,9	66998,0 1889,6	1477,0 37,70	1679,0 138,5	43234,0 1750,0	0,9	5,17	1,5
56	213—218	115,1	159,0 2,6	1268,0 26,4	69870,0 1970,5	1369,0 68,3	2273,0 186,0	40117,0 1744,9	0,88	1,34	1,4
50	192—198 214—218	114,2	372,0 6,1	3437,0 71,5	68400,0 1929,1	1615,0 80,6	2529,0 208,0	38847,0 1689,0	0,88	2,63	1,4
26	194—202	124,0	287,0 4,70	3634,0 75,60	72526,0 2045,3	866,0 43,30	1180,0 97,10	45660,0 1985,20	0,97	3,7	1,5

ду. Одновременно в том же направлении растет количество ионов сульфатов и уменьшается кальциевый показатель, что, вероятно, наблюдается вследствие поступления подземных вод альб-сеноманских отложений по сбросу.

Минерализация пластовых вод горизонта увеличивается в процессе эксплуатации разрабатываемого пласта. Содержание брома изменяется от 99,6 до 110,5 *мг/л*, йода — от 0,92 до 1,14 *мг/л* и нафтеновых кислот — от 0,45 до 0,75 *мг-экв*.

Восточный промысловый участок (восточное крыло) Центрального Сагиза находится в юго-восточной части структуры. Здесь нефтяные залежи вскрыты в отложениях верхнего триаса, средней юры, неокома, апта и альба, где они ограничены контурными водами. Причем выделяются два подучастка, отличающиеся между собой по структурному положению и гидрогеологическим условиям.

Первый участок занимает северную приподнятую часть антиклинали восточного крыла Центрального Сагиза. Здесь нижним эксплуатируемым горизонтом является нижнетриасовый, приуроченный к свите зеленовато-серых глин и песчаников. Водоносный горизонт свиты был опробован в интервале глубин 1157—1167 *м*. Дебит скважин 0,02 *л/сек*. Воды слабосульфатные, с минерализацией 232—263 *г/кг*. Щелочно-хлорный показатель 0,78, отношение кальция к магнию 1,6—5,33 и коэффициент сульфатности 0,18—0,02. В процессе эксплуатации возрастают минерализация воды и содержание кальция и уменьшается сульфатность. Содержание брома варьирует от 327 до 364,5 *мг/л*, а йода — от 6,78 до 13,1 *мг/л*. В водах найдены также (*мг/л*): медь — 0,4, свинец — около 4,0, никель — 0,8, марганец — 20,0, ванадий — 4,0, сурьма — 120,0, барий — 20, алюминий — 40,0.

В среднеюрских отложениях нефтяные горизонты вскрыты в верхней угленосной, лингуловой и нижней угленосной свитах, из которых основная и наиболее выдержанная — лингуловая. Нефтяные пласты этой свиты включают до пяти горизонтов мощностью от 1 до 10 *м*.

Водоносные горизонты лингуловой свиты установлены на глубинах 515—612 *м*, где они содержат напорные воды, статические уровни которых колеблются от 226 до 479 *м*. В процессе эксплуатации уровни воды постепенно снижаются, особенно интенсивно — в сводовой части структуры. Минерализация воды изменяется от 196,6 до 230,6 *г/кг* (табл. 12), увеличиваясь с глубиной и в направлении контура нефтеносности. Меньшая минерализация установлена вблизи сброса (скв. 148), большая — у контура нефтеносности (скв. 76). С ростом минерализации уменьшается сульфатность вод и увеличивается отношение кальция к магнию. Воды сильно метаморфизованы; щелочно-хлорный показатель 0,96—0,88.

Минерализация подземных вод возрастает также в процессе эксплуатации, особенно в приконтурной зоне, за счет подтока приконтурных пластовых вод. С ростом минерализации в направлении контура нефтеносности наблюдается повышение содержания брома (от 207 до 298 *мг/л*) и йода (от 1,8 до 3,1 *мг/л*). В этих водах также определены (*мг/л*): медь — от 0,25 до 0,55, цинк — от следов до 2,5, свинец — от 2,5 до 5,5, ванадий — около 0,25, стронций — от 0 до 90,0 и алюминий — от 7,5 до 55.

В неокомских отложениях нефтяные горизонты приурочены к пестроцветной свите баррема, представленной чередующимися между собой пестроокрашенными глинами и зеленовато-серыми и темно-серыми песками и песчаниками. В этой свите выделяется до пяти водоносных горизонтов общей мощностью 35—45 *м*, но разрабатыва-

Таблица 12

Химический состав подземных вод неокомских и среднеюрских отложений первого подучастка Восточного участка Сагиза

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Соотношения		
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,SO_4 \cdot 100}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Cl - r\,Na}{r\,Mg}$
101	Неокомский	308—310	173,0	85,0 1,4	88,0 1,8	106015 2989,7	4317,0 215,4	2028,0 166,8	60046,0 2610,7	0,873	0,06	2,3
69	»	361—363	178,3	15,0 0,3	35,0 0,9	109465 3087,0	3066,0 153,3	1981,0 162,9	63772,0 2772,7	0,898	0,03	1,9
80	»	370—373	190,2	988 16	1170,56 24,37	115346 3253,14	40,68 21,99	2235,4 183,63	7116,20 3092,01	0,95	0,74	1,12
29	»	400—402	192,4	136 22	Следы	116972,6 3299,00	917,23 45,77	1645,98 135,36	72198,64 3140,30	0,95	Следы	1,3
67	Лингуловый	530—538	209,0	79,0 1,13	69,0 1,4	128776,0 3631,6	3912,0 195,20	2238,0 187,30	74792,0 3251,80	0,896	0,038	2,02
	»	540—546	209,0	73,0	0,0	128623,0 3627,40	3766,0 187,90	2106,0 173,10	75155,0 3267,60	0,901	0,0	2,80
42	»	576—578	212,02	42,0 0,688	Следы	128401,0 3620,15	4102,0 204,69	1952,0 160,53	74900,0 3256,6	0,899	0,0	2,278
76	»	600—612	230,7	1037,3 170,10	16,33 0,340	136133,6 3889,40	741,48 368,2	1897,0 156,0	75105,78 3701,72	0,964	0,02	1,2

ются только четвертый и пятый горизонты. Пластовые напорные воды вскрыты на глубинах 230—373 *м*. Статические уровни варьируют от 150 до 340 *м*, но в процессе эксплуатации они постепенно снижаются, причем более интенсивно в своде структуры и менее — в приконтурной зоне. Минерализация воды колеблется от 163,4 до 192,4 *г/кг* (табл. 12), увеличиваясь с глубиной и в сторону погружения нефтяных горизонтов. Минимальная минерализация отмечена на северо-востоке участка (скв. 105), где при глубине опробования 242—244 *м* она равняется 163,4 *г/кг*, а максимальная — на юге (скв. 29 и 80), где на глубинах 373—402 *м* она составляет 190—192,4 *г/кг*. С ростом минерализации увеличивается также содержание брома (от 207 до 215 *мг/л*) и йода (от 1,6 до 2,75 *мг/л*).

В аптских отложениях установлено до трех нефтяных горизонтов, основной из которых залегает в основании нижнего апта. Подземные воды горизонта вскрыты большим количеством скважин на глубинах 163,6—247 *м* и приурочены к серым мелко- и среднезернистым пескам, переслаивающимся с глиной. Общая пористость песков изменяется от 22,5 до 32% (в среднем 29%), в том числе эффективная пористость составляет 11—28% (в среднем 23%). Мощность песков 2—7 *м*. Первоначальное гидростатическое давление пластовых вод равнялось 25—26 *атм*, а в процессе эксплуатации снизилось до 10—19 *атм*. Статические уровни подземных вод колеблются от 50 до 70 *м* ниже устья скважин. Дебиты скважин 0,18—0,21 *л/сек*. Минерализация подземных вод горизонта варьирует от 109 до 163,5 *г/кг* (табл. 13). При одинаковых глубинах опробования водоносного горизонта минерализация воды увеличивается в юго-восточном направлении контура нефтеносности, а также с глубиной. Воды слабосульфатные, высокометаморфизованные; щелочно-хлорный показатель и отношение кальция к магнию колеблются соответственно в пределах 0,95—0,83 и 0,19—3,25.

С ростом минерализации растет концентрация брома. Так, при увеличении минерализации от 123,6 до 163,5 *г/кг* содержание брома возрастает от 107,4 до 215,3 *мг/л*. Содержание литофильных микроэлементов составляет (*мг/л*): меди — от 0,25 до 1,25, цинка — от следов до 2,5, свинца — от следов до 2,5, никеля — от 0,5 до 1,25, марганца — от 2,25 до 7,5, ванадия — от следов до 2,5, циркония — от 1,25 до 1,88, сурьмы — от 25 до 75, стронция — до 54, бария — до 7,5 и алюминия — от 4,5 до 250.

Второй подучасток приурочен к небольшому поднятию на южном окончании антиклинальной складки восточного крыла Центрального Сагиза. Здесь нефтяные горизонты установлены в среднеюрских и нижнемеловых отложениях.

В среднеюрских отложениях нефтяные горизонты вскрыты в верхнеугленосной (на глубине 599—641 *м*), лингуловой (на глубине 613—730 *м*), нижнеугленосной (на глубине 741—795 *м*) и песчано-глинистой (на глубине 824—854 *м*) свитах. В этих свитах подземные воды занимают контурное положение, обладают значительным напором; статические уровни их в начальный период эксплуатации устанавливались у устья скважин, а в 1961 г. находились на глубине 395—578 *м*. Соответственно величина пластового давления уменьшилась от 33 до 14—10 *атм*. Максимальные дебиты скважин (0,5—1,4 *л/сек*) получены в приконтурных скважинах (1960 г.), а минимальные (в сотых и тысячных долях литра в секунду) — в центральной части подучастка.

Воды среднеюрских отложений в целом жесткие, с общей минерализацией 197,7—254,9 *г/кг* (табл. 14), причем воды верхней угленос-

Таблица 13

Химический состав подземных вод аптских отложений первого подучастка Восточного участка Сагиза

№ скважины	Глубина опробования, *м*	pH	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
86	234—239	6,49	123,6	165,0	2685,0	73516,0	2250,0	2415,0	41878,0	107,43	1,22	698	0,878	2,62	1,6
			2,7	2,7	55,8	2073,2	112,50	198,6	1820,8						
81	226—230	6,44	130,6	195,0	4515,0	76427,0	1946,0	3415,0	43114,0	128,13	1,168	597	0,87	4,25	1,4
				3,2	93,9	2155,3	97,1	280,8	1874,5						
103	238—243	7,03	133,3	195,0	3024,0	79413,0	2561,0	2443,0	45669,0	121,79	1,325	651	0,88	2,81	1,60
				3,2	62,9	2239,5	127,8	200,9	1976,9						
77	236—239	6,61	143,3	195,0	6090,0	84678,0	1794,0	4661,0	47127,0	120,32	1,144	705	0,858	5,3	1,2
				3,2	126,7	2388,0	89,5	379,4	2049,0						
74	242—247	6,69	144,8	116,0	1530,0	87820,0	3082,0	1970,0	50244,0	148,25	1,78	660	0,886	1,19	1,95
				1,9	31,8	2466,6	153,8	162,0	2184,50						
88	237—243	6,82	150,5	153,0	5271,0	89834,0	1982,0	3705,0	51564,0	205,76	2,97	436	0,885	4,14	4,3
				2,5	109,0	2533,4	53,9	304,7	2241,9						
128	224—232	6,44	154,5	73,0	1180,0	93097,0	3551,0	2597,0	53987,0	185,14	1,14	503	0,862	0,93	1,9
				1,2	24,5	2625,4	177,20	213,6	2260,3						
126	239—243	—	157,7	54,92	24,02	97251,46	4001,99	2365,66	54065,64	182,9	2,768	542	0,858	0,02	2,0
				0,9	0,5	2742,8	199,7	192,9	2351,6						
105	238—244	6,45	163,5	55,0	Не обн.	101238,0	4118,0	2119,0	56950,0	215,30	1,95	471	0,867	0,0	1,2
				0,9	—	2855,0	205,5	174,30	2476,10						

Таблица 14

Химический состав подземных вод среднеюрских отложений второго подучастка Восточного участка Сагиза

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	pH	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
					HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
183	Верхнеугленосный	599—641		197,7	146,60 2,40	279,82 5,82	120756,0 3405,32	4135,92 206,42	2332,51 191,82	6935,90 3015,30	201,5	2,05	598	0,88	0,17	2,1
251	»	610—620	6,7	199,4	226,0 3,7	0,0	122506,0 3454,8	5120,0 255,5	2409,0 198,1	69113,0 3004,9	203,7	2,0	604	0,868	0,0	2,9
168	»	690—693	6,63	206,1	140,0 2,29	0,0	126053,0 3555,11	3840,0 191,6	1553,0 127,72	74469,0 3238,08	213,05	3,04	626	0,911	0,0	2,5
176	»	613—620	6,55	207,5	128,0 2,1	0,0	127429,0 3593,82	3956,0 397,40	2399,0 197,2	73620,0 3202,5	202	3,02	618	0,891	0,0	2,0
180	»	605—625	6,87	207,9	104,0 1,7	0,0	127840,0 3605,41	4964,0 247,7	2532,0 208,22	72723,0 3151,26	204	3,4	612	0,874	0,0	2,2
38	»	592—619	6,26	210,5	61,0 1,0	37,0 0,77	128500,0 3624,12	3834,0 193,01	2079,0 170,96	76054,0 3310,22	208,95	3,57	608	0,912	0,02	2,1
106	Лингуловый	627—623	6,63	210,5	238,0 3,90	0,0	129018,0 3640,51	3930,0 196,1	2168,0 178,29	75116,0 3267,23	213,85	2,39	604	0,898	0,0	2,1
187	»	616—621	—	210,9	140,0 2,29	Следы	129188,0 3645,30	4214,0 210,28	1863,0 153,21	75502,0 3284,08	216,95	3,04	630	0,903	0,0	2,4
165	»	616—618 822—838	6,63	214,2	92 1,51	0,0	131397,0 3705,80	3993,0 199,25	1422,0 116,94	77957,0 3391,1	220,48	3,25	597	0,917	0,0	2,7
115	Нижнеугленосный	750—754	6,63	214,5	128,0 2,1	0,0	131418,0 3707,39	4168,0 207,98	1946,0 160,04	76820,0 3341,34	219,95	3,25	598	0,901	0,0	2,3
164	»	752—756	6,63	214,5	165,0 2,71	Следы	131376,0 3705,39	3953,0 197,25	1890,0 155,4	77163,0 3356,26	221	3,04	597	0,906	0,0	2,3
139	»	757—755	6,63	214,8	281,0 4,61	0,0	131418,0 3707,39	3705,0 184,88	1868,0 153,62	77561,0 3373,57	226	2,17	590	0,91	0,0	2,2
251	Песчано-глинистый	702—705	—	218,4	97,60 1,60	263,36 5,48	133942,0 3777,16	4934,08 246,26	2481,02 203,19	76657,62 3338,14	240,29	2,51	553	0,909	0,15	2,2
115	»	818—822	—	249,1	73,20 1,20	197,52 4,11	152852,0 4310,71	4861,5 242,64	2812,99 231,34	88366,9 3842,04	221	3,8	692	0,89	0,09	2,1
274	»	808—812	—	251,3	122,0 2,0	312,74 6,51	147278,0 4153,24	4643,84 231,77	2812,99 231,34	85160,68 3698,64	225	3,95	654	0,89	0,15	2,0
163	»	830—835	4,2	225,0	146,0 2,39	379,0 7,89	155490,0 4380,0	6192,0 309,6	1254,0 103,12	91485,8 3977,56	230	4,0	676	0,905	0,18	5,9

ной свиты имеют минерализацию 197,7—210,5 *г/кг*, лингуловой — 210,5—210,9 *г/кг* и нижней угленосной — до 214,8 *г/кг*. Самая высокоминерализованная вода (218,4—254,9 *г/кг*) вскрыта в горизонтах песчано-глинистой свиты.

Воды описываемых отложений высокометаморфизованные, величина щелочно-хлорного показателя 0,917—0,802. Отношение кальция к магнию (1,0—4,92) увеличивается с ростом минерализации. Воды в основном бессульфатные, почти нейтральные (pH 6,26—6,87). Содержание брома — от 201 до 240,3 *мг/л* (повышается с ростом минерализации и с глубиной) и йода — от 2,1 до 3,8 *мг/л*.

В разрезе неокомских отложений выделяется восемь нефтяных горизонтов. Первые пять основных горизонтов, приуроченные к пестроцветной свите баррема, вскрываются на глубинах 242—436 *м* и имеют мощность 1—10 *м* каждый. Режим всех горизонтов водонапорный с медленно восстанавливающимся уровнем. В начале эксплуатации отмечалось фонтанирование нефти и воды с выделением газа. Нефтяные залежи ограничиваются напорными контурными водами, статические уровни которых в 1960 г. составляли 200—330 *м*. Дебиты скважин 0,009—0,02 *л/сек*.

Минерализация пластовых вод неокома изменяется от 157,4 до 198,8 *г/кг* (табл. 15), возрастая от сводовой части к приконтурной зоне. Все скважины, расположенные близко к сбросу, содержат воду пониженной минерализации (157—165 *г/кг*), а с удалением от этой зоны минерализация увеличивается до 184—199 *г/кг*. В зоне сброса пластовые воды разбавляются водами альб-сеноманских горизонтов. Вследствие этого в водах вблизи разломов увеличивается сульфатность и ионы магния начинают преобладать над ионами кальция. Пластовые воды в целом высокометаморфизованные; щелочно-хлорный показатель 0,9—0,862. Содержание брома 196,3—250 *мг/л* и йода 0,56—1,95 *мг/л*.

Три следующих нефтяных горизонта (мощностью каждый 1—9 *м*) приурочены к пескам баррема, песчано-глинистой и пелециподовой свитам готерива и устанавливаются на глубинах 418—485 *м*. В начале эксплуатации скважины фонтанировали с выбросом газа и воды, а затем пластовое давление снизилось от 50 до 10—6 *атм* (1960 г.). Нефтяные горизонты обводнены контурными водами. Дебиты скважин 0,1—0,3 *л/сек*. Химический состав воды не изучен. Удельный вес воды в скважине 272 (глубина 427—437 *м*) в 1940 г. составил 1,124, а в 1945 г. — 1,1373, что показывает увеличение его в процессе эксплуатации. Если пересчитать эти данные на минерализацию, то ее величина будет соответственно 168 и 184 *г/кг*.

В отложениях нижнего апта установлен также нефтяной горизонт, сложенный серыми кварцевыми мелко- и среднезернистыми песками мощностью 1—9 *м*. Кровля горизонта залегает на глубине 270—315 *м*. На севере пески нижнего апта выклиниваются и замещаются глинами. Эксплуатационные скважины в момент вскрытия горизонта фонтанировали с выделением газа и воды, а затем пластовое давление снизилось от 9 *атм* в 1948 г. до 7—2 *атм* в 1960 г. Статические уровни воды в скважинах в 1961 г. находились на глубинах 270—287 *м*, а дебиты скважин равнялись 0,33—0,47 *л/сек*.

Пластовые воды горизонта имеют минерализацию 134—166 *г/кг* (табл. 15), которая увеличивается от свода к юго-востоку при одновременном уменьшении содержания сульфатов. Содержание микроэлементов изменяется: брома — от 62 до 187 *мг/л*, йода — от 0,6 до 2,6 *мг/л* и нафтеновых кислот — от следов до 0,8 *мг-экв*.

Таблица 15

Химический состав подземных вод аптских и неокомских отложений второго подучастка Восточного участка Сагиза

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	pH	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
					HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
135	Неокомский	312—321	6,44	162,550	24,0 0,394	332,0 6,91	99331,0 2801,87	5623,0 252,6	1010,0 83,04	56230,0 2445,48	202,68	1,25	489	0,873	0,25	4,4
114	»	300—303 407—410	6,36	163,969	79,0 1,295	0,0	100818,0 2843,37	3192,0 159,28	2106,0 173,19	57740,0 2512,19	205,5	1,85	496	0,883	0,0	1,9
183	»	301—332	6,32	170,64	67,0 1,098	0,0	104905,0 2955,52	3507,0 175,63	2006,0 164,94	60157,04 2616,83	206,18	1,23	508	0,885	0,0	2,1
113	»	311—342	6,38	171,151	92,0 1,508	Следы	105057,0 2961,61	4070,0 203,10	2334,7 192,0	59048,0 2568,09	196,28	0,67	538	0,867	0,0	2,1
144	»	342—367	6,48	174,451	30,5 0,50	0,0	107242,0 3026,83	4198,0 209,48	2004,0 164,80	60996,0 2653,02	218,5	1,3	497	0,877	0,0	2,3
118	»	337—341	6,39	177,83	61,0 1,00	Следы	107018,0 3020,52	4842,0 242,62	2062,0 169,56	59991,0 2609,30	225,05	0,56	478	0,864	0,0	2,4
136	»	301—322	6,28	183,405	18,0 0,295	»	112859,60 3183,0	4569,0 228,0	2239,0 184,13	67719,0 2771,27	249,66	1,11	451	0,87	0,0	2,3
197	»	315—316	6,38	198,818	24,0 0,394	228,0 4,75	121802,0 3432,60	3553,0 177,29	2054,0 168,91	71065,0 3091,60	226,94	0,67	538	0,901	0,14	2,1
259	Аптский	270—274	—	134,0	110,0 1,8	3911,0 81,3	78686,0 2219,0	2689,0 134,2	2715,0 223,3	47626,0 1944,6	162,5	0,56	—	0,876	3,6	1,6
98	»	271—278	6,44	146,336	98,0 1,6	2162,0 45,0	88703,0 2501,50	2403,0 119,50	3239,0 266,40	49731,0 2162,20	171,5	2,58	—	0,855	0,80	1,5
158	»	274—312	5,44	158,268	85,0 1,393	10,57 0,22	97380,0 2746,72	3333,0 166,30	2207,0 181,49	55253,0 2403,0	175,25	2,19	—	0,875	0,009	1,9
158	»	291—312	6,44	160,306	92,0 1,5	15,0 0,03	98533,0 2778,9	3401,0 169,7	2002,0 164,60	56263,0 2446,20	175,45	1,86	—	0,88	0,001	2,0
254	»	277—280	6,31	163,988	115,94 1,9	321,82 6,7	100772,7 2840,70	2981,95 148,8	2361,47 194,20	57484,40 2502,30	178,5	2,04	—	0,881	0,02	1,8
256	»	281—284	6,37	164,9	140,0 2,3	51,0 1,1	100898,0 2847,8	3696,0 134,4	2309,0 194,4	56865,0 2472,4	180,8	2,1	—	0,968	0,04	1,9
91	»	278—282	6,44	166,475	54,0 0,90	3563,0 74,1	99675,0 2810,90	3281,0 163,70	3039,0 249,9	56863,0 2472,6	185,6	1,99	—	0,87	2,6	1,7
255	»	283—287	6,89	166,058	115,94 1,9	48,03 1,0	102038,15 2877,8	3707,4 185,0	2053,82 168,9	58093,66 2526,80	187,05	1,39	—	0,878	0,04	2,1

Такова общая характеристика подземных вод отдельных участков месторождения Сагиз. Воды повсеместно высокометаморфизованные, что обусловлено весьма затрудненным водообменом. Такая гидрогеологическая обстановка в целом благоприятна для формирования и сохранения нефтяных залежей.

Наиболее благоприятные гидрогеологические условия для накопления и сохранения нефтяных залежей отмечены на Центральном Сагизе и втором подучастке Восточного участка, которые меньше всех подвергались размыву и где различные комплексы пород обладают максимальной мощностью.

Различия гидрогеологических условий отдельных участков промысловых площадей, обусловленные их структурно-тектоническим строением, отражаются не только на химическом составе пластовых вод, но и на качестве приуроченных к ним нефтей. По данным Ф. Б. Инденбома и А. Н. Шишкина, для всех нефтей Центрального Сагиза характерно невысокое содержание (4—26%) акцизных смол на мазут и почти полное (до 0,33%) отсутствие асфальтенов. По химическому составу нефти западного крыла отличаются от восточных. Триасовые нефти западного крыла высококачественные — масляные, с повышенным удельным весом (0,8844—0,9110), смолистые (акцизные смолы на мазут — до 26,5%), вязкие, с большим содержанием твердых углеводородов, и нафтеново-метановые. Эти данные свидетельствуют о прямой изоляции нефтяных горизонтов на Восточном промысловом участке по сравнению с Западным.

Удельные веса среднеюрских нефтей с глубиной уменьшаются. Наиболее легкие нефти (0,851) вскрыты в лингуловой свите (скв. 163), где пластовая вода имеет повышенную минерализацию. Выше по разрезу нефти становятся более тяжелыми (до 0,88) и соответственно минерализация воды понижается. Нефтям верхней угленосной свиты Восточного участка присущи высокие удельные веса и повышенное содержание смол.

По физико-химическому составу нефти неокома и нижнего апта мало отличаются друг от друга, так как они взаимосвязаны. Удельные веса их увеличиваются от второго подучастка Восточного промыслового участка в сторону первого подучастка. На первом подучастке удельный вес нефти в среднем составляет 0,8674, в его периферии — 0,8727 и к северу увеличивается до 0,8976. В этом же направлении уменьшается минерализация пластовых вод нижнего апта и увеличивается содержание сульфатов. Все сказанное еще раз говорит о том, что условия закрытости нефтяных горизонтов нижнего апта на первом подучастке гораздо хуже, чем на втором.

Таким образом, в изменении химического состава нефтей и пластовых вод наблюдается определенная взаимосвязь. Если минерализация пластовой воды возрастает с глубиной, то удельные веса нефтей падают. Триасовые нефтяные горизонты первого участка, залегающие в наиболее древних породах надсолевого комплекса сводовой части купола, на глубине 187—221 *м* обладают наибольшим средним удельным весом нефти (0,8965) и наименьшей минерализацией воды (117,4 *г/кг*). В нижнеаптских горизонтах восточного крыла Центрального Сагиза на большой глубине (222—254 *м*) средний удельный вес нефти меньше (0, 8869), а минерализация воды больше (140 *г/кг*). На втором подучастке, где нижнеаптские нефтяные горизонты вскрываются еще глубже (277—302 *м*), удельный вес нефти соответственно тоже меньше (0,8674), а воды более минерализованы (157 *г/кг*).

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНЫЙ КОШКАР

Месторождение Южный Кошкар находится в центре Южно-Эмбенского района, в 25—35 *км* к юго-востоку от Доссора и Маката. В тектоническом отношении — это купол, связанный общими структурными линиями с близлежащими куполами — Северным Кошкаром, Бекбеке и Комсомольским. Соляное ядро купола в наиболее приподнятой части имеет узкий грабен, вытянутый в меридиональном направлении, где соль залегает на глубине около 300 *м*. В перекрывающих породах к приподнятой части соляного ядра приурочен горст, в котором под четвертичными породами обнажаются осадки средней юры. Структура Кошкара разделяется на две части: опущенную северо-западную (северо-западное поле) и приподнятую юго-восточную. Промышленные залежи нефти встречены как на северо-западном, так и на юго-западном полях.

Юго-западное поле — пологое куполовидное поднятие размером 2×1 *км*, ориентированное в северо-западном направлении. С северо-запада оно отделяется сбросом, с востока — сбросом горста, на западе и юге полого погружается в сторону межкупольного пространства. Изученный разрез начинается с соленосного комплекса кунгура и заканчивается альбом, характеризуется неполнотой разреза, что и отличает его от других полей и соседних куполов. В сводовой части его отсутствуют лингуловая и верхняя угленосная свиты, верхняя юра и пестроцветная свита баррема (иногда горизонт песков баррема), местами сокращен апт и размыта часть альба.

Северо-западное поле — куполовидное поднятие размером около 2×1 *км*, вытянутое в северо-восточном направлении вдоль крутого склона соляного ядра. С юга, юго-востока и востока оно отделяется от других частей купола сбросом, на западе переходит в межкупольное пространство, а на севере сливается с грабеном Центрального Кошкара. Стратиграфически разрез выделяется сравнительной полнотой, начинается он также с соленосных отложений кунгура и заканчивается маастрихтом. В результате размывов мощности верхней угленосной свиты сокращены до 6—7 *м*, верхней юры — до 10—20 *м*, пестроцветной свиты баррема — до 90 *м*, альб-сеномана — до 70 *м*, маастрихт в своде полностью смыт.

Промышленные нефти купола связаны с горизонтами юрской продуктивной толщи и отложениями нижнего мела, вскрытыми на больших глубинах на северо-западном и на меньших — на юго-западном полях. К этим отложениям приурочены также напорные пластовые воды.

Юго-западное поле (первый участок) содержит водоносные горизонты в отложениях нижнего апта, нижнего неокома и средней юры. Наиболее изучены водоносные горизонты в отложениях средней юры, которые и являются основным объектом эксплуатации нефти. Здесь выделяются три водоносных (или нефтеносных) горизонта: первый, второй и третий.

Первый юрский горизонт (нижненеокомский, по Айзенштадту, 1963) объединяет песчаный горизонт пелециподовой свиты нижнего неокома и верхнюю угленосную свиту средней юры, поскольку они связаны гидравлически. Горизонт служит основным объектом эксплуатации нефти и занимает большую площадь — 60 *га*. Водовмещающие породы представлены серыми глинистыми мелкозернистыми песками с прослоями глин. Мощность отдельных песчаных пропластков 2—5 *м*, а общее число их доходит до четырех. Пористость водоносных

песков достигает 23,8%. От крыльев структуры к своду пески сменяются глинами. Подземные воды напорные и вскрыты на глубинах 190—219 *м*. Дебиты скважин колеблются от 0,1 до 0,4 *л/сек*.

Второй и третий среднеюрские горизонты вскрыты в отложениях лингуловой и нижней угленосной свит на глубине 198—230 *м* и приурочены к серым мелкозернистым пескам, переслаивающимся с глинами. Общая мощность продуктивной толщи 10—15 *м*, пористость 29,5—35% (в среднем 31,6%). Воды напорные, пластовое давление в 1960—1961 гг. составило 4,5—5 *атм* во втором и 5—5,5 *атм* — в третьем горизонтах. Водообильность соответственно 0,8—1 и 1,3 *л/сек*.

Минерализация подземных вод всех юрских горизонтов изменяется от 144,9 до 193,6 *г/кг* (табл. 16), увеличиваясь с глубиной и от сводовой части нефтяной залежи к ее приконтурной зоне, т. е. с востока на запад.

Воды высокометаморфизованные, щелочно-хлорный показатель варьирует от 0,896 до 0,858, повышаясь с ростом минерализации. Так, например, при минерализации 145—155 *г/кг* он составляет 0,896—0,858 (в среднем 0,875), а при минерализации 152—194 *г/кг* — 0,872 — 0,854 (в среднем 0,876). Воды бессульфатные или слабосульфатные; коэффициент сульфатности равняется 0—0,06. С ростом минерализации уменьшается количество гидрокарбонатов. Содержания кальция и магния почти эквивалентны и их отношение составляет 0,76—1,29, увеличиваясь с ростом минерализации. При этом кальциевый показатель возрастает от 1,74 до 2,26.

Содержание брома увеличивается с глубиной и от сводов к крыльям структуры до 138—297 *мг/л*, а йода — до 1,9—2,6 *мг/л*. Кроме того, в подземных водах присутствуют (*мг/л*): медь — от 0,25 до 0,35, цинк — от 2,65 до 3,5, свинец — около 2,5, никель — около 0,35, марганец — от 1,75 до 2,5 и алюминий — от 1,05 до 2,5.

В неокомских отложениях нефтеносность отмечена в серых глинистых мелкозернистых песках пелециподовой свиты, распространенных линзовидно. Мощность песков 10—12 *м*, пористость 18—20%. Подземные воды вскрыты на глубине 169—220 *м*, погружаются они в южном направлении. Дебиты скважин 0,2—0,5 *л/сек*. Воды бессульфатные или слабосульфатные с минерализацией 105,3—137,2 *г/кг* (табл. 20). Щелочно-хлорный показатель колеблется от 0,90 до 0,852 (в среднем 0,879). Ионы магния преобладают над ионами кальция, а их отношение меньше 1. Содержания брома и йода изменяются соответственно в пределах 43—133 и 1,58—2,03 *мг/л*.

В отложениях нижнего апта количество нефтяных горизонтов незначительно, и они в основном газовые. В этих горизонтах подземные воды с минерализацией 78,5—98,6 *г/кг* установлены на глубине 99,5—122 *м*. Воды слабосульфатные, ионы магния преобладают над ионами кальция. Минерализация увеличивается за счет растворения солей хлористого натрия и в меньшей степени ионов магния. В составе солей хлориды магния превалируют над хлоридами кальция. Подземные воды среднеюрских, неокомских и аптских отложений повсеместно бессульфатные или слабосульфатные. Минерализация их повышается от сводов структуры к крыльям и от более молодых горизонтов к древним. Средняя минерализация воды составляет (*г/кг*): в среднеюрских горизонтах — 157, нижненеокомских — 127 и в аптских — 85,7. С ростом минерализации уменьшается количество сульфатов, гидрокарбонатов и увеличивается отношение кальция к магнию. Коэффициент сульфатности для вод нижнеаптского горизонта 0,32, среднеюрского — 0,01. С глубиной повышается содержание хлоридов кальция; кальциевый показатель для аптских вод — 1,62, неоком-

Таблица 16

Химический состав подземных вод юрских и неокомских отложений юго-западного поля Южного Кошкара

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
8	I юрский	207—215	144,9	250,0 4,0	0,0	89045,0 2511,20	2651,0 132,30	2115,0 173,90	50809,0 2209,10	138	3,13	645	0,88	0,0	1,74
33	»	204—212	150,0	134,0 2,2	0,0	92360,0 2605,0	3824,0 190,8	2181,0 179,30	51453,0 2237,10	146,0	2,19	633	0,859	0,0	2,00
37	»	219—236	151,8	104,0 1,7	51,0 1,1	93026,0 2623,40	3096,0 154,50	1458,0 119,9	54091,0 2351,80	148,0	2,61	628	0,866	0,0	1,99
44	»	225—230	154,3	226,0 3,70	0,0	94890,0 2676,0	3633,0 181,30	2182,0 179,50	5335,0 2318,90	150,0	2,08	633	0,88	0,0	2,17
82	»	236—239	156,5	116,0 1,9	0,0	96114,0 2711,40	4303,0 214,70	2648,0 183,20	53354,0 2315,40	158,0	2,28	615	0,854	0,0	2,16
33	II юрский	225—230	163,0	67,0 1,0	0,0	100331,0 2829,40	3627,0 181,0	2250,0 185,0	56684,0 2464,5	203,25	2,366	494	0,871	0,0	1,90
17	»	226—234	163,0	55,0 0,9	0,0	100310,9 2828,6	3874,0 193,40	2471,0 203,30	55954,0 2432,8	202,5	2,4	495	0,86	0,0	1,94
36	III юрский	215—230	165,5	92,0 1,5	22,0 0,5	101999,0 2873,70	4244,0 211,80	2322,0 190,90	56879,0 2473,0	163	2,27	625	0,861	0,06	2,10
85	»	235—256	165,6	146,0 2,4	51,0 1,1	101953,0 2875,1	3920,0 195,60	24720 203,30	57033,0 2479,70	171,0	2,49	599	0,862	0,04	1,94
58	»	220—230	193,6	24,0 0,4	0,0	119355,0 3365,90	4978,0 248,40	2772,0 228,0	66468,0 2889,90	296,98	2,584	402	0,850	0,0	1,09
53	Неокомский	180—210	105,3	281,0 4,6	0,0	64890,0 1830,0	2365,0 118,0	1026,0 158,4	35839,0 1558,20	102,0	1,83	637	0,852	0,0	1,72
71	»	176—194	126,9	256,0 4,20	—	78001,0 2199,90	2394,0 119,50	1915,0 157,50	44328,0 1927,10	121,5	1,9	—	0,876	0,0	1,73
21	»	200—203	132,0	323,0 5,30	15,0 0,30	81010,0 2284,60	1926,0 96,1	1957,0 160,0	46761,0 2033,10	133,0	1,83	609	0,89	0,02	1,56
11	»	220—222	187,2	153,0 2,5	28,0 0,6	84409,0 2380,40	2022,0 100,90	2178,0 179,10	48381,0 2103,5	125,0	1,58	677	0,88	0,02	1,54

ских — 1,68 и для юрских — 1,95. Хлор-бромный коэффициент уменьшается с глубиной, что говорит о большой закрытости юрских горизонтов. Содержание микрокомпонентов в пластовых водах также возрастает с глубиной. Изменение физико-химического состава нефтей соответствует изменению гидрогеологических показателей. С ростом минерализации пластовых вод от более молодых горизонтов к древним уменьшаются удельные веса нефтей (от 0,876 до 0,814 *г/см*^{3}), вязкость (от 25,34 до 16,36 *с. ст.*) и увеличивается содержание парафина (от 1,1 до 2,6%).

Северо-западное поле (второй участок) заключает водоносные горизонты среднеюрских, неокомских и альб-сеноманских отложений. Из них наиболее изучены водоносные отложения средней юры, к лингуловой свите которых приурочены промышленные нефтяные залежи. Первый, основной горизонт (площадью около 25 *га*) залегает в кровле лингуловой свиты и состоит из одного-двух песчаных пластов мощностью 8—20 *м*. Второй горизонт (с меньшей площадью) имеет мощность 10—12 *м*. Третий горизонт устанавливается в подошве лингуловой свиты и представлен тремя песчаными пластами мощностью 3—10 *м*. Описанные горизонты, разделенные глинистыми пластами на крыльях структуры, сливаются в своде в единый горизонт лингуловой свиты. Подземные воды, заключенные в них в мелко- или среднезернистых глинистых песках с общей пористостью около 28 и эффективной 11%, составляют единую водонапорную систему. Глубина залегания водоносных горизонтов колеблется от 835 до 920 *м*, увеличиваясь от свода структуры к ее крыльям. Воды напорные. Пластовое давление в приконтурной части залежи 15—20 *атм* с постепенным снижением до 1,5—2 *атм* в сводовой. Дебиты скважин 0,5—1 *л/сек*.

Минерализация пластовых вод на юге участка и в западной приконтурной зоне 202—220 *г/кг*, в северной — от 225 до 235 *г/кг*. Вблизи контура нефтеносности южной половины участка минерализация воды 200—222 *г/кг*, а около соляного штока у сброса — 225—233 *г/кг* (табл. 17). Воды в основном бессульфатные; высокая сульфатность (1,6—11,9 *мг-экв*) в приконтурной части обусловлена обводнением контурными водами. Коэффициент сульфатности варьирует от 0,0 до 0,52, а коэффициент метаморфизации, выраженный отношением щелочей к хлору, — от 0,90 до 0,943 (в среднем 0,93). Кальциевый показатель в среднем равняется 2,38, что указывает на преобладание хлоридов кальция над хлоридами магния; отношение их больше 1 (в среднем 1,39). Содержание микроэлементов составляет (*мг/л*): брома — от 112 до 160 (в среднем 131), йода — от 0,82 до 2,47 (в среднем 1,8), меди — от 0,52 до 0,75, цинка — от 5,2 до 7,5, свинца — до 2,5, никеля — до 0,26, марганца — от 5,2 до 12,5, серебра — до 0,75 и алюминия — от 5,2 до 25.

В неокомских отложениях нефть вскрыта в пестроцветной свите и в горизонте песков, где подземные воды залегают на глубине 625—675 *м* и имеют минерализацию 185—202,2 *г/кг*. Коэффициент метаморфизации 0,89—0,917. Хлориды кальция преобладают над хлоридами магния и их отношение равно 1,34—1,7. Воды слабосульфатные; коэффициент сульфатности 0,06—0,02. Содержания брома и йода, определенные в скважине 15, составляют соответственно 203,6 и 2,06 *мг/л*.

В альб-сеноманских отложениях отмечается четыре нефтяных горизонта общей мощностью 30—40 *м* (на площади около 50 *га*), объединяющих 7—8 песчаных пластов. Напорные водоносные горизонты устанавливаются на глубине 220—385 *м*, пластовое давление 16—18 *атм* (1959—1960 гг.). Дебиты скважин 0,7—1 *л/сек*.

Таблица 17

Химический состав подземных вод среднеюрских отложений северо-западного поля Южного Кошкара

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
117	866—867	204,5	55 0,9	384,6 8,0	124870,0 3522,0	4288,0 213,90	1607,0 132,0	73255,0 3185,0	160,0	2,47	782,0	0,90	0,12	2,55
20	825—850	219,5	31,0 0,30	0,0	134241,0 3785,70	3369,0 168,10	1571,0 129,20	80240,0 3488,70	148,37	1,305	906	0,921	0,0	2,30
94	842—866	220,1	73,0 1,20	0,0	134500,0 3794,10	3705,0 184,80	1301,0 106,9	80558,0 3502,5	117,0	2,19	1149	0,923	0,0	2,75
102	846—908	225,2	43 0,70	Следы	137603,0 3880,50	2649,0 132,20	1431,0 117,70	83487,20 3631,30	112,0	2,02	1238,0	0,936	0,0	2,12
110	891—908	227,6	31 0,5	0,0	138918,0 3917,60	2389,0 119,20	1254,0 103,10	85003,0 3695,80	132,13	1,786	1041,0	0,94	0,0	2,16
116	866—869	227,6	103,73 1,7	0,0	139112,0 3923,4	3010,0 150,2	1514,0 122,30	83976,9 3652,6	133,21	1,580	1042,0	0,929	0,0	2,22
100	850—854	228,4	31 0,5	0,0	139503,0 3934,10	2704,0 135,2	1370,0 112,70	84794,0 3686,70	140,28	1,168	996,0	0,937	0,0	2,20
87	813—863	233,0	55 0,9	317,0 6,6	142184,0 4009,7	3423,0 170,80	972,0 79,90	86030,0 3766,50	125,0	2,30	1137,0	0,943	0,52	3,05

Минерализация подземных вод колеблется от 143,2 до 204 *г/кг*, повышаясь в сторону соляного штока (табл. 18). С ростом минерализации уменьшается содержание сульфатов и гидрокарбонатов, ионы кальция начинают преобладать над ионами магния; их отношение увеличивается от 0,87 до 1,24 (в среднем на 1,0). Коэффициент метаморфизации изменяется от 0,86 до 0,899, а кальциевый показатель — от 1,7 до 2,24. Содержание брома повышается от 142,5 до 212,2 *мг/л*, а йода — от 0,76 до 2,4 *мг/л*. По данным спектрального анализа сухого остатка, концентрация литофильных микроэлементов составляет (*мг/л*): меди — от 0,25 до 0,35, цинка — до 0,35, свинца — до 3,5, марганца — 3,5 и алюминия — до 2,5.

На северо-западном поле Южного Кошкара минерализация пластовых вод среднеюрских отложений увеличивается к северу, а альб-сеноманских — к юго-востоку, но в целом — с глубиной. Так, пластовые воды альб-сеномана на глубине 290—400 *м* имеют среднюю минерализацию 167 *г/кг*, воды неокома на глубине 700—715 *м* — 193,5 и на глубине 813—891 *м* — 224 *г/кг*. С ростом минерализации воды уменьшается коэффициент сульфатности и повышаются щелочно-хлорный и кальциевый показатели.

Наблюдается также определенная закономерность в изменении физико-химического состава нефтей. Г. Е.-А. Айзенштадт (1959 г.) выделяет две группы нефтей: тяжелые высокосмолистые (альб-сеномана и неокома) и бензиновые со средним содержанием смол (юры). На глубинах от 340 до 900 *м* удельные веса нефтей уменьшаются от 0,9209 в альбе до 0,8373 в средней юре. В этих же горизонтах содержание смол снижается от 33 до 11,5%, а вязкость — от 78,89 до 4,96 *с. ст.* Парафина в меловых нефтях гораздо меньше, чем в юрских. Качественные показатели нефти говорят о лучших условиях закрытости среднеюрских горизонтов по сравнению с альб-сеноманскими.

Различие гидрогеологических условий юго-западного и северо-западного полей обусловлено геолого-структурными особенностями, характером движений, проявившихся в этих частях купола и отразившихся на мощности осадков. На юго-западном, более приподнятом поле подземные воды в меловых и среднеюрских отложениях обнажаются на значительно меньших глубинах, чем в одновозрастных толщах опущенного северо-западного поля. Средняя минерализация вод среднеюрских горизонтов на юго-западном поле 157 *г/кг*, а вод альб-сеноманских отложений на северо-западном поле — 167 *г/кг*. Пластовые воды юго-западного поля более метаморфизованы и менее сульфатны, чем воды северо-западного. Средние коэффициенты метаморфизации и сульфатности среднеюрских вод юго-западного поля составляют соответственно 0,868 и 0,01, а северо-западного — 0,93 и 0,05, хотя здесь воды залегают глубже и более минерализованы. Если в водах средней юры средние концентрации брома и йода больше на юго-западном поле, то в меловых они больше на северо-западном, где содержание данных микрокомпонентов увеличивается от молодых горизонтов к древним, тогда как на северо-западном — наоборот. По данным Г. Е.-А. Айзенштадта (1965), юрские отложения западного участка несколько раз поднимались до уровня дневной поверхности, оказываясь при этом в совершенно иных гидрогеологических, температурных и биохимических условиях, чем породы северо-западного участка. Если на юго-западном поле эти скачки происходили в юрское и меловое время около трех раз, то на северо-западном они проявились не в такой резкой форме. Отсюда и различные качества нефтей. Нефти основных продуктивных толщ — средней юры — на юго-западном

Таблица 18

Химический состав подземных вод альб-сеноманских отложений северо-западного поля Южного Кошкара

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Общая минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*					Микрокомпоненты, *мг/л*			Соотношения			
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
66	290—333	143,4	159,0 2,60	1190,0 24,78	87455,0 2466,30	2490,0 147,0	2060,0 169,40	50078,0 2177,30	142,49	1,788	615,0	0,863	0,9	1,705
70	348—349	152,5	55 0,90	302,0 6,30	93515,0 2637,20	3064,0 152,9	1942,0 159,70	53631,0 2331,80	142,96	1,786	654,0	0,884	0,24	1,88
160	353—355	155,7	55 0,90	306 6,40	95614 2696,40	3070 153,20	2230 183,40	54443,0 2367,10	157,04	2,129	607,0	0,878	0,23	1,79
77	336—340	173,0	146 2,40	366 7,60	105758,0 2982,39	3361 167,70	177,30 145,80	61617 2679,0	154,87	2,404	680,0	0,898	0,25	2,06
175	336—340	182,1	31 0,5	113,0 2,4	111596 3147,10	3429 171,10	179,70 147,80	65115,0 2831,10	161,32	0,756	685,0	0,899	0,06	2,14
1	400—403	160,4	98 1,6	14 0,30	98370,0 2784,0	3551,0 177,20	2239,0 184,10	55766,0 2424,60	156,0	2,30	630,0	0,871	0,02	1,89
89	396—404	167,5	55 0,9	0,0	103614,0 2909,30	3269,0 163,10	2044,0 168,10	59317,0 2579,0	164,62	1,85	626,0	0,867	0,0	1,96
168	381—385	204,0	24,0 0,40	0,0	125266,0 3532,60	4363,0 217,70	2130,0 175,20	72222,0 3140,10	212,22	1,854	592,0	0,889	0,0	2,34

поле малосмолистые, масляные, а на северо-западном — бензиновые, со средним содержанием смол, небольшим удельным весом, меньшей вязкостью и большим процентом парафина, т. е. с хорошими физико-химическими свойствами. Повышенная минерализация пластовых вод, их бессульфатность и хорошие качества нефтей говорят о гораздо более лучших условиях изоляции среднеюрских горизонтов на северо-западном поле по сравнению с юго-западным.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОМСОМОЛЬСКОГО

Месторождение Комсомольское расположено в 180 *км* к востоку от г. Гурьева. В восточной части месторождения развиты песчаные массивы с относительной высотой отдельных холмов до 4—6 *м* над уровнем соров и с редкими солеными озерами. В песчаных массивах вскрыты пресные воды, которые используются местным населением для питья. В западной части месторождения широко распространены соры, вытянутые в основном в широтном направлении.

В тектоническом отношении месторождение представляет обширную, вытянутую в широтном направлении куполовидную складку длиной 20 и шириной 8—10 *км*. По своду соляного ядра выделяются два сближенных купола — западный и восточный. Соляное ядро в восточной части структуры залегает глубже (1000 *м*), чем в западной (около 800 *м*). Надсолевые отложения двумя грабенами разделяются на три крыла: западное, северное и южное. К наиболее приподнятой части западного крыла приурочена промышленная нефтяная залежь. В геологическом строении верхнего структурного яруса участвуют породы от кунгура до современных отложений. Водоносные горизонты вскрыты в отложениях альб-сеномана, апт-неокома и юры, из которых наиболее изучены среднеюрские и апт-неокомские на южном крыле.

Среднеюрский водоносный горизонт установлен в песчано-глинистой свите на южном крыле структуры в интервале глубин 902—910 *м*. В водах этого горизонта (минерализация около 155 *г/кг*) содержатся бром (до 143 *мг/л*) и йод (2 *мг/л*).

Апт-неокомский водоносный горизонт (так называемый контактный) наиболее выдержан по площади и вскрывается на глубинах от 347 *м* в своде до 386 *м* в контуре нефтеносности в серых алевритовых полимиктовых песках. Общая пористость водовмещающей толщи 34,3—36,6%, проницаемость 132—600 *мд*, мощность 10—11,4 *м*. Начальное пластовое давление воды составляло 36,4 *атм*, затем стало резко падать. Дебиты скважин возрастают от приконтурной зоны к своду от 1,3 до 4,5 *л/сек*. Минерализация подземных вод изменяется от 109 до 160 *г/кг* (табл. 19), повышаясь к южной приконтурной зоне. Коэффициент сульфатности увеличивается к югу от 0 до 0,12, а отношение кальция к магнию — от 0,88 до 1,29. Щелочно-хлорный показатель колеблется от 0,87 до 0,96, а кальциевый — от 1,86 до 2,24. В западной и восточной частях структуры альб-сеноманские воды поступают по плоскости сброса, что обусловливает понижение минерализации, повышение сульфатности и преобладание ионов магния над ионами кальция.

В юго-западной части структуры в процессе эксплуатации пласта уменьшаются минерализация и сульфатность воды. Например, в скважине 15 минерализация воды составила *(г/кг)*: в 1951 г. — 147,5, в 1958 г. — 146. При этом отношение кальция к магнию возросло от 1,06 до 1,22, а коэффициент сульфатности уменьшился от 0,09 до 0,06.

Таблица 19

Химический состав подземных вод апт-неокомского водоносного горизонта месторождения Комсомольского

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Соотношения		
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
52	366—369	116,312	73 1,2	24 0,5	71647 2020,5	2649 132,2	1740 143,1	40179 1746,9	0,864	0,025	1,91
21	368—370	133,92	110 1,8	76 1,6	82246 2319,4	2817 140,6	1705 140,2	46966 2040,2	0,88	0,05	1,99
39	365—368	140	171 2,80	0,0	90930 2564,53	2477 123,60	1699 139,72	52987 2304,72	0,90	0,0	1,89
30	352—356,5	145,5	116 1,9	0,0	89223 2519,0	2643 131,9	1371 112,8	52122 2266,2	0,96	0,0	2,24
43	354—368	150	128 2,1	51,0 1,1	91663 2584,7	2681,0 131,38	1582,0 130,1	53432 2324,0	0,899	0,09	2,00
57	202—210	155,2	133 2,18	0,0	95290 2687,5	3546 176,94	1804 148,36	54381 2364,4	0,88	0,0	2,18
81	218—222	158,4	92 1,51	0,0	97456 2748,6	3526 175,95	2120 174,34	55195 2399,8	0,87	0,0	2,00

В восточной же части структуры в процессе эксплуатации, наоборот, происходило увеличение минерализации и количества сульфатов. Так, в скважине 49 минерализация воды в 1943 г. равнялась 143 *г/кг*, а в 1958 г. — 165,8 *г/кг*. Одновременно коэффициент сульфатности повысился от 0,1 до 0,2. Уменьшение минерализации в западной части структуры объясняется усиленным поступлением менее минерализованных вод альб-сеномана в процессе эксплуатации.

Содержание брома увеличивается к юго-западу и наибольшее его количество (126—147 *мг/л*) установлено в крайней западной части, а наименьшее (120—130 *мг/л*) — на востоке. В западной части значительно также и содержание йода — до 2,5 *мг/л*. Нафтеновые кислоты встречаются в малых количествах (0,1—0,6 *мг-экв*), при этом в них присутствуют (*мг/л*): медь — 2,46—8,52, цинк — 24,6—75,4, свинец — 89,6—283, никель — 2,46—10,24, марганец — 123,0—609, титан — 7,38—22,5, алюминий — 7,38—75,4 и др.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕНТЯКСОР

Месторождение Тентяксор находится в 95 *км* к юго-востоку от г. Гурьева. В его строении принимают участие пермские и более молодые отложения. Соляное ядро купола — это небольшая брахиантиклиналь размером 7×4 *км* (на глубине 1 *км*), вытянутая к северо-западу. В этом же направлении через весь купол протягивается грабен, разделяющий структуру на юго-западную и северо-восточную части.

Промышленные нефтяные горизонты Тентяксора на северо-западном поле связаны в основном со средней юрой и неокомом на площади около 36 *га*. К ним приурочены также и подземные воды. Неокомский водоносный горизонт северо-западного поля сложен серыми тонкозернистыми глинистыми песками мощностью не более 2—3 *м*. Воды залегают на глубинах 180—280 *м* и имеют минерализацию 157—179 *г/кг* (табл. 20), увеличивающуюся с глубиной и по направлению к грабену, что подтверждает его закрытость. Щелочно-хлорный и каль-

Таблица 20

Химический состав подземных вод неокомских и среднеюрских отложений месторождения Тентяксор

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
53а	Неокомский	181—187	157,0	195	2	96125	3894	2306	53595	187,84	2,40	510	0,86	0,001	2,00
				3,20	0,04	2711,53	194,39	189,63	2330,75						
43	»	192—254	159,0	165	20	96969	3974	2357	53949	190,85	1,8	510	0,858	0,015	2,00
				2,71	0,42	2735,33	193,83	2346,33	2346,33						
8	»	192—250	163,0	79	0,0	102593	4417	2282	57176	232,1	2,26	440	0,859	0,0	2,16
				1,30		2893,44	220,41	187,66	2486,67						
40	»	227—366	173,0	73	57	105511	4938	1109	60727	182,75	3,6	580	0,887	0,04	3,68
				1,1	1,19	2974,41	246,41	91,20	2639,10						
38	»	232—242	179,0	92	0,0	109114	4812	2433	60663	187,5	1,8	580	0,861	0,0	2,19
				1,51		3073,22	240,10	200,00	2634,55						
34	Среднеюрский	295—320	195,0	73	280	120062	5369	2909	66367	211,5	1,10	567	0,85	0,18	1,67
				1,2	5,82	3386,1	267,93	239,1	2886,64						
45	»	307—335	201,0	153	0,0	123057	3863	1854	71951	205,0	2,82	602	0,901	0,0	2,18
				2,51		3471,61	193,0	152,47	3138,65						
27	»	300—330	204,4	220	0,0	124879	4178	1690	73184	205,13	2,73	610	0,904	0,0	2,46
				3,61		3524,79	208,48	139,0	3180,92						
36	»	362—415	211,4	165	0,0	129254	3920	2180	75407	222,44	2,16	583	0,898	0,0	2,09
				2,71		3647,16	195,6	179 3	3272,26						
18	»	387—429	212,3	18	Сл.	129748	3910	1848	76181	222,0	2,67	536	0,91	0,0	2,28
						3659,0	195,1	152,0	3312,2						
49	»	358—416	215,2	110	0,0	132007	3968	2289	76781	221,5	2,4	597	0,897	0,0	2,42
				1,80		3720	198,0	188,3	3335,5						
14	»	406—419	219,0	244	Сл.	133808	4044	1639	79198	285,0	2,18	470	0,91	0,0	2,42
				4,0		3780	201,6	139,0	3443,4						
17	»	350—400	220,0	49	230	134636	4862	2149	77808	220	2,5	610	0,89	0,13	1,88
				0,8	4,8	3797,99	242,49	176,6	3384,1						
55	»	400—410	251,0	122	132	153374	4571	2070	90424	221	2,3	696	0,89	0,63	2,31
				2,0	2,74	4325,6	228,09	170,2	3933,03						
46	»	393—400	253,0	156	0,0	154914	4396	1918	91765	221,5	2,4	698	0,91	0,0	2,32
				2,56		4370,0	219,1	163,7	3389,8						

циевый показатели соответственно изменяются в пределах 0,858—0,887 и 2—37; ионы кальция преобладают над ионами магния, отношение их колеблется от 1 до 2,7, коэффициент сульфатности не более 0,04.

В процессе эксплуатации минерализация уменьшается: например, в скважине 4 в октябре 1960 г. она составила 171,9 *г/кг*, а через год — только 163 *г/кг;* в скважине 43 в октябре 1959 г. — 180,1 *г/кг*, а через два года — 159 *г/кг*.

Среднеюрский водоносный горизонт приурочен к светло-серым глинистым мелко- и тонкозернистым пескам мощностью 5—15 *м*. Вскрыт он в южной присводовой части участка на глубине 312—338 *м*, а в северной — на глубине 364—429 *м*. Воды напорные, статические уровни их в 1946 г. устанавливались на 53—108 *м*, а в 1962 г. на 322—378 *м* ниже устья скважин. Начальное пластовое давление равнялось 39 *атм*, а в 1961 г. — 7,6 *атм*. Дебиты скважин 0,05—0,07 *л/сек*. Минерализация подземных вод равна 195—253 *г/кг* (табл. 20), но к северу, при удалении от свода размыва, она увеличивается. Воды бессульфатные или слабосульфатные; коэффициент сульфатности не более 0,63. Минерализация возрастает за счет накопления в подземных водах хлористого натрия при незначительном влиянии других ионов, особенно кальция и магния. На 60 *г/кг* прирост кальция составляет только 0,5 *г*, а магния — 0,6 *г*, тогда как содержание ионов хлора и щелочей увеличивается соответственно на 35 и 25 *г*.

В процессе эксплуатации повышается минерализация и уменьшается количество сульфатов. Например, с апреля 1947 г. по октябрь 1949 г. минерализация возросла от 216 до 217 *г/кг* (скв. 36), а с марта 1947 г. по июль 1957 г. — от 206 до 222 *г/кг* (скв. 11).

Содержание микрокомпонентов изменяется (*мг/л*): брома — от 205 до 285, йода — от 1,1 до 4,85, меди — от 2,5 до 11,5, цинка — от следов до 106, свинца — от 11,3 до 405, никеля — от 4,4 до 12,6, марганца — от 44,2 до 247,1, серебра — от следов до 1,35, титана — от следов до 13,8 и алюминия — от 16,5 до 221.

Аптский водоносный горизонт вскрыт на глубине 135—180 *м* на юго-восточном поле северо-западного крыла и представлен мелко- и среднезернистыми сильно глинистыми песками мощностью около 7 *м*. Воды напорные, гидростатическое давление в начальный период эксплуатации составляло 19, а в 1962 г. — 6 *атм*. Минерализация воды около 141 *г/кг*, содержание брома 183,4 и йода — 0,6 *мг/л*.

При увеличении некоторых ингредиентов воды с глубиной уменьшаются удельный вес нефтей (от 0,850 до 0,845 *г/см*^{3}), количество смол и повышается содержание легких фракций. Нефти Тентяксора малосмолистые, высокопарафинистые и в этом отношении не имеют себе аналогов среди эмбенских нефтей, но близки к бакинским. Содержание смол около 3% (в мазуте — до 4%), парафина — 5,5%. Высокое содержание парафина при небольшой глубине залегания нефтей указывает на недавнее формирование залежей и хорошую изоляцию.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЙЧУНАС

Месторождение Байчунас расположено в центре Эмбенской нефтеносной провинции (в 85 *км* к востоку от г. Гурьева) и занимает низменную равнину, занятую сорами.

В геологическом строении принимают участие отложения от нижнепермских до четвертичных, исключая верхнеюрские и палеоген-неогеновые, не обнаруженные на куполе. Купол имеет меридиональное

простирание и разделен грабеном на два крыла — западное и восточное, которые, в свою очередь, поперечными сбросами или небольшими прогибами делятся на четыре промысловых участка, отличающихся геологическим строением. На восточном крыле находятся промысловые участки Северо-Восточный и Восточный Байчунас, а на западном — Северо-Западный и Южный Байчунас.

Северо-Западный Байчунас на востоке и юге ограничен сбросами, а на севере и западе — межкупольным пространством. Нефтяные залежи приурочены к отложениям неокома и юры. Южный Байчунас представлен моноклиналью, ограниченной с северо-запада, северо-востока и востока сбросами. Промышленные нефтяные залежи установлены в песчано-глинистой свите средней юры на некотором удалении от свода.

В южной половине восточного крыла купола рядом с Южным Байчунасом размещен Восточный, который от первого отделен основным сбросом, а с юга и востока — межкупольным пространством. Восточный Байчунас — это антиклиналь, вытянутая меридионально и нарушенная рядом сбросов, протягивающихся вдоль свода структуры в северо-западном направлении. Западный сброс делит Восточный Байчунас на западную (опущенную) и восточную (приподнятую) части. Промышленные нефтяные залежи сосредоточены в своде центральной и северной его частей. В центральной части структуры залежь включает нефтяные горизонты баррема (пестроцветная свита и горизонт песков) и нижнего апта (байчунасская свита). В своде северной оконечности Восточного Байчунаса промышленные нефтяные горизонты установлены в подошве апта, пестроцветной свите баррема, подошве пелециподовой свиты готерива и в песчано-глинистой свите средней юры.

Северо-Восточный Байчунас отделяется от Северо-Западного основным сбросом, с севера и востока — межкупольным пространством и, будучи зажат между двумя сходящимися сбросами с амплитудой более 100 *м* по подошве средней юры, служит продолжением структуры Восточного Байчунаса. С восточной стороны сброса породы опущены, а с западной подняты. Здесь нефтяная залежь приурочена к слоям верхней половины лингуловой свиты средней юры сводовой части структуры.

Северо-Западный Байчунас

На Северо-Западном Байчунасе изучено семь водоносных горизонтов: четыре — в неокоме и нижние три — в средней юре. Нижние горизонты приурочены к верхней части лингуловой свиты и эксплуатируются с июля 1941 г. Нефте- и водовмещающие породы — это мелко- и тонкозернистые пески, переслаивающиеся с прослоями глин. Мощность горизонтов 5—18 *м* при глубинах залегания 220—232 *м*. Воды напорные, статические уровни в 1941 г. находились на глубине 50—52 *м* от устья, а в 1960 г. снизились до 160 *м*. В начальный период эксплуатации пластовое давление составляло 14,3, а в 1960 г. — 4,2 *атм*. Общая пористость песков 32,1% при средней проницаемости 876 *мд*. Дебиты скважин 0,01—0,9 *л/сек*. Минерализация подземных вод колеблется от 170 до 174 *г/кг*. В воде больше кальция, чем магния; отношение их изменяется от 1,19 до 1,21. Щелочно-хлорный показатель равен 0,872—0,876. Брома и йода содержится соответственно 217—220 и 2,1—2,3 *мг/л*.

Наиболее мощным (4—18 *м*) и выдержанным по площади явля-

ется нижнеаптский горизонт, залегающий на размытой поверхности неокома на глубинах 60—130 *м*. Ниже, на глубинах 95—162 *м*, устанавливаются три неокомских горизонта: в горизонте песков баррема, середине песчано-глинистой свиты готерива и в кровле пелециподовой свиты готерива. Мощность каждого горизонта 2—9 *м*. Водовмещающие породы представлены тонко- и мелкозернистыми песками, переслаивающимися с глинами. Общая пористость песков 28%, проницаемость 1790 *мд*. Общая мощность водоносных горизонтов апта и неокома 80—105 *м*. Воды напорные, статические уровни в 1939 г. были на глубине 25,3 *м*, а в 1960 г. — на глубине 89 *м*. Величина пластового давления варьировала от 13,4 *атм* в 1939 г. до 7,5 *атм* в 1960 г. Дебиты скважин 0,001—0,1, редко 1 *л/сек*.

Таблица 21

Химический состав подземных вод апт-неокомских отложений Северо-Западного Байчунаса

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Соотношения		
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
12	82—120	133,0	55	0,0	82047	3469	1910	45644	0,85	0,0	2,12
			0,9		2314,3	173,1	157,1	1981,1			
8	75—163	149,0	79	0,0	93799	3950	1837	52861	0,869	0,0	2,30
			1,29		2645,79	197,1	151,07	2297,62			
34	130	157,0	45	0,0	90972	3527	2027	51144	0,868	0,0	2,1
			0,74		2565,53	176,0	166,6	2213,67			
30	100—130	158,0	72	12	87616	3407	2066	49045	0,865	0,009	1,99
			1,16	0,24	2470,80	170,0	169,82	2132,38			
20	99—145	160,5	62	38	87440	3439	2035	48962	0,864	0,032	2,01
			1,02	0,79	2465,9	171,6	167,32	2128,79			
28	114—136	163,0	30	0,0	103259	4028	2136	53375	0,87	0,0	2,14
			0,5		2912,0	201,0	175,7	2535,8			
27	98—145	168,0	86	0,0	103401	4008	2127	58537	0,87	0,0	2,13
			1,4		2916,3	200,0	174,9	2543,0			

Минерализация подземных вод колеблется от 168 до 183 *г/кг*, увеличиваясь с глубиной и по мере удаления от сводовой части к контуру выклинивания нефтяных песков (табл. 21). Воды в основном бессульфатные, коэффициент сульфатности 0,53 (в среднем 0,05). Коэффициент метаморфизации 0,85—0,874. Хлориды кальция преобладают над хлоридами магния; кальциевый показатель 1,98—2,64. В процессе эксплуатации минерализация воды интенсивно возрастает: например, в скважине 26 — от 146 в 1934 г. до 149 *г/кг* в 1937 г., а в 1958 г. она уже составляла 163,2 *г/кг*. Такое явление отмечается и в других скважинах.

Южный Байчунас

На Южном Байчунасе установлено четыре промышленных нефтяных горизонта, расположенных в подошве готерива и в песчано-глинистой свите средней юры. Свита большей частью размыта и нефтеносные пачки в ней прослеживаются не везде. Но там, где эта свита сохранилась, выделяется три водоносных горизонта.

Первый (нижний) среднеюрский горизонт установлен только на крыле юго-западной части структуры, где водовмещающие породы со-

Таблица 22

Химический состав подземных вод среднеюрских отложений Южного Байчунаса

№ скважины	Водоносный горизонт	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л; мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения		
				HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
108	I	240—276	218,0	85,0 1,4	0,0	133507,0 3765,3	5851,0 267,0	2199,0 180,0	76328,0 3318,9	Не спр.	Не опр.	0,90	0,0	2,48
156	»	304—310	219,0	55 0,9	0,0	134748,0 3800,0	5194,0 2592,0	2529,0 217,9	76677,0 3333,8	»	»	0,88	0,0	2,25
169	»	327—332	220,0	48,0	0,0	137939,0 3884,0	4985,0 248,7	2512,0 206,4	78880,0 3468,2	»	»	0,90	0,0	2,01
170	»	315—317	224,5	12,0	0,0	137939,0 3890,5	5331,0 266,0	2459,0 202,2	78705,0 3422,5	»	»	0,88	0,0	2
107	II	270—275	221,0	22,0 3,6	0,0	135989,0 3855,0	5311,0 265,0	2481,0 203,9	77503,0 3369,7	»	»	0,88	0,0	2,28
116	»	230—245	207,0	72,0 1,2	0,0	126160,0 3558,5	4980,0 248,5	2516,0 206,8	72129,0 3104,4	»	»	0,87	0,0	2,19
135	»	287—293	225,0	28,0 0,4	0,0	138067,0 3893,9	5016,0 252,8	2536,0 208,4	78956,0 3433,1	»	»	0,88	0,0	2,20
70	III	172—180	172,0	25,63 0,42	2,4 0,05	105540,0 2976,0	3523,0 175,8	1769,9 145,5	61142,3 2559,1	198	2,2	0,89	0,0001	2,86
106	»	240	189,0	207,0 3,39	0,0	116004,0 3271,66	4132,0 206,18	2309,0 189,81	66210,0 2879,8	231	2,8	0,88	0,0	1,97
210	»	217—222	189,0	116	0,0	108454 3058,0	3751 187,2	2154 177,1	62010 2696,1	217,12	2,24	0,871	0,0	2,04
126	»	212—223	191,2	116 1,9	0,0	117426 3311,5	4269 213,0	2110 173,5	67319 2126,9	224	2,84	0,887	0,0	2,24
120	»	210—216	199,0	49	0,0	120605 3431,27	5040 251,51	2639 216,51	68138 216,87	228,6	2,9	0,867	0,0	2,24

стоят из разнозернистых глинистых песков мощностью 12 *м*. Кровля водоносного горизонта залегает на глубинах 260—360 *м*, увеличиваясь к западу. Воды напорные, статический уровень в 1939 г. находился на глубине 39 *м*, а в 1961 г. снизился до 305 *м*. Первоначально пластовое давление равнялось 37,2 *атм*, а в 1961 г. понизилось до 6,7 *атм*. Минерализация воды 218—228 *г/кг* (табл. 22), но с глубиной и от свода к крыльям она повышается. На 100 *м* глубины рост минерализации составляет 10 *г/кг*. Коэффициент метаморфизации изменяется очень незначительно (0,88—0,90). В воде больше кальция, чем магния; их отношение 1,18—1,32 (в среднем 1,27), а кальциевый показатель 2,01—2,32. Содержание брома 216,1—229,1 и йода 1,75—2,82 *мг/л*.

Второй (средний) юрский горизонт сложен мелко- и тонкозернистыми глинистыми песками мощностью 8—10 *м* и вскрывается на глубинах 210—320 *м*. Воды напорные, статический уровень их в 1939 г. устанавливался на глубине 36 *м*, а к 1960 г. понизился до 226 *м*. Пластовое давление также в 1939 г. было 26,4, а в 1960 г. 3,8 *атм*. Дебиты скважин 0,003—0,1 *л/сек*. Минерализация воды 207—225 *г/кг* (табл. 22). Воды бессульфатные, ионов кальция больше, чем ионов магния. Коэффициент метаморфизации 0,88, а кальциевый показатель больше двух. Содержание брома до 230 и йода — до 2,1 *мг/л*.

Третий (верхний) юрский горизонт в юго-восточной части структуры залегает на глубине 160—220 *м* и представлен мелко- и среднезернистыми глинистыми песками мощностью 6—8 *м*. Воды напорные, статический уровень по замерам 1960 г. находился на глубине до 202 *м*. Пластовое давление в начальный период эксплуатации составляло 22,5, а в 1960 г. — 20 *атм*. Дебиты скважин 0,007—0,9 *л/сек*. Минерализация воды 172—199,9 *г/кг* (табл. 22). Воды бессульфатные, ионы кальция преобладают над ионами магния. Отношение кальция к магнию в среднем 1,22, а кальциевый показатель 1,90—2,37. Содержание брома 189—231 и йода — 2,17—2,84 *мг/л*.

На Южном Байчунасе на глубине 46—66 *м* вскрыт неокомский водоносный горизонт. Минерализация вод 116,2—118,4 *г/кг*, в основном они бессульфатные. Ионов магния больше, чем ионов кальция; коэффициент метаморфизации около 0,85. Содержание брома колеблется от 113 до 120 и йода — от 1,7 до 2,1 *мг/л*.

Северо-Восточный Байчунас

На Северо-Восточном Байчунасе водоносный горизонт установлен в верхней части лингуловой свиты средней юры на глубине 760—800 *м* в тонко- и мелкозернистых песках мощностью 15—20 *м*. Воды напорные, статические уровни их в 1943 г. находились на глубине 338 *м*, в 1949 г. — на глубине 549 *м* и в 1960 г. — на глубине 675 *м*. Начальное пластовое давление в 1943 г. было 79,5 *атм*, а в 1960 г. снизилось до 12,6 *атм*. Воды бессульфатные с минерализацией 208—228 *г/кг*. Коэффициент метаморфизации 0,869—0,877, кальциевый показатель 2,16—2,48. Содержание брома 195,6—227,6 и йода — 1,71—2,36 *мг/л*.

Восточный Байчунас

На участке, являющемся основным объектом эксплуатации нефти, вскрыто до десяти водоносных горизонтов, приуроченных к меловым и среднеюрским отложениям.

Самый верхний водоносный горизонт установлен в сеномане на глубине 40—50 *м*. Он содержит слабосульфатные воды с минерализацией 97—98 *г/кг* при коэффициенте сульфатности 0,34—1,51. Ионы магния преобладают над ионами кальция, их отношение равно 0,52—0,69. Коэффициент метаморфизации 0,87—0,89, а кальциевый показатель больше двух. Содержание брома 93,24—126,2 и йода — 0,81—2,95 *мг/л*.

Водоносный горизонт верхнего альба залегает на глубине 60—134 *м* в тонкозернистых песках мощностью 0,5—11 *м*. Общая пористость их 17,6—33,5% при средней проницаемости 2025 *мд*. Воды напорные, с начальным пластовым давлением и статическим уровнем соответственно 17 *атм* и 1 *м*, которые к 1960 г. уменьшились до 5 *атм* и 22 *м*. Воды горизонта слабосульфатные с минерализацией 102—135 *г/кг* (табл. 23), увеличивающейся к северо-востоку в сторону контура нефтеносности. Коэффициент сульфатности 0—1,82. В составе воды ионов магния больше, чем ионов кальция; их отношение 0,44—0,95. Щелочно-хлорный и кальциевый показатели соответственно изменяются в пределах 0,87—0,889 и 1,57—1,85. Среднее содержание брома 113 и йода — 1,5 *мг/л*.

В подошве апта и в верхней части пестроцветной свиты баррема установлен апт-неокомский горизонт, залегающий на глубинах 303—405 *м* в тонко-, мелко- и среднезернистых глинистых песках общей мощностью от 5,5 до 37,5 *м*. Общая пористость песков колеблется от 17,0 до 35%, а проницаемость — от 13,6 до 1880 *мд* (в среднем 485 *мд*). Начальные статические уровни в большинстве случаев были выше поверхности земли, но к 1960 г. находились на глубинах 235—335 *м*. Пластовое давление в начале эксплуатации составляло 38, а в 1960 г. — 3,5 *атм*. Дебиты скважин 0,01—1 *л/сек*. Минерализация воды 179—226,4 *г/кг* (табл. 24), но с глубиной и к северо-востоку, в сторону погружения кровли горизонта, она повышается.

Воды бессульфатные и слабосульфатные, коэффициент сульфатности 0—0,42. В воде ионов кальция больше, чем ионов магния; их отношение 0,95—3,50. Щелочно-хлорный и кальциевый показатели соответственно варьируют в пределах 0,857—0,939 и 1,95—4,47. Содержание брома 136—269 и йода — 1,56—6,17 *мг/л*.

В северной оконечности Восточного Байчунаса в сводовой части структуры вскрыт водоносный горизонт песчано-глинистой свиты средней юры мощностью 10—15 *м*, залегающий на глубине 557—570 *м*. Воды напорные, статический уровень в 1939 г. находился на глубине 24 *м*, а в 1960 г. — на глубине 540 *м*. Пластовое давление в начальный период разработки составляло 55,7, а в конце 1961 г. — 4 *атм*. Средняя пористость горизонта 22,7% при средней проницаемости 181 *мд*. Дебиты скважин 0,002—0,1 *л/сек*.

Минерализация воды колеблется от 200 до 237 *г/кг* (табл. 25), увеличиваясь с глубиной и к югу. Воды бессульфатные, ионы кальция преобладают над ионами магния; отношение их 1,07—1,58. Коэффициент метаморфизации в среднем 0,891, кальциевый показатель 2,92. Содержание брома 182,4—213,8 и йода — 2,1—3,3 *мг/л*.

Таким образом, гидрогеологические условия всех четырех промысловых участков на месторождении Байчунас существенно отличаются друг от друга. На Восточном Байчунасе подземные воды более метаморфизованы, менее сульфатны и содержат повышенное количество микрокомпонентов по сравнению с Северо-Западным. Такая закономерность обусловлена тем, что на Северо-Западном Байчунасе, занимавшем в предаптское время наиболее высокое положение, нео-

Таблица 23

Химический состав подземных вод верхнего альба Восточного Байчунаса

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
373	48—55	102,1	329 5,39	382 7,95	62268 1755,92	1707 85,18	1432 117,77	36025 1566,31	93,06	1,14	679	0,89	0,45	1,61
367	45—50	102,7	756 12,39	292 6,08	62324 1757,68	1751 87,37	1463 120,32	36075 1569,46	95,48	1,68	680	0,89	0,34	1,57
362	42—52	101,3	408 6,69	174 3,62	6182 1743,15	2008 100,14	1280 106,1	35590 1547,22	100,9	1,91	602	0,88	0,21	1,85
273	43—46	106,5	281 4,61	335 6,97	65110 1836,28	1922 95,91	1633 134,30	37200 1617,65	117,8	2,26	553	0,88	0,38	1,63
338	—	102,3	397 6,51	Следы	63324 1785,68	1924 96,01	2665 136,93	33973 1559,25	164,94	1,95	384	0,827	0,0	1,65
359	91—100	109,4	232 3,80	23 0,48	64966 1831,86	1920 95,8	1609 182,33	36991 1608,91	110,8	1,68	587	0,88	0,026	1,68
311	—	135,0	98 1,60	2950 42,58	81300 2291,5	2540 128,0	1910 156,9	47127 2049,78	135	2,1	608	0,889	1,82	1,60

Таблица 24

Химический состав подземных вод апт-неокомских отложений Восточного Байчунаса

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
227	321—410	179,0	55 0,9	38 0,8	109642 3088,1	3919 195,6	1777 146,1	63296 2752,87	159	3,02	698	0,89	0,03	2,29
386	369—372	179,5	24 0,99	Следы	110227 3106,40	4036 201,4	1860 153,0	63060 2752,39	180,3	6,17	613	0,886	0,0	2,31
319	363—365	180,8	61 1,00	0,0	111167 3134,71	4265 212,82	2183 179,54	27445,35 2745,55	269,1	2,52	618	0,875	0,0	2,16
283	364—368	184,5	92 1,51	0,0	113312 3198,77	4501 224,6	1982 162,96	64616 2812,72	186,9	2,95	602	0,939	0,0	2,34
352	340—350	187,6	55 0,90	0,0	115178 3245,02	4076 203,89	1922 158,04	66413 2834,47	204,9	2,69	610	0,889	0,0	2,28
226	331—341	188,0	37 1,2	219 1,2	115004 3310,7	4289 214,0	1563 141,7	66723 2957,7	176,5	3,1	652	0,89	0,4	2,49
290	350—359	189,7	37 0,6	0,0	116344 3279,70	3701 184,6	1863 153,25	67705 2942,46	260,7	3,04	448	0,897	0,0	2,20
237	355—358	190,9	59 0,90	0,0	116850 3272,51	3595 174,45	1934 159,03	68432 2939,93	268,8	3,25	435	0,903	0,0	2,09
234	360—363	200,0	3661 60,0	0,0	120958 3411,38	4573 228,19	2140 175,96	69152 3007,77	196,8	3,3	615	0,90	0,0	2,30
285	351—363	204,3	55 0,90	0,0	125110 3533,10	4092 204,15	1602 131,6	73444 3198,25	167,8	2,03	746	0,905	0,0	2,54
224	353—364	216,0	75 1,23	61 1,26	132230 3724,8	7224 361,2	1255 103,2	75029 3262,3	175,8	4,4	752	0,89	0,04	4,47

Таблица 25

Химический состав подземных вод среднеюрских отложений Восточного Байчунаса

№ скважины	Глубина опробования, *м*	Минерализация, *г/кг*	Содержание ионов, *мг/л*; *мг-экв*						Микрокомпоненты, *мг/л*		Соотношения			
			HCO_3	SO_4	Cl	Ca	Mg	Na+K	Br	J	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
235	541—561	201,9	67,0 1,09	0,0	124142 3501,22	4721 235,57	2420 199,0	70550 3068,62	196,85	3,3	635	0,91	0,0	2,18
75	538—555	204,0	55,0 0,9	0,0	125071 3527,1	4176 280,4	1807 148,6	72939 3171,0	205,3	2,5	610	0,89	0,0	2,40
78	530—560	205,7	55,09 0,9	0,0	126181 3558,73	4208 210,0	1998 164,3	73763 3208,4	184,9	2,8	682	0,9	0,0	2,12
83	530—573	212,0	402,7 6,6	0,0	129968 3665,2	37054 184,9	1799,6 148,0	76159 3333,0	185,8	2,15	700	0,91	0,0	2,25
58	550—563	200,9	24 0,4	0,0	123231 3475,2	4182 208,7	1899 156,2	71546 2110,7	205,2	2,4	618	0,895	0,0	2,32
234	526—560	202,3	55 0,9	0,0	124142 3411,4	4208 210,0	19980 164,3	71933 3127,5	184,97	2,8	672	0,915	0,0	1,73
76	518—568	204,7	67	0,0	125567	4363	2003	72678	185,4	2,4	674	0,893	0,0	2,30
54	543—562	207,4	55 0,9	0,0	127121 3584,9	4106 204,9	1870 154,5	74207 3226,4	190,1	2,4	670	0,891	0,0	2,32
308	560—565	233,0	0,0	0,0	143000 4030,0	4810 240,0	2110 173,06	83160 3617,0	210	2,9	680	0,897	0,0	2,38
307	580—589	237,0	45 0,74	0,0	145000 4084,80	4930 246,0	2082 171,26	84340 3668,28	215	3,1	674	0,896	0,0	2,43

комские отложения были размыты на бóльшую глубину, чем на Восточном, где размыта только верхняя часть баррема.

Воды среднеюрских отложений на описываемых участках вскрываются на разных глубинах: Северо-Западный Байчунас — 230—231 *м*, Южный — 170—360 *м*, Восточный — 518—589 *м* и Северо-Восточный — 760—800 *м*. Наименьшая минерализация отмечается на Северо-Западном Байчунасе, а наибольшая — на Южном, хотя на Восточном и Северо-Восточном Байчунасе воды залегают глубже, чем на Южном. Средняя минерализация воды на первых двух участках 197—218,3 *г/кг*, тогда как на Южном — 222 *г/кг*. Наибольшая концентрация брома (в среднем 250 *мг/л*) обнаружена также на Южном Байчунасе, а минимальная — на Восточном (197 *мг/л*). Данная закономерность объясняется влиянием древних размывов, поскольку Восточный и Северо-Восточный Байчунас в преднеокомское время занимали более высокое положение, размыв среднеюрских отложений происходил на бóльшую глубину, чем на Южном, в результате чего возникли зоны пониженной минерализации (появились сульфаты и происходило смешение пластовых вод юры с водами неокома).

Насколько отличаются подземные воды по химическому составу и минерализации, настолько разнообразны состав и технические свойства нефтей одноименных свит на отдельных участках. Здесь, так же как и на других месторождениях, физико-химические особенности нефтей и гидрогеологические условия водоносных горизонтов тесно взаимосвязаны между собой. Так, нефть среднеюрских отложений Восточного Байчунаса бензиновая, слабосмолистая, высокопарафинистая, более легкая. Средний удельный вес нефти 0,814, а легкие фракции составляют 55,8%. Юрская же нефть Северо-Западного Байчунаса более смолистая, парафинистая и характеризуется наибольшим удельным весом (в среднем 0,894), повышенным содержанием акцизных смол (в среднем 16%) и низким содержанием легких фракций (до 18,5%). Различия в составе и свойствах нефтей и гидрогеологических условиях на этих участках объясняются тем, что нефтяные и водоносные горизонты на Восточном Байчунасе залегают глубже, чем одновозрастные горизонты Северо-Западного Байчунаса, где отложения моложе средней юры размыты предготеривским размывом в большей степени. По физико-химическим свойствам нефти средней юры близки к нефтям Северо-Восточного и Восточного Байчунаса, а нефти апт-неокомских отложений Северо-Западного Байчунаса аналогичны нефтям тех же отложений Восточного Байчунаса.

Физико-химические свойства нефтей зависят от геолого-структурных условий и глубины залегания. С глубиной удельный вес нефти падает, а минерализация подземных вод возрастает. Так, средний удельный вес нефтей верхнеальбского горизонта при средней минерализации воды 108 *г/кг* равен 0,878. Средний удельный вес нефтей апт-неокомского и среднеюрского горизонтов соответственно составляет 0,877 и 0,865, а средняя минерализация — 198,5 и 210 *г/кг*, что объясняется лучшими условиями изоляции глубоких горизонтов независимо от их стратиграфического положения. Более древние горизонты, вскрывающиеся на небольшой глубине и подвергшиеся размывам во время тектонических поднятий, имеют худшие условия для сохранения и образования нефтяных залежей по сравнению с молодыми горизонтами.

* * *

Из всего сказанного можно сделать вывод, что в наиболее изученных отложениях надсолевых комплексов пород содержится ряд водо-

носных горизонтов, прослеживающихся почти повсеместно. Эти горизонты отличаются между собой по водообильности, глубине залегания, минерализации и химическому составу вод, что связано с литологией водовмещающих толщ и геолого-тектоническими условиями.

Подземные воды всех водоносных комплексов высококонцентрированные, в основном хлор-кальциевые. Сухой остаток их изменяется (*г/кг*): в пермотриасовых отложениях — от 113,9 до 328,2, среднеюрских — от 72,4 до 308 и в меловых — от 32,4 до 204. Минерализация вод, несмотря на сложную взаимосвязь различных водоносных горизонтов и весьма сложное структурно-тектоническое положение, увеличивается от сводовых частей структур к их крыльям и от более молодых водоносных комплексов к древним. Повышение минерализации сопровождается ростом степени их метаморфизации, концентрации щелочно-земельных элементов (особенно кальция), специфических микроэлементов нефтяных вод и уменьшением количества сульфатов и гидрокарбонатов.

Увеличение степени метаморфизации и минерализации подземных вод с глубиной и широкое развитие бессульфатных вод свидетельствует об улучшении условий сохранения сформировавшихся нефтяных залежей в водонефтеносных горизонтах. Изменение удельного веса и минерализации пластовых вод с глубиной и по площади позволяет использовать их в качестве критериев глубины залегания пласта и химического состава нефтей. Чем тяжелее и минерализованнее пластовая вода, тем легче нефть этого пласта. Наиболее качественные нефти промышленного значения обычно приурочены к опущенным крыльям структуры, где пластовые воды бессульфатные, высокометаморфизованные и высокоминерализованные.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштадт Г. Е., Антонов К. В. Формирование соляных куполов и залежей нефти Южной Эмбы. Труды ВНИГРИ, вып. 207, 1963.

Айзенштадт Г. Е., Горфункель М. В. Тектоника и нефтеносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин. Труды ВНИГРИ, вып. 246, 1965.

Ахмедсафин У. М. Подземные воды Западного Казахстана. «Вестник АН КазССР», 1949, № 2.

Ахмедсафин У. М. Методика составления карт прогнозов и обзор артезианских бассейнов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Казаков М. П., Чарыгин И. И. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1958.

Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. «Нефтяное хозяйство», 1954, № 10.

Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений. Труды ВНИГРИ, вып. 191, 1962.

Кукабаев Б. Подземные воды юрских отложений юго-западной части междуречья рек Урала и Эмбы. «Вестник АН КазССР», 1963, № 12, 127.

Кукабаев Б., Сыдыков Ж. Гидрохимия подземных вод пермотриасовых отложений юго-западной части междуречья рек Урала и Эмбы. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1962, вып. 4.

Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1961.

Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М., Гостоптехиздат, 1948.

Сухарев Г. М. Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1959.

Сыдыков Ж. Гидрогеохимические критерии поисков полезных ископаемых в Западном Казахстане. «Вестник АН КазССР», 1961, № 5.

Сыдыков Ж. Определение сухого остатка пластовых вод нефтеносных районов по величине соленосности. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1961, вып. 4.

Сыдыков Ж. Подземные воды Мугоджар и Примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Торгованова В. Б. Геохимическая характеристика нефтеносных вод месторождений Доссор, Тентяксор, Искине и Бекбеке. Авторефераты научных трудов. Труды ВНИГРИ, вып. 11, 1953.

Торгованова В. Б. Геохимическая характеристика нефтяных вод месторождения Байчунас Южной Эмбы. Труды ВНИГРИ, вып. 11, 1953.

Якуцени В. П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. Труды ВНИГРИ, вып. 167, 1961.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

К. М. ДАВЛЕТГАЛИЕВА

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ МУГОДЖАР

Все возрастающая необходимость прогнозной оценки рудоносности глубинных зон горнорудных районов, в том числе и Мугоджар, требует широкой постановки и проведения наряду с геолого-геофизическими работами гидрогеохимических исследований, которые позволят дать оценку металлоносности территории. Подобные исследования в течение ряда лет проводились в Мугоджарах.

Мугоджары расположены на юге Уральской линейной складчатой системы, где выделяются (с запада на восток) следующие структурно-тектонические зоны: Сакмарская, Уралтауская, Западно-Мугоджарская, Урало-Тобольская (Центрально-Мугоджарская) и Прииргизская, на большей части разделенные глубинными тектоническими швами. Геоантиклинальные зоны (Уралтауская и Урало-Тобольская) представлены метаморфическими образованиями — гнейсами, гранито-гнейсами, кварцитами и кристаллическими сланцами допалеозоя и нижнего палеозоя с крупными массивами преимущественно кислых и ультраосновных пород, а синклинории (Сакмарская, Западно-Мугоджарская и Прииргизская) — осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами диабаз-спилитовой формации среднего палеозоя с более мелкими массивами кислых и основных интрузивов.

Подземные воды Мугоджар в основном приурочены к верхней, наиболее трещиноватой зоне указанных комплексов пород. Они залегают на глубине от нуля (на склонах дренажной сети) до 50—70 *м* (на водоразделах) и имеют производительность (по расходам водоисточников) от десятых долей до 3—5 *л/сек* и более (вулканогенно-осадочные и карбонатные породы). Минерализация их изменяется от 0,2 до 1,0—1,5 *г/л* и реже более. Наименьшая минерализация отмечается в краевых частях водораздельных равнин, лишенных глинистого покрова, и на участках с интенсивным водообменом в районах развития вулканогенных пород — западных склонах Южного Уралтау и Мугоджар. Отсюда в сторону центральных частей водоразделов и по мере перекрытия водоносной зоны молодыми глинистыми образованиями, особенно на востоке Центрально-Мугоджарской зоны, подземные воды становятся более минерализованными. В районах интенсивного водообмена формируются гидрокарбонатные воды I и II типов (по О. А. Алекину) различного катионного состава, а на слабо дренированных и покрытых глинистым покровом участках — хлоридные или сульфатные натриевые воды II и III типов. Влияние петрохимического состава водовмещающих пород на химический состав подземных вод

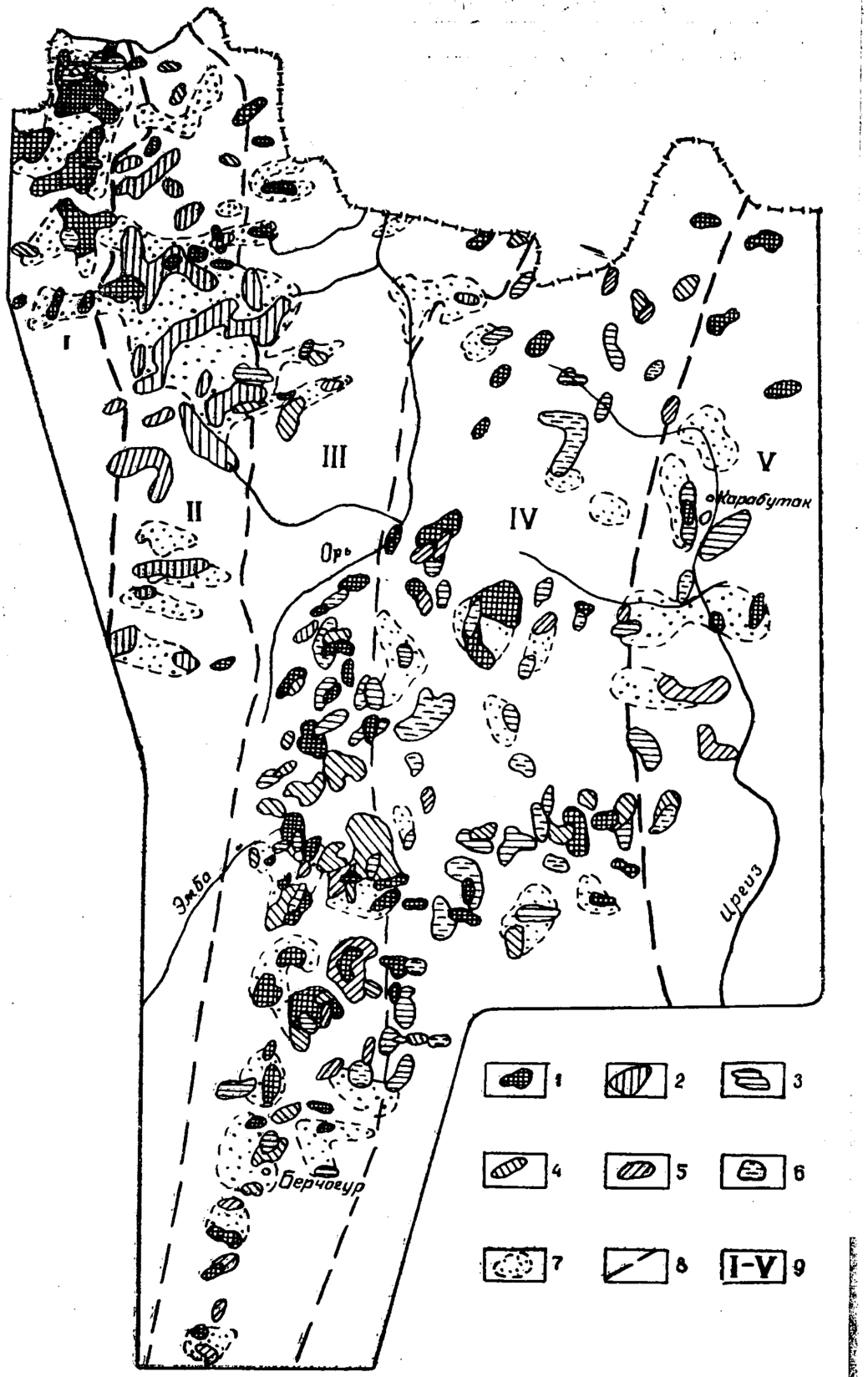
наглядно показано Ж. Сыдыковым (1965, 1966) на примере Уралтауской, Сакмарской и Западно-Мугоджарской зон, где широко развиты ультраосновные, осадочно-вулканогенные (преимущественно основные) и вулканогенные породы, обогащенные щелочно-земельными и щелочными элементами, обусловливающими формирование гидрокарбонатных магниевых и кальциевых вод II типа и натриевых вод I типа. Концентрация водородных ионов в подземных водах колеблется от 6,5 до 7,5.

В составе подземных вод описываемой территории производилось определение 26 элементов по пробам из 1500 водопунктов. На основании установления в них средних концентраций, фоновых, повышенных и аномальных содержаний элементов (Давлетгалиева, 1966; Сыдыков, Абдулин, Давлетгалиева, 1967) выявлено около 250 гидрогеохимических аномалий ведущих рудных элементов и более 100 участков с повышенными и аномальными содержаниями спутников рудообразующих элементов и компонентов породообразующих минералов. Распределение и парагенетические ассоциации их в разных структурно-тектонических зонах неодинаковы (см. рис.). Зеленокаменным зонам (Сакмарская, Западно-Мугоджарская, Прииргизская) свойственно широкое развитие элементов, типичных для поисков колчеданных месторождений. В Уралтауской зоне, где разрабатываются крупные никель-кобальтовые и хромитовые месторождения, в подземных водах четко отмечаются гидрогеохимические особенности этих месторождений, а в Центрально-Мугоджарской зоне выявляются ассоциации элементов, характерных для поисков редкометальных и сульфидных месторождений.

В *Сакмарской зоне* выделено 16 участков гидрогеохимических аномалий, из них восемь — с высоким и повышенным содержанием меди, три — цинка, два — серебра и по одному — молибдена, олова и никеля. Подземные воды участков месторождений отмечаются изменениями в химическом составе и особенно в содержании в них микроэлементов.

В аномалиях, приуроченных к медноколчеданным рудопроявлениям, содержание меди составляет 15—50 *мкг/л* при средней величине 8 *мкг/л по зоне* (средняя минерализация подземных вод 630 *мг/л*). Значение этого ведущего рудного элемента превышает фоновое на описываемых участках в 2—6 раз. Химическим путем определены также цинк (60—150 *мкг/л*, или в 2 раза больше фона) и сумма металлов — меди, цинка и свинца (до 300, местами 600 *мкг/л*). Кроме того, на отдельных водопунктах установлены (*мкг/л*): галлий — до 3, никель — до 15. Подземным водам участка свойственны пониженные значения pH — до 6,3 (в среднем 6,6 по зоне) и гидрокарбонат-солевого коэффициента [$r\mathrm{HCO_3}$: ($r\mathrm{SO_4}+r\mathrm{Cl}$)] — менее 2 и повышенные (более 1) — сульфат-хлорного показателя ($r\mathrm{SO_4}$: $r\mathrm{Cl}$). Эти изменения в химическом составе подземных вод обусловлены, хотя и слабо, влиянием окисления сульфидов.

Гидрогеохимические аномалии цинка оконтуриваются вокруг аномалий меди и обладают аномальными или повышенными содержаниями ведущего элемента (от 60 до 90 *мкг/л*). Одна из таких аномалий с повышенными содержаниями цинка и меди ассоциируется с высоким (6 *мкг/л*) содержанием серебра, повышенными концентрациями свинца и марганца, а также пониженными значениями pH и гидрокарбонат-солевого коэффициента. Две другие аномалии характеризуются аномальными (в 2—4 раза больше фоновых) содержаниями меди и суммы металлов, пониженными pH и гидрокарбонат-солевым коэффициен-


I
II
III
IV
V
Орь
Карабутак
Эмба
Берчогур
Цреиз
1
2
3
4
5
6
7
8
I-V
9

том, а также повышенным сульфат-хлорным показателем. Четвертая гидрогеохимическая аномалия с повышенным содержанием меди отличается аномальными содержаниями серебра, повышенными концентрациями сурьмы, галлия и ванадия и пониженными (до 6) величинами pH и гидрокарбонат-солевого коэффициента в подземных сульфатных кальциевых водах с минерализацией 859 *мг/л*. Формирование этой аномалии, безусловно, вызвано процессами окисления сульфидных тел.

В *Уралтауской зоне* выделено 45 участков гидрогеохимических аномалий, большинство из которых расположено около известных месторождений никеля, кобальта и хрома. Подземные воды участков аномалий, оконтуренных вокруг Кемпирсайской группы никель-кобальтовых месторождений, характеризуются повышенными и аномальными содержаниями никеля (от 20 до 250 *мкг/л*) и кобальта (от 5 до 60 *мкг/л*), что в 4—5 раз превышает фоновые их содержания в целом по зоне. В подземных водах карьеров месторождений содержание никеля достигает 1200 и кобальта — 10 *мкг/л*. Эти воды нейтральные или слабощелочные (pH от 6,8 до 7,4). В них обнаружены элементы семейства железа с содержанием (*мкг/л*): титана — от фоновых до 600, ванадия — до 6, хрома — до 60, марганца — до 210 и железа — до 500. В повышенных количествах содержатся также некоторые металлические рудные и металлогенные элементы, являющиеся примесями в рудах и служащие дополнительными поисковыми критериями. Они встречаются в водах с содержанием (*мкг/л*): меди — от фоновых до 16, цинка — до 150, серебра — до 0,8, сурьмы — до 30. В то же время в пробах воды этих участков постоянно отсутствуют некоторые элементы кислых магм и сульфидных месторождений: галлий, мышьяк, олово, висмут, цирконий и молибден.

В подземных водах участков гидрогеохимических аномалий, образованных вокруг Джарлыбутакской и Донской групп хромитовых месторождений, содержание хрома равно 40—90 *мкг/л*, что в 2—3 раза превышает фоновое его значение по Уралтауской зоне и в 10—15 раз по сравнению с другими зонами. В них присутствуют в аномальных и повышенных количествах от двух до четырех элементов семейства железа (никель, кобальт, титан, марганец) и один или два элемента из группы металлогенных (сурьма) и реже из группы редких (цирконий). В подземных водах этих участков содержится (*мкг/л*): никеля — от 24 до 124, кобальта — от 10 до 20, марганца — до 1500, титана — до 820, цинка — до 100, меди — до 12, сурьмы — до 30, серебра — до 3, циркония — 12. Значение pH нейтральное или слабощелочное.

Таким образом, аномальные (в 2—15 раз больше фоновых) содержания ведущих рудных элементов — никеля, кобальта и хрома, а также повышенные или аномальные количества (от 2 до 6 выше фона) ассоциирующих с ними элементов — меди, цинка, марганца, титана, железа, сурьмы, циркония — являются показателями известных никель-кобальтовых и хромитовых месторождений и, следовательно,

Схема концентраций ведущих рудных элементов в подземных водах Мугоджар. *Участки распространения подземных вод с аномальным содержанием:* *1* — меди; *2* — никеля, кобальта и хрома; *3* — цинка и свинца; *4* — серебра; *5* — олова; *6* — молибдена; *7* — с повышенным содержанием нескольких элементов; *8* — граница структурно-тектонической зоны; *9* — *структурно-тектонические зоны*: I — Сакмарская, II — Уралтауская, III — Западно-Мугоджарская, IV — Центрально-Мугоджарская, V — Прииргизская.

служат основными гидрогеохимическими поисковыми критериями на аналогичные месторождения в ультрабазитовых массивах.

В Уралтауской зоне имеются также аномалии, не приуроченные к известным месторождениям и отмечающиеся повышенными или аномальными содержаниями ведущих рудных элементов (никель, кобальт и хром) и ассоциирующих с ними элементов. Такие участки находятся в 5—10 *км* восточнее пос. Бакай и в верховьях левых притоков р. Орь Кокпекты, Улетты и Жаман-Су.

В *Западно-Мугоджарской зоне* широко развиты сульфидные рудопроявления. Здесь выявлено около 100 гидрогеохимических аномалий с повышенными и высокими содержаниями меди, серебра, цинка, молибдена, олова, сурьмы, ванадия, никеля, галлия, марганца и т. д.

Сандыктауский участок, расположенный вокруг гор Сандыктау и Улькун-Тау (в северной части Мугоджар), характеризуется медноколчеданной, сульфидно-никелевой и висмут-молибденит-кварцевой рудными формациями. Распределение рудных элементов в подземных водах различных формаций неоднородно. Подземные воды вокруг сульфидных рудопроявлений содержат в повышенных и аномальных количествах (*мкг/л*): медь — от 21 до 30 (в 3—5 раз больше фона по зоне), цинк — от 30 до 90, ванадий — от 9 до 30, олово, висмут и кобальт — до 3, сурьма — до 30.

В подземных водах сульфидно-никелевого рудопроявления отмечаются также повышенные и аномальные содержания никеля и кобальта — соответственно 15 и 9 *мкг/л*. Здесь же обнаружены (*мкг/л*): ванадий — до 60 (в 20 раз больше фона по зоне), галлий — до 3 и цирконий — до 9.

Для подземных вод висмут-молибденит-кварцевой рудной формации свойственны повышенные содержания меди (8—15 *мкг/л*), цинка (60—90 *мкг/л*), галлия (3 *мкг/л*), ванадия (6—30 *мкг/л*) и никеля (6—12 *мкг/л*), но отсутствуют висмут и молибден — прямые поисковые показатели данного типа рудопроявлений. Это объясняется тем, что здесь развиты гидрокарбонатные кальциевые воды II типа или воды с высоким содержанием кальция, которые не способствуют миграции этих элементов в водной среде.

В Каратауском участке, расположенном вокруг горы Каратау, севернее р. Терис-Бутак, сосредоточены сульфидные (медноколчеданное и сульфидно-никелевое) рудопроявления, образующие гидрогеохимические аномалии. Здесь содержание меди в подземных водах варьирует *(мкг/л)* от 6 до 53 (в среднем по зоне около 5), цинка — от 30 до 90, ванадия — от 3 до 60, составляя в среднем 6,2 (в среднем по зоне около 3), никеля — от 3 до 30 (в среднем по зоне 7). Кроме того, в нескольких водопунктах обнаружены молибден, серебро, галлий, олово, висмут (от 0,3 до 3 *мкг/л*), цирконий и кобальт (до 9 *мкг/л*) и сурьма (до 30 *мкг/л*). Наиболее полная ассоциация повышенных и аномальных содержаний данных элементов устанавливается в водопунктах, размещенных от Каратауского месторождения на расстоянии 0,5—1,0 *км*. Подземные воды участка преимущественно слабокислые (pH 6,6—6,8) с пониженным (менее 2) гидрокарбонат-солевым коэффициентом и относительно повышенным (от 1 до 2) сульфат-хлорным показателем. Самые высокие значения сульфат-хлорного показателя (4—6) отмечаются в пробах с аномальными содержаниями металлов, что, очевидно, указывает на проявление процесса окисления сульфидных руд.

На Жамантауском участке, расположенном вокруг гор Жаман-Тау, северо-восточнее Каратауского участка, сульфидные

рудопроявления оконтуриваются ассоциацией из пяти-шести элементов с повышенными и аномальными содержаниями в подземных водах (*мкг/л*): меди — до 50, цинка — до 90, ванадия — до 9, никеля — до 15, висмута — до 3 и циркония — до 9. На этом участке гидрогеохимические аномалии отмечаются не только вокруг известных рудопроявлений, но и за их пределами, в породах мугоджарской свиты — базальтах и андезито-базальтах и в ортоклазовых гранитах. В подземных слабокислых (pH 6,4—6,8) водах, дренирующих эти комплексы пород, содержатся (*мкг/л*): медь — от 6 до 53, цинк — от 30 до 90, ванадий — от 3 до 105, никель, кобальт и сурьма — от 15 до 30, висмут — до 6, цирконий — от 9 до 17 и галлий — до 3. Эта ассоциация, состоящая из 8—9 элементов с повышенными и аномальными содержаниями, вероятно, подтверждает наличие сульфидных рудопроявлений в этих породах.

На участке Иттасты, несколько южнее Каратауского, вблизи известного рудопроявления висмут-молибденит-кварцевой рудной формации опробован только один водопункт, анализ воды которого показал невысокие содержания ведущих рудных элементов (*мкг/л*): молибдена, меди и серебра — 3, никеля — 15, цинка и сурьмы — 30. Невысокое содержание молибдена обусловлено, в частности, слабокислой реакцией вод (pH 6,4), при которой ухудшается растворимость основного минерала — молибденита (Белякова, 1962).

В южной части описываемого участка подземные воды при средних (6,8—7,5) значениях pH характеризуются ассоциациями от 2—3 до 8 элементов с повышенными и аномальными концентрациями. Содержание меди в них варьирует от 3 до 40 *мкг/л*, цинка — от 30 до 80 *мкг/л*, молибдена — от 3 до 9 *мкг/л*, серебра — от 6 до 16 *мкг/л*, никеля — от 9 до 80 *мкг/л*. В одном из водопунктов обнаружены также (*мкг/л*): галлий — 8, ванадий — 240 и цирконий — 23. Эти воды отличаются пониженным (менее 2) гидрокарбонат-солевым и повышенным (более 1) сульфат-хлорным коэффициентами, что свидетельствует о наличии здесь сульфидных рудопроявлений.

Иттасты блакский участок расположен в 15 *км* к юго-востоку от горы Каратау или Каратауского участка. Здесь в тонкозернистых биотит-роговообманковых граносиенитах и эгириновых гранитах установлено редкометальное рудопроявление вольфрам-кварцевой формации. Вблизи рудопроявления подземные воды имеют сульфатный кальциевый состав и пониженное (до 6,5) значение pH, что указывает на процесс окисления руд. Однако низкое значение pH обусловливает невысокое содержание (от 3 до 15 *мкг/л*) молибдена — ведущего показателя редкометального оруденения. Зато в подземных водах участка в повышенных и высоких содержаниях обнаруживаются *(мкг/л):* цирконий — от 9 до 20 (в 30% проб), сурьма — от 30 до 90 (в 20% проб), галлий — до 3 (в 15% проб), ванадий — от 3 до 40 (в 30% проб) и олово — до 3 (в 10% проб). Среднее содержание никеля и меди равно соответственно 9 и 6 *мкг/л* при средних их значениях в целом по зоне 7,2 и 4,9 *мкг/л*.

Участки Джангизтау I, Мынжасарский и Шекарабулакский, расположенные соответственно вокруг горы Актасты, вблизи зимовки Мынжасар и восточнее горы Кучунбай, характеризуются ореолами рассеяния вокруг колчеданных оруденений, приуроченных к комплексам пород основных эффузивов и габброидов. Подземные воды имеют слабокислую и нейтральную реакции (pH 6,8—7), пониженные (менее 1 и 1,5) значения гидрокарбонат-солевого и повышенные (от 1 до 8) сульфат-хлорного коэффициентов, а также по-

вышенные и высокие содержания меди (3—30 *мкг/л*), цинка (30—150 *мкг/л*), серебра (0,3—30 *мкг/л*), ванадия (3—15 *мкг/л*), никеля (3—500 *мкг/л*), сурьмы (до 30 *мкг/л*), галлия (до 3 *мкг/л*), мышьяка (30—90 *мкг/л*), висмута (3—9 *мкг/л*), кобальта (до 15 *мкг/л*), циркония (до 9 *мкг/л*). Средние содержания часто встречающихся в них элементов составляли (*мкг/л*): для меди — 7 (в среднем по зоне 4,9), цинка — 40 (в среднем по зоне 33), серебра — 2 (в среднем по зоне 0,4). Наиболее полная ассоциация этих элементов наблюдается у водопунктов вблизи известных месторождений. Так, на расстоянии 0,5—1,0 *км* от них в повышенных и аномальных количествах содержатся Cu, Zn, V, Sb, Ni, Ga, As, Bi, Co, Zr, тогда как в 2—3,5 *км* по направлению потока подземных вод отмечаются повышенные и аномальные содержания главным образом Cu, Zn, Ni, V.

К Кингусскому участку, размещенному вблизи горы Кингусс, приурочены два медноколчеданных рудопроявления. Ближайшие к ним опробованные водопункты находятся на расстоянии 2 *км* и в связи с такой удаленностью в них обнаруживаются повышенные и аномальные содержания всего одного или двух рудных элементов — меди (6—9 *мкг/л*), ванадия (3 *мкг/л*) и серебра (от 0,3 до 0,9 *мкг/л*). Особенно высокие и повышенные содержания меди (9—12 *мкг/л*), кобальта (9—12 *мкг/л*), циркония (9—12 *мкг/л*) и галлия (до 3 *мкг/л*) отмечаются в северной части участка. Еще более высокая концентрация меди (17—50 *мкг/л*) устанавливается в роднике, опробованном в 5 *км* северо-восточнее Кингусса.

Подземные воды описываемого участка слабокислые (pH от 6,0 до 6,8), преобладающее количество проб имеет пониженное значение гидрокарбонат-солевого и повышенное сульфат-хлорного коэффициентов.

На медноколчеданных месторождениях Чуулдакского и Кокжарлинского участков, расположенных в южной части зоны, родники и скважины, опробованные в непосредственной близости от них, показывают повышенные и аномальные содержания сравнительно большой ассоциации элементов (до 10). Содержание их здесь составляет (*мкг/л*): меди — 60—3000, цинка — 60—300, ванадия — 13—154, кобальта — 22—47, никеля — 15—94, молибдена — 6—8, циркония —9—30, сурьмы — до 30, галлия — до 3, олова — до 3.

В водопунктах, наиболее удаленных от месторождений, концентрация рудных элементов заметно уменьшается. Так, в 1,5—2,5 *км* от месторождения содержание меди равняется 100—400 и цинка — 200—400 *мкг/л*, а в 3 *км* — соответственно 6 и 60 *мкг/л*. Подземные воды участков в целом слабокислые (pH 6,5—6,8) с повышенной сульфатностью (величина сульфат-хлорного коэффициента изменяется от 1 до 7,5).

В *Центрально-Мугоджарской зоне*, где широко развиты метаморфические и кислые интрузивные породы, сосредоточены рудопроявления и месторождения редких, рассеянных и благородных элементов. В этой зоне выделено до 80 участков гидрогеохимических аномалий, из которых 16 приурочены к золото-сульфидно-кварцевым и колчеданным рудным формациям и расположены вблизи р. Акпан, в верховьях рек Бала-Талдык и Шебекты-Сай, севернее и южнее р. Каинды, у р. Сырлыбай и т. д. Здесь в подземных водах определены (*мкг/л*): медь — от 9 до 30, молибден — от 9 до 50, свинец — от 6 до 21, цинк — от 30 до 90, олово — от 3 до 900, марганец — от 300 до 3000, титан — от 9 до 900 и висмут — до 3, а также никель — от 15 до 30 и

барий — от 30 до 210, которые встречаются в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах.

Средние содержания наиболее часто встречающихся элементов в подземных водах этих аномальных участков составляют (*мкг/л*): для меди — 12 (в среднем по зоне 8), свинца — 7,2 (в среднем по зоне 6,6), молибдена — 10 (в среднем по зоне 4,7), марганца — 447 (в среднем по зоне 350). Большинство проб воды имеют пониженные значения pH (от 6,4 до 6,6) и гидрокарбонат-солевого коэффициента (от 0,003 до 1,4) и повышенные (до 2,8—5,5) — сульфат-хлорного показателя.

В районе Борсуксайского редкометального оруденения в подземных водах отмечаются аномалии меди, свинца, молибдена и олова. В этих водах присутствуют (*мкг/л*): медь — от 9 до 30 (в среднем 14), цинк — от 60 до 150 (в среднем 42), молибден — от 3 до 20 (в среднем 9), свинец — от 3 до 15 (в среднем 9), марганец — от 90 до 3000 (в среднем 714), сурьма — до 30. Подземные воды обладают пониженными значениями pH (от 6,5 до 6,7), гидрокарбонат-солевого (0,3—0,9) и сульфат-хлорного (0,8) коэффициентов.

На участках гидрогеохимических аномалий молибдена, находящихся юго-западнее пос. Актасты, вблизи горы Караоба, в верховьях рек Есек-Жал, Бала-Талдык и Милы-Сай, содержание этого элемента в подземных водах варьирует от 10 до 50 *мкг/л*, а среднее его содержание в 4 раза превышает фоновое по всей зоне. Другие элементы содержатся в таких количествах (*мкг/л*): медь — в повышенных (9—15) и реже аномальных (30), цинк — в фоновых и повышенных (30—60), свинец — в повышенных и аномальных (6—30), сурьма — 30, ванадий — 6—12 и олово — 0—900. Подземные воды в основном нейтральные и слабощелочные (pH от 6,8 до 7,4) с пониженными значениями гидрокарбонат-солевого (0,6—1,1) и сульфат-хлорного (0,4—1,4) коэффициентов. Сульфат-хлорный показатель не является поисковым критерием вследствие того, что подземные воды здесь имеют повышенную минерализацию и отличаются высоким содержанием хлоридов.

Гидрогеохимические аномалии свинца, отмеченные в основном в северной и южной частях зоны, содержат этот элемент в подземных водах в количестве 9—30 *мкг/л* (в среднем 16,6 *мкг/л*, или в 3 раза больше фонового содержания по зоне). Кроме того, в повышенных и аномальных количествах обнаруживаются медь (6—20 *мкг/л*), цинк (60—150 *мкг/л*), титан (9—600 *мкг/л*), ванадий (3—90 *мкг/л*) и молибден (3—30 *мкг/л*).

Гидрогеохимические аномалии олова выделены в средних течениях рек Бала-Талдык и Олы-Талдык. Им свойственны весьма высокие содержания этого элемента в подземных водах (от 900—3000 *мкг/л*), несмотря на его невысокую встречаемость (около 45%) и относительно небольшое содержание (3—6 *мкг/л*) на других участках.

В этой зоне также много участков с аномальными содержаниями в подземных водах меди (50—120 *мкг/л*), что наряду с другими характерными рудными элементами указывает на те или иные типы рудопроявлений и месторождений.

Прииргизская зона известна скарново-магнетитовой, титано-магнетитовой, железо-силикатно-никелевой, сульфидно-никелевой, галенит-сфалерит-скарновой и колчеданной рудными формациями. В результате проведенных в последние годы исследований здесь оконтурено 16 участков гидрогеохимических аномалий, приуроченных как к известным рудопроявлениям, так и к отдельным участкам рудных формаций. Отличительная особенность рассматриваемой зоны в целом и участков гидрогеохимических аномалий в частности заключается в

том, что поскольку подземные воды зоны имеют повышенную минерализацию, то и указанные аномальные участки характеризуются повышенными по сравнению с другими зонами фоновыми значениями ведущих рудных элементов — меди, цинка, молибдена, свинца, олова, ванадия, титана, сурьмы, никеля. Из них наиболее распространены аномалии меди, цинка и олова.

Содержание меди на участках гидрогеохимических аномалий варьирует от 15 до 120 *мкг/л* (в среднем 33 *мкг/л* при среднем содержании по зоне 19 *мкг/л*). Дополнительными показателями служат также повышенные и аномальные содержания серебра (до 3 *мкг/л*), ванадия (3—6 *мкг/л*), сурьмы (до 30 *мкг/л*) и свинца (9—30 *мкг/л*). Гидрогеохимические аномалии олова в этой зоне, так же как и в Центрально-Мугоджарской, обнаруживают этот элемент с содержанием до 900 *мкг/л*.

В связи с широким развитием в Прииргизской зоне кислых интрузий отмечается несколько участков аномалий молибдена — одного из важных показателей редкометального месторождения. Здесь величина его в подземных водах достигает 30—50 *мкг/л*, что в 10 раз больше его фонового содержания по зоне. Вполне возможно, что эти аномалии (ввиду хороших миграционных свойств молибдена в нейтральной водной среде) вызваны известным редкометальным месторождением, расположенным в 6—7 *км* западнее описываемой зоны, на юго-востоке Центральных Мугоджар. На данных участках в аномальных и повышенных количествах обнаружены (*мкг/л*): марганец — от 300 до 3000, ванадий — от 9 до 15, цирконий — до 3 и титан — до 600.

Концентрация водородных ионов подземных вод на участках аномалий, перспективных на сульфидные месторождения, составляет 6,6—6,8, и только в отдельных гидрогеохимических аномалиях, в том числе в районе Кналыкульского месторождения, pH понижается до 6,4.

Аномалиям сульфидных месторождений свойственны в основном пониженные (от 0,2 до 1,4) значения гидрокарбонат-солевого и повышенные (от 0,8 до 7,8) сульфат-хлорного коэффициентов. Подземные воды аномалий, перспективных на редкометальные месторождения, характеризуются средними значениями pH (7—7,2) и пониженными гидрокарбонат-солевым (менее 1) и сульфат-хлорным (от 0,3 до 1,5) коэффициентами.

Таким образом, почти все известные месторождения и участки значительных рудопроявлений в Мугоджарах вызывают более или менее существенные изменения в химическом составе подземных вод, в относительном распределении в них макро- и микрокомпонентов. Однако не все изменения могут свидетельствовать о рудной минерализации в водовмещающих породах, наилучшим показателем которой являются повышенные и аномальные (во много раз превышающие региональный гидрогеологический фон для отдельных зон и комплексов пород) содержания рудных микроэлементов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А., Бачин А. П., Грешнер С. Г., Милецкий Б. Е. Некоторые особенности вулканогенных формаций Мугоджар и связанного с ними оруденения. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, № 3.

Белякова Е. Е., Резников А. А., Крамаренко Л. Е., Нечаева А. А., Кронидова Т. Ф. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений в аридных и полуаридных областях. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Давлетгалиева К. М. Микроэлементы в подземных водах Уралтау-Мугоджарской складчатой области. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966, № 2.

Саукoв А. А. Геохимия. М., Изд-во «Наука», 1966.

Сыдыкoв Ж. Формирование подземных вод Уралтау-Мугоджарской складчатой области. В кн.: «Формирование подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1965.

Сыдыкoв Ж. Подземные воды Мугоджар и Примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Сыдыкoв Ж. С., Абдулин А. А., Давлетгалиева К. М. Гидрогеохимические критерии поисков полезных ископаемых в вулканогенных образованиях Мугоджар. В сб.: «Вулканогенные формации Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1967.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

К. М. ДАВЛЕТГАЛИЕВА, И. Г. ДИВЕЕВ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МУГОДЖАР И МАЛОГО КАРАТАУ

В практике поисков месторождений рудных, редких и рассеянных элементов с каждым годом все более возрастает роль геохимических и в частности гидрогеохимических методов, позволяющих с наименьшими затратами времени и средств обнаруживать скрытые рудные залежи. Такие поиски в 1960—1965 гг. проводились Институтом гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР в Мугоджарах и Малом Каратау, расположенных в разных металлогенических зонах Урало-Тяньшанского рудного пояса и характеризующихся различными геолого-структурными условиями.

Мугоджары (южные отроги Уральской складчатой системы) геоморфологически представляют горно-островной мелкосопочник с коэффициентом расчленения рельефа 0,8—0,9 *км/км*^{2} и более. Юго-западная часть Мугоджар сохранила черты низкогорного рельефа с отдельными отметками вершин 600—656 *м*, а остальная часть — это типичная мелкосопочная равнина с абсолютными отметками 400—440 *м*, и лишь некоторые вершины поднимаются до 500 *м*. Между горными грядами размещена Орская депрессия — аккумулятивная равнина левобережья р. Орь с абсолютными отметками 280—320 *м*, на поверхности которой возвышаются сопки и гряды, сложенные палеозойскими породами.

Климат территории резко континентальный, с сухим жарким летом и суровой зимой. Среднегодовое количество атмосферных осадков увеличивается с юга на север от 250 до 430 *мм* при величине испаряемости 800—900 *мм* в год. Засушливость климата в значительной степени определяет сравнительную бедность территории поверхностными водами, питающимися за счет атмосферных осадков и подземных вод.

Антиклинальные структуры Центральных Мугоджар и Южного Уралтау состоят из метаморфических образований (гнейсы, гранитогнейсы, кварциты и кристаллические сланцы) допалеозоя и нижнего палеозоя с крупными массивами преимущественно кислых и ультраосновных пород, а синклинории краевых частей Мугоджар — из осадочно-вулканогенных пород (диабаз-спилитовая формация среднего палеозоя с более мелкими массивами кислых и основных интрузивных пород).

Изученная часть Малого Каратау (Байджансайский антиклинорий северо-западного простирания), по гипсометрическому положению относимая к среднегорью с абсолютными отметками 600—1284 *м*,

сильно расчленена многочисленными ущельеобразными долинами, по которым текут ручьи и мелкие речки, питающиеся за счет атмосферных осадков и подземных вод. Относительное превышение дна долин над водоразделами достигает 200—400 *м*. Климат здесь также резко континентальный с абсолютным максимумом и минимумом температур соответственно 40 и —27°. Среднее годовое количество осадков, по многолетним данным, составляет 450—550 *мм* при величине испаряемости 1200—1300 *мм* в год.

Структура образована осадочными породами нижнего и среднего палеозоя — известняками, конгломератами, песчаниками, алевролитами, мергелями, глинистыми и кремнистыми сланцами, кремнями и метаморфическими породами верхнего протерозоя — метаморфизованными сланцами, филлитами, рассланцованными туфогенными песчаниками и известняками.

Различные природно-геологические условия Мугоджар и Малого Каратау обусловливают определенную специфику формирования, распределения и гидрогеохимических типов подземных вод в этих районах, хотя повсеместно воды связаны с верхней трещиноватой и отчасти карстующейся частью водовмещающих скальных пород.

В Мугоджарах развиты преимущественно трещинные воды, приуроченные к трещинным зонам метаморфических и осадочно-вулканогенных пород. Залегают они на глубине от нуля (на склонах дренажной сети) до 50—70 *м* (на водоразделах). Наиболее водообильны осадочно-вулканогенные и ультраосновные породы, а также зоны тектонических разломов, где производительность водопунктов достигает 5—7 *л/сек*.

В Малом Каратау наряду с трещинными водами широко распространены трещинно-карстовые воды в известняках и известковидных песчаниках. Залегают они на глубине от 0 до 300 *м*. В зависимости от степени трещиноватости и закарстованности водообильность пород варьирует от 0,1 до 300 *л/сек* (в известняках).

В Мугоджарах минерализация подземных вод палеозойских и допалеозойских пород составляет от 0,2 до 1,0—1,5 *г/л* и реже более. Наименьшая минерализация отмечается в краевых частях водораздельных равнин, лишенных глинистого покрова, и на участках с интенсивным водообменом в зонах развития вулканогенных пород на западных склонах Южного Уралтау и Мугоджар. Отсюда в сторону центральных частей водоразделов по мере перекрытия водоносной зоны молодыми глинистыми образованиями она постоянно увеличивается.

Разнообразный петрохимический состав водовмещающих пород обусловливает и различный химический состав подземных вод. В Уралтауской и Сакмарской зонах Южного Уралтау широко распространены ультраосновные вулканогенно-осадочные (преимущественно основные) породы, обогащенные щелочно-земельными элементами, что способствует формированию гидрокарбонатных магниевых и кальциевых вод II типа (по О. А. Алекину). В Мугоджарах, особенно в их западной части, развиваются гидрокарбонатные воды I типа. На участках с глинистым покровом или со слабым водообменом образуются хлоридные или сульфатные натриевые воды II и III типов. Концентрация водородных ионов (pH) в подземных водах территории изменяется от 6,5 до 7,5.

Подземные воды Байджансайского антиклинория по степени минерализации более однородные, с сухим остатком 141—513, чаще 200—300 *мг/л*. По химическому составу преобладают гидрокарбонат-

ные кальциевые воды II типа, реже гидрокарбонатные магниевые и кальциевые воды II и III типов. Такой состав подземных вод свидетельствует о высокой интенсивности водообмена и хорошей промытости водовмещающих пород. Пределы колебания концентраций водородных ионов здесь более широкие, чем в Мугоджарах, — от 6,6 до 8,3.

В подземных водах рассматриваемых рудных районов, помимо основных компонентов их солевого состава, содержатся различные микроэлементы, в том числе рудные. На степень обогащения их рудными компонентами влияют как общеприродные, так и локальные факторы, связанные с особенностями геоморфологического, геологического строения и металлогении каждого района в отдельности.

Расположение Мугоджар и Малого Каратау в аридной зоне с высоким кислородным потенциалом и высокой температурой атмосферного воздуха обусловливает лучшую миграцию и повышение концентрации металлов в подземных водах. Однако частая расчлененность рельефа и глубокая дренированность водовмещающих пород, обеспечивающие высокую скорость циркуляции подземных вод, способствуют уменьшению содержания металлов в воде.

МУГОДЖАРЫ

В подземных водах рудных зон Мугоджар определено до 26 рудных элементов различного содержания. Из них наибольшее поисковое значение имеют ассоциации элементов медноколчеданного, полиметаллического и редкометального типов месторождений.

Медь. Встречаемость меди в подземных водах составляет 94% при содержании ее от следов до 500 *мкг/л*. Среднее содержание ее по всей территории Мугоджар — 6 *мкг/л* при средней концентрации около $1 \cdot 10^{-3}$ и средней минерализации подземных вод 670 *мг/л*. Однако среднее содержание меди в подземных водах изменяется параллельно изменению их средней минерализации (табл. 1). При наименьшей средней минерализации подземных вод Зеленокаменной зоны Западных Мугоджар (450 *мг/л*) среднее содержание меди составляет 4,9 *мкг/л*, а при наибольшей средней минерализации (1800 *мг/л*) в Прииргизской зоне Восточных Мугоджар — 19 *мкг/л*.

Обработка аналитических данных и составление вариационных кривых (рис. 1, *а*) для подземных вод с минерализацией от 300 до 700 *мг/л*, распространенных в Сакмарской, Уралтауской и Зеленокаменной зонах, дали возможность установить в них фоновые (I) — до 6 *мкг/л*, повышенные (II) — от 6 до 12 *мкг/л*, аномальные (III) — больше 12 *мкг/л* содержания меди. В Центрально-Мугоджарской и особенно Прииргизской зонах подземные воды часто имеют более повышенную минерализацию, поэтому здесь фоновые содержания меди составляют 10 *мкг/л*, повышенные — 10—20 *мкг/л* и аномальные — более 20 *мкг/л*.

Аномальные и нередко повышенные содержания меди в подземных водах указывают на рудную минерализацию меди в водовмещающих породах, т. е. являются одним из важных гидрогеохимических показателей медноколчеданного или других типов сульфидного оруденения.

Цинк. Встречаемость цинка в подземных водах достигает 70% при содержании его от следов до 3000 *мкг/л*. Среднее содержание цинка в подземных водах территории — 45 *мкг/л*, и изменяется оно, так же как и среднее содержание меди, параллельно изменению минерализации подземных вод (табл. 1). Так, в Зеленокаменной зоне с менее

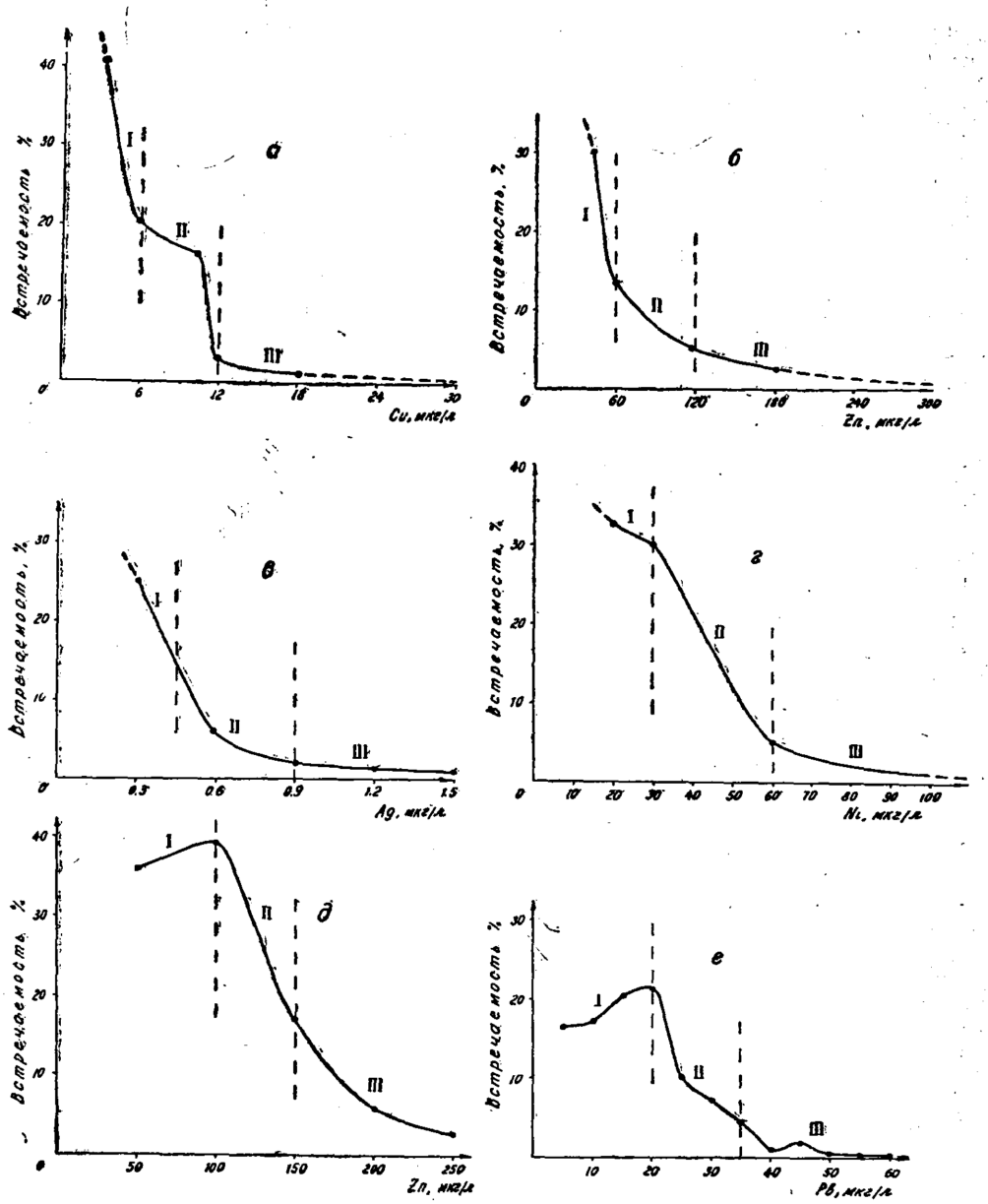


Рис. 1. Вариационные кривые распределения содержаний: меди (*а*) для подземных вод Мугоджар с минерализацией от 0,3 до 0,7 *г/л*; цинка (*б*) для подземных вод Мугоджар с минерализацией более 0,7 *г/л*; серебра (*в*) для подземных вод Западных Мугоджар; никеля (*г*) для подземных вод Уралтауской зоны Мугоджар; свинца (*е*) и цинка (*д*) для подземных вод Малого Каратау.

минерализованными водами среднее содержание цинка равняется 33 *мкг/л*, в Сакмарской зоне — 47 *мкг/л* и в Прииргизской (при наибольшей минерализации вод) — 77 *мкг/л*. Для подземных вод первых двух зон с минерализацией от 300 до 800 *мг/л* фоновым является содержание цинка до 30 *мкг/л*, повышенным — от 30 до 60 *мкг/л*, аномальным — более 60 *мкг/л*. Для подземных вод Прииргизской зоны с

Таблица 1

Водоносный комплекс	Геоструктурные зоны	Средняя минерализация воды, *мг/л*	Среднее содержание микроэлементов, *мкг/л*										Кол-во проб
			Cu	Pb	Zn	Mo	Ag	Ni	Co	V	Cr	Sb	
Осадочно-вулканогенный	Сакмарская	600	7,5		39		0,06	3			10,9		28
	Уралтауская	616	5,4		42	0,4	0,07	19,7	4,0	0,5	8,4	5	25
	Зеленокаменная	400	4,7	11	36	0,6	0,4	6,8	0,6	3		3,4	285
	Прииргизская	1640	20	10	76		Не обн.	5,8	1,7	1,5	5		12
	Мугоджары (в целом)	511	5,4		37	0,7	0,8	7,9		2,7	8	3,4	350
Метаморфический	Уралтауская	721	9,6		45	0,5	0,2	80	2,2	3,5	49	5,2	23
	Центрально-Мугоджарская	944	9,8	6	47	7,5	0,08	11		1,2	8		42
	Мугоджары (в целом)	991	9	5,1	47	6	0,3	32	0,8	1,9	8,7	5,2	65
Терригенно-осадочный	Сакмарская	732	9,3		54		0,06	5,5			7		21
	Уралтауская	472	7,1		48	0,5	Не обн.	10,4	1	1,2	7,2	12	5
	Зеленокаменная	940	9,1	Не обн.	39	1	0,15	8,5	1,5	4,1		Не обн.	19
	Центрально-Мугоджарская	1408	10,6	10,2	36	0,6	Не обн.	20	Не обн.	Не обн.	4,5		5
	Мугоджары (в целом)	826	10	2,4	49	0,8	0,08	8	0,4	0,6	6,7	2,6	56

Интрузивный	Кислый	Зеленокаменная	357	4,1	15	21	1	0,4	6,3	0,6	1,9		2,8	111
		Центрально-Мугоджарская	590	7,1	6,5	33	3,8	0,16	9,7		0,9	7		59
		Мугоджары (в целом)	455	6,0	11	34	2,8	1,2	7,8	0,4	1,4	7	2	170
	Ультраосновной	Уралтауская	600	6,6		48	0,2	0,14	85	4	2	84,5	4,4	41
	Основной	Уралтауская	865	5,1		44	Не обн.	0,6	37	5,4	0,2	36,4	5,4	11
		Зеленокаменная	406	4	15	44	0,6	0,23	4,5	Не обн.	2,4		5,2	34
		Мугоджары (в целом)	608	4,4	19	44	0,4	0,8	16,5	2	1,7	36,4	5,2	45
	Песчано-глинистый	Сакмарская	532	7		48		0,13	27			5,5		18
		Уралтауская	1276	10,6		121	0,5	0,1	34	3,5	2,4	34	3,8	9
		Зеленокаменная	656	5,8	14	40	1,5	0,6	10,3	1,8	4,1			69
		Центрально-Мугоджарская	2098	8,3	3	75	4,5	Не обн.	5,9		2,2	3		9
		Прииргизская	1718	9,5	4,9	137	3	0,02	17,4	0,3	1,4	5	3,7	35
		Мугоджары (в целом)	1028	8,7	11	71	2,3	0,3	11,4	2,1	1,5	9,2	2,0	140
В целом по зонам		Сакмарская	630	8		47		0,08	3,7			7,8		85
		Уралтауская	650	7,1		34	0,30	0,28	60	3,5	2	51	4,5	125
		Зеленокаменная	450	4,9	12	33	1,2	0,39	7,2	0,9	2,8			512
		Центрально-Мугоджарская	830	8,1	6,6	41	4,7	0,10	10,2	0,16	1,5	8,2	5,0	134
		Прииргизская	1800	19	3,3	77	2,4	0,12	9,4	0,23	1,7	5	2,4	55
		Мугоджары (в целом)	670	6	11	45	2,6	0,20	16	1,5	1,6	21	2,3	911

повышенной минерализацией (рис. 1, *б*) фоновым (I) служит содержание цинка до 60 *мкг/л*, повышенным (II) — от 60 до 100 *мкг/л*, аномальным (III) — более 100 *мкг/л*.

Свинец. Несмотря на то, что свинец в природных водах может мигрировать при весьма широких значениях pH — до 10,5 (Удодов, 1962), встречаемость его здесь невысокая — 55% при среднем содержании 11—12 *мкг/л*. Независимо от степени минерализации подземных вод содержание в них свинца до 15 *мкг/л* следует считать фоновым, от 15 до 30 *мкг/л* — повышенным и более 30 *мкг/л* — аномальным.

Повышенные и аномальные содержания свинца, так же как и цинка, могут использоваться в качестве гидрогеохимического показателя полиметаллического оруденения или в качестве элемента-спутника при поисках сульфидных руд.

Молибден. В отличие от меди и цинка, соединения которых обладают наибольшими миграционными свойствами в кислой среде, соединения молибдена хорошо растворяются в нейтральной и щелочной водных средах. Несмотря на это, встречаемость молибдена в подземных водах описываемой территории составляет 25% при среднем содержании 2,6 *мкг/л*. Наибольшее его содержание отмечается в подземных водах Центрально-Мугоджарской зоны, сложенной в основном кислыми интрузивными и метаморфическими породами. Здесь среднее содержание молибдена достигает 4,7 *мкг/л*. Такая повышенная концентрация его в подземных водах соответствует высокой концентрации молибдена в самих породах. В этой зоне за фоновое можно принять содержание молибдена до 3 *мкг/л*, повышенное — от 3 до 6 *мкг/л* и аномальное — более 6 *мкг/л*. Повышенные и аномальные содержания молибдена могут быть показателями молибденовых, медно-молибденовых и в ассоциации с повышенными и аномальными содержаниями других элементов — редкометальных месторождений.

Серебро. Встречаемость серебра составляет 25% от общего числа проб. Такая небольшая распространенность объясняется невысокой концентрацией этого элемента в породах. Среднее содержание серебра в подземных водах в целом по территории Мугоджар равно 0,2 *мкг/л*. Но в подземных водах вулканогенных пород Зеленокаменной зоны, где обнаружено множество рудопроявлений сульфидов, в которых серебро нередко находится в качестве примесей, среднее его содержание достигает 0,39 *мкг/л*. В связи с этим повышенное содержание серебра (более 0,4 *мкг/л*) может использоваться в качестве одного из поисковых показателей на сульфидные месторождения.

Никель. Встречаемость никеля в подземных водах Мугоджар, главным образом в основных и ультраосновных интрузиях Уралтауской зоны, составляет 70% от общего количества проанализированных проб. Здесь содержание никеля в водах достигает 1080 *мкг/л* при среднем содержании в целом по зоне 60 *мкг/л*, тогда как в других зонах среднее его содержание в подземных водах изменяется от 4 до 10 *мкг/л*. В Уралтауской зоне повышенное содержание никеля (более 60 *мкг/л*) в подземных водах по площади совпадает с участками распространения ультраосновных пород известных месторождений никель-кобальтовых руд.

Кобальт. Встречаемость кобальта, а также его содержание невысокие — соответственно 8% и 60 *мкг/л*. Это, очевидно, объясняется меньшей, чем у никеля, концентрацией его в водовмещающих породах, небольшой растворимостью соединений и способностью окисей кобальта быстро выпадать из водного раствора вместе с гидроокислами

железа и марганца. Наибольшая концентрация кобальта отмечается в ультраосновных породах Уралтауской зоны, где среднее его содержание составляет 3,5 *мкг/л*, тогда как в Зеленокаменной зоне — 0,9 *мкг/л*, Центрально-Мугоджарской и Прииргизской зонах — около 0,2 *мкг/л* (табл. 1). В этих условиях повышенные и аномальные содержания кобальта в ассоциации с никелем и другими компонентами служат показателями рудопроявлений и разрабатываемых месторождений никеля, кобальта и хрома в Уралтауской зоне.

Хром. Хотя хром относится к малоподвижным элементам, в нейтральной и слабощелочной средах соединения его часто переходят в водный раствор в виде хромитов. В подземных водах рассматриваемого района он встречается почти повсеместно, концентрируется преимущественно в водах ультраосновных пород Уралтауской зоны, где среднее содержание его равно 51 *мкг/л*, тогда как в других зонах варьирует от 5 до 10 *мкг/л*. Аномальные содержания хрома (более 60 *мкг/л*) в подземных водах Уралтауской зоны отмечают рудопроявления и разрабатываемые месторождения хрома, никеля и кобальта в Кемпирсайском гипербазитовом массиве.

Ванадий. Встречаемость ванадия в подземных водах района составляет 32%, а максимальное содержание его достигает 283 *мкг/л* при среднем содержании 1,6 *мкг/л*. В подземных же водах вулканогенных пород Зеленокаменной зоны Западных Мугоджар среднее содержание ванадия повышается до 2,8 *мкг/л*. Повышенные и аномальные значения его (более 3 *мкг/л*) могут быть дополнительными гидрогеохимическими показателями полиметаллических оруденений.

Сурьма. Встречаемость сурьмы в подземных водах территории небольшая (11%), что, очевидно, объясняется недостаточной чувствительностью спектральных определений и малой растворимостью соединений сурьмы (растворимые соединения гидролизуются уже при pH = 3). Содержания сурьмы в 30 *мкг/л* и более иногда могут служить дополнительным поисковым критерием оруденений цветных металлов.

В подземных водах Мугоджар помимо указанных рудных компонентов обнаружены олово, мышьяк, висмут, цирконий (в небольших количествах), а также титан, марганец, железо и алюминий (от 5—10 до 1000 *мкг/л*). Повышенные и аномальные содержания этих элементов чаще всего отмечаются в подземных водах интрузивных, осадочно-вулканогенных и метаморфических пород многих рудопроявлений и месторождений и могут использоваться как косвенные поисковые гидрогеохимические показатели различных типов рудных месторождений.

Специфика химического состава и pH подземных вод. Общеизвестно, что окисляющиеся сульфиды влияют на химический состав и pH воды и при интенсивном окислении руд воды имеют сульфатный состав и кислую реакцию. Многие исследователи указывали на возможность использования абсолютных содержаний сульфат-иона и значений pH при поисках сульфидных месторождений. Однако сульфатные или гидрокарбонатные воды с повышенной сульфатностью в районе встречаются редко — в ряде водопунктов Зеленокаменной зоны Западных Мугоджар. В некоторых водопунктах не наблюдается уменьшения pH, и содержания микроэлементов не превышают их регионального фона. Повышенная сульфатность вод, вероятно, связана с распространенной в районе рассеянной пиритизацией пород. Свойственные сульфидным месторождениям кислые воды в районе не обнаружены, что объясняется, по-видимому, слабым окислением суль-

фидов, интенсивным водообменом и засушливостью климата. Следовательно, четкой взаимосвязи повышенных содержаний сульфат-иона с повышенными или аномальными содержаниями металлов в подземных водах не отмечается.

По мнению некоторых авторов (Бродский, 1966 и др.), поисковым значением обладают не столько абсолютные и относительные величины сульфатов, сколько их отношение к хлору. Изменение этого показателя характерно для подземных вод Западных Мугоджар, где наиболее распространены подземные воды с величиной отношения $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$ менее 1 и наименее (20%) — со значением этого показателя более 3, что связано с аномальными и повышенными содержаниями металлов (табл. 2).

Таблица 2

Отношение $\frac{rSO_4}{rCl}$	Распространенность (%) проб воды с повышенными и аномальными содержаниями металлов (*мкг/л*)						
	Cu>12	Zn>100	Mo>3	$\Sigma_{мет}$>120	Ni>140	Co>6	Ag>1
>1	58	52	65	48	46	33	60
>2	27	13	22	12	21	15	47
>5	6	2	0	2	0	3	6

Не всегда четкая взаимосвязь между этими величинами обусловлена аридностью климата, когда выщелачивание водовмещающих пород способствует росту хлоридов и сульфатов, а также слабым окислением сульфидов, а следовательно, и их слабым воздействием на изменение химического состава подземных вод. Но в процессе окисления сульфидов с ростом минерализации подземных вод довольно резко меняется соотношение сильных и слабых кислот, что фиксируется величиной отношения $\frac{r\,HCO_3}{r\,SO_4+rCl}$ (гидрокарбонат-солевой коэффициент).

Графики зависимости содержания металлов от гидрокарбонат-солевого коэффициента (рис. 2) показывают, что большинство проб воды с аномальными и повышенными содержаниями металлов характеризуется значениями данного коэффициента менее 2. Это объясняется тем, что повышение концентрации гидрокарбонатов способствует образованию все больших количеств карбонатов кальция, которые, в свою очередь, приводят к выпадению из раствора карбонатов металлов. Как видно из графиков (рис. 2), с увеличением гидрокарбонат-солевого коэффициента уменьшается количество проб с аномальными и повышенными содержаниями металлов.

Из сказанного следует, что основными гидрогеохимическими критериями поисков рудных, в основном сульфидных, месторождений в зеленокаменных зонах Мугоджар (Сакмарской, Зеленокаменной, Прииргизской) являются аномальные и реже повышенные содержания меди, цинка, свинца, серебра, молибдена, ванадия, сурьмы, галлия, мышьяка, олова, висмута. В ультраосновных породах (Уралтауская зона) ими служат аномальные содержания никеля, кобальта, хрома и меди, а в Центрально-Мугоджарской зоне — молибдена, олова, цинка, марганца, циркония, меди и т. д. В качестве дополнительных гидрогеохимических показателей в Мугоджарах можно использовать повышенные содержания (по структурным зонам) неведущих элементов, кислую реакцию вод (в случае ее обнаружения) и пониженные величины гидрокарбонат-солевого коэффициента.

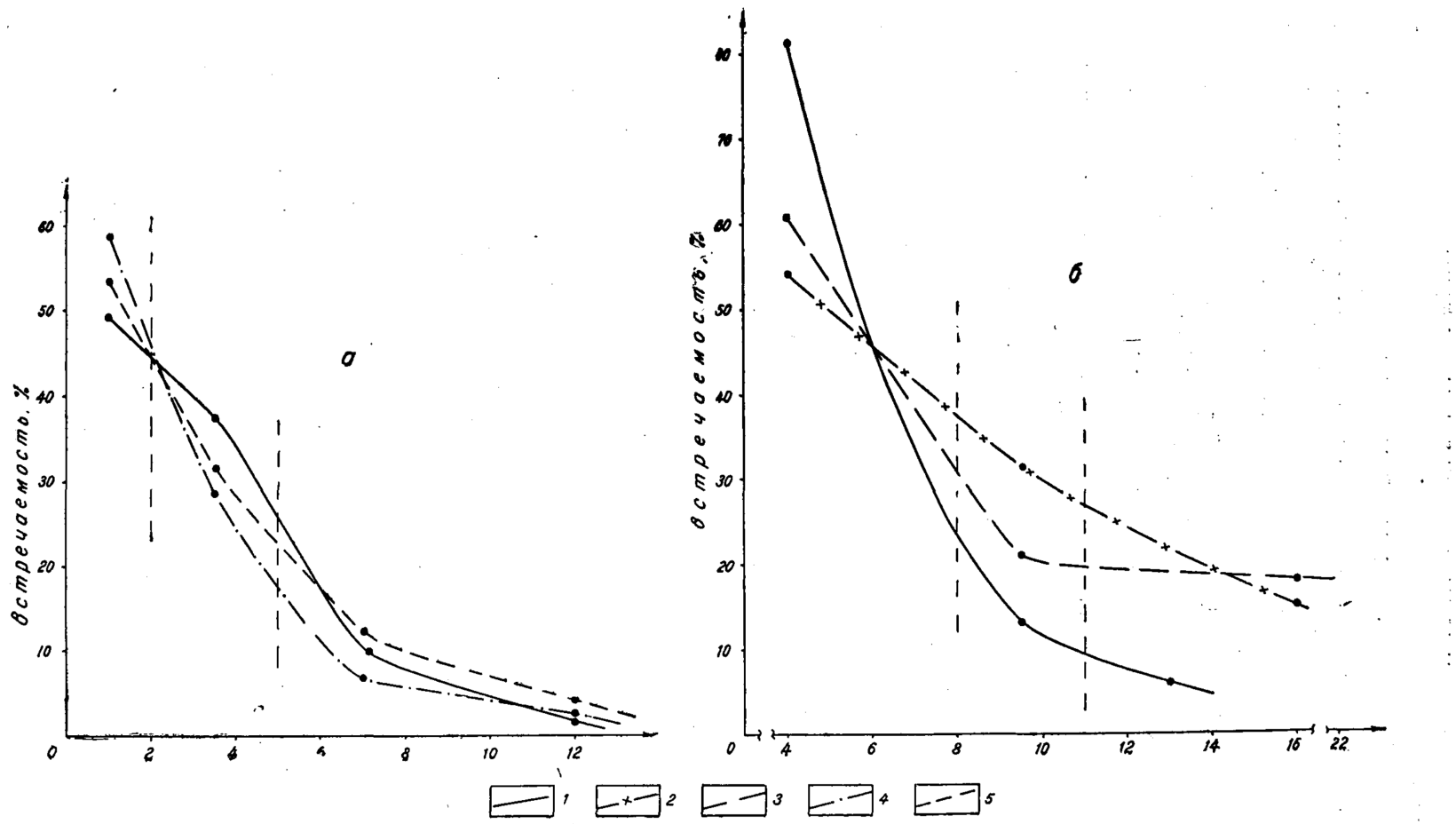


Рис. 2. Встречаемость проб с аномальными содержаниями микроэлементов в Западных Мугоджарах (*а*) и Малом Каратау (*б*) в зависимости от величины гидрокарбонат-солевого коэффициента: *1* — меди, *2* — цинка, *3* — свинца, *4* — суммы металлов (меди, цинка и свинца), *5* — никеля.

МАЛЫЙ КАРАТАУ

Во взаимодействии природных факторов и их влиянии на растворимость соединений металлов в подземных водах устанавливаются определенные гидрогеохимические условия распространения в них различных металлов, характеризующих главным образом полиметаллический тип месторождений.

Свинец. При удовлетворительной чувствительности плюмбонового метода химического анализа воды свинец обнаружен в 95% проб из 144 отобранных в районе. Максимальное содержание его достигает 60 *мкг/л*. Обработка полученных данных методом вариационных кривых (рис. 1, *е*) дала возможность установить следующие содержания свинца в воде (*мкг/л*): фоновые (I) — 0—20 (73% проб), повышенные (II) — 20—35 (23% проб) и аномальные (III) — более 35 (4% проб).

По сравнению с другими полиметаллическими месторождениями (Рудный Алтай и др.) фоновые содержания свинца в подземных водах рассматриваемой территории наиболее повышенные, что говорит о хорошей свинцовой металлоносности района и перспективности его на поиски свинцовых месторождений. Аномальные же содержания свинца здесь, наоборот, относительно невысокие. Так, если максимальное содержание свинца в подземных водах Рудного Алтая, по данным П. А. Удодова и др. (1962), достигает в Змеиногорском районе 2071 *мкг/л*, Зыряновском — 130 *мкг/л*, то в пробах воды, отобранных на свинцовых месторождениях (Аксоран, Байджансай), оно не превышает 15—35 *мкг/л*. Относительно низкие аномальные содержания свинца вызваны, с одной стороны, отсутствием высокоактивной окислительной среды для свинецсодержащих минералов, а с другой — высоким значением pH водной среды (7,1—8,0). Известно, что соли свинца в значительных количествах могут находиться в воде при pH 6—7. В нейтральных же и слабощелочных растворах при pH порядка 7,2 содержание свинца резко снижается. В таких растворах даже при непосредственном контакте с рудами содержание свинца обычно не превышает фоновые содержания. Большое влияние на его содержание и миграцию в подземных водах оказывают также химически активные карбонатные породы.

В районе исследований в ряде точек опробования подземных вод определено аномальное содержание свинца до 60 *мкг/л*, тогда как на свинцовых месторождениях Аксоран и Байджансай оно не превышает 35 *мкг/л*. Это свидетельствует о перспективности территории в отношении свинцовой металлоносности.

Цинк. В подземных водах рассматриваемого района цинка содержится гораздо больше, чем свинца. При высокой чувствительности дитизинового метода химического анализа воды цинк обнаружен в 153 пробах из 154 проанализированных. Максимальное содержание его достигает 250 *мкг/л*. Обработка полученных данных (рис. 1, *д*) позволила установить следующие содержания цинка: фоновые (I) — 0—100 *мкг/л*, повышенные (II) — 100—150 *мкг/л* и аномальные (III) — более 150 *мкг/л*. Частота встречаемости различных его содержаний составляет (*мкг/л*): 0—100—75%, 100—150—17% и более 150—8%.

Содержание цинка в водах исследованной территории по сравнению с другими рудными полиметаллическими районами несколько повышенное. Так, максимальное содержание цинка, по данным П. А. Удодова, И. П. Онуфриенка, Ю. С. Парилова, в Зыряновском районе Рудного Алтая достигает 130 *мкг/л*, а в Салаирах — 70 *мкг/л*, т. е. в 2—3,5 раза ниже, чем в подземных водах исследованной территории. Эти данные говорят об обогащенности подземных вод цинком,

что связано, по-видимому, с рассеянной и рудной его минерализацией.

В ряде проб ассоциируют в повышенных и аномальных содержаниях цинк и свинец, свинец и медь, цинк и медь, цинк, свинец и медь. Такие ассоциации, очевидно, указывают на наличие в описываемом районе свинцово-цинковых, медно-цинковых и полиметаллических типов оруденения.

Медь. При высокой чувствительности диэтилдитиокарбаматного метода химического анализа медь обнаружена лишь в 73 пробах из 154, причем в 13 из них зафиксированы только следы. Максимальное содержание ее в воде составляет 55 *мкг/л.* Обработка полученных данных статистическим методом дала возможность установить следующие содержания меди в подземных водах района (*мкг/л*): фоновые (I) — 0—3, повышенные (II) — 3—15 и аномальные (III) — более 15. Частота встречаемости их соответственно равняется 81, 11 и 8%. По сравнению с другими медными и полиметаллическими районами содержание меди в подземных водах рассматриваемой территории заниженное. Так, в Мугоджарских горах (меденосный район) содержание ее достигает 500 *мкг/л,* а в Змеиногорском полиметаллическом районе Рудного Алтая — 2071 *мкг/л.*

О более низких содержаниях меди в подземных водах района свидетельствуют: а) низкая концентрация водородных ионов (pH 7,1—8,0); б) широкое распространение химически активных по отношению к воде пород (известняков, доломитов и др.), содержащих карбонаты, способствующие выпадению соединений металлов из водных растворов, и в) преимущественно свинцово-цинковая металлоносность района. Даже несмотря на неблагоприятные условия миграции меди, в подземных водах территории аномальные содержания ее превышают фоновые в 10—20 раз, что, очевидно, свидетельствует о наличии медной минерализации. Большинство гидрогеохимических аномалий меди связано с метаморфическими породами верхнего протерозоя, меньше — с осадочными породами нижнего палеозоя, девона и турнейского яруса карбона.

Из других металлов несомненный интерес представляют серебро, олово, сурьма, молибден, ванадий и галлий.

Серебро. Несмотря на высокую чувствительность спектрального определения, серебро в подземных водах описываемого района было обнаружено лишь в 18 пробах из 152 проанализированных. 9 проб содержали только следы или слабые признаки серебра, а другие 9 — от 0,3 до 0,9 *мкг/л.* Такие низкие содержания серебра дают основание полагать, что данный элемент здесь присутствует лишь в рассеянном состоянии и самостоятельного поискового значения не имеет, а его повышенные содержания, превышающие следы, могут служить дополнительными поисковыми признаками свинцового, цинкового и медного месторождений.

Олово. Из 152 проанализированных спектральным методом проб с чувствительностью 0,001% в 131 пробе не установлено присутствия олова (86% проб), 13 проб (9%) содержали следы или слабые признаки, и только в 8 пробах (5%) олово находилось в количестве 3 *мкг/л.* Участки подземных вод с обнаруженным в них в заметном количестве оловом на рассматриваемой территории приурочены к породам девона, карбона и ордовика, где этот элемент парагенетически связан с повышенными содержаниями полиметаллических составляющих.

Сурьма. Несмотря на невысокую чувствительность спектрального определения, сурьма обнаружена в 95 из 152 проанализированных проб, что составляет 63%. Максимальное содержание ее достигает

90 *мкг/л*. Обработка полученных данных позволила условно принять за фоновые ее содержания в 0—30 *мкг/л* (79%), за повышенные — 30—60 *мкг/л* (14%) и аномальные — более 60 *мкг/л* (7%).

Повышенные и аномальные содержания сурьмы в подземных водах самостоятельного поискового значения не имеют и, очевидно, находятся в парагенезисе с повышенными и аномальными содержаниями полиметаллических составляющих, а также могут служить дополнительными поисковыми критериями полиметаллических месторождений.

Молибден. При достаточно высокой чувствительности спектрального анализа молибден установлен лишь в 24 пробах из 152, причем в 20 из них он присутствует в виде следов и лишь в 4 пробах находится в количестве 3 *мкг/л*. Небольшая встречаемость и низкие содержания молибдена в подземных водах описываемого района при значениях pH 7—8 свидетельствуют о рассеянном состоянии его в породах. В связи с этим он не представляет практического интереса.

Ванадий. Ванадий обнаружен только в 46 пробах из 152 проанализированных спектральным методом из соосажденных концентратов с сульфидом кадмия, причем в 28 из них он присутствует в виде следов, а в остальных — от 3 до 15 *мкг/л*. Поскольку в подземных водах ванадий содержится в незначительных количествах, то в водовмещающих породах он, по-видимому, находится в рассеянном состоянии и самостоятельного поискового значения не имеет.

Галлий. В подземных водах рассматриваемой территории галлий обнаружен только в 41 пробе (26%) из 152 проанализированных в количестве от следов (29 проб — 17%) до 3 *мкг/л* (12 проб — 7%). Редкая его встречаемость (причем в небольших количествах) объясняется, очевидно, небольшим содержанием его в водовмещающих породах, а также тем, что широко распространенные соединения — сульфаты галлия — растворимы только в кислых водах, а в нейтральных и щелочных средах этот элемент находится в виде плохо растворимой гидроокиси $Ga(OH)_3$ (Разенкова и др., 1962). В этих же условиях происходит сорбция галлия соединениями железа и алюминия, широко развитыми в районе. Самые высокие содержания галлия отмечаются на участках с повышенными или аномальными содержаниями циркония, титана, ванадия и особенно алюминия.

Кроме перечисленных рудных компонентов в концентратах, полученных из проб воды путем соосаждения с сульфидом кадмия, спектральным анализом обнаружены: никель (58% из 152 проб), хром (96%), цирконий (9%), барий (52%), титан (47%) и алюминий (99%). В подземных водах района они встречаются в таких количествах (*мкг/л*): никель и цирконий — 9, хром — 60, барий — 150, титан — 900 и алюминий — 3000. Очень низкие содержания никеля и хрома в подземных водах по сравнению с таковыми на никелевых (2270 *мкг/л*) и хромитовых месторождениях и даже в некоторых «пустых» на хром (6000 *мкг/л*) породах позволяют предполагать, что промышленных скоплений этих элементов в районе нет, а следовательно, они не имеют самостоятельного поискового значения. Однако относительно повышенные содержания никеля (7%) и хрома (17%) в ассоциации с повышенными и аномальными содержаниями свинца, цинка и меди могут служить дополнительными поисковыми признаками сульфидов этих металлов.

Повышенные содержания никеля связаны в основном с породами верхнего протерозоя и палеозоя, хрома — с породами верхнего протерозоя, ордовика и турнейского яруса карбона. Повышенные содер-

жания циркония ассоциируют с повышенными содержаниями полиметаллических составляющих подземных вод верхнего протерозоя, ордовика и турнейского яруса карбона. Аномальные содержания титана (более 300 *мкг/л*), обнаруженные в подземных водах турнейских, средне-верхнедевонских и верхнепротерозойских пород, связаны с аномальными и повышенными содержаниями циркония, галлия, ванадия, никеля, хрома, бария, реже цинка, меди, сурьмы и молибдена. Повышенные и аномальные содержания бария (более 30 *мкг/л*), приуроченные к подземным водам турнейских, средне-верхнедевонских и верхнепротерозойских отложений, часто ассоциируют с повышенными и аномальными содержаниями редких и рассеянных элементов, а также свинца, цинка и меди. Повышенные содержания алюминия (более 300 *мкг/л*) широко распространены в подземных водах литолого-стратиграфических разностей и часто ассоциируют с повышенными и аномальными содержаниями любого из исследованных элементов. Поэтому связывать высокие содержания алюминия с каким-либо определенным типом оруденения нельзя.

Таким образом, многообразие элементов в подземных водах описываемого района указывает на общую зараженность металлами и перспективность территории на некоторые из них.

Косвенные гидрогеохимические поисковые показатели. Из косвенных поисковых показателей нами рассмотрены лишь повышенная сульфатность, концентрация водородных ионов и некоторые другие.

Подземным водам Малого Каратау свойственна пониженная сульфатность. Строгой зависимости содержаний сульфат-иона от минерализации не установлено. Принятые для района повышенные содержания сульфат-иона (более 15 *мг/л*) отмечаются в водах с различной минерализацией (от 141 до 513 *мг/л*), причем иногда они совпадают с повышенными и аномальными содержаниями металлов, свидетельствуя о процессах окисления. Увеличение сульфатности вод под влиянием окисляющихся сульфидов подтверждается еще и тем, что на известных свинцово-цинковых месторождениях в 40% проб содержания сульфатов повышенные (свыше 15 *мг/л*), а за пределами месторождений повышенные содержания сульфатов и металлов в водах установлены лишь в 30% проб. Слабое окисление сульфидов, с одной стороны, и карбонатный состав водовмещающих пород на территории Малого Каратау, с другой, явились причиной того, что даже на известных свинцовых месторождениях Байджансай и Аксоран не встречены чисто сульфатные воды, где при минерализации вод 300—500 *мг/л* содержание сульфатов не превышает 20 *мг/л*.

Четкой зависимости величины pH и содержаний металлов также не наблюдается. Характерные для сульфидных месторождений кислые воды в районе отсутствуют, что связано, по-видимому, со слабым окислением сульфидов, засушливостью климата и карбонатным составом водовмещающих пород.

Из сказанного следует, что абсолютные повышенные содержания сульфат-иона в подземных водах не могут считаться надежным косвенным поисковым признаком вследствие слабого окисления руд при интенсивном водообмене и карбонатном составе пород, препятствующих накоплению сульфат-иона в водах.

В Малом Каратау за аномальные приняты величины отношения $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl} > 2$, составляющие 18% от общего количества проб. Однако повышенные значения сульфат-хлорного отношения не всегда свидетельствуют об окислении сульфидов на рассматриваемой территории, расположенной в аридной зоне.

Более четкая зависимость наблюдается между аномальными содержаниями металлов и величинами отношения $\frac{r\,HCO_3}{r\,SO_4+r\,Cl}$. Методом построения вариационных кривых выделено три предела величин этого коэффициента в подземных водах Малого Каратау: до 8, от 8 до 11 и более 11. Из рисунка 2, *б* видно, что у большинства проб воды с аномальными и повышенными содержаниями металлов коэффициент этот менее 8. Увеличение коэффициента указывает на повышение концентрации гидрокарбонатов. Это способствует образованию все больших количеств карбонатов кальция, что, в свою очередь, приводит к выпадению из водного раствора карбонатов металлов и, следовательно, уменьшению количества проб с аномальными и повышенными содержаниями металлов. Поэтому при отсутствии четкой зависимости аномальных и повышенных содержаний металлов от аномальных и повышенных абсолютных значений сульфат-иона, а также сульфат-хлорного отношения гидрогеохимическим индикатором, фиксирующим изменения химического состава подземных вод под влиянием процессов окисления, служит отношение $\frac{r\,HCO_3}{r\,SO_4+r\,Cl} < 8$.

Таким образом, основными гидрогеохимическими показателями для Малого Каратау являются: 1) для свинцового и свинцово-цинкового оруденения — аномальные содержания в водах свинца с повышенными или аномальными содержаниями цинка; 2) для медного и медно-цинкового оруденения — аномальные содержания в водах меди с повышенными содержаниями цинка; 3) для полиметаллического оруденения — аномальные и повышенные содержания в водах свинца, цинка и меди совместно с повышенными или аномальными содержаниями серебра, сурьмы, никеля, ванадия, хрома, бария и других металлов в разных сочетаниях.

В качестве дополнительных гидрогеохимических критериев можно использовать кислую реакцию вод (в случае ее обнаружения) и аномальные значения гидрокарбонат-солевого коэффициента.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А., Сыдыков Ж. С. Геология и гидрогеология зеленокаменных зон Мугоджар. В сб.: «Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1966.

Бродский А. А. Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. М., «Недра», 1964.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Давлетгалиева К. М. Микроэлементы в подземных водах Уралтау-Мугоджарской складчатой области. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966, № 2.

Сыдыков Ж. С. Подземные воды Мугоджар и Примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

И. Б. ДАЛЬЯН, Ж. С. СЫДЫКОВ, Е. В. СТАДНИК

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НОВЫХ ГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИАРАЛЬЯ

В последние годы детальными буровыми и сейсморазведочными работами в Северо-Западном Приаралье выявлен и изучен ряд газоносных структур — Базайское, Аккулковское, Кзылойское и Тассайское поднятия. На основании имеющихся данных рассмотрим гидрогеохимические условия этих поднятий на примере Базайской газоносной структуры.

Базайское поднятие вытянуто в север — северо-восточном направлении на 60 *км* при ширине 7—12 *км*. Оно почти симметрично, с пологим сводом, относительно крутыми (по поверхности мела до 2—3°) крыльями и амплитудой поднятия по кровле мела до 400—450 *м*. Здесь газовые залежи приурочены к пачке алевритов и песков кумского горизонта верхнего эоцена и слагают газовые месторождения Жаман- и Жаксыкоянкулакское. Они относятся к одноименным брахиантиклиналям Базайского поднятия, разделенным небольшой седловиной. Газовый горизонт в зависимости от структурных условий залегает на глубине от 315—335 до 400—420 *м* и имеет мощность 10—35 *м*. Газовым залежам свойствен сводовый пластовый характер с водонапорным режимом. Напором законтурных вод газовые залежи смещены в юго-восточном направлении (рис. 1).

В изученной части геологического разреза Базайского газового месторождения (в палеогеновых и мезозойских отложениях) выявлено несколько водоносных горизонтов, различающихся динамикой и химическим составом заключенных в них подземных вод: верхне-среднеолигоценовый, верхнеэоценовый (кумский), тасаранский и верхнесреднеальбский.

Верхне-среднеолигоценовый водоносный горизонт представлен слоями песков и алевритов мощностью 20—35 *м*. На электрокаротажных диаграммах водоносные пески и алевриты отмечаются низкими КС (6,5—12,5 *ом · м*), что характерно для песков, насыщенных минерализованной водой, и отрицательным значением на кривой ПС (до 12—18 *мв*).

При испытании водоносного горизонта, вскрытого на глубинах от 25 до 100 *м*, на Базайском, Аккулковском поднятиях и в пос. Южном встречены напорные воды, статические уровни которых устанавливались соответственно на глубинах 20, 26 и 16 *м* от устья скважин. При понижении уровня воды на 20—30 *м* получен дебит скважин 10—35,6 $м^3$/*сутки*, или 0,12—0,41 *л/сек*.

Подземные воды описываемого горизонта имеют минерализацию

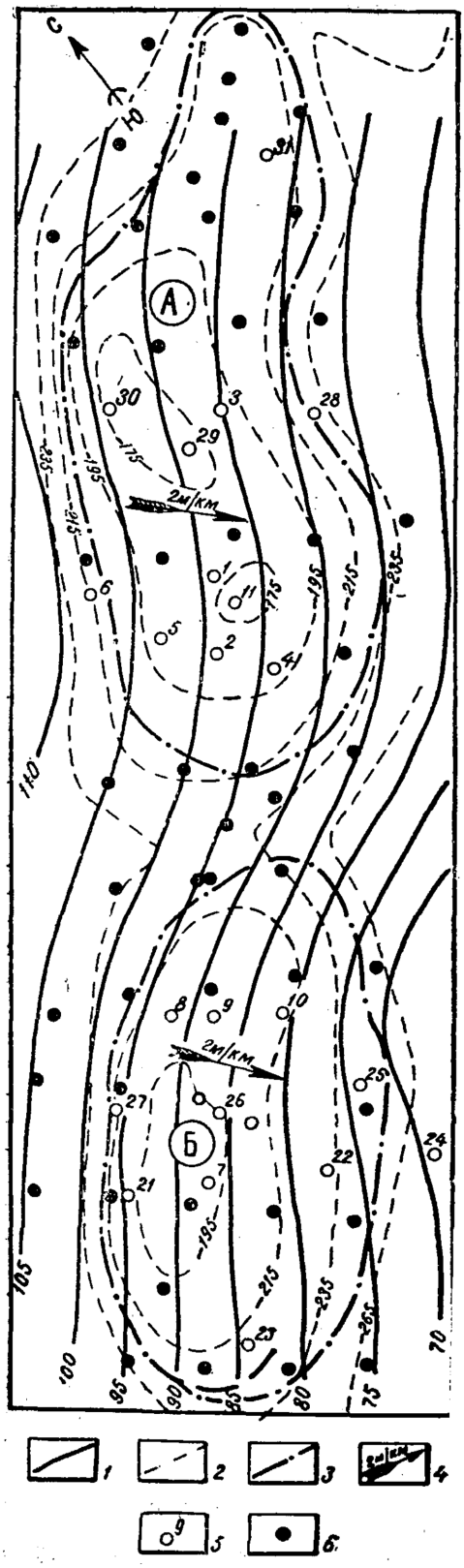


Рис. 1. Схематическая структурно-гидрогеологическая карта Базайского поднятия: *А* — Жаксыкоянкулакское, *Б* — Жаманкоянкулакское месторождения. *1* — гидроизогипс; *2* — изогипсы по кровле кумского горизонта; *3* — контур газоносных залежей; *4* — гидравлический уклон пьезометрической поверхности подземных вод кумского горизонта; *5* — структурные скважины; *6* — разведочные скважины.

2—16 *г/л* (табл. 1) при изменении объемного веса от 0,0011 до 1,0111 *г/см*^{3}. При невысокой минерализации (до 10 *г/л*) воды по химическому составу хлоридные натриевые II типа, а при повышенной минерализации — IIIа типа (хлормагниевые, по В. А. Сулину). Подземные воды горизонта слабометаморфизованные, коэффициент метаморфизации по щелочно-хлорному показателю (rNa : rCl) варьирует от 1,2 до 0,9. Эти воды высокосульфатные, коэффициент сульфатности ($\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$) изменяется от 4 до 41,7. В них мало микроэлементов, свойственных водогазоносным горизонтам: йода и калия — от следов соответственно до 0,4 и 2 *мг/л*, брома—2,5—3,8 *мг/л* и аммония—11,2—13 *мг/л*. Эти данные свидетельствуют о том, что воды формировались в зоне слабого водообмена с дневной поверхностью, в окислительной обстановке при слабой промытости водовмещающих пород, которые к тому же перекрыты засоленными слабопроницаемыми глинистыми образованиями.

Кумский водогазоносный горизонт залегает в верхней части кумской свиты верхнего эоцена мощностью 10—35 *м*, вскрытой большим количеством структурно-поисковых и разведочных скважин. Литологически горизонт представлен в основном кварцево-глауконитовыми зеленовато-серыми алевритами, мелко- и среднезернистыми песками, мощность которых колеблется от 1 до 10 *м*. В северной части поднятия, в Жаксыкоянкулакской газовой залежи, в верхней части горизонта наблюдается про-

слой глины мощностью 8—10 *м*, разделяющий его на два пласта. В южной части поднятия, в Жаманкоянкулакской газовой залежи, мощность глинистого прослоя уменьшается до 6—8 *м*.

По данным лабораторных исследований, содержание мелких и средних песчаных фракций (0,5—0,1 *мм*) в водовмещающих породах достигает 10%, тонких — 62%, пылеватых и глинистых — 89%. Полная пористость их составляет 30,6—44,9%, открытая — 27,2—43,7% при изменении проницаемости от 210 до 780 *мд*. Открытая пористость алевритов, определенная по промыслово-геофизическим данным, равна 35% при их газонасыщенности 74—77%. В контуре газовых залежей горизонта газонасыщенность алевритов достигает 83—87% с содержанием остаточной воды в пласте 13—17%.

На электрокаротажных диаграммах в скважинах сводовой части поднятия алевриты, насыщенные газом, отмечаются повышенными значениями КС — 6,2—12 *ом · м*. На крыльях и в присводовой части поднятия алевриты водоносны и обладают низким сопротивлением (до 0,8 *ом · м*) при отрицательном значении ПС (18—15 *мв*).

Полученные при испытании скважин геолого-промысловые данные свидетельствуют о том, что газовые залежи Базайского месторождения контактируют с напорными подземными водами. При испытании скважин абсолютные отметки статических уровней в северо-западной части поднятия составляют от 95 (Жаманкоянкулак, скв. Г-27) до 107,4 *м* (Жаксыкоянкулак, скв. Г-6), снижаясь в юго-восточной части от 71,8 (Жаманкоянкулак, скв. Г-25) до 88 *м* (Жаксыкоянкулак, скв. Г-28). Дебиты вод в скважинах изменяются от 20 до 30 $м^3/сутки$ (0,23—0,35 *л/сек*) при понижении их уровня на 100—200 *м*. Динамические уровни вод в скважинах быстро восстанавливаются благодаря сравнительно высокому напору заключенных в них подземных вод, пластовое давление которых равно 35,4—39 *ата*.

Статические уровни кумского водоносного горизонта, приведенные к объемному весу воды 1,04 $г/см^3$, указывают на закономерное снижение уровня подземных вод горизонта в юго-восточном направлении (рис. 1). Поверхность газоводяного контакта (ГВК) на Жаксы- и Жаманкоянкулаке полого (до 8—10 *мин*) погружается в том же направлении (рис. 2). Разница положения ГВК на северо-западном и юго-восточном крыльях равняется 22—30 *м*. Отмеченный наклон ГВК и смещение газовых залежей месторождения в юго-восточном направлении связаны с напором контурных вод, областью питания и образования напоров которых являются гипсометрически повышенные участки Чушкакульской мегантиклинали, расположенной на северо-западе. Базайское поднятие находится в зоне транзита подземных вод горизонта, которые разгружаются в Аральском море.

Ориентировочная скорость фильтрации подземных вод кумского горизонта по формуле Дарси в главных направлениях движения подземного потока, т. е. вкрест простирания Базайского поднятия, на участках между скважинами Г-6 и Г-28 (Жаксыкоянкулак), Г-27 и Г-24 (Жаманкоянкулак) составляет соответственно 30,5 и 47,3 *см/год*. Действительная же скорость их движения, полученная путем деления скорости фильтрации на коэффициент пористости, изменяется от 0,9 на Жаксыкоянкулаке до 1,4 *м/год* на Жаманкоянкулаке. Естественный гидравлический уклон на Жаксыкоянкулаке равняется 0,18, а на Жаманкоянкулаке — 0,2 *атм/км*, или соответственно 0,000018 и 0,00002.

Минерализация подошвенных и законтурных пластовых вод кумского горизонта, по данным анализов, 60,1—65,6 *г/л* при величине объемного веса 1,0387—1,0465 $г/см^3$ (табл. 1). По составу эти воды

хлоридные натриевые исключительно IIIб типа (по В. А. Сулину — хлоркальциевые) с высоким содержанием хлора (35,5—39,5 *г/л*), щелочей (17—19,6 *г/л*) и повышенным содержанием щелочных земель (2,3—4,3 *г/л*), особенно кальция (2—2,8 *г/л*). Концентрация кальция и отчасти магния увеличивается с ростом минерализации. Так, содержание кальция составляет (*г/л*): при минерализации воды 60 *г/л* — 2,9, при минерализации 62,3 *г/л* — 2,4, при минерализации 65,6 *г/л* — 2,76. Содержание гидрокарбонатов (0,1—0,15 *г/л*) и особенно сульфатов (около 0,01 *г/л*) незначительное.

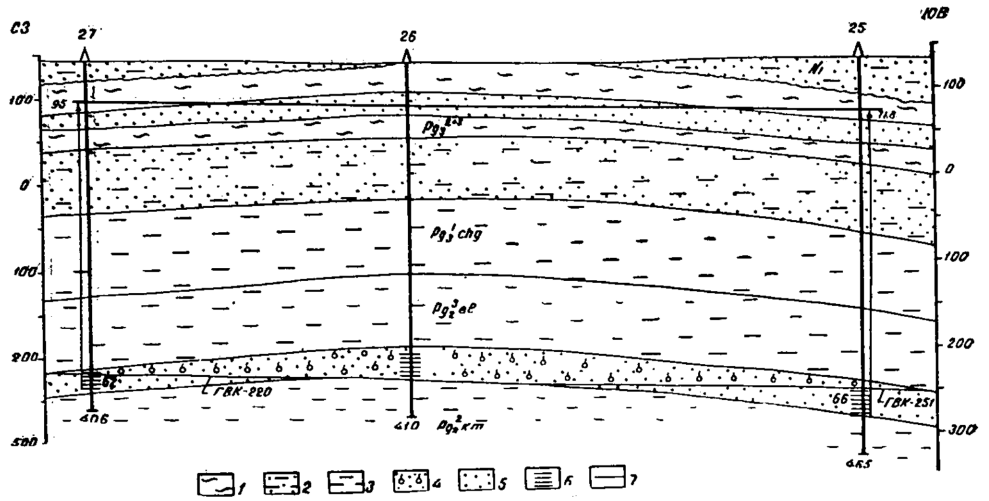


Рис. 2. Поперечный геолого-гидрогеологический разрез через Жаманкоянкулакское месторождение. *1* — песчаные глины; *2* — глинистые пески; *3* — плотные глины; *4* — газоносные пески; *5* — водоносные пески; *6* — интервалы опробования; *7* — пьезометрическая поверхность подземных вод кумского горизонта.

Подземные воды горизонта кислые и слабокислые (pH=4,7—6,0). В их состав входят микроэлементы, характерные для водогазоносных пластов (*мг/л*): йод — от 9,2 до 16,4, бром — от 110 до 160, аммоний — от 105 до 120 и калий — от 195 до 262.

Пластовая температура подземных вод горизонта, замеренная в скважинах на различных глубинах, составляет 25—29°С. В среднем для подошвенных вод в присводовых частях Жаман- и Жаксыкоянкулакских газовых залежей она равна 25°С.

Подземные воды кумского горизонта содержат различные растворенные газы и отличаются высокой газонасыщенностью. Общий объем растворенных газов колеблется от 619 до 692 $н \cdot см^3/л$, причем газонасыщенность законтурных вод (скв. Г-6) ниже (619 $н \cdot см^3/л$), чем подошвенных вод (скв. Г-1 и Г-27), где объем растворенных газов возрастает до 650—692 $н \cdot см^3/л$.

В составе растворенных газов, как в относительных (92—94,6% от объема газов), так и абсолютных значениях (от 573 до 645,5 $н \cdot см^3/л$), преобладает метан (табл. 2). Тяжелых углеводородов, представленных преимущественно этаном, содержится не более 0,23%. Азот в составе газов находится в подчиненном положении (не превышает 2,5—5,7%, или 16,2—35 $н \cdot см^3/л$), большая его часть (44—81%) биогенного происхождения. Содержание углекислого газа в глубинных пробах достигает 2,5—2,7% (17,3—17,6 $н \cdot см^3/л$), а в некоторых пробах газа присутствует водород (от долей до 1,45%, или до 9,3 $н \cdot см^3/л$). Концентрация

Таблица 1

Химический состав подземных вод Аккулковско-Базайского поднятия

Показатели		Структура, скважина и интервал опробования (*м*)							
		пос. Южный, 1 (54—59)	Аккулковская, К-36 (26—100)	Базайская, Г-6 (353—373)	Базайская, Г-27 (379—383)	Базайская, Г-1 (393—477)	Базайская, Г-25 (418—422)	Аккулковская, П-1 (586—592)	Базайская, Г-11 (1039—1068)
Водоносный горизонт		Олигоцен		Кумский				Тасаран	Альб
pH воды		6,0	5,4	4,7	6,0	5,1	6,0	5,0	6,0
Объемный вес,	*г/см³*	1,001	1,011	1,039	1,045	1,046	1,047	1,057	1,011
Сухой остаток,	*г/л*	2,1	15,9	60,1	62,3	63,8	65,6	81,5	15,5
HCO_3',	*мг/л*	305	166	110	146	31	134	183	317
	мг-экв	3,0	2,4	1,8	2,4	0,5	2,2	3,0	5,2
	% *экв*	16,2	1,0	0,2	0,2	—	0,2	0,2	2,0
SO_4'',	*мг/л*	364	3415	13	7	40	11	7	515
	мг-экв	7,6	71,1	0,3	0,1	0,8	0,2	0,1	10,7
	% *экв*	24,7	28,4	—	—	0,1	—	—	4,1
Cl',	*мг/л*	647	6262	33500	37450	39589	39550	50097	8637
	мг-экв	18,2	176,8	1095,6	1056,1	1116,4	1115,3	1412,7	243,5
	% *экв*	59,1	70,6	99,8	99,8	99,9	99,8	99,8	93,9
$Ca^{\cdot\cdot}$,	*мг/л*	96	76	1994	2449	2003	2760	3340	211
	мг-экв	4,8	3,8	99,5	122,2	99,9	137,3	166,7	10,5
	% *экв*	15,6	1,5	10,5	11,6	8,9	12,3	11,8	4,0
$Mg^{\cdot\cdot}$,	*мг/л*	35	1019	1301	1415	1679	1569	2004	58
	мг-экв	2,9	83,8	107,0	116,4	137,9	129,0	164,8	4,8
	% *экв*	9,4	33,5	11,2	11,0	12,4	11,5	11,6	1,9
$Na^{\cdot}$,	*мг/л*	529	3740	16864	18562	19775	19325	24412	5555
	мг-экв	23,0	162,6	733,2	807,0	859,8	840,2	1061,4	241,5
	% *экв*	74,7	65,0	77,1	76,2	76,9	75,1	75,1	93,1
$K^{\cdot}$,	*мг/л*	—	2,0	195	262	305	253	331	43
	мг-экв			5,0	6,7	13,2	6,5	14,4	1,8
	% *экв*			0,5	0,6	1,2	0,6	1,0	0,7
Br',	*мг/л*	2,5	3,8	160	109,7	160,4	111	202,2	—
J',	»	—	0,4	16,4	9,2	14,3	10,9	17,0	—
NH_4',	»	13,0	11,2	120	105	120	105	99	14
Соотношения:									
$\frac{rNa}{rCl}$		1,2	0,9	0,77	0,75	0,75	0,75	0,75	0,99
$\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$		41,7	4,02	0,03	1,01	0,02	0,02	0,01	4,39

редких газов незначительная: гелий (вернее, сумма легких разностей редких газов) — 0,009—0,025%, или 0,06—0,155 *н · см³/л*, аргон — 0,027—0,086, или 0,17—0,56 *н · см³/л*.

При изменении пластового гидростатического давления от 34,1 до 37,2 *ата* упругость растворенных газов варьирует от 28,8 до 32,5 *ата*. Значительная доля упругости (86—93%, или 25,6—32,2 *ата*) приходится на парциальное давление метана с этаном, а упругость азота невысокая — не более 3,6 *ата*. Коэффициент газонасыщения подземных вод горизонта (отношение упругости газа к пластовому давлению) довольно высокий, т. е. давление насыщения близко к пластовому.

Таблица 2

Состав и упругость растворенных газов в подземных водах эоценовых отложений Аккулковско-Базайского поднятия

Структура и номер скважины	Возраст	Интервал опробования, *м*	Растворенный газ, *н·см³/л*	Давление на глубине отбора, *ата*	Температура на глубине отбора, °С	Растворенные газы: объемн. % и *н·см³/л* (внизу)							Парциальная упругость газа, *ата*		
						CO_2	H_2	CH_4	ТУ*	N_2+ +R**	He	Ar	CH_4+ +ТУ	N_2+R	общая
Аккулковская, П-1	Pg^3_2t	586—592	606	48,0	33,5	2,7	0,4	90,1	0,1	6,7	0,001	0,114	28,6	4,4	33,03
						16,4	2,4	546,6	0,6	40,6	0,006	0,690			
Там же, П-1	»	563—580	617	47,1	33,0	0,2	0,9	96,8	0,1	2,0	0,008	0,037	31,43	1,2	33,23
						1,2	5,6	597,3	0,6	12,3	0,049	0,228			
Жаксыкоянкулак, Г-1	$Pg^3_2к$	393—477	692	37,3	26,0	2,5	0	93,3	0,2	3,9	0,019	0,059	32,2	3,0	35,2
						17,3		645,6	1,6	27,0	0,130	0,410			
Там же, Г-6	»	353—373	619	34,8	26,0	1,6	0	92,5	0,2	6,7	0,025	0,077	25,6	3,3	28,8
						9,9		572,8	1,4	35,0	0,155	0,476			
Жаманкоянкулак, Г-24	»	433—440	640	37,2	29,0	1,2	1,45	92,1	0,1	5,1	0,009	0,027	28,1	3,6	32,61
						7,7	9,3	589,8	0,6	32,6	0,058	0,173			
Там же, Г-27	»	379—383	650	34,1	27,0	2,7	0,6	94,6	0	2,1	0,015	0,086	29,12	1,6	34,11
						17,6	3,9	614,9		16,2	0,097	0,560			

Примечание. Данные ВНИИГаза: ТУ* — тяжелые углеводороды, R** — редкие газы.

Величина коэффициента газонасыщения зависит от структурного положения испытуемого объекта — с удалением от контура газоносных залежей он уменьшается от 0,94 до 0,83.

Коэффициент метаморфизации, по щелочно-хлорному показателю, составляет 0,77—0,75 при коэффициенте сульфатности 0,01—0,03. Эти данные свидетельствуют о том, что подземные воды существенно метаморфизованы, находятся в затрудненных условиях водообмена и продолжительное время взаимодействуют с водовмещающими породами и залежами газа в восстановительной обстановке.

Абсолютный возраст подземных вод горизонта Базайского поднятия в целом, по гелий-аргоновому методу (Савченко, 1936), определяется в 13—26 млн. лет, а по геохронологической схеме соответствует миоцену, т. е. несколько «моложе» возраста водовмещающих отложений. Аналогичный возраст (12—25 млн. лет) имеют свободные углеводородные газы в залежи, по методу А. Л. Козлова (1950). Это, с одной стороны, свидетельствует о том, что, несмотря на затрудненные условия водообмена, водогазоносный пласт участка все же связан с дневной поверхностью области питания, где в накоплении его участвуют инфильтрационные воды. С другой стороны, синхронность возраста газов, растворенных в пластовых водах и свободных в газовых залежах Базайского месторождения, позволяет сделать вывод о их генетическом родстве.

Тасаранский водоносный горизонт верхне-среднего эоцена приурочен к прослоям песков и алевритов суммар-

ной мощностью до 50 *м*, занимающих верхнюю часть тасаранской свиты. Пески и алевриты мелко- и тонкозернистые, глинистые зеленовато-серые с прослоями глин. На электрокаротажных диаграммах они характеризуются величиной КС на Базайском поднятии 0,6—1,20 *ом · м* при отрицательной аномалии ПС 15—18 *мв*, на Аккулковском поднятии значение КС уменьшается до 0,3 *ом · м* при ПС 18—25 *мв*. Изменение величин электрокаротажных показателей в определенной степени отображает увеличение минерализации пластовых вод и улучшение коллекторских свойств водовмещающих пород.

При испытании скважин Г-1 на Базайском и П-1 на Аккулковском поднятиях из тасаранского водоносного горизонта была получена напорная вода с пластовым давлением 42,2—51,3 *ата*, статический уровень которой соответственно установился на глубине 40 и 110 *м* от устья. Статические уровни воды, приведенные к удельному весу 1,05 *г/см*^{3}, равнялись в обоих случаях около 100 *м*, что позволяет судить о весьма незначительном уклоне потока подземных вод с севера на юг. Дебиты воды при понижении ее уровня на 65—110 *м* составили 27,2—35 *м*^{3}*/сутки*, или 0,32—0,41 *л/сек*. Вследствие высокого напора пластовых вод динамические уровни их быстро восстанавливаются до статического положения.

Подземные воды тасаранского горизонта — высокоминерализованные с сухим остатком более 80 *г/л* (табл. 1) и плотностью свыше 1,05 *г/см*^{3}. По химическому составу они исключительно хлоридные натриевые IIIб типа, почти бессульфатные (сульфатов менее 10 *мг/л*) с повышенным содержанием калия (330 *мг/л*), йода (17 *мг/л*), брома (более 200 *мг/л*) и аммония (до 100 *мг/л*); отличаются высокой газонасыщенностью.

Объем растворенных газов при давлении насыщения пластовых вод около 33 *ата* достигает 606—617 *н · см*^{3}*/л* (табл. 2). Однако насыщенность подземных вод описываемого горизонта газами ниже, чем подземных вод кумского горизонта. Коэффициент насыщения (пластовое давление в интервале отбора проб 560—590 *м* равно 47—48 *ата*) здесь составляет 0,69—0,71 против 0,83—0,94 в кумском горизонте.

Состав растворенных газов подземных вод тасаранского горизонта, так же как и кумского, в основном метановый: метана содержится 90—97% (или его приведенный объем 546—597 *н · см*^{3}*/л*) при концентрации тяжелых углеводородов менее 0,1%. Азот (2—6,7%) и углекислый газ (0,2—2,7%) занимают крайне подчиненное положение, в связи с чем основная часть (87—94%) давлений насыщения растворенных газов создается метаном. Содержание редких газов (гелия и аргона) равно соответственно 0,006—0,049% и 0,228—0,690%. По этому соотношению абсолютный возраст пластовых вод горизонта Базайского месторождения составляет около 23 млн. лет, а на Аккулковском — 16 млн. лет, что по геохронологической шкале соответствует миоцену. Следовательно, в тасаранском горизонте содержатся инфильтрационные воды по возрасту моложе водовмещающих отложений.

Средне-верхнеальбский водоносный горизонт нижнего мела на Базайской площади вскрыт скважинами 11 и 16 на глубине 980—1100 *м*, где он в основном представлен толщей песков мощностью 405—408 *м* с прослоями глин до 8—10 *м*. Пески кварцево-полевошпатовые, светло-серые, мелко- и неравномернозернистые; содержание крупно-среднезернистых фракций песков достигает 28%, мелкозернистых — 53—77%, тонкозернистых — до 17,5%, пылеватых и пелитовых фракций — до 15%. По лабораторным данным, открытая пористость водо-

вмещающих песков изменяется от 30 до 34% при общей пористости 34—35% и проницаемости 2700—4100 *мд*.

На электрокаротажных диаграммах водоносные пески отмечаются низкими КС (1,2—1,4 *ом·м*) и отрицательной аномалией ПС (15—18 *мв*). При испытании скважины 11 (интервал 1033—1060 *м*) статический уровень воды установился на глубине 18 *м* от устья, и при понижении его на 72 *м* расход воды достиг 523 $м^3$/*сутки* (6,1 *л/сек*). Затем уровень воды быстро восстановился благодаря хорошей водоотдаче песков и высокому напору пластовых вод.

Из скважины получена соленая вода с минерализацией 15,4 *г/л* и объемным весом 1,011 $г/см^3$. По составу она хлоридная натриевая IIIа типа с повышенным содержанием хлора (8,6 *г/л*) и щелочей (5,6 *г/л*), слабометаморфизованная (щелочно-хлорное отношение равно 0,99) и высокосульфатная (коэффициент сульфатности 4,4). Эти данные свидетельствуют о том, что описываемый водоносный горизонт на Базайской площади, несмотря на большую глубину его залегания, находится в гидрогеологически раскрытых условиях и имеет лучшую по сравнению с вышележащими водоносными горизонтами связь с дневной поверхностью основной области питания, располагающейся в Чушкакульской мегантиклинали.

Из сказанного можно сделать вывод, что в газоносных структурах описываемой территории с глубиной закономерно изменяются основные гидрохимические показатели подземных вод: концентрации одних компонентов (хлора, щелочей, кальция, отчасти магния, минерализации, степени метаморфизации, среди газов — углеводородов) последовательно возрастают, а других (сульфатов, гидрокарбонатов, среди газов — азота), наоборот,— уменьшаются. При общем увеличении концентрации некоторых компонентов, в частности щелочей и хлоридов, интенсивность роста первых с глубиной все больше начинает отставать от роста вторых, что создает все возрастающий дефицит натрия и калия по отношению к хлору и качественному изменению состава подземных вод, их гидрохимического типа. Так, слабоконцентрированные хлоридные натриевые воды II типа, преобладающие в верхних водоносных горизонтах газоносных структур, в нижних горизонтах (кумском и тасаранском) уступают место высококонцентрированным и метаморфизованным хлоридным натриевым водам IIIа, а затем и IIIб типов. В этом же направлении возрастают концентрации йода, брома и аммония, максимальные содержания которых приурочены к подземным водам кумского и тасаранского горизонтов эоцена. Подземные воды нижележащих альбских отложений резко отличаются от вод указанных горизонтов низкой минерализацией, слабой метаморфизацией и большей насыщенностью сульфатами и гидрокарбонатами.

Эоценовые и альбские водоносные горизонты различаются между собой и по степени водообмена, гидрогеологической закрытости, промытости водовмещающих отложений. Первые характеризуются хорошей гидрогеологической закрытостью (коэффициент гидрогеологической закрытости, по В. А. Кротовой, здесь составляет 30—45 против 4—7 в альбских и олигоценовых горизонтах), слабой промытостью вмещающих пород, крайне затрудненными условиями водообмена и восстановительной геохимической обстановкой. Подземные воды эоценовых горизонтов, особенно кумского, отличаются также высокой газонасыщенностью, в первую очередь метаном, с давлением насыщения, близким к пластовому. Все эти факторы в соответствующих структурных условиях способствуют формированию и сохранению в данных горизонтах газовых залежей, вплоть до промышленных категорий.

ЛИТЕРАТУРА

Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Игуменов В. М., Царев В. Я., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Новый газоносный район Приаралья. «Докл. АН СССР, серия геол.», 1965, т. 162 (2).

Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Тореханов И., Царев В. Я., Шлезингер А. Е. Тектоника и газоносность Аяккумско-Устюртской зоны поднятий. «Геология нефти и газа», 1966, № 9.

Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966.

Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. Л., Гостоптехиздат, 1950.

Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Савченко В. П. Законы, управляющие системой жидкость + газы, и их применение для выяснения генезиса природных газов. В сб.: «Природные газы», № 11, 1936.

Сыдыков Ж. Подземные воды Мугоджар и Примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

И. Б. ДАЛЬЯН, Ж. С. СЫДЫКОВ, Е. В. СТАДНИК, М. А. МУХАМЕДЖАНОВ

РАСТВОРЕННЫЕ ГАЗЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АКТЮБИНСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Нефтепоисковые и разведочные работы, проведенные трестом Актюбнефтеразведка в Актюбинском Приуралье и восточной окраине Прикаспийской впадины (рис. 1), позволили изучить общую гидрогеологическую обстановку, гидрохимию и гидродинамику подземных вод верхнепалеозойских и мезозойских нефтегазоносных отложений. Однако вопросы химического состава растворенных газов и газонасыщенности подземных вод этих отложений, представляющие практический интерес для дальнейших нефтепоисковых работ, оставались почти не выясненными. Полученные в последние годы в лабораториях Всесоюзного научно-исследовательского института природных газов и Института геологических наук им. К. И. Сатпаева новые данные в известной мере восполняют пробел в освещении этих вопросов.

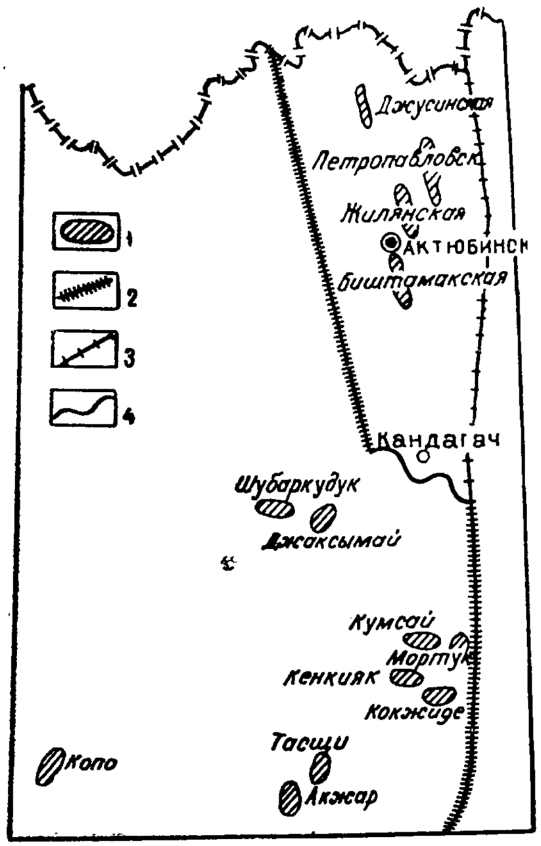


Рис. 1. Обзорная карта Актюбинского Приуралья и восточной окраины Прикаспийской впадины. *1* — структуры, где опробованы растворенные газы подземных вод; *2* — краевые швы Русской платформы; *3* — тектоническое нарушение, отделяющее зону Уралтау от Актюбинского Приуралья; *4* — граница южного залегания (окончания) Актюбинского Приуралья.

Растворенные газы подземных вод *артинских отложений* нижней перми изучались в Актюбинском Приуралье на Биштамакской, Жилянской и Петропавловской антиклинальных структурах. Они взяты

из скважин, заложенных в сводовых частях структур в интервалах обильных нефтегазопроявлений, а также на их крыльях и периклинальных окончаниях, где нефтегазопроявления отсутствовали. Наиболее достоверные данные о химическом составе растворенных газов получены на Жилянской площади в скважинах Г-10 (интервал 567—750 *м*) и Г-14 (490—845 *м*).

В растворенных газах подземных вод артинских отложений названной структуры преобладают исключительно углеводороды (табл. 1), содержание которых колеблется от 94,6 до 97,3% (объемн.), причем главный из них — метан (93,8—94,9%). Содержание более тяжелых их гомологов не превышает 2,5%. Содержание азота варьирует от 2,2 до 5,3%, из них на долю биогенного азота приходится 74—78%, или 1,8—4,1% по объему. Количество углекислого газа невелико — обычно не более 0,4%. Из инертных газов господствуют тяжелые разности с явным преимуществом аргона (0,015—0,032%), при этом легких разностей (в основном гелия) содержится около 0,017%. Отношение гелия к аргону в скважинах Г-14 и Г-10 соответственно составляет 0,53 и 1,13, что позволяет определить по формуле А. Л. Козлова (1950) возраст растворенных газов в подземных водах артинских отложений, который достигает 61,4 и 130,5 млн. лет.

Газонасыщенность подземных вод в зависимости от расположения скважин относительно сводовой части структуры различная; приведенные объемы растворенных газов изменяются от 320 (скв. Г-14) до 1230 *н · см³/л*

Таблица 1

Состав и упругость растворенных газов в подземных водах пермских и нижнетриасовых отложений Актюбинского Приуралья и восточного борта Прикаспийской впадины

Структура и номер скважины	Возраст	Интервал опробования, *м*	Объем растворенного газа, *н · см³/л*	Давление на глубине отбора, *ата*	Состав газа, объемн. %						Упругость газа, *ата*		
					CO_2	CH_4	тяжелые углеводороды	N_2+редкие	He	Ar	CH_4+тяжелые углеводороды	N_2+редкие	общая
Жилянская, Г-10	P_1a	567—750	1230	37,5	0,40	94,88	2,48	2,20	0,017	0,015	32,00	2,30	34,30
„ Г-14	„	490—845	320	19,7	0,10	93,78	0,78	5,29	0,017	0,032	8,20	1,00	9,20
Джусинская, Г-7	P_1kg	1412—1650	148	32,4	0,10	92,46	1,80	5,60	0,002	0,032	19,00	3,00	22,00
„ Г-9	„	2260—2262	1412	150,8	0,10	95,64	2,44	1,80	0,009	0,013	90,00	9,80	99,80
Акжар, Г-17	P_2	1054—1062	654	92,7	0,30	72,66	17,60	9,40	0,006	0,035	49,08	13,00	62,08
Шубаркудук, 340	T_1	310—320	26	31,4	5,71	6,50	0,10	86,36	0,017	1,236	0,70	2,00	2,70
„ 33	„	368—373	137	31,0	3,80	44,50	4,30	47,40	Не опр.		2,88	5,41	8,29
Джаксымай, 201	„	650—670	200	37,4	0,30	73,79	23,60	2,29	0,003	0,015	24,37	1,15	25,52
„ 114	„	678—679	20	5,9	0,52	15,99	0,64	81,89	0,003	0,957	0,10	0,90	1,00
Копа, Г-7	„	445—447	25	40,1	0,21	31,98	0,11	67,70	0,044	0,791	0,66	3,40	40,10
Мортук, Г-14	„	478—485	15	40,1	0,10	35,67	1,27	63,06	Не опр.		0,15	0,65	0,80

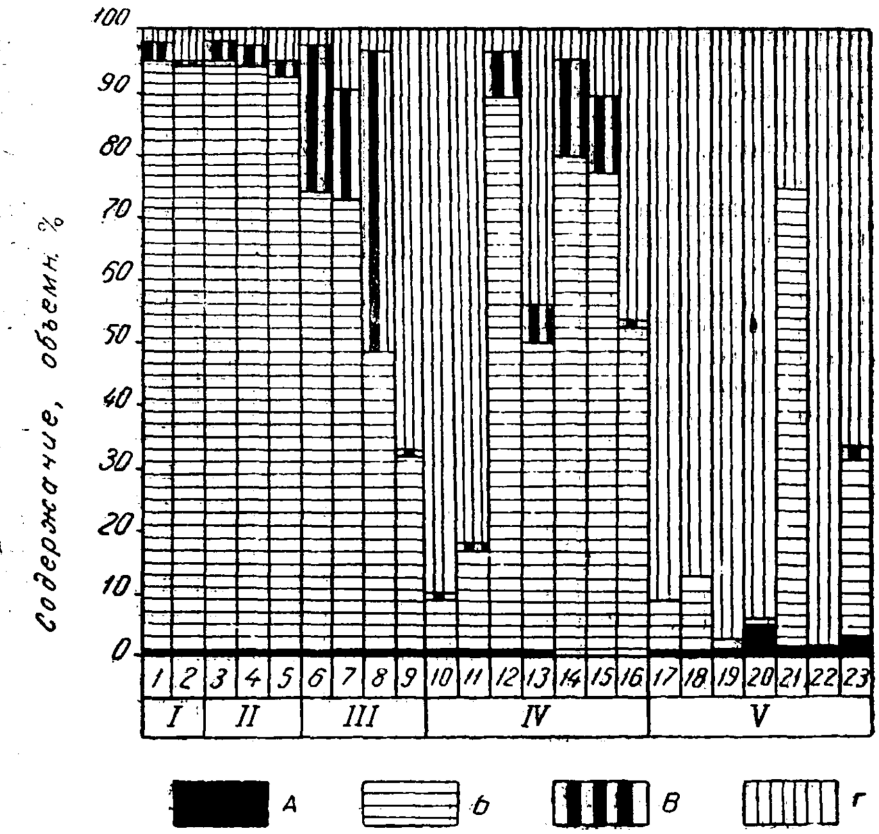


Рис. 2. График химического состава растворенных газов подземных вод Актюбинского Приуралья и восточного борта Прикаспийской впадины. *Растворенные газы:* *А* — углекислота, *Б* — метан, *В* — тяжелые углеводороды, *Г* — азот и редкие газы. *Растворенные газы подземных вод:* I — артинских отложений: *1* — Жилянской структуры, скв. Г-10; *2* — там же, скв. Г-14; II — кунгурских отложений: *3* — Джусинской структуры, скв. Г-9; *4* — там же, скв. Г-8; *5* — там же, скв. Г-7; III — пермотриасовых отложений: *6* — Джаксымайской структуры, скв. 201; *7* — Акжарской структуры, скв. Г-17; *8* — Кенкиякской структуры, скв. Г-34; *9* — Копинской структуры, скв. Г-7; IV — среднеюрских отложений: *10* — Копинской структуры, скв. Г-6; *11* — Акжарской структуры, скв. Г-16; *12* — Кенкиякской структуры, скв. Г-27; *13* — там же, скв. Г-40; *14* — Кокжидинской структуры, скв. Г-53; *15* — там же, скв. Г-51; *16* — Кумсайской структуры, скв. Г-8; V — нижнемеловых отложений: *17* — Кокжидинской структуры, скв. Г-49; *18* — там же, скв. Г-54; *19* — Мортукской структуры, скв. Г-19; *20* — структуры Тасщи, скв. Г-4; *21* — Акжарской структуры, скв. Г-20; *22* — Кенкиякской структуры, скв. Г-4; *23* — там же, скв. Г-13.

(скв. Г-10) при их суммарной упругости 9,2—34,3 *ата* и гидростатических давлениях 19,7—37,5 *ата*. Большая газонасыщенность и почти предельная упругость углеводородных газов (до 32 *ата*) подземных вод в скважине Г-10 (южное периклинальное окончание структуры), очевидно, свидетельствуют о ее близком расположении к контуру нефтегазоносности. Вблизи предполагаемого контура нефтегазоносности давление насыщения (34,3 *ата* в скв. Г-10) приближается к пластовому гидростатическому давлению (37,5 *ата*), тогда как вдали от контура

суммарная упругость газов (9,2 *ата* в скв. Г-14) намного меньше пластового давления (19,7 *ата*). Одновременно с удалением от контура нефтегазоносности пластовые воды одного и того же комплекса как бы омолаживаются; возраст их, вычисленный по гелий-аргоновому методу, колеблется от 130 до 61 млн. лет.

Растворенные газы подземных вод сульфатно-терригенных отложений *кунгурского яруса* нижней перми изучались на Джусинской и Биштамакской структурах. Растворенные газы подземных вод скважины Г-9 (интервал 2260—2262 *м*), находящейся в сводовой части Джусинской складки, и скважины Г-7 (1412—1650 *м*), расположенной на западном ее крыле, очень сходны по составу с воднорастворимыми газами артинских отложений Жилянской площади (рис. 2). Метана здесь соответственно содержится 95,6 и 92,4% при концентрации тяжелых углеводородов до 2,4%, азота — 1,8—5,6%, биогенного азота — 1,3—4,8%, а углекислоты — не более 0,1% (табл. 1). Отношение гелия к аргону в подземных водах скважины Г-9 равно 0,7, а в скважине Г-7 — 0,062. Интервалы возраста газонасыщенных вод кунгурских отложений Жилянской структуры в зависимости от глубины вскрытия водоносного горизонта и, следовательно, интенсивности водообмена, по формуле А. Л. Козлова (1950), колеблются от 7 (глубина 1412 *м*) до 80 млн. лет (глубина 2260 *м*).

Объем растворенных газов в подземных водах комплекса уменьшается от 1412 *н* · *см*^{3}/*л* в сводовой части структуры, где их суммарная упругость достигает 100 *ата* при пластовом гидростатическом давлении 150,8 *ата*, до 148 *н* · *см*^{3}/*л* на ее склоне. Здесь при пластовом гидростатическом давлении 32,4 *ата* общая упругость газов составляет лишь 22 *ата*.

Сходство химического состава растворенных газов подземных вод артинских отложений Жилянской и кунгурских отложений Джусинской структур позволяет высказать мнение о возможном перетоке подземных вод из нижележащих водовмещающих пород в кунгурские. Такие перетоки ранее были установлены нами, на основании гидрогеохимических данных, на Жилянской площади (Дальян и Сыдыков, 1960). Еще одним показателем перетока вод из нижних отложений в кунгурские в скважине Г-9 служит низкая средняя геотермическая ступень, равная 37 *м*/°С для интервала 1200—1940 *м*. Обычно для этих глубин в разрезах терригенных пород Актюбинского Приуралья геотермическая ступень составляет 56—91 *м*/°С (Дальян и Сыдыков, 1963).

Растворенные газы пластовых вод *верхнепермских и нижнетриасовых отложений* исследованы на Мортукской, Шубаркудукской, Джаксымайской, Копинской и Акжарской структурах восточного борта Прикаспийской впадины, где водовмещающие горизонты залегают на глубинах от 310—680 *м* в нижнетриасовых до 1050—1060 *м* в верхнепермских пластах. Из-за наличия залежей нефти и газа в изучаемых структурах, а также положения скважин относительно контура нефтегазоносности состав растворенных газов подземных вод рассматриваемого комплекса различен не только по району в целом, но и на отдельных структурах. Поэтому среди них различают два типа: газы с содержанием преимущественно азота (свыше 50%) и газы с содержанием в основном углеводородов (более 50%).

В растворенных газах первого типа (табл. 2), извлекаемых, как правило, из пластовых вод в скважинах, удаленных от контура нефтегазоносности, или из вод на ненефтегазоносных структурах, основным компонентом является азот — от 63 до 86,4%, из которых на долю

биогенного азота приходится 37—49%. Содержание метана варьирует от 6,5 до 35,6%, а сумма тяжелых углеводородов не превышает 1,3%, чаще составляя около 0,1%. В таких водах относительное содержание аргона высокое (от 0,791 до 1,236%), а гелия — низкое (0,003—0,044%); их отношение равно 0,003—0,056, а возраст воды по этим данным определяется соответственно в 0,36—6,4 млн. лет.

Насыщенность подземных вод газами первого типа очень низкая — от 15 до 26 $н \cdot см^3/л$, что соответствует упругости 0,8—4,1 *ата* при пластовых гидростатических давлениях от 5,9 до 40,1 *ата*.

Растворенные газы второго типа извлечены из пластовых вод в скважинах, расположенных в контуре нефтегазоносности или в непосредственной близости от него на тех же структурах, где за этим контуром получены газы первого типа, и представлены в основном углеводородами (89,97%) с преобладанием метана — 72—74% (Джаксымай, Акжар). Содержание азота не превышает 2,3—9,4%, из которых основная часть (1,7—7,9%) приходится на долю биогенной разности. Количество углекислых газов незначительное — около 0,3%. Содержание гелия и аргона изменяется соответственно от 0,003 до 0,006 и от 0,015 до 0,035% (табл. 2). Отношение их для Акжарской и Джаксымайской структур составляет соответственно 0,17 и 0,2, а возраст пластовых вод — 19,7 и 25 млн. лет.

Насыщенность подземных вод газами второго типа по сравнению с насыщенностью газами первого типа очень высокая — 200—654 $н \cdot см^3/л$. Это отвечает общему давлению насыщения 25,5—62,1 *ата* при пластовых гидростатических давлениях 37,4 и 92 *ата*, т. е. дефицит насыщения равен 30—32% против 83—98% в газах первого типа.

Состав и упругость растворенных газов подземных вод *среднеюрских и нижнемеловых отложений* определены в ряде структур восточного борта Прикаспийской впадины (Кумсай, Мортук, Кокжиде, Кенкияк, Тасщи, Акжар и Копа), где так же, как и в подземных водах пермотриасовых отложений, пластовые воды содержат газы первого и второго типов. Воды с содержанием азота от 66,2 до 95,7% (табл. 2) извлечены в интервалах глубин от 207—330 *м* (нижний мел) до 350—390 *м* (средняя юра) из скважин, заложенных в законтурных зонах (Кенкияк, Акжар, Кокжиде) или на структурах, где в указанных отложениях не обнаружены залежи нефти и газа. Здесь концентрация углеводородов (1,6—31%), в том числе метана, весьма низкая как в относительных (1,6—8,3%), так и в абсолютных (0,4—3,2 $н \cdot см^3/л$) величинах. Только в некоторых скважинах на Акжарской площади (Г-13, Г-16) получены воды с повышенным количеством углеводородов (16—31%, или 12—36 $н \cdot см^3/л$) при высоких содержаниях азота (66,2—81,6%). Для сравнения отметим, что в наиболее газонасыщенных участках подземных вод юрских отложений (насыщенность до 83%) на площади Кенкияк объем растворенных углеводородных газов достигает 96%, или 740 $н \cdot см^3/л$.

Из других компонентов в растворенных газах второго типа встречаются углекислый газ (от 0,1 до 1,6%), аргон в относительно повышенных количествах — от 1,018 до 1,55% (только на Копе в скв. Г-6—0,071%) при низких содержаниях гелия — 0,002—0,016% (на Копе в скв. Г-6—0,039%). В соответствии с этими данными возраст газосодержащих пластовых вод среднеюрских и нижнемеловых (барремских, аптских и альбских) определяется одинаково — в 0,44—0,59 млн. лет, за исключением вод барремских отложений, вскрытых в скважине Г-49 на северо-восточном крыле Кокжидинской структуры, где он ра-

Таблица 2

Состав и упругость растворенных газов в подземных водах среднеюрских и нижнемеловых отложений восточного борта Прикаспийской впадины

Структура и номер скважины	Возраст	Интервал опробования, *м*	Объем растворенного газа, *н·см³/л*	Давление на глубине отбора, *ата*	Состав газа, объемн. %						Упругость газа, *ата*		
					CO_2	CH_4	тяжелые углеводороды	N_2+редкие	He	Ar	CH_4+тяжелые углеводороды	N_2+редкие	общая
Кумсай, Г-8	I_2	269—290	50	24,7	0,30	52,44	0,13	46,71	0,014	0,685	0,70	1,40	2,10
Кенкияк, Г-1	»	353—356	25	33,6	1,59	1,63	—	95,36	0,002	1,419	0,01	1,42	1,43
„ Г-27	»	327—329	775	28,2	0,20	89,08	7,03	3,66	0,003	0,021	22,40	1,00	23,40
„ Г-40	»	337—339	70	26,9	0,32	49,71	4,97	44,20	0,013	0,787	1,02	1,45	2,47
Кокжиде, Г-51	»	310—315	189	28,3	0,12	88,65		10,53	0,006	0,164	6,00	1,50	7,50
„ Г-53	»	344—348	520	28,2	0,13	79,89	14,70	5,20	0,004	0,076	13,30	1,60	14,90
Акжар, Г-16	»	390—392	227	30,8	1,24	15,99	0,10	81,62	0,004	1,044	1,00	12,10	13,10
Копа, Г-6	»	284—285	40	37,9	0,30	7,94	0,73	89,92	0,039	0,071	0,12	2,71	2,83
Мортук, Г-19	Cr_1br	207—224	25	15,6	0,10	3,60	—	94,88	0,006	1,410	0,02	1,40	1,42
Кокжиде, Г-49	»	257—258	25	20,1	1,00	8,25	—	89,19	0,016	1,542	0,05	1,30	1,35
Тасщи, Г-4	»	294—298	22	20,2	0,30	4,80	0,11	93,23	0,008	1,549	0,03	1,20	1,23
Акжар, Г-8	Cr_1ap	292—298	27	21,8	0,91	3,41	—	95,69	Не опр.		0,02	1,40	1,42
„ Г-20	»	325—329	186	27,7	0,10	75,06		24,06	0,003	0,298	3,70	2,00	3,90
„ Г-13	Cr_1al	250—252	40	19,0	3,6	27,40	1,73	66,25	0,005	1,018	0,30	1,50	1,80

вен 1,2 млн. лет, и вод юрских отложений на структуре Копа (скв. Г-6), где возраст их достигает 63,5 млн. лет.

Насыщенность подземных вод газами второго типа в среднеюрских и нижнемеловых отложениях довольно низкая (4,2—9,5%), только в одной скважине на Акжарской площади она равняется 40,3%. Объем растворенных газов, главным образом азота, для вод всех отложений примерно одинаков — от 22 до 40 *н · см³/л*, что соответствует общей упругости 1,4—2,8 *ата* при пластовых гидростатических давлениях 15,6—37,9 *ата* (табл. 2).

Растворенные газы второго типа, т. е. преимущественно углеводородного ряда, в пластовых водах среднеюрских и нижнемеловых отложений отобраны в Кенкиякской, Кокжидинской и отчасти Акжарской структурах (табл. 2). В этих водах, залегающих на глубинах 310—345 *м*, суммарное содержание углеводородов составляет 54,7—96,1%, из них метан — 49,7—89,1%, тяжелые углеводороды — 5—14,7%. Количество азота невысокое (3,7—44,2%), углекислого газа еще меньше (0,1—0,3%). Наиболее характерны концентрации аргона до 0,021—0,298%. Менее узок диапазон содержания гелия — от 0,003 до 0,006% (в одной пробе — 0,013%). По соотношению легких и тяжелых разностей редких газов возраст пластовых вод изменяется от 0,16 (аптский горизонт) до 4,2—16,4 млн. лет (среднеюрские горизонты).

Общая газонасыщенность подземных вод с описываемым типом газов неравномерна по району и в целом низкая (14—53%), только в Кенкияке она достигает 83% (скв. Г-27), где объем растворенных газов равняется 775 *н · см³/л*. В остальных пробах объем их варьирует от 70 до 520 *н · см³/л*. Суммарная упругость газов колеблется от 2,5 до 23,4 *ата* при пластовом гидростатическом давлении 26,9—28,3 *ата*.

Из сказанного можно установить, что по всему разрезу наблюдается сдвиг фазового равновесия (контурные воды—→залежь), о чем свидетельствуют небольшая газонасыщенность и низкие упругости растворенных газов. Очень мало содержится газов в водах надсолевого комплекса отложений восточной окраины Прикаспийской впадины, что свойственно крайне сдвинутому фазовому равновесию. Присутствие же в мезозойских (юрских и нижнемеловых) отложениях растворенных газов с преобладанием азота указывает на существование гидрогеохимической обстановки, характерной для глубокого разрушения залежей нефти (углеводородов). В то же время при оценке газонефтеносности отдельных структур поисковым показателем наличия газовых и сильно газонасыщенных нефтяных залежей может служить рост упругости и процентного содержания растворенных углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

Дальян И. Б., Сыдыков Ж. С. Подземные воды верхнепалеозойских нефтегазоносных отложений Актюбинского Приуралья. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1960, вып. 1.

Дальян И. Б., Сыдыков Ж. С. Геотермические условия Актюбинского Приуралья. «Советская геология», 1963, № 11.

Козлов А. Л. Проблема геохимии природных газов. М., Гостоптехиздат, 1950.

Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Гостоптехиздат, 1963.

Сыдыков Ж. С., Дальян И. Б. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья. В кн.: «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений»., М., Гостоптехиздат, 1962.

Сыдыков Ж. С. Подземные воды Мугоджар и Примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

В. Ф. ШЛЫГИНА, Т. П. ПИВОВАРОВА

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ИЛИЙСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

В Илийском артезианском бассейне довольно четко выражена гидрохимическая зональность подземных вод как по площади, так и в вертикальном разрезе.

В вертикальном направлении, особенно в центральной части бассейна, выделяется несколько основных гидрохимических зон, границы которых почти всегда отчетливо совпадают с границами гидрогеологических этажей с характерными для них условиями питания, движения и разгрузки подземных вод. Кроме того, каждой зоне свойственно закономерное изменение химического состава подземных вод и их минерализации по площади — обычно с удалением от бортов впадины к ее центру. Особенности геологического строения бассейна, различная мощность водовмещающих мезозой-кайнозойских отложений и разные гидродинамические условия обусловливают мозаичное распределение зон по площади и разнообразные их сочетания и последовательность в вертикальном разрезе. Хотя в настоящее время границы гидрохимических зон вследствие слабой гидрогеологической изученности отдельных водоносных комплексов фиксируются не всегда точно, они все же могут прогнозироваться, поскольку контролируются структурными особенностями впадины и определенными природными факторами, определяющими условия формирования подземных вод.

К основным факторам, влияющим на формирование химического состава подземных вод в Илийском бассейне, относятся: физико-географические и гидродинамические условия бассейна, степень засоленности водовмещающих пород, химический состав вод, поступающих извне, направленность физико-химических и биохимических процессов.

Гидродинамическая обстановка бассейна определяется его структурным положением и литофациальными условиями в сочетании с орографией и климатом.

В структурном отношении Илийская межгорная впадина представляет тектоническую депрессию, отделяющую северные дуги Тянь-Шаня от Джунгарского Алатау, протяженностью 460 *км* и шириной от нескольких километров на западе до 150 *км* на востоке. Горное обрамление впадины весьма разнообразно и включает высокогорные хребты (Заилийский, Джунгарский Алатау, Кетмень), высокие плато (Кендыктас), низкогорья и мелкосопочник (горы Чулак, Катутау, Малайсары, Чу-Илийские) и низкие плато (Карой). Климат бассейна характеризуется высотной зональностью: полупустынный и степной —

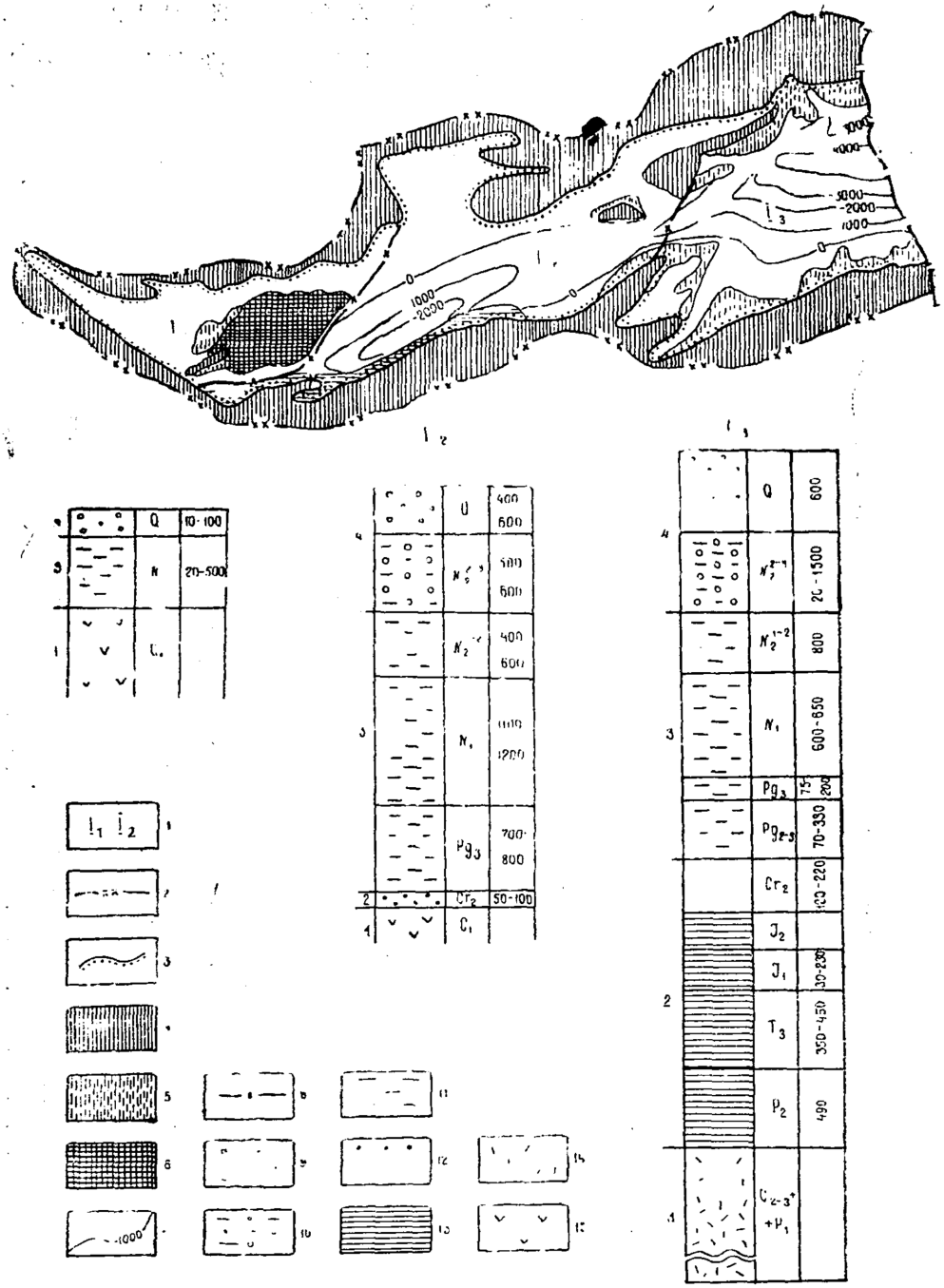


Рис. 1. Тектоническая схема Илийского артезианского бассейна. *1* — I_1 — I_3 — бассейны второго порядка: I_1 — западный (Копинский), I_2 — центральный (Алматинский); I_3 — восточный (Джаркентский); *2* — границы бассейна по водоразделам горных хребтов в обрамлении впадины; *3* — границы бассейна по контакту палеозойских и мезозойских пород; *4* — выходы палеозойских пород на поверхность; *5* — выходы неогеновых пород на поверхность; *6* — выходы плиоцен-нижнечетвертичных пород на поверхность; *7* — изогипсы глубин залегания палеозойских пород, абс. *м*; *8* — границы бассейнов второго порядка. В колонках преимущественно отложения; *9* — галечниковые и песчано-галечниковые; *10* — суглинистые с большим количеством слоев песка, щебней; *11* — глинистые; *12* — кварцевые пески, песчаники, реже конгломераты; *13* — песчано-конгломератовые; *14* — конгломераты, туфопесчаники, туффиты; *15* — эффузивы, туфы, туфопесчаники.

на предгорных равнинах, высокогорный до нивального — в горах. Границы впадины с горными массивами в основном проходят по дизъюнктивным нарушениям, состоящим из сопряженных разломов субширотного и северо-восточного направлений. Сама впадина, созданная мощными горообразовательными движениями конца неогенового и четвертичного периодов, имеет сложное блоковое строение. Отдельные блоки, отсекаемые нарушениями, опущены на различную глубину и в разное время. Гидродинамически различаются три части впадины: восточная (Джаркентская) с началом заложения в верхней перми — триасе, центральная (Алматинская) с началом заложения в верхнем меле — палеогене и западная (Копинская) с началом заложения в неогене (рис. 1).

Впадина асимметрична, зоны максимального прогибания палеозойского фундамента (3000—4500 *м* от поверхности) смещены от ее географической оси к подножиям высоких горных сооружений — Заилийскому и Джунгарскому Алатау. Здесь вследствие больших амплитуд и скоростей прогибания в течение всего периода формирования впадины происходило накопление грубообломочных валунно-галечниковых четвертичных и верхнеплиоценовых отложений значительной (400—800 *м*) мощности.

По условиям питания, залегания, динамики и формирования химического состава подземных вод среди отложений, слагающих впадину, можно выделить четыре гидрогеологических этажа (снизу вверх): 1) палеозойские скальные породы консолидированного фундамента впадины (C_1 — Pz_3), 2) мезозойские (местами и верхнепермские) конгломератово-аргиллитовые и песчаниковые породы (P_2, T, J, Cr), 3) кайнозойские, преимущественно глинистые породы (Pg — N_2^{1-2}) и 4) верхнеплиоценовые и четвертичные грубообломочные отложения (N_2^{2-3} — Q). В нижних двух распространены в основном трещинные и пластово-трещинные воды, а в двух верхних — пластовые поровые. Палеоген-неогеновые отложения, образующие третий этаж, представлены мощной (до 2000 *м*) толщей плотных, практически водоупорных глин, позволяющих рассматривать их как региональный водоупор, отделяющий трещинные и пластово-трещинные воды палеозоя и мезозоя от обильных поровых вод четвертичных и верхнеплиоценовых отложений. Гидравлическая связь между ними осуществляется на участках непосредственного контакта по бортам впадины и особенно по зонам тектонических нарушений. Полный гидрогеологический разрез отмечается только в восточной, самой древней части впадины. В центральной части, вовлеченной в опускание только в верхнем меле — палеогене, на скальных палеозойских породах лежат верхнемеловые отложения, а местами плотные глины палеогена и неогена. В западной части на скальных породах палеозоя залегают глинистые отложения неогена (рис. 1).

Питание, транзит и разгрузка подземных вод в водоносных горизонтах выделенных гидрогеологических этажей осуществляются поразному. Водоносные горизонты нижнего этажа (эффузивно-осадочные толщи палеозоя) получают основное питание на участках выхода этих отложений на поверхность на склонах окружающих впадину горных сооружений, где они слагают крылья огромных синклинальных структур. Интенсивная трещиноватость, выветрелость водовмещающих пород и разрывные нарушения способствуют поглощению значительного количества атмосферных осадков. Общее направление движения подземных вод — от крыльев синклинальных структур к центру впадины. Региональные тектонические нарушения, обрамляющие впадину и се-

кущие ее на блоки, играют существенную роль в перераспределении подземного стока в этих отложениях. Дренируя подземный сток, направленный с гор, они, с одной стороны, являются очагами наиболее интенсивного питания подземных вод, а с другой — местом усиленной их разгрузки в центральной и бортовых частях впадины.

Питание подземных вод трех верхних водоносных этажей (отложения мезозоя — кайнозоя) происходит на территории самой впадины — в полосе предгорных шлейфов и бортовых дизъюнктивных нарушений, где стекающие с гор реки теряют большую часть своего стока на фильтрацию в толщу рыхлых грубообломочных отложений конусов выноса. Особенно мощное их питание отмечается в предгорных прогибах у подножий Заилийского и Джунгарского Алатау, где длительное унаследованное накопление грубообломочных формаций обусловливает свободное нисходящее движение фильтрационных вод на большие глубины. Менее благоприятны условия для питания подземных вод у подножий более низких горных массивов (Кендыктас, Кетмень, западные отроги Джунгарского Алатау), где нет глубоких предгорных прогибов и поверхностных водотоков и где выпадает меньше атмосферных осадков и больше потери воды на испарение. Подземный сток, очевидно, совсем отсутствует у подножий Чу-Илийского мелкогорья и плато Карой.

При общем движении подземных вод в данных гидрогеологических этажах от горного обрамления к центру впадины в ее бортовых частях преобладают нисходящие, а в центре — восходящие токи. Разгрузка подземных вод второго и третьего (снизу) этажей осуществляется вертикальной фильтрацией по тектоническим нарушениям, гидрогеологическим «окнам» и площадной фильтрацией, а в четвертом (верхнем) — открытым истечением, особенно обильным у периферии конусов выноса, по долинам рек, логов и в озерных котловинах, а также испарением и транспирацией с зеркала неглубоко залегающих водоносных горизонтов.

Особый интерес представляет количественная оценка элементов динамики подземных вод в водоносных горизонтах выделенных гидрогеологических этажей, которая может быть дана в первом приближении на основе балансовых, гидрометрических и гидродинамических исследований.

На склонах окружающих впадину гор, сложенных гранитоидами и эффузивно-осадочными сильно дислоцированными породами, трещинные воды образуются благодаря инфильтрации атмосферных осадков, конденсации паров из воздуха, а на склонах Заилийского и Джунгарского Алатау — также за счет талых вод ледников и снежников. Часть подземных вод выклинивается в ущельях, питая реки, часть уходит во впадину подземными путями, минуя эрозионную сеть. Первая часть количественно может быть выражена через модуль подземного стока в реки, определенный методом расчленения гидрографов горных рек по створам у выходов их из гор, и равняется (*л/сек* с 1 *км*^{2}): по северным склонам Заилийского Алатау — 9, Кетменя — 3, Кендыктаса — 0,3—3, по южным склонам Джунгарского Алатау — 5, его юго-западным отрогам — 0,03—1,0, Чу-Илийским горам — 0,2. Вторая часть подземного стока, вычисленная методом анализа общего водного баланса, на площади северного склона Заилийского Алатау равна 1,7 *л/сек* с 1 *км*^{2}, что составляет 8—10% от общего объема атмосферных осадков. Общий расход подземного потока, поступающего во впадину со стороны окружающих горных сооружений, равен примерно 10—15 *м*^{3}*/сек* (10—16 *л/сек* на 1 пог. *км* фронта потока). Эти

воды идут в основном на питание подземных вод палеозойских и частично мезозойских отложений.

Основное питание подземных вод впадины, как отмечалось, осуществляется главным образом в полосе предгорных шлейфов, особенно интенсивно на участках максимальных предгорных прогибов Джунгарского и Заилийского Алатау. Здесь, благодаря выходам на поверхность галечниковых отложений большой мощности, происходит поглощение вод поверхностных водотоков и атмосферных осадков, которое достигает 85—90 $м^3/сек$ (Ахмедсафин и др., 1964). Распределение этого объема воды по разным водоносным горизонтам весьма неравномерное. Наиболее интенсивный водообмен наблюдается в грубообломочных отложениях четвертичного и верхнеплиоценовсго возраста, что подтверждается гидродинамическими и гидрохимическими данными. Расход потока только в верхней 100-метровой толще валунно-галечниковых отложений конусов выноса Заилийского Алатау колеблется от 25 до 600 *л/сек* на 1 пог. *км* фронта потока, что составляет около 60 $м^3/сек$ по профилю в 214 *км* (Шлыгина, 1966). Расход потока в верхней 100-метровой толще валунно-галечников южного склона Джунгарского Алатау, по данным В. В. Веселова, равен 100—200 *л/сек*, а северного склона Кетменя — 60—80 *л/сек* на 1 пог. *км* фронта потока. Таким образом, можно предполагать, что по крупнообломочным отложениям четвертичного и верхнеплиоценового возраста проходит не менее 80% того объема воды, которое поглощается по бортам впадины. Подземные воды этих отложений характеризуются наименьшей минерализацией.

Илийская впадина представляет замкнутый артезианский бассейн, сток подземных вод из которого практически отсутствует, так как скальные палеозойские породы выходят на поверхность по всему периметру впадины. Подземный отток возможен лишь по аллювию в долине р. Или, антецедентно прорезающей Капчагайский горст, а также по зонам тектонических нарушений. Отток по аллювию не превышает 0,4 *л/сек* (Леонов, 1959). Разгрузка подземных вод, таким образом, происходит в самом бассейне — в р. Или и испарением и транспирацией, что обусловливает интенсивную концентрацию солей в верхней части геологического разреза — в кровле четвертичных отложений. Несмотря на то, что приведенные данные ориентировочны, они верно отражают направленность гидродинамических процессов в бассейне.

Гидрохимическая зональность подземных вод в значительной мере повторяет гидродинамическую и в самом общем виде может быть выражена сочетанием гидрохимических зон в последовательности *АВБ* и *АВАБ* (по И. К. Зайцеву, 1958): зона *А* представлена пресными водами с минерализацией до 1 *г/л* в грубообломочных отложениях четвертичного и верхнеплиоценового возраста (верхний — четвертый этаж N_2^{2-3} — Q) и в отложениях верхнего мела — триаса (второй этаж T — Cr_2); зона *Б* — солоноватыми водами с минерализацией 1—10 *г/л* в отложениях палеозоя, слагающих нижний гидрогеологический этаж (C_1 — Pz_3); зона *В* — солеными водами с минерализацией 10—50 *г/л* преимущественно в глинистых отложениях палеогена и нижнего — среднего неогена (третий этаж Pg — N_2^{1-2}). Однако эта общая схема видоизменяется в различных частях бассейна. Блоковое строение впадины, разная мощность мезозойских и кайнозойских отложений и их фаций, наличие крупных очагов питания подземных вод пресными водами поверхностных водотоков по бортам впадины и отдельных комплексов пород с повышенной водопроницаемостью обусловливают смещение границ выделенных зон, различную их последо-

вательность в вертикальном разрезе и появление дополнительных зон и подзон. Распределение гидрохимических зон в бассейне по площади и в вертикальном разрезе отражено на прилагаемой схеме (рис. 2).

Зона А — пресных преимущественно гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией менее 1 *г/л*, приуроченная к верхнему гидрогеологическому этажу с наиболее интенсивным водообменом, имеет почти повсеместное распространение и большую мощность, достигающую в предгорных прогибах Заилийского и Джунгарского Алатау 1400—2000 *м*. На отдельных блоках, в частности на Николаевском поднятии, ее мощность снижается до нескольких метров одновременно с уменьшением общей мощности четвертичных и верхнеплиоценовых отложений. У северного борта впадины на предгорных равнинах Малайсары, Чулак, Чу-Илийских гор, на плато Карой зона местами исчезает в результате ухудшения условия питания и транзита подземных вод.

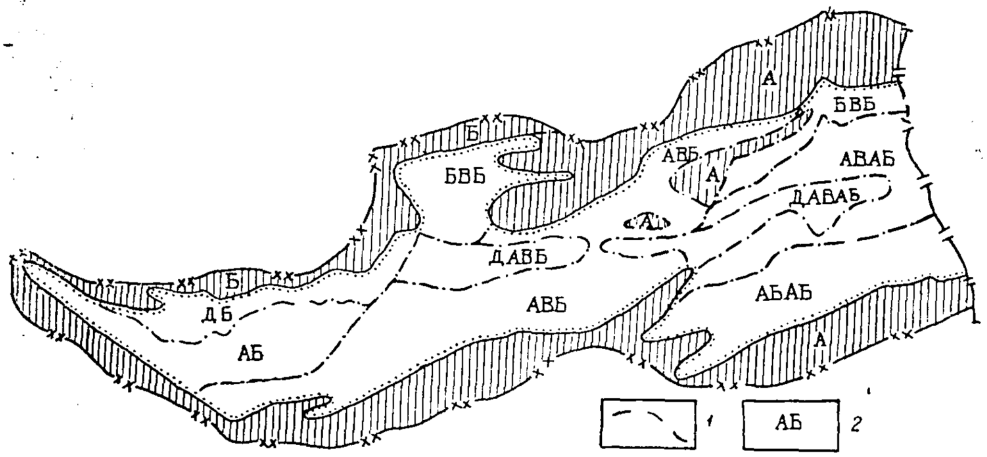


Рис. 2. Схема распространения гидрохимических зон в Илийском артезианском бассейне и их последовательность в вертикальном направлении (по И. К. Зайцеву). *1* — границы гидрохимических зон; *2* — последовательность гидрохимических зон в вертикальном направлении. Остальные условные обозначения на рисунке 1.

Минерализация и химический состав подземных вод зоны *А* подвержены значительным колебаниям и изменениям. В конусах выноса предгорных шлейфов Заилийского и Джунгарского Алатау воды пресные и ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые с сухим остатком 0,12—0,33 *г/л*. На предгорных наклонных равнинах минерализация напорных вод колеблется от 0,3 до 0,7 в четвертичных и до 1 *г/л* в верхнеплиоценовых отложениях. Химический состав нередко сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый и натриевый (см. табл.). Обычно смена гидрокарбонатного кальциевого состава сульфатным натриевым отмечается на участках, где на формирование подземных вод влияют соленосные неогеновые отложения.

В восточной части впадины зона *А* прослеживается не только в верхней части геологического разреза, но и под зоной *В* в хорошо промытых и регионально выдержанных песчаных отложениях верхнего мела и, возможно, юры. Минерализация подземных вод здесь колеблется от 0,26 *г/л* у бортов впадины до 0,90 в ее центральной части. Химический состав гидрокарбонатный натриевый. Мощность зоны 20—180 *м*.

Химический состав подземных вод Илийского артезианского бассейна

Место расположения водопункта	Водоносный комплекс—этаж / глубина отбора пробы, *м*	Гидрохимическая зона по И. К. Зайцеву	Содержание ионов, *мг/л*						Сухой остаток, *г/л*
			HCO_3'	SO_4''	Cl'	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	
Скв. 187, конус выноса р. Б. Алматинки	Q—IV / 60—124	*А*	97—122	6,6—189	1,8—5,3	25,36	3,6—4,9	5,5—12	120—144
Скв. 5, конус выноса р. Талгар	Q—IV / 39,2	»	225,7	19,7	3,5	44,1	17,0	16,3	333,0
Скв. 479, предгорная равнина Заилийского Алатау	Q—IV / 150,7—160,0	»	109,8	7,0	7,1	23,1	7,3	9,7	175,0
Скв. 10-Г, предгорная равнина Заилийского Алатау	N_2^{2-3} il—IV / 1996—2013	»	30,5	263,4	177,5	8,4	10,0	28,0	800
Скв. 3-Г, предгорная равнина Заилийского Алатау	Q+N_2^{2-3} il—IV / 345,5	»	189,1	502,9	177,3	22,0	6,1	296,6	1006
Скв. 1-Г, предгорная равнина Джунгарского Алатау	N_2^{2-3} il—IV / 1442—1450	»	115,9	480,2	156,2	—	3,71	15,39	1102
Скв. 10-Г, предгорная равнина Заилийского Алатау	Pg_3—III / 2906—3116	*В*	12,2	1911,8	29607	1670	143,3	17955,2	50984
» »	N_1—N_2^{1-2}—III / 2517—2587	»	24,4	1177,7	21726	1610	182,1	12484,2	37400
Скв. 9, район Аяк-Калкана	Pg_3—III / 352	»	109,8	6827	7824	663,1	323,7	7007,6	22712
Скв. 1-Г, предгорная равнина Джунгарского Алатау	N_1—N_2^{1-2}—III / 2013—2070	»	366,0	23,77	4047	23,21	45,86	255,7	18778
» »	Cr_2—II / 2696	*Д*	353,8	98,73	212,66	16,64	—	314,40	932
» »	Cr_2—II / 2715	»	347,7	106,14	212,6	14,56	—	298,18	900
Скв. на предгорной равнине Чу-Илийских гор (0,5 *км* юго-западнее ст. Копа)	C_1—I / 88,5	*Б*	36,6	1136	334	468	1,7	—	2135
Скв. 2, район Аяк-Калкана	P_2—I / 37—79,9	»	73,2	1799,1	1736,2	244,5	38,0	1669,3	5550
Скв. 213 в 20 *км* к юго-западу от ст. Или	P_2—I / 12,5	»	70,2	2400,7	1076,2	29,5	65,8	1411,7	5283
Скв. 1, район Аяк-Калкана	Cr_2—II / 172,3	»	118,9	841,5	882,6	178,5	17,7	767,8	2699

Основным источником питания, формирования химического состава подземных вод описываемой зоны в четвертичных и верхнеплиоценовых отложениях являются воды поверхностных водотоков, атмосферные осадки и подземные воды, притекающие со стороны горных массивов. Все они имеют низкую минерализацию (*мг/л*): воды поверхностных водотоков — 89—250, атмосферные осадки — 13—74 и подземные воды, поступающие со стороны горных массивов,— 220—300, редко до 1 *г/л*. Состав вод в основном гидрокарбонатный кальциевый. Формированию подземных вод зоны *А* способствует и солевой режим водовмещающих отложений, накопленных и промытых постоянными и временными пресноводными потоками, стекающими с интенсивно поднимающихся горных сооружений, а также их грубозернистость, предопределяющая высокую проницаемость и большие скорости движения в них подземных вод. Высокие скорости перемещения подземных вод сочетаются с интенсивной разгрузкой их по периферии конусов выноса, по руслам рек и озерным котловинам, что обеспечивает непрерывное обновление водных масс, постоянное замещение их пресными и ультрапресными водами, формирующимися в предгорных шлейфах.

Формирование пресных гидрокарбонатных натриевых вод в верхнем мелу обусловливается обильным питанием в бортовых частях впадин, где вследствие унаследованного накопления крупнообломочного материала в предгорных прогибах происходит интенсивная фильтрация поверхностных водотоков и атмосферных осадков на большие глубины, а также значительно лучшей, чем в окружающих породах, водопроницаемостью верхнемеловых (возможно, и юрских) отложений. Затрудненная разгрузка подземных вод этих отложений способствует повышению минерализации до 0,9—1 *г/л* с удалением от бортов к центру бассейна и даже до 3—5 *г/л* западнее Богуты-Катутауского пережима, где зона *А* в отложениях верхнего мела не выделяется (рис. 2 и табл.).

Во внутренних частях впадины на участках близкого залегания грунтовых вод с интенсивной испарительной концентрацией солей минерализация подземных вод увеличивается до 5, нередко до 50—80 *г/л*. На этих участках развиты грунтовые воды пестрого химического состава. Здесь выделяется зона *Д* — пестрых по минерализации подземных вод. Она обладает сравнительно небольшой мощностью, лежит над зоной *А* и не имеет четко выраженной нижней границы.

Зона Б — солоноватых сульфатных кальциевых и натриевых вод с минерализацией 1—10 *г/л*, распространена в водоносных комплексах палеозойских пород консолидированного фундамента впадины (C_1 — Pz_3). Водовмещающие отложения зоны характеризуются фациальной изменчивостью осадков от осевых частей хребта к центру депрессии. Одновременно в этом же направлении ухудшаются условия водообмена, в связи с чем у бортов и в западной части впадины минерализация воды не превышает 1—3 *г/л*, а к центру депрессии повышается до 10 *г/л* и более. К этой зоне относятся и воды триаса — юры.

Зона В — соленых и сильно соленых сульфатных и хлоридных натриевых вод с минерализацией 10—50 *г/л*, совпадает в своих границах с третьим (снизу) гидрогеологическим этажом, представленным глинистыми отложениями палеогена и неогена. Мощность зоны варьирует от нескольких десятков до 1100 *м*. Солевой режим водовмещающих отложений зоны определяется их озерным и морским происхождением. Анализы солевых вытяжек свидетельствуют о накоплении в них большого количества воднорастворимых солей сульфатного нат-

риевого типа. Отложения гипсоносны. Преимущественно глинистый состав обусловливает низкую водопроницаемость и малые скорости фильтрации. Разгрузка может осуществляться только в вертикальном направлении. Все эти факторы способствуют обогащению подземных вод солями, содержание которых достигает 50 *г/л* и более. В составе подземных вод палеогеновых отложений обнаружены (*мг/л*): йод — 7—10, бром 20—100, бор — до 18 и фтор — 1—2.

В восточной части впадины в отложениях верхней перми дополнительно может быть выделена зона B_{20} — соленых хлоридных натриевых и кальциевых вод с минерализацией 10—20 *г/л* в отложениях верхней перми (P_2). Подземные воды зоны обогащены, по данным А. Б. Ли, йодом (10—12 *мг/л*), бромом (40—50 *мг/л*), бором (до 1,2 *мг/л*) и содержат азот и гелий (0,62%).

Основные закономерности формирования химического состава подземных вод бассейна на отдельных участках и водоносных комплексах нарушаются появлением вод с чуждыми для окружающей среды степенью и типом минерализации. К таким азональным подземным водам относятся воды зон тектонических нарушений (солоноватые сульфатные натриевые с сухим остатком 1—5 *г/л* в четвертичных отложениях восточного борта конуса выноса Малой Алматинки, минеральные термальные воды Аяк-Калкана, Курама и Чиликемира, пресные хлоридные натриевые воды в районе пос. Николаевки и др.).

Химический состав азональных подземных вод формируется при смешении вод различных водоносных горизонтов и зон.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедсафин У. М. Зональность грунтовых вод предгорной равнины Киргизского Алатау. «Вестник АН КазССР», 1947, № 1—2.

Ахмедсафин У. М. и др. Сток подземных вод Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1964.

Денисов П. В. Химический состав атмосферных осадков Северного Тянь-Шаня. «Докл. АН СССР», 1956, т. 110 (5).

Зайцев И. К. Принципы и методы составления гидрохимической карты СССР. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Леонов Г. М. Формирование подземных вод на предгорной равнине Заилийского Алатау. Сб. научн. тр. Каз. горно-металлургического ин-та. М., 1959, вып. 16.

Толстихин Н. И. Гидрохимические пояса и зоны артезианских бассейнов. В сб.: «Гидрохимические материалы», т. 24, 1955.

Чекабаев С. Е., Ли А. Б. Условия залегания и химизм подземных вод четвертичных отложений восточной части Илийской впадины. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1958, № 2.

Шлыгина В. Ф. Формирование подземных вод конусов выноса предгорной равнины Заилийского Алатау. В сб.: «Формирование подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1966.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

Т. Т. МАХМУТОВ, С. Ж. ЖАПАРХАНОВ

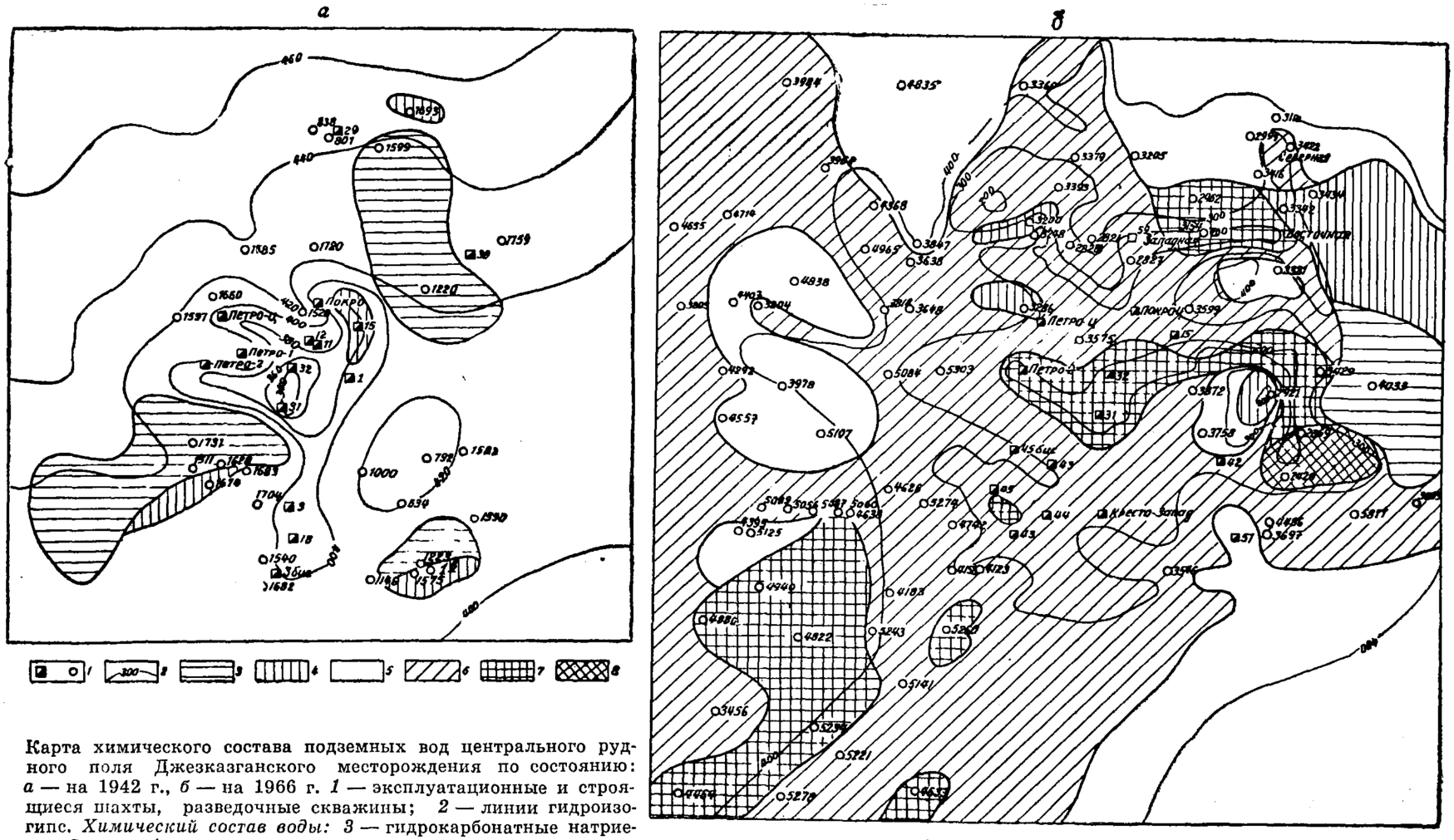
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУДНИЧНЫХ ВОД ДЖЕЗКАЗГАНА

Нами изучен химический состав подземных вод Джезказганского месторождения как один из важных элементов, необходимых для выяснения основного направления формирования рудничных вод, участвующих в обводнении горных выработок, и возможности их оборотного использования в хозяйственных целях. Гидрохимически обследованы центральная часть рудного поля, где зона активного водообмена сдренирована депрессионной воронкой, и прилегающие к нему Жанайская и Кенгирская структуры, подземные воды которых в какой-то степени влияют на гидрохимические особенности рудничных вод месторождения.

На Жанайской брахиантиклинали, сложенной сильно трещиноватыми и раскарстованными известняками, пресные сульфатные натриевые воды с минерализацией до 1 *г/л* залегают до глубины 150 *м*, а на месторождении Джезказган, представленном в основном песчаниками и алевролитами, воды такой же минерализации, но гидрокарбонатного натриевого состава развиты только до глубины 30—50 *м*. Здесь, в зоне активного водообмена, на глубине 150—200 *м* заключены гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией до 2—2,5 *г/л*. Ниже уже залегают сульфатные натриевые воды с минерализацией до 3,5—4 *г/л*, переходящие затем в сульфатно-хлоридные натриевые и хлоридные кальциево-натриевые. На южном погружении Кенгирской антиклинали наибольшая минерализация подземных вод приурочена к самой верхней части потока (до 10—25 *м*). Увеличение минерализации здесь объясняется главным образом смешением с солеными водами солончаков зоны выклинивания грунтового потока.

Динамика гидрохимической обстановки центрального рудного поля за 1942—1966 гг. видна из карт типов минерализации подземных вод на определенные периоды эксплуатации месторождения (рис.).

В начальный период разработки (1942 г.) при глубине депрессионной воронки до 100 *м* были встречены в основном сульфатные, гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды. В 1966 г. в связи с углублением горных выработок и интенсивной отработкой рудных залежей (до глубины 200 *м*) в зону активного водообмена начали вовлекаться и вековые запасы подземных вод с преобразованием их состава в сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый, а иногда и хлоридный кальциевый. В дальнейшем, вследствие увеличения площади и глубины отработки месторождения, в зону водообмена стали все больше и больше вовлекаться нижние горизонты подземных



Карта химического состава подземных вод центрального рудного поля Джезказганского месторождения по состоянию: *а* — на 1942 г., *б* — на 1966 г. *1* — эксплуатационные и строящиеся шахты, разведочные скважины; *2* — линии гидроизогипс. *Химический состав воды: 3* — гидрокарбонатные натриевые I типа, *4* — смешанные сульфатно-гидрокарбонатные натриевые I типа и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые II типа, *5* — сульфатные натриевые I и II типов, *6* — смешанные хлоридно-сульфатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые II типа, *7* — хлоридные натриевые II и III типов, *8* — хлоридные натриево-кальциевые III типа.

вод, обладающих хлоридным составом и повышенной минерализацией. Пресные и слабосолоноватые гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные натриевые воды с минерализацией до 1,5 *г/л* обнаружены лишь в краевых частях воронки депрессии, главным образом в северной и северо-восточной периферийных частях месторождения, где отмечается дренирование потока подземных вод с севера.

В центре рудного поля, где происходит самая интенсивная отработка рудных залежей как по площади, так и на глубине, преобладают хлоридные воды высокой минерализации. При этом в наиболее глубоких шахтах при пересечении горными выработками зон тектонических нарушений появляются хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 30—35 *г/л* (шахта 57 с глубиной более 200 *м*). Вне зон тектонических разломов, даже на больших глубинах, минерализация воды не превышает 10—15 *г/л*.

Таким образом, можно предполагать, что образование хлоридных натриевых, а тем более кальциево-натриевых вод связано со сработкой их застойных вековых запасов на глубинах 200—250 *м* и вовлечением в зону водообмена вод тектонических нарушений и флексурных складок.

Как показали исследования последних лет, тектонические разломы в формировании химического состава вод играют двоякую роль. С одной стороны, благодаря хорошим фильтрационным свойствам пород зон тектонических нарушений, а следовательно, и лучшим условиям водообмена в верхних частях их развиваются более пресные воды, чем в прилегающих к разлому участках. Но, с другой стороны, они же служат выводящим каналом глубоко залегающих высокоминерализованных вод. В данном случае на участках раздробленности пород могут оказаться более минерализованные подземные воды, чем в прилегающих к ним участках.

Как известно, в юго-западной части Джезказганского месторождения пересекаются Идыгейское, Спасское и Теректинское тектонические нарушения. Теректинское нарушение проходит в юго-восточной части Кенгирской антиклинали и имеет северо-восточное простирание. От него отходят более мелкие разломы, которые подводят значительные объемы грунтовых вод, выклинивающихся в виде мочажин и мелких родников на контакте визейских известняков и намюрских песчаников и алевролитов. К центральному разлому приурочен родник Досхана с расходом 1,5 *л/сек*, а севернее выходит группа родников с общим дебитом около 2 *л/сек*. Эти источники характеризуются постоянным расходом и химическим составом с минерализацией до 3—5 *г/л* в течение года. Непосредственно на рудном поле флексурная зона Теректинской группы тектонических нарушений была вскрыта горными выработками в шахте 58 на глубине 250 *м*. Эта зона оказалась сильно трещиноватой и высокообводненной, что привело к затоплению шахты. Наряду с увеличением водопритоков (на 30—40 *л/сек*) было отмечено появление хлоридных натриевых и кальциево-натриевых вод с минерализацией до 10—15 *г/л*, в то время как до затопления горных выработок рудничные воды имели минерализацию 2,5—3,5 *г/л* и сульфатный натриевый состав. Воды повышенной минерализации при опробовании шахт и скважин были обнаружены и на других участках, что указывает на наличие глубинного подтока вод в горные выработки по тектоническим нарушениям.

Роль тектонических нарушений в обводнении пород и формировании химического состава вод выявлена и в 10—15 *км* западнее Джезказгана, в районе Жанайской структуры. Здесь в зоне разлома на

глубине 30—60 *м* отмечается переход от одной минерализации подземных вод к другой. Эта граница остается более или менее стабильной даже при длительных откачках. Объясняется это тем, что пресные воды зоны активного водообмена, формировавшиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков, снизу подпираются хлоридными натриевыми водами высокой минерализации, поступающими с глубины. На южном продолжении Идыгейского разлома есть группа солончаков, где грунтовые воды залегают на глубине 0,6—1,0 *м*, что также свидетельствует о разгрузке подземных вод по разлому.

Спасская группа разломов субмеридионального простирания проходит в западной части месторождения, где на фоне регионально распространенных сульфатных и хлоридно-сульфатных натриевых вод умеренной минерализации довольно четко выделяются сульфатно-хлоридные натриевые воды повышенной минерализации. Резкое изменение минерализации подземных вод с ростом глубины отмечено при опробовании скважин 3805 и 4395 в районе Спасской мульды, в зоне тектонических нарушений, на глубине 40—50 *м* от дневной поверхности. Здесь эта граница является, по-видимому, глубиной распространения зоны выветривания водовмещающих пород, где происходит «смывание» поступающих снизу глубинных соленых вод более пресными грунтовыми. Воды повышенной минерализации и хлоридного натриевого состава широко развиты также и в южной части Спасской мульды, на стыке с Идыгейским и Теректинским разломами.

Результаты аналитических и спектральных определений металлических микроэлементов в рудничных водах показали, что их содержания находятся в пределах допустимых норм (*мг/л*): меди — не более 0,02—0,06, свинца — до 0,01, цинка — до 0,02, фтора — до 7,2 и железа — до 0,3.

Почти всюду при проходке горных выработок самыми обводненными оказывались участки флексурных смятий с тектоническими нарушениями. Так, Спасская группа разломов играет определенную роль в обводненности горных выработок на глубину до 200—250 *м*. В 1959 г. в этой зоне разломов отмечался кратковременный прорыв рудничных вод в шахту 55. Но в данном случае вода оказалась обычного сульфатного натриевого состава, характерного для зоны активного водообмена.

Установлено, что усиленные водопритоки в выработки произошли в результате сработки динамических и вековых ресурсов подземных вод, заключенных в зоне флексуры. Причем эти ресурсы были сработаны на значительном расстоянии от выработки (до 2 *км*). Мощность сработанного блока вдоль флексуры составила около 150 *м* при ширине полосы до 0,5 *км*.

Сказанное позволяет сделать вывод, что изучение химического состава подземных вод Джезказганского месторождения важно не только для более четкого представления о формировании направления движения и распределения рудничных вод, но и для обоснованного прогнозирования водопритоков в горные выработки, что имеет большое практическое значение.

Из практики эксплуатации откачиваемых из шахт рудничных вод следует, что они пригодны для орошения полей, полива садов и огородов и других технических нужд. Качество шахтных вод изучалось начиная с 1941 г. Особое внимание уделялось химическим анализам вод в последние два-три года как отображающим наиболее истинный состав рудничных вод в связи с отработкой глубоких горизонтов.

Исходя из данных шахтного водоотлива и химического состава рудничных вод (см. табл.), были подсчитаны средневзвешенная минерализация, средневзвешенное содержание ионов и жесткость:

$$N = \frac{m_1 \cdot a_1 + m_2 \cdot a_2 + m_3 \cdot a_3 + \ldots + m_n \cdot a_n}{a_1 + a_2 + a_3 + \ldots + a_n},$$

где N — средневзвешенное содержание компонентов;
m — минерализация, содержание ионов или жесткость;
a — объем водоотлива.

Эти данные показывают, что качество откачиваемых рудничных вод в целом соответствует существующим гидрохимическим нормам хозяйственно-технической воды. Степень пригодности их для нужд

Сводные данные о шахтном водоотливе и химическом составе подземных вод Джезказгана

Горный район	Шахта, входящая в горный район	Среднесуточный водоотлив на VII—VIII 1963 г., *л/сек*		Прогнозный расчетный водоотлив на 1970—1975 гг., *л/сек*	Среднее содержание компонентов, *мг/л*				Средняя общая жесткость, *мг-экв*
		отдельной шахты	суммарный по району		сухого остатка	хлора	сульфата	щелочей	
I	59 (55)	50,0	—	—	2100	600	800	500	8
	60	19,5	—	—	2000	400	600	540	6
	31 —32	5,0	—	—	3400	1200	1000	1000	20
	41	21,0	104	120	2300	600	800	540	13
	Покро-Центр	3,8	—	—	2100	600	800	400	16
	Петро-Центр	2,9	—	—	2000	450	800	350	16
	Петро-2	2,0	—	—	2200	500	800	600	11
	Среднее по району				2200	620	800	560	13
II	42	32,0	32	32	3000	1300	800	700	30
III	57	—			3400	800	1200	800	12
	58	—		70*	4000	1900	800	1000	45
	Среднее по району				3900	1300	1000	900	28
IV	45	15,0	—	—	1900	500	700	350	13
	44	16,0	61	75	2600	750	1000	500	22
	Кресто-Запад	30,0	—	—	3000	750	1000	500	20
	Среднее по району				2500	660	900	450	18
V	51	5,0	5	8	2000	550	600	300	18
	Средневзвешенное по всему месторождению	—	—	305	2740	850	860	610	19,6

* Объем водоотлива 70 *л/сек* по III горному району взят по данным эксплуатации шахты 58 в 1962 г.

орошения была рассчитана по ирригационному коэффициенту и соотношению содержащихся в воде ионов. Величина расчетного ирригационного коэффициента, равная 2,35, свидетельствует о том, что рудничные воды можно использовать для полива при наличии хорошего естественного дренажа.

В заключение отметим, что широкое использование рудничных вод для различных хозяйственно-бытовых и оросительных целей уменьшит инфильтрацию оборотных вод в шахты, карьеры и другие естественные и искусственные водоемы, что повлечет за собой снижение водопритоков в горные выработки.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 553.7

В. В. ДУРНЕВ

ВОЗМОЖНОСТЬ ПОИСКОВ УГЛЕКИСЛЫХ ТЕРМ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

У подножия северного склона Заилийского Алатау, в 115 *км* к востоку от Алма-Аты, на границе Илийской впадины и Заилийского Алатау, расположено Курамское месторождение травертинов. Впадина от гор отделяется разломом субширотного направления. В непосредственной близости от этого разлома и находится месторождение травертинов, представленное в виде линзы, вытянутой так же, как и разлом, в субширотном направлении. Мощность линзы в центральной части достигает 15 *м*. С поверхности она прикрыта делювиальными отложениями — супесями с большим включением дресвы и щебня мощностью 0,5—2 *м*. Травертины залегают в верхне- и современночетвертичных отложениях, состоящих из грубообломочного щебенисто-глыбового материала — продукта разрушения пермских эффузивов, которые обнажаются в 70 *м* от травертинов.

Вблизи Курамского месторождения из-под щебня и дресвы вытекают минеральные источники с температурой воды 17—20°С. Дебиты отдельных источников около 1,5 *л/сек*. По химическому составу воды сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые и хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые (по классификации С. А. Щукарева) с минерализацией 0,8—3,3 *г/л*. Состав растворенного и спонтанного газа азотный, с высоким содержанием гелия (до 6 объемн. %). Содержание углекислоты, определенной непосредственно у источников, незначительное — 2—3 *мг/л*. Такое же содержание ее отмечается и в большинстве источников, расположенных в горах Заилийского Алатау. Вблизи месторождения пробурен ряд скважин глубиной от 100 до 374 *м*, которые также вскрыли воды, по химическому и газовому составу аналогичные водам курамских источников.

В Заилийском Алатау в настоящее время углекислых источников нет. Между тем травертины образуются у выходов углекислых источников. В связи с этим необходимо выяснить, как же образовалось месторождение травертинов?

Существующие источники травертинов не отлагают вследствие незначительного содержания в них углекислоты. Образование же довольно крупной линзы травертинов за сравнительно короткий геологический период можно объяснить лишь тем, что где-то на границе верхне- и современночетвертичного времени на месте травертинов выходил источник с высоким содержанием углекислоты.

Исследования показали, что разлом, разделяющий Заилийский Алатау и Илийскую впадину, был обновлен после среднечетвертичного времени. Об этом свидетельствует тектонический уступ в среднечет-

вертичных отложениях. Вероятно, в это время преобладали силы растяжения и разлом уходил на большие глубины. По разлому в верхние обводненные слои земли с больших глубин проникал углекислый газ, который, растворяясь в воде, и образовывал углекислые воды. Позднее источник поступления углекислого газа иссяк в результате новых тектонических подвижек, чем, возможно, и объясняется отсутствие в настоящее время углекислых вод.

В Заилийском Алатау кроме Курамского месторождения травертинов есть еще ряд древних небольших месторождений, по возрасту аналогичных Курамскому. Данные общего химического анализа травертинов показали, что они состоят в основном из карбонатов кальция. По данным же спектрального анализа, в травертинах установлены (в %): молибден — от следов до 0,0003, медь — от 0,0003 до 0,001, ванадий — до 0,001, цирконий — до 0,001, стронций — от 0,007 до 0,03, марганец — от 0,01 до 0,2 и титан — от 0,007 до 0,1.

В настоящее время только вблизи Курамского месторождения вытекают субтермальные минеральные источники. По химическому составу воды источников, как правило, не отличаются от фоновых вод Заилийского Алатау. Это в основном гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,2—0,3 *г/л*. Правда, в водах источников, вытекающих вблизи травертинов, концентрация водородных ионов несколько повышенная — 8, тогда как вне их выходов она не превышает 7—7,5.

В последние годы субтермальные воды с температурой 19,7°С были вскрыты скважиной на глубине 300 *м* в долине р. Казачки, вблизи месторождения травертинов в зоне развития сильно раздробленных гранодиоритов. В водах обнаружено повышенное содержание кремнекислоты (32 *мг/л*), фтора (3,5 *мг/л*) и pH (8,5). Общий химический состав этих вод выражается формулой Курлова:

$$M_{0,3}\,\frac{SO^4{}_{37}Cl_{24}HCO^3{}_{24}}{Na_{87}Ca_{13}}.$$

Субтермальные воды, вскрытые скважиной, так же как и воды курамских источников, могут использоваться в качестве минеральных для лечения ряда желудочно-кишечных заболеваний, а также при лечении ревматизма и периферической нервной системы (ванны с подогревом до 40°С).

В заключение отметим, что месторождения травертинов, вероятно, могут служить косвенными признаками при поисках углекислых субтермальных источников на глубине.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ Том 3

УДК 553.7

Л. ЧАЙКОВСКИЙ

КРАСНОГОРСКИЕ «ТРАВЕРТИНОВЫЕ» ИСТОЧНИКИ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Гидрогеохимическими исследованиями 1963—1964 гг. в западной оконечности Заилийского Алатау (горы Кендыктас) вблизи с. Красногорка была обнаружена группа неизвестных ранее источников, отлагающих травертин. Воды этих источников используются местным населением для питья.

Химические и спектральные анализы показали, что воды источников содержат ряд микрокомпонентов и свободную углекислоту. По соотношению основных ионов они аналогичны «серно-щелочной» воде Ессентуков № 20, что позволяет относить их к категории минеральных.

Рассматриваемые источники находятся на полого наклоненном к юго-западу плато, примыкающем на северо-востоке к горному хр. Актас, в 4 *км* от него (рис.).

Климат района континентальный, со следующими среднегодовыми величинами: осадки — 480 *мм*, температура воздуха +6,9°, абсолютная влажность — 6,9 *мб*.

Плато сложено эффузивами нижнего карбона (дацитовые порфиры, их туфы) и интрузиями гранитов предположительно варисского возраста, которые перекрыты покровом делювиальных валунно-галечников с супесчаным заполнителем мощностью 5—10 *м*. На юго-западе плато прорезают каньонообразные речные долины, глубоко врезанные в палеозойский фундамент и служащие естественными дренами потока подземных вод, связанного с нижними горизонтами валунно-галечников и верхней выветрелой частью фундамента.

Областью питания подземных вод Красногорского участка является хр. Актас, состоящий из гранитов и возвышающийся над плато на 300—400 *м*. Определенную роль играет и местное питание. Глубина залегания зеркала подземных вод, по-видимому, не превышает 5—7 *м*. Мощность водоносного горизонта определяется в основном мощностью зоны выветривания кристаллических пород и составляет 20—30 *м*, иногда больше.

Источники располагаются цепочками в верхней части левого борта долины ручья Талды-Булак и в верховьях р. Карасу (см. рис.). Они выходят из трещиноватых дацитовых порфиров и имеют суммарный дебит около 25 *л/сек*. Воды источников отлагают карбонат кальция, который заполняет трещины в породе или образует сплошные массы пористого розовато-белого травертина. Спектральным анализом установлено присутствие в травертине Zn, Pb, Cu соответственно в количестве 0,02; 0,001; 0,001%.

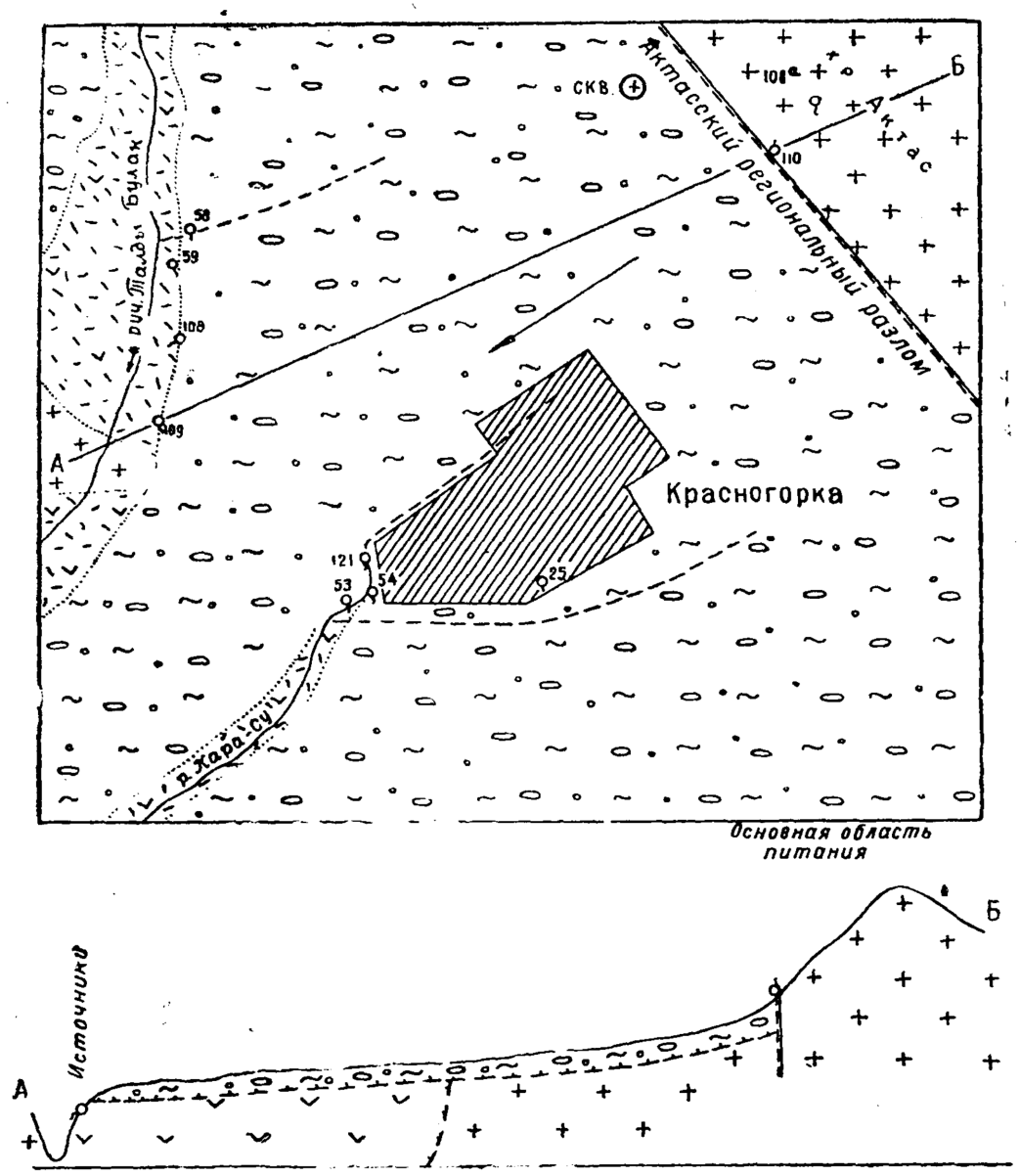


Схема расположения «травертиновых» источников Красногорского участка. *1* — делювиальные валунно-галечники; *2* — дацитовые порфиры и их туфы (C_1); *3* — граниты; *4* — контакты пород; *5* — источники подземных вод и их номера; *6* — скважина, вскрывшая граниты на глубине 8 *м*; *7* — направление движения подземных вод.

По химическому составу воды источников № 121, 54а, 53 и 109 относятся к сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым с минерализацией 0,9—1,8 *г/л*, а воды источников № 108, 59 и 58 — к гидрокарбонатно-сульфатным натриево-кальциевым с минерализацией около 0,6 *г/л*. Содержание магния колеблется от 18 до 28% *экв*. В водах обнаружены свинец, медь, никель, хром, сурьма, иногда мышьяк в количестве от единиц до нескольких десятков микрограммов на литр (см. табл.). Они характеризуются большим количеством сульфатов (до 850 *мг/л*) и повышенным содержанием свободной углекислоты (до 40 *мг/л*).

Такие особенности химического состава в данных условиях могут быть вызваны наличием залежи окисляющихся сульфидов на пути движения подземных вод либо поступлением с глубины агрессивных углекислых вод, смешивающихся, прежде чем выйти на дневную поверхность, с потоком пресных вод.

Наиболее вероятно первое предположение. Геологическое строение участка благоприятствует сульфидному оруденению. В районе известно несколько медных, молибденовых и свинцовых рудопроявлений, тяготеющих к контактам эффузивов с интрузиями. Эффузивы, из которых выходят опробованные источники, контактируют (контакт скрыт под наносами) с гранитами к северо-востоку от источников, т. е. вверх по направлению движения подземных вод. В пользу первого предположения говорит присутствие в воде сурьмы, меди, хрома, никеля, свинца, молибдена, мышьяка, серебра в количествах, значительно превышающих фоновые. Содержание сульфатов в воде (до 850 *мг/л*) также больше фонового (200 *мг/л*). Свободная углекислота могла образоваться при действии серной кислоты на карбонаты.

Второе предположение основано на том, что углекислые воды, поднимаясь по молодому тектоническому разлому (и смешиваясь с пресными водами), вследствие своей повышенной агрессивности переводят из рассеянной (фоновой) сульфидной минерализации в раствор указанные металлы и сульфат-ион. Это предположение подтверждается аналогичностью химического состава вод рассматриваемых источников и известных источников Ессентуки (№ 20 и Гаазо-Пономаревский), образовавшихся в результате смешения глубинных «соляно-щелочных» углекислых вод с неглубокими пресными водами. Однако формирование вод источников в рассматриваемом районе подобным образом маловероятно, так как здесь неизвестны проявления молодого вулканизма, а воды, циркулирующие по Актасскому альпийскому разлому, содержат свободную углекислоту в количестве не более 12 *мг/л* и при выходе на поверхность травертинов не отлагают (ист. 110).

В любом случае источники Красногорского участка представляют несомненный интерес.

Общая минерализация вод источников и содержание в них сульфатов увеличиваются с северо-запада на юго-восток (от ист. 58 к ист. 121). В том же направлении повышается и содержание свободной углекислоты — от 12 до 21 *мг/л*.

Рост общей минерализации воды и содержания в ней сульфатов происходит также и по направлению движения подземных вод (от ист. 53 к ист. 121). Это позволяет считать, что участок обогащения подземных вод сульфат-ионом, углекислотой и металлами (будь то зона сульфидной минерализации или очаг разгрузки углекислых вод) находится где-то выше по потоку от источника 121 и имеет простирание от меридионального до северо-западного.

Химический состав воды основных

№ источника	25			121			54 а			53			109		
Дебит, *л/сутки*	11000			около 160000			около 8000			около 800000			около 250000		
Дата опробования	30. X 1963			23. IX 1964			22. VIII 1963			21. IX 1964			21. IX 1964		
Компоненты	*мг/л*	*мг-экв*	*экв %*	*мг/л*	*мг-экв*	*экв %*	*мг/л*	*мг-экв*	*экв %*	*мг/л*	*мг-экв*	*экв %*	*мг/л*	*мг-экв*	*экв %*
Натрий	70	3,00	31	365	15,85	62	208	9,10	39	189	9,20	51	130	5,63	42
Калий				3,4	0,09	—				3,9	0,10	1	2,5	0,06	1
Магний	26	2,17	22	57	4,70	19	79	6,59	28	37	3,00	18	41	3,40	25
Кальций	92	4,60	47	94	4,70	19	152	7,60	33	98	4,90	30	86	4,30	32
Нитрат	0,1	—	—	Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено		
Стронций	Не обнаружено			»			»			1,1	—	—	»		
Медь	0,002	—	—	0,028	—	—	0,002	—	—	Сл.	—	—	0,039	—	—
Свинец	Не обнаружено			0,028	—	—	Не обнаружено			0,034	—	—	0,006	—	—
Серебро	Сл.	—	—	Не обнаружено			»			Не обнаружено			Сл.	—	—
Никель	Не обнаружено			0,004	—	—	»			»			0,014	—	—
Хром	»			0,014	—	—	»			0,021	—	—	0,039	—	—
Мышьяк	»			Не обнаружено			»			Не обнаружено			Не обнаружено		
Сумма	188	9,77	100	520	25,34	100	439	23,30	100	329	16,21	100	260	13,39	100
Сульфат	197	4,11	42	851	17,73	70	758	15,79	68	524	10,91	67	393	8,18	61
Гидрокарбонат	293	4,81	49	311	5,10	20	305	5,00	22	275	4,50	28	238	3,90	29
Нитрат	28	0,45	4	50	0,81	3	80	1,29	6	24	—	—	16	0,26	2
Бром	Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено		
Йод	»			»			»			»			»		
Фтор	»			»			»			1,1	—	—	1,1	—	—
Хлор	16	0,46	5	60	1,70	7	39	1,11	4	28	0,80	5	37	1,05	8
Сумма	534	9,83	100	1273	25,34	100	1202	23,19	100	852	16,21	100	685	13,39	100
Сухой остаток	617	—	—	1073	—	—	1492	—	—	1126	—	—	892	—	—
Сумма солей	722	—	—	1791	—	—	1641	—	—	1181	—	—	945	—	—
CO_2 свободн.	5	—	—	30	—	—	40	—	—	41	—	—	33	—	—

Если изменение состава воды связано с зоной сульфидной минерализации, то следует предположить, что пространственно она тяготеет к контакту эффузивов с гранитами. Кроме того, есть все основания полагать, что вверх по потоку от места выхода источников углекислоты в воде гораздо больше, чем в самих источниках, поэтому вода здесь может представлять бальнеологическую ценность.

Из сказанного видно, что в описываемом районе необходимо проведение электроразведочных и детальных гидрогеохимических работ

источников Красногорского участка

108			59			58			108а			110		
около 220000			около 8000			около 200000			около 8000			около 20000		
21. IX 1964			21. IX 1964			22. VIII 1963			11. IX 1963			11. IX 1963		
мг/л	мг-экв	вес %	мг/л	мг-экв	вес %	мг/л	мг-экв	вес %	мг/л	мг-экв	вес %	мг/л	мг-экв	вес %
86	3,74	47	116	5,06	60	117	5,10	41	10	0,40	17	15	0,60	18
2,2	0,06	1	1,8	0,05	1									
23	1,90	24	18	1,50	18	19	1,58	23	7	0,58	20	8	0,67	18
46	2,27	28	36	1,80	21	60	3,00	36	32	1,60	63	47	2,35	64
Не обнаружено			0,1	—	—	0,3	0,02	—	0,1	0,01	—	0,1	0,01	—
0,5	—	—	0,5	—	—	Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено		
0,014	—	—	0,011	—	—	»			»			»		
0,003	—	—	0,001	—	—	»			»			»		
Не обнаружено			0,001	—	—	»			»			»		
0,014	—	—	Не обнаружено			»			»			»		
0,014	—	—	»			»			»			»		
Не обнаружено			0,011	—	—	»			»			»		
157	7,97	100	188	8,41	100	199	9,70	100	49	2,59	100	60	3,63	100
156	3,26	41	178	3,70	44	150	3,13	37	10	0,21	8	16	0,33	9
244	4,00	50	250	4,10	49	290	4,76	56	134	2,20	87	186	3,05	85
7	0,11	1	7	0,11	1	8	0,13	2	2	0,01	1			
Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено			Не обнаружено		
»			»			»			»			»		
12	—	—	1,4	—	—	»			»			»		
21	0,60	8	18	0,50	6	14	0,40	5	4	0,11	4	5	0,14	4
440	7,97	100	454	8,41	100	462	8,42	100	150	2,53	100	210	3,62	100
484	—	—	515	—	—	492	—	—	144	—	—	196	—	—
597	—	—	642	—	—	661	—	—	199	—	—	270	—	—
24	—	—	18	—	—	12	—	—	Не опр.	—	—	12	—	—

с целью выявления под делювиальным шлейфом зоны сульфидной минерализации или очага разгрузки углекислых минеральных вод, т. е. установления генезиса источников.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

В. Н. ОСТРОВСКИЙ

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИИ ПОРОД НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТРЕЩИННЫХ ВОД КАРСАКПАЙ-БАЙКОНЫРСКОГО РАЙОНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Изучение формирования химического состава трещинных вод Центрального Казахстана приобретает все более важное значение, в частности, в связи с широкими гидрогеохимическими исследованиями для поисков полезных ископаемых. Тем не менее закономерности формирования общего химического состава трещинных вод рассматриваемого региона, по нашему мнению, во многом остаются невыясненными.

Безусловно, одним из основных источников обогащения трещинных вод главными ионами являются вмещающие породы.

К вопросу о характере зависимости состава трещинных вод от литолого-минералогических особенностей пород различные исследователи подходят по-разному.

Е. В. Посохов (1961, 1966), рассматривая на большом фактическом материале закономерности формирования вод современной коры выветривания изверженных пород, приходит к выводу о том, что особенности их гидрохимии обусловливаются главным образом разнообразием литолого-минералогического состава водовмещающих пород. При этом катионная часть состава трещинных вод довольно четко отражает литологию вмещающих пород лишь при минерализации не выше 0,5—0,6 *г/л*. При более высокой минерализации состав трещинных вод аридных районов в значительной мере определяется процессами континентального засоления. Влияние на эти процессы литолого-минералогического состава пород изучено недостаточно.

Другой точки зрения придерживаются Ф. А. Руденко (1958) и А. А. Коноплянцев (1960). Ф. А. Руденко, описывая закономерности формирования трещинных вод Украинского кристаллического массива, справедливо отмечает, что, прежде чем фильтрующиеся атмосферные осадки достигнут трещиноватых кристаллических пород, они почти всегда должны пройти через рыхлый четвертичный покров. Распределение растворимых солей в этом покрове, как известно, подчиняется зональности гипергенных процессов, поэтому состав трещинных вод, во многом зависящий от солей рыхлого покрова, тоже зонален. Влияние же литологии коренных пород обусловливает своеобразие гидрохимии трещинных вод лишь на отдельных участках.

А. А. Коноплянцев также считает трещинные воды зональными, обосновывая это положение примерами из гидрогеологии некоторых районов Советского Союза.

В процессе комплексных гидрогеологических исследований Кар-

сакпай-Байконырского района нами получен фактический материал, позволяющий дать оценку связи между литолого-минералогическим составом различных скальных пород, продуктов их выветривания, а также других покровных образований, с одной стороны, и составом трещинных вод — с другой.

Карсакпай-Байконырский район занимает юго-западную окраину мелкосопочника Центрального Казахстана и приурочивается в основном к южному погружению досреднепалеозойского Улутауского антиклинория. В геологическом строении его принимают участие разнообразные комплексы пород: протерозойские и нижнепалеозойские отложения (метаморфические сланцы, порфиритоиды, песчаники, кварциты и т. д.), а также интрузивные породы. В периферических гипсометрически пониженных частях района развиты довольно мощная глинистая кора выветривания и другие покровные образования. В центральной возвышенной части территории кора выветривания почти отсутствует, а рыхлый покров относительно маломощен.

Трещинные воды в большинстве случаев циркулируют в верхней выветрелой зоне различных метаморфических, магматических и осадочных пород. Основной источник их питания — инфильтрация атмосферных осадков.

Области питания трещинных вод обычно расположены в высоком мелкосопочнике, совпадающем, как правило, с положительными геологическими структурами. От этих участков трещинные воды движутся к речным долинам и бессточным впадинам Тургайской и Сарысуйской депрессий (Островский, 1965). Такая гидродинамическая зональность трещинных вод определяет и их гидрохимическую зональность.

В областях питания воды в основном гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, реже сульфатные, с минерализацией до 0,4—0,6 *г/л*. Из катионов преобладают кальций, иногда натрий и магний.

В областях транзита и местного питания, геоморфологически выраженных низким мелкосопочником, воды преимущественно сульфатные натриевые с минерализацией до 3 *г/л*.

И наконец, в областях частичной аккумуляции подземного стока и его разгрузки на денудационных равнинах Тургайской и Сарысуйской впадин трещинные воды имеют минерализацию до 10 *г/л* при сульфатно-натриевом или сульфатно-хлоридном натриевом составе.

Из сказанного видно, что в региональном масштабе устанавливается зависимость минерализации трещинных вод от рельефа. Подобная закономерность, впервые отмеченная С. М. Мухамеджановым (1955), по-видимому, свойственна большей части Центрального Казахстана.

Какое же влияние оказывает литология водовмещающих пород на химический состав трещинных вод района?

По нашему мнению, связь химического состава трещинных вод с литологией и минералогией водовмещающих пород может рассматриваться с двух сторон.

1. Прямая связь, возникающая в процессе современного выветривания и выщелачивания подземными водами растворимых компонентов горных пород.

2. Зависимость химического состава подземных вод от состава ранее сформировавшейся коры выветривания материнских пород, т. е. косвенная связь. Как известно, при формировании коры выветривания значительно изменяется содержание ряда элементов по сравнению с исходными породами, причем состав продуктов выветривания наряду с литологией пород определяется и природной зональностью гипергенных процессов. Это обусловливает сходство минералогии коры выветривания

Таблица 1

Порода	Возраст	Содержание, %															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O	CO_2	П. п. п	Сумма
		Кууспекская свита															
Порфиритоид	Pt_1 ks	75,82	0,10	14,79	0,62	0,71	—	0,12	0,07	3,08	3,50	—	—	—	—	0,30	99,68
»	»	73,54	0,24	15,78	2,69	0,19	0,01	0,10	0,39	2,90	4,51	—	—	—	—	0,68	101,34
		Татпенская свита															
Порфироид	Pt_2tt	76,54	0,20	14,48	0,94	1,26	0,01	0,41	0,22	2,20	3,68	0,18	0,12	0,18	0,03	—	100,45
		Баздакская свита															
»	Pt_1bs	75,13	0,22	11,26	1,92	0,27	0,22	0,99	0,51	6,36	0,74	—	—	0,03	—	1,74	99,17
Зеленый сланец	»	77,26	0,60	16,94	0,50	1,16	—	1,14	0,76	2,94	2,08	0,22	1,17	0,28	0,28	—	100,33
		Бурмашинская свита															
Альбитизированный диабаз	Pt_2bs	44,43	2,64	14,55	4,33	8,96	0,26	6,44	7,27	1,58	4,72	—	4,27	0,42	—	—	99,87
Афировый порфирит	»	48,20	2,19	13,32	2,74	10,17	0,22	11,11	6,26	1,98	0,19	—	3,49	0,20	—	—	100,07
Зеленый сланец	»	49,26	1,28	16,10	9,80	5,22	0,30	6,68	5,08	4,43	0,09	—	—	—	—	3,18	101,54
Серицито-хлорито-альбитовый сланец	»	74,75	0,29	11,60	2,67	1,23	—	2,10	1,05	2,77	2,80	—	—	0,29	—	0,96	100,5
Хлорито-альбитовый сланец	»	70,60	0,81	14,40	2,0	2,84	—	0,95	1,68	3,84	1,56	—	—	0,09	—	2,18	100,45
Эпидото-альбито-хлоритовый сланец	»	75,04	0,29	9,35	2,18	2,12	—	3,80	1,90	1,97	1,18	—	—	0,08	—	2,56	100,47

ривания на различных литологических разностях в пределах больших территорий (Лисицына, 1960), что приводит в свою очередь к общности состава подземных вод.

На примере протерозойского водоносного комплекса рассмотрим закономерности влияния водовмещающих пород на состав подземных вод.

Протерозойские отложения описываемого района представлены метаморфическими сланцами, порфиритоидами, эффузивами, кварцитами, мраморами и другими породами. Данные о валовом химическом составе наиболее распространенных литологических разностей протерозойских отложений, заимствованные из работ Л. И. Филатовой (1962) и М. С. Маркова (1962), помещены в таблице 1. Как видно из этой таблицы, содержание главнейших катионов в породах сильно варьирует, однако в основном характеризуется соотношением

$$N_2O > CaO > MgO.$$

В таблице 2 приводятся данные о химическом составе трещинных вод протерозойских отложений, осредненные по интервалам минерализации.

Таблица 2

Интервал минерализации, *мг/л*	Количество анализов	Среднее содержание компонентов, *мг/л* / *% экв*						
		CO_3''	HCO_3'	SO_4''	Cl'	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$
100—200	8	12,0 / 5,9	122,65 / 29,9	144,10 / 44,8	47,51 / 19,4	47,49 / 35,8	24,44 / 29,8	54,03 / 34,4
200—300	8	—	153,77 / 54,3	70,61 / 30,4	24,11 / 15,3	40,03 / 43,5	15,20 / 26,1	32,65 / 30,4
300—400	19	12,0 / 6,3	181,84 / 47,6	96,55 / 31,7	33,68 / 14,4	50,70 / 39,7	16,66 / 20,6	57,02 / 39,7
400—500	12	—	183,67 / 40,0	144,58 / 40,0	54,25 / 20,0	60,32 / 40,0	22,01 / 24,0	62,07 / 36,0
500—600	11	22,50 / 7,1	219,67 / 36,8	202,70 / 44,0	44,68 / 13,3	64,73 / 32,6	21,40 / 18,4	111,28 / 49,0
600—700	7	—	280,69 / 42,2	233,44 / 44,0	54,60 / 13,8	80,36 / 36,7	21,64 / 16,5	117,25 / 46,8
700—800	8	12,0 / 3,2	250,18 / 32,5	226,24 / 37,3	119,49 / 27,0	52,71 / 20,6	30,89 / 19,9	170,36 / 59,5
800—1000	9	24,0 / 5,1	311,81 / 32,7	298,77 / 39,7	123,74 / 22,5	67,33 / 21,8	29,55 / 13,4	226,0 / 62,8
1000—1200	14	14,10 / 2,6	275,20 / 24,7	480,81 / 55,7	110,63 / 17,0	85,77 / 23,6	42,68 / 19,2	239,8 / 57,2
1200—1400	7	24,0 / 4,0	302,65 / 24,8	485,13 / 51,0	141,83 / 20,2	95,19 / 23,7	38,91 / 16,2	273,6 / 60,1
1400—1700	2	—	250,18 / 16,2	847,78 / 69,6	127,87 / 14,2	135,07 / 26,5	41,83 / 13,4	349,5 / 60,1
1700—2000	4	53,40 / 5,8	333,77 / 17,6	720,98 / 48,4	307,77 / 28,2	115,63 / 17,7	59,10 / 15,8	467,87 / 65,5
2000—2300	3	34,0 / 2,6	244,69 / 13,1	831,93 / 56,5	301,03 / 27,8	84,37 / 13,7	86,82 / 23, 2	443,73 / 63,1

Сравним данные двух таблиц.

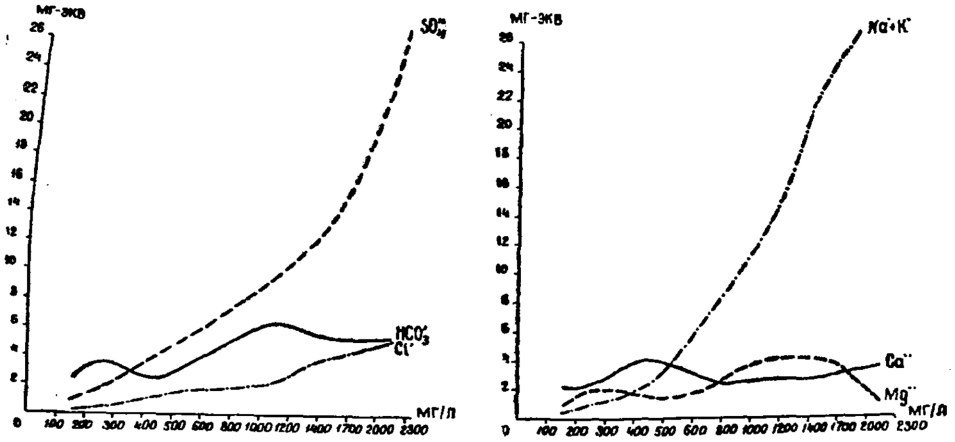
При минерализации до 0,5 *г/л* соотношение катионов в подземных водах имеет вид $Ca^{\cdot\cdot} > Na^{\cdot} > Mg^{\cdot\cdot}$, т. е. независимо от состава пород отражает последовательность названных элементов в известном миграционном ряду Б. Б. Полынова.

При минерализации 0,5—2,0 *г/л* на первое место становится натрий, кальций остается на втором месте и магний — на третьем.

При минерализации более 2 *г/л* соотношение катионов приобретает вид $Na^{\cdot} > Mg^{\cdot\cdot} > Ca^{\cdot\cdot}$, что является выражением закономерности метаморфизации химического состава подземных вод под влиянием континентального засоления.

Следовательно, средний катионный состав трещинных вод протерозойского комплекса отложений больше определяется общими закономерностями миграции элементов, чем непосредственным влиянием литологии водовмещающих пород.

Особенно слабо проявлено такое влияние в порфиритоидах кууспекской свиты. При содержании в этих породах окиси кальция не более 0,12% и окиси натрия от 2,90 до 3,08% (табл. 1) подземные воды с минерализацией менее 500 *мг/л* характеризуются преобладанием кальция над натрием (см. рис.). Порядок изменения соотношения катионов с ростом минерализации подземных вод остается прежним, за исключением того, что при сумме ионов свыше 2000 *мг/л* кальция больше, чем магния.



Графики зависимости между минерализацией и ионным составом подземных вод порфиритоидов кууспекской свиты (Pt, ks).

Аналогичные закономерности отмечаются и в других комплексах пород, содержащих трещинные воды.

Из сказанного, однако, не следует, что водовмещающие породы совершенно не воздействуют на состав трещинных вод. Такое воздействие, безусловно, наблюдается, и в некоторых случаях довольно хорошо. Так, отчетливо проявляется влияние общего химического состава пород на химизм вод каледонских гранодиоритов и диоритов. Эти породы обогащены магнием, что определенным образом сказывается и на гидрохимии трещинных вод, где магний обычно превалирует над кальцием. Воды с повышенным содержанием магния формируются

также и в миндалекаменных порфиритах синийского возраста, включающих до 4% MgO.

Необходимо отметить, что воды, циркулирующие в породах с высоким содержанием магния, обычно обогащены этим элементом. Наоборот, в водах, формирующихся в породах с повышенным содержанием кальция и натрия, такой закономерности не наблюдается. Ввиду малой распространенности литологических разностей пород, обогащенных магнием, в общем для района характерно отсутствие ясной коррелятивной связи между химическим составом водовмещающих пород и трещинных вод. Поэтому в большинстве случаев формирование химического состава подземных вод нельзя сводить к простому взаимодействию воды с водовмещающей породой.

По нашему мнению, главным источником поступления в трещинные воды основных ионов служит выщелачивание солей из рыхлого покрова: в областях питания подземных вод — из четвертичных образований, а в областях транзита и аккумуляции подземного стока, кроме того,— из древней коры выветривания и палеогеновых и неогеновых глин. Следует отметить, что в областях питания подземных вод одним из основных факторов засоления четвертичных покровных образований являются атмосферные осадки (Островский, 1965).

Засоленность рыхлого покрова описываемой территории, по результатам типичных водных вытяжек, характеризуется данными таблицы 3. Разумеется, по ним нельзя сделать однозначного вывода о составе растворимых солей покровных отложений. Например, вследствие высокой растворимости натриевых и хлоридных солей в них относительно повышено содержание натрия и хлора и, наоборот, занижено содержание карбонатов и т. п. Но общее представление о типах засоленности грунтов, особенно при высоком содержании солей, водные вытяжки, безусловно, дают.

Из таблицы 3 видно, что засоленность четвертичных элювиально-делювиальных образований сравнительно невелика. Здесь преобладают гидрокарбонаты, реже сульфаты натрия и кальция. Древняя кора выветривания отличается повышенной сульфатной натриевой засоленностью. Согласно В. В. Лаврову (1959), неогеновые и палеогеновые глины также обладают высоким содержанием сульфатов натрия и кальция.

Сравним состав трещинных вод с составом растворимых солей рыхлого покрова.

В областях питания подземных вод со слабозасоленным четвертичным покровом и преобладанием гидрокарбонатов кальция развиты пресные воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого, реже гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатного магниевого типов.

В областях транзита и местного питания, где наряду с четвертичными образованиями довольно часто встречаются древняя кора выветривания и палеогеновые и неогеновые глины, характеризующиеся засоленностью сульфатного натриевого типа, воды имеют сульфатный натриевый состав.

На денудационных равнинах — в областях аккумуляции подземного стока и его разгрузки, перекрытых мощным плащом коры выветривания и палеогеновых и неогеновых глин с большим количеством сульфатов и хлоридов натрия, доминируют воды сульфатного натриевого и сульфатно-хлоридного натриевого типов.

Как в рыхлом покрове, так и в подземных водах преобладают «аридные ионы» — сульфат и натрий, что свидетельствует о подчине-

Таблица 3

Место отбора пробы	Литологическая разность	Сумма ионов, *мг/л*	Содержание компонентов, $\frac{мг/л}{\%\ экв}$							Формула Курлова
			CO_3''	HCO_3'	SO_4''	Cl'	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	
Подножие сопки, 19 *км* севернее зимовки Карымбай	Суглинок на эффузивах	111,9	Отс.	72,0 85,7	6,7 7,2	5,3 7,3	13,4 50,0	4,4 21,4	10,1 28,6	$M_{0,11}\ \frac{HCO^3_{85,7}}{Ca^{\cdot\cdot}_{50,0}\ Na^{\cdot}_{28,6}\ Mg^{\cdot\cdot}_{21,4}}$
Мелкосопочник, у родника Жаункар	Суглинок на гранитах	84,6	»	43,3 63,6	10,6 18,2	7,1 18,2	5,0 27,2	1,8 9,1	16,8 63,7	$M_{0,08}\ \frac{HCO^3_{63,6}\ SO^4_{18,2}\ Cl_{18,2}}{Na^{\cdot}_{63,7}\ Ca^{\cdot\cdot}_{27,2}}$
Мелкосопочник, 6 *км* юг — юго-западнее родника Жаункар	Суглинок четвертичный	76,7	»	22,0 36,4	20,2 36,3	12,8 27,3	6,2 27,3	4,0 27,3	11,5 45,4	$M_{0,07}\ \frac{HCO^3_{36,4}\ SO^4_{36,3}\ Cl_{27,3}}{Na^{\cdot}_{45,4}\ Ca^{\cdot\cdot}_{27,3}\ Mg^{\cdot\cdot}_{27,3}}$
Мелкосопочник, 20 *км* северо-восточнее Карсакпая	Суглинок на песчаниках карбона	72,1	»	40,3 63,6	9,6 18,2	7,1 18,2	7,2 36,4	2,4 18,2	11,5 45,4	$M_{0,07}\ \frac{HCO^3_{63,6}\ SO^4_{18,2}\ Cl_{18,2}}{Na^{\cdot}_{45,4}\ Ca^{\cdot\cdot}_{36,4}\ Mg^{\cdot\cdot}_{18,2}}$
Мелкосопочник, 16 *км* восточнее зимовки Карымбай	Суглинок на гранитах	94,9	»	34,2 46,1	22,1 30,8	10,6 23,1	6,6 23,1	1,6 7,7	19,8 69,2	$M_{0,09}\ \frac{HCO^3_{46,1}\ SO^4_{30,8}\ Cl_{23,1}}{Na^{\cdot}_{69,2}\ Ca^{\cdot\cdot}_{23,1}}$
Вершина горы Майтюбе	Суглинок на гранодиоритах	80,7		31,1 45,5	11,5 18,2	14,2 36,3	6,0 27,2	1,8 9,1	16,1 63,7	$M_{0,08}\ \frac{HCO^3_{45,5}\ Cl_{36,3}\ SO^4_{18,2}}{Na^{\cdot}_{63,7}\ Ca^{\cdot\cdot}_{27,2}}$
Равнина, 7 *км* восточнее Байконыра	Кора выветривания песчаников ордовика, глубина 4,50 *м*	934,5	»	30,5 3,6	557,2 83,5	62,4 12,6	125,4 45,3	17,8 10,8	141,2 43,9	$M_{0,9}\ \frac{SO^4_{83,5}\ Cl_{12,6}}{Ca^{\cdot\cdot}_{45,3}\ Na^{\cdot}_{43,9}\ Mg^{\cdot\cdot}_{10,8}}$
Там же	То же, глубина 10,50 *м*	320,2	»	24,4 8,0	111,0 46,0	80,1 46,0	22,0 22,0	7,1 12,0	75,6 66,0	$M_{0,3}\ \frac{SO^4_{46,0}\ Cl_{46,0}}{Na^{\cdot}_{66,0}\ Ca^{\cdot\cdot}_{22,0}\ Mg^{\cdot\cdot}_{12,0}}$
Там же	То же, глубина 20,0 *м*	171,6	»	30,5 20,0	53,8 44,0	31,9 36,0	6,0 12,0	1,8 4,0	47,6 84,0	$M_{0,2}\ \frac{SO^4_{44,0}\ Cl_{36,0}\ HCO^3_{20,0}}{Na^{\cdot}_{84,0}\ Ca^{\cdot\cdot}_{12,0}}$

нии состава трещинных вод общей природной гидрохимической зональности.

Влиянием солей рыхлого покрова можно объяснить и описанную нами закономерность, выражающуюся в формировании магниевых вод в породах с большой концентрацией магния и отсутствии ясного влияния на состав трещинных вод содержащихся в водовмещающих породах кальция и натрия.

Действительно, кальций и натрий — типоморфные элементы ландшафта полупустынной и пустынной зон (Перельман, 1955). Площадное распределение этих элементов в рыхлом покрове мелкосопочника в большой степени зависит от рельефа. Соединениям кальция вследствие меньшей растворимости свойственна тенденция к аккумуляции на положительных формах рельефа. Соли натрия в основном концентрируются в понижениях. Естественно, выявить в таких условиях зависимость между содержанием кальция и натрия в породах и подземных водах затруднительно.

Магний же не является типоморфным элементом ландшафта района и его повышенные концентрации в рыхлом покрове пространственно тяготеют к основным и ультраосновным породам. Это, в свою очередь, накладывает определенный отпечаток и на состав подземных вод.

Выщелачиванием солей из рыхлого покрова в значительной мере объясняется и гидрохимическая зональность трещинных вод, хотя причины, обусловливающие ее, более сложны.

Кроме непосредственного выноса солей из рыхлых образований, гидрохимическая зональность определяется испарительной концентрацией подземных вод, адсорбционными реакциями, а также некоторыми другими процессами. Однако состав солей, участвующих в процессах испарительной концентрации,— это следствие главным образом характера засоленности рыхлого покрова. При возрастании минерализации трещинных вод за счет испарительной концентрации и других процессов одни типы вод закономерно переходят в другие, так что, зная общую минерализацию, можно с большой степенью вероятности назвать преобладающие анионы и катионы. Следовательно, можно говорить об общем процессе формирования химического состава трещинных вод описываемого района, определяющем гидрохимическую зональность. Схематически он изображается так:

$$HCO_3—Ca^{\cdot\cdot}(Mg^{\cdot\cdot},Na^{\cdot})\rightarrow HCO_3'— SO_4'' — Ca^{\cdot\cdot}(Na^{\cdot},Mg^{\cdot\cdot})\rightarrow SO_4''— HCO_3'—$$

$$—Ca^{\cdot\cdot}(Na^{\cdot},Mg^{\cdot\cdot})\rightarrow SO_4''—Na^{\cdot}\rightarrow SO_4''—Cl'—Na^{\cdot}.$$

Аналогичные закономерности отмечаются и в других районах Центрального Казахстана. Однако соотношение ионов в трещинных водах и порядок их изменения при увеличении минерализации имеют свои особенности. Например, на северо-западе Центрального Казахстана при минерализации воды до 500 *мг/л* катионы располагаются в таком порядке: $Na^{\cdot}>Ca^{\cdot\cdot}>Mg^{\cdot\cdot}$. Из анионов уже при малой минерализации преобладает хлор (Бочкарева, 1966; Посохов, 1961).

В Центральном Казахстане, вероятно, можно выделить определенные провинции, отличающиеся однозначной направленностью процессов формирования и изменения химического состава трещинных вод при росте общей минерализации.

Основой для такого районирования трещинных, а возможно, и других типов вод должна являться, по нашему мнению, геохимия ландшафта.

Выводы

1. В Карсакпай-Байконырском районе в основном отсутствует четкая зависимость химического состава трещинных вод от литолого-минералогического состава водовмещающих пород. Воздействие пород отчетливо сказывается лишь на содержании в водах магния, в то время как для кальция и натрия интерпретация влияния литологии на химизм трещинных вод затруднительна и часто невозможна.

2. Сопоставление состава водных вытяжек из четвертичного покрова, древней коры выветривания и палеогеновых и неогеновых глин с составом трещинных вод в различных гидрогеологических условиях показывает, что главным источником поступления солей в трещинные воды служат рыхлые покровные образования.

3. Выщелачивание солей из покровных отложений наряду с другими процессами обусловливает площадную гидрохимическую зональность трещинных вод, выражающуюся в том, что с продвижением от областей питания к областям разгрузки и аккумуляции гидрокарбонатные кальциевые воды через промежуточные типы переходят в сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые.

ЛИТЕРАТУРА

Бочкарева В. А. Формирование химического состава подземных вод Шат-Кокчетавского поднятия и Восточно-Кокчетавского прогиба. В сб.: «Формирование подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1965.

Конопляницев А. А. Зональность и азональность грунтовых вод. «Советская геология», 1960, № 17.

Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Лисицына Н. А. Кора выветривания западной части Казахского нагорья. М., Гостоптехиздат, 1960.

Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклинория. Труды ГИН АН СССР, вып. 72, 1962.

Мухамеджанов С. М. Некоторые особенности химизма подземных вод северо-востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1955, № 19.

Островский В. Н. Условия формирования подземных вод Карсакпай-Байконырского района. В сб.: «Формирование подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1965.

Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М., Географгиз, 1955.

Посохов Е. В. Гидрохимия вод современной коры выветривания изверженных пород. В сб.: «Гидрохимические материалы», т. XXXIII. М., 1961.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1966.

Руденко Ф. А. Гидрогеология Украинского кристаллического массива. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Филатова Л. И. Докембрий Улутау. М., Изд-во МГУ, 1962.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ Том 3

УДК 551.491

В. С. ЖЕВАГО

О ВЛИЯНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Температурные условия земли — основа большинства процессов, происходящих в ее недрах. В частности, все гидротермальные процессы в земной коре определяются конкретными термодинамическими параметрами, изменяющимися в пространстве и во времени. Особенно рельефно проявляется их влияние на изменении химического состава подземных вод на участках литосферы с аномальными значениями температуры и давления. Как известно, вода является прекрасным растворителем даже весьма устойчивых солей, растворимость которых возрастает с повышением температуры воды. Поэтому вопросы формирования химического состава подземных вод (без учета термодинамических условий их нахождения) не могут быть полностью разрешены.

Вопрос о влиянии термодинамических условий на состояние, свойства и состав природных растворов, в том числе и воды, освещался многими исследователями: петрологами и геохимиками (А. Г. Бетехтин, В. И. Вернадский, Ф. И. Вольфсон, А. Н. Заварицкий, Д. С. Коржинский, А. А. Сауков, Ф. Тернер и др.), изучавшими процессы гидротермального рудообразования, а также гидрогеологами (Б. Барт, Д. Е. Уайт, К. Ф. Богородицкий, В. В. Иванов, И. Г. Киссин, В. И. Кононов, Ф. А. Макаренко, А. М. Овчинников, Н. А. Огильви, А. В. Щербаков и др.), рассматривавшими геотемпературное поле как один из факторов формирования подземных вод. Ценные сведения о химической природе растворов, возникающих вследствие взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях, были получены в результате экспериментальных исследований К. Б. Краускопфа, Н. И. Хитарова и др.

Один из важных источников поступления минеральных компонентов в подземные воды — атмосферные осадки, которые, проникая в горные породы верхней части литосферы, несут с собой минеральные компоненты, выносимые с поверхности морей и океанов и поднимающиеся вверх с пылью эолового происхождения. Состав и количество солей в атмосферных осадках зависят от времени года и места отбора проб. Средний химический состав атмосферных осадков по всей территории СССР, по данным В. П. Зверева (1932), приведен в таблице 1. По Южному Казахстану минерализация воды атмосферных осадков достигает 70—80 *мг/л*.

Вместе с атмосферными осадками на поверхность земли выпадает большое количество солей. Так, В. П. Зверев (1932) подсчитал, что на 1 $км^2$ Черноморского побережья Кавказа с осадками выпадает до

60 *т* солей, две трети которых в виде пыли находятся в постоянном круговороте.

Источником минеральных компонентов подземных вод служит также вещественный состав водовмещающих пород, растворимость которых во многом объясняется физико-химическими и гидродинамическими условиями среды. Известно, что с ростом температуры и давления изменяется диэлектрическая проницаемость воды, определяющая ее растворяющую способность. Диэлектрическая постоянная воды с ростом температуры от 20 до 80°С уменьшается соответственно от 80 до 60, а в разреженном паре равна примерно единице. Следовательно, с повышением температуры увеличивается и растворяющая способность воды.

Таблица 1

Вид осадков	Минерализация, *мг/л*	Содержание основных ионов, *мг/л*					
		Na+K	Ca	Mg	HCO_3	SO_4	Cl
Снег	11,2	1,15	1,65	0,39	2,4	4,3	1,30

Растворимость пород зависит и от энергии кристаллической решетки, являющейся функцией температуры. С ростом температуры уменьшаются константа диссоциации любых соединений, pH раствора и энергия кристаллической решетки. На энергию гидратации влияют также состав и свойства природных растворов. Если в качестве растворителя использовать дистиллированную воду, то по способности к растворению соединения выделяются в следующие группы (Гинсбург, 1957):

1) весьма легкорастворимые и выносимые в десятках и сотнях граммов на 1 *л* — галоидные, азотные, углекислые, фтористые, борные и кремнистые соли K^+ и Na^+ (вероятно, также Cs^+ и Rb^+);

2) растворимые (не выносимые) — галоидные, сульфатные и бикарбонатные соли Ca^{2+}, Mg^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+}, Co^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Cu^{2+} и сульфат Ag^+;

3) труднорастворимые (слабо выносимые) — сульфаты Sr^{2+} и карбонаты Ba^{2+}, Sr^{2+}, Zn^{2+}, Ag^+ и SiO_2;

4) весьма труднорастворимые (малоподвижные) — карбонаты Pb, кремнекислые соли Zn^{2+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, почти нерастворимые — основные карбонаты Cu^{2+}, сульфаты Ba^{2+}, хлориды Ag;

5) нерастворимые (неподвижные) — гидроксилы Fe^{3+}, Mn^{3+}, Ti^{3+}, Co^{3+}.

В подземных водах растворимость природных соединений иная; ими выносятся даже трудно и вовсе нерастворимые соединения. При этом на их растворимость влияют гидродинамический режим, pH и *Eh* подземных вод, наличие других ионов и газов (преимущественно сероводорода, углекислоты и др.), степень ионизации раствора и т. д. Поэтому присутствие в водах 3, 4 и 5 групп элементов непосредственно указывает на влияние температурного фактора при формировании химического состава подземных вод.

Температура и давление особенно сильно воздействуют на скорость растворения тех или иных веществ. При возрастании температуры тепловое движение молекул и ионов становится более интенсивным, вследствие чего ионы легче «покидают» свои места в кристаллической решетке. Поэтому и растворимость большинства веществ повышается

с возрастанием температуры. Так, Вант-Гоф подчеркивал, что скорость реакции при росте температуры на 10° обычно увеличивается в 2—3 раза, а при повышении на 100°С — в $5{,}9 \cdot 10^4$ раза.

Сейчас установлена растворимость многих природных соединений в зависимости от температуры воды (Лурье, 1947; Здановский, 1956; Поваренных, 1958 и др.). По характеру растворения различают три группы природных соединений (Смирнов, 1963). К первой относятся хлориды, отличающиеся резким увеличением растворимости с повышением температуры. Во вторую группу входят сульфаты и карбонаты, растворимость которых с повышением температуры сначала возрастает, а затем, пройдя определенный максимум для каждой соли, уменьшается. Третья группа включает соли карбоната лития, растворимость которых снижается с ростом температуры.

Давление влияет на растворимость природных соединений по-разному. У некоторых веществ, например $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$, она мало изменяется с увеличением давления, тогда как у других — CdJ_2, CsBr, $Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$ — резко падает или, наоборот, возрастает (Берч, Шерер, Спайсер, 1949). Давление имеет большое значение для карбонатов двухвалентных металлов, которые, переходя в бикарбонаты, резко повышают растворимость (Поваренных, 1958).

Рост минерализации подземных вод глубоких горизонтов артезианских бассейнов Южного Казахстана (Сырдарьинская и Чу-Сарысуйская впадины) зависит главным образом от термодинамической обстановки их циркуляции. Рассматривая гидрохимическую зональность описываемых бассейнов, можно наблюдать нарастание минерализации и изменение химического состава напорных вод в направлении от областей питания к областям транзита и разгрузки.

В областях питания — горных массивах, окружающих впадины, подземные воды пресные и ультрапресные гидрокарбонатного кальциевого состава. У подножия гор (предгорные наклонные равнины) подземные воды, двигаясь к равнинам по водоносным пластам, приобретают гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый состав и минерализацию до 1,5—3 *г/л*. Ближе к центральным частям впадин, где водоносные горизонты погружаются на большие глубины, воды уже сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 3—7 *г/л*. Наконец, при дальнейшем движении к Восточно-Приаральскому артезианскому бассейну они становятся хлоридными натриевыми с минерализацией до 10 *г/л* и более. В этих артезианских бассейнах отмечается также и вертикальная гидрохимическая зональность, выражающаяся в увеличении минерализации и изменении состава воды с глубиной.

Геотермическая зональность проявляется подобно гидрохимической. По мере проникновения холодных атмосферных вод из областей питания в более глубокие водоносные пласты и перемещения их к областям разгрузки они отбирают эндогенное тепло пород, как бы срезая его кондуктивную составляющую. Постепенно продвигаясь к центральным частям впадин и на глубину, они приобретают высокую температуру и затем выносят тепло на поверхность земли в областях разгрузки (конвективная составляющая тепловых потоков).

Влияние температуры на химический состав подземных вод можно проследить на примере Арысской депрессии Сырдарьинской впадины (табл. 2) на отрезке от Арыси до Туркестана.

Из данных таблицы видно, что с ростом температуры карбонаты кальция и магния выпадают из раствора. Повышается содержание галоидных солей натрия, за счет чего в основном растет и минерализация. Одновременно в раствор переходят труднорастворимые соедине-

Таблица 2

Местонахождение скважины	Температура водоносного слоя, °С	Минерализация, *г/л*	Содержание ионов, % *экв*						pH
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na	CO_3	SO_4	Cl	
Акдала, скв. 1	55	1,4	16	8	76	26	41	33	7,1
Коскунгурская, скв. 2	71	1,9	11	4	41	18	41	85	7,2
Там же	73	5,6	8	3	89	3	37	60	7,6
Тимурская, скв. 5	86	8,5	1	1	97	2	57	93	8,1

ния кремнекислоты, которой становится больше с ростом температуры. Увеличивается также и концентрация водородных ионов.

Таким образом, температура подземных вод является весьма важным фактором, определяющим формирование их химического состава, а также биогенных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. Л., ОНТИ, 1937.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Богородицкий К. Ф. Роль воды в переносе химических элементов на участках подземной газификации углей. «Геохимия», 1961, № 1.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. т, 2. История природных вод, ч. 1, вып. 1. М., Госхимиздат, 1933.

Гинсбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Жеваго В. С. Геотермические условия Казахстана. «Информ. бюлл.», 1963, № 50.

Жеваго В. С. Термальные воды Казахской ССР. В кн.: «Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.

Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965.

Краускопф К. Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°. В кн.: «Проблемы эндогенных месторождений». М., ИЛ, 1960.

Макаренко Ф. А. Зональность подземных вод и ее значение в геологических процессах. В сб.: «Проблемы гидрогеологии». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Овчинников А. М. Основы учения о процессах формирования подземных вод. «Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1958, № 1.

Поваренных А. С. К вопросу о растворимости минералов. «Зап. Всесоюзн. мин. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 2.

Смирнов С. И. Вероятностно-статистические закономерности распределения химических элементов в природных водах. В сб.: «Гидрохимические материалы». М., Изд-во АН СССР, 1963.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.3

М. С. КАН

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИЛИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучение распределения естественных температур пород на различных глубинах способствует установлению гидродинамических и гидрохимических особенностей Илийского бассейна и оконтуриванию аномальных температурных (по составу и температуре воды) зон, обычно связанных с открытыми и скрытыми очагами разгрузки подземных вод.

Геотермические условия Илийской впадины изучены недостаточно. Данные о них имеются лишь по Джаркентской и южному борту Алма-Атинской депрессии, где температурные исследования в последние годы проводились при нефтеразведочном бурении скважин глубиной до 3000—3500 *м* с помощью электротермометров, а при гидрогеологических исследованиях температура воды в скважинах до глубины 300—500 *м* измерялась ртутными термометрами. Кроме того, Алма-Атинской гидрогеологической станцией Гидрогеологического управления в течение длительного времени ведутся режимные наблюдения за температурой воды в скважинах глубиной до 100 *м*. Все эти данные легли в основу настоящей статьи.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ СЛОЯ ГОДОВЫХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ АМПЛИТУД

Известно, что подошва слоя годовых температурных амплитуд (нейтральный слой) — это слой с постоянной годовой температурой, характеризующийся на суше как граница между верхней зоной переменных температур и нижней зоной квазиустановившихся температур. В верхней зоне температура горных пород в течение года периодически изменяется в результате сезонных изменений температуры на поверхности земли. В нижней зоне по мере углубления температура увеличивается. Изучением температурного режима этого слоя с давних пор занимаются многие исследователи. Но, несмотря на возможность непосредственных измерений, температурный режим «нейтрального слоя» до настоящего времени остается слабо изученным. Это объясняется частично тем, что климатологи и почвоведы ограничиваются измерениями температуры лишь до глубины 3,2 *м*, а геофизики и геологи, как правило, исследуют температурный режим пород ниже слоя годовых температурных амплитуд. Термокаротажные же исследования обычно начинают с глубины 200—300 *м*, а иногда и более.

В Илийской впадине полевые работы для определения глубины залегания нейтрального слоя не проводились, поэтому мы попытаемся

вычислить ее расчетным путем. Однако во все имеющиеся формулы вычисления глубины залегания нейтрального слоя (Дьяконов, 1958; Огильви, 1966) входит коэффициент температуропроводности пород, который для Илийской впадины не изучен. В связи с этим мы предлагаем формулу для вычисления глубины залегания нейтрального слоя исходя из того, что с увеличением глубины в арифметической прогрессии амплитуды колебаний температур уменьшаются в геометрической прогрессии (первый закон Фурье). Анализ температурных измерений в зоне переменных температур показывает, что в Илийской впадине наблюдается такая же закономерность (см. табл. 1 и рис. 1).

Таблица 1

Среднегодовая амплитуда температур пород
(по данным метеостанции ГУГМС)

Пункт наблюдений	Амплитуда температур, °С						
	0,4	0,6	0,8	1,2	1,6	2,4	3,2
Медео	—	13,2	—	10,3	—	7,2	5,8
Или, ж.-д. ст.	29,9	—	25,0	—	17,3	—	9,4
Алма-Ата, обс.	21,0	18,6	17,5	14,5	12,4	8,5	6,3
Айдарлы	27,7	24,7	21,0	16,6	13,3	9,4	6,5
Кос-Агач	17,3	14,0	—	—	9,9	—	4,6
Джаркент	29,1	—	23,8	—	17,3	—	7,5
Баканас	27,2	—	22,0	—	15,5	10,6	7,4
Уш-Тобе	23,2	—	19,2	—	13,2	—	6,6

Рекомендуемая формула применима только при наличии не менее двух измерений годовых амплитуд температур на разных глубинах в одной скважине или по кусту скважин, расположенных относительно недалеко друг от друга и находящихся в одинаковых геолого-структурных и гидрогеологических условиях, а также рельефа.

Известно, что последний член арифметической прогрессии (в нашем случае глубина залегания нейтрального слоя) равен первому члену, сложенному с произведением разности на число всех членов, уменьшенное на единицу, т. е.

$$H = h + d(n - 1),..., \qquad (1)$$

где H — глубина залегания нейтрального слоя (последний член), *м*;
h — глубина измерения температуры, *м*;
d — разность глубин измеренных температур ($h - h_1$), *м*;
n — количество членов прогрессии.

Количество членов прогрессии находим из уравнения геометрической прогрессии, каждый член которой (начиная со второго) равен первому члену, умноженному на знаменатель прогрессии в степени, показатель которой равен числу членов, предшествующих определяемому.

В частности, последний член геометрической прогрессии (амплитуда температуры на глубине H, соответствующая допустимой погрешности измерения), которому предшествует $n - 1$ членов, выражается формулой

$$t_{н.с.} = t_h \cdot t_0^{n-1}, ..., \qquad (2)$$

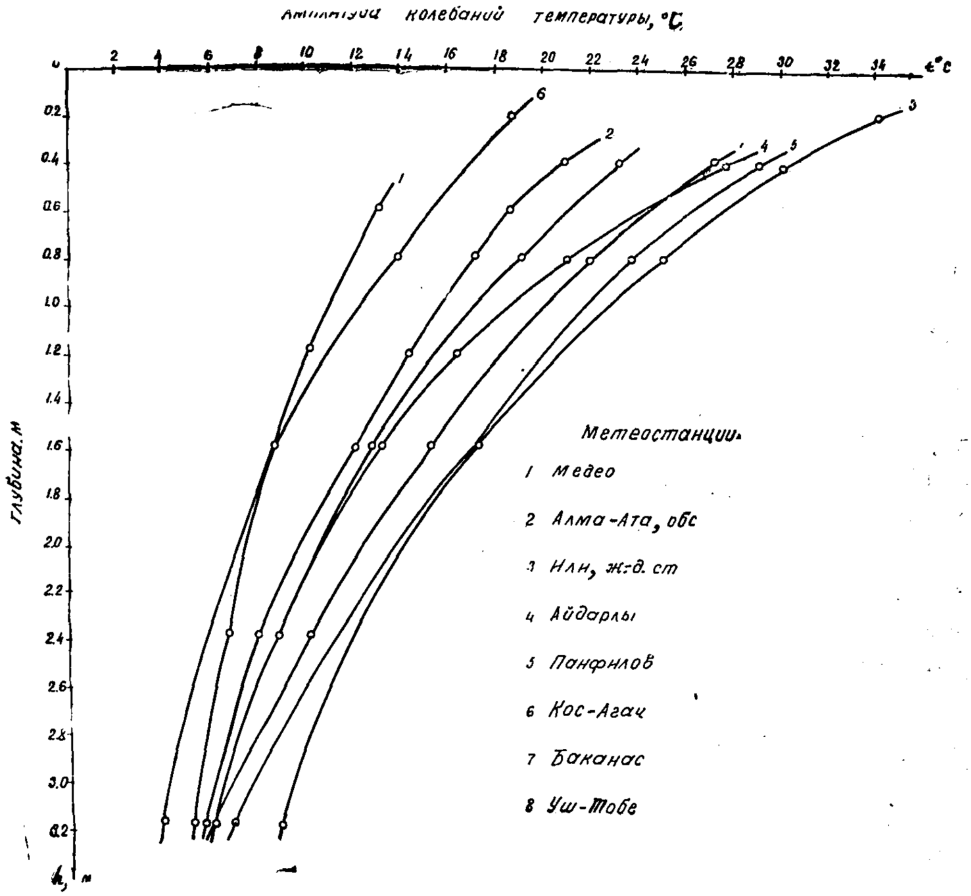


Рис. 1. График зависимости изменения амплитуды колебаний температуры пород от глубины.

где $t_{н.с.}$ — амплитуда температур на глубине H, °С;
t_h — амплитуда температур на глубине h, °С;
t_0 — отношение амплитуд температур, измеренных на глубинах, h и h_1 (t_h/t_{h_1}).

Из формулы (2)

$$n-1=\frac{\lg t_{н.с.}-\lg t_h}{\lg t_0}.$$

Подставляя значение n — 1 в уравнение (1), получим

$$H=h-d\,\frac{\lg t_{н.с.}-\lg t_h}{\lg t_0}.$$

По этой формуле рассчитываем глубину залегания нейтрального слоя на территории Илийской впадины (табл. 2).

Для контроля достоверности величин глубины залегания нейтрального слоя, вычисленных по формуле, определим их графо-аналитическим методом Н. А. Огильви (1932). Для этого строим полулогарифмическую аноморфозу по данным температурных измерений в режимных скважинах Алма-Атинской гидрогеологической станции (рис. 2).

Как видно из таблицы 2 и рисунка 2, сходимость величин глуби-

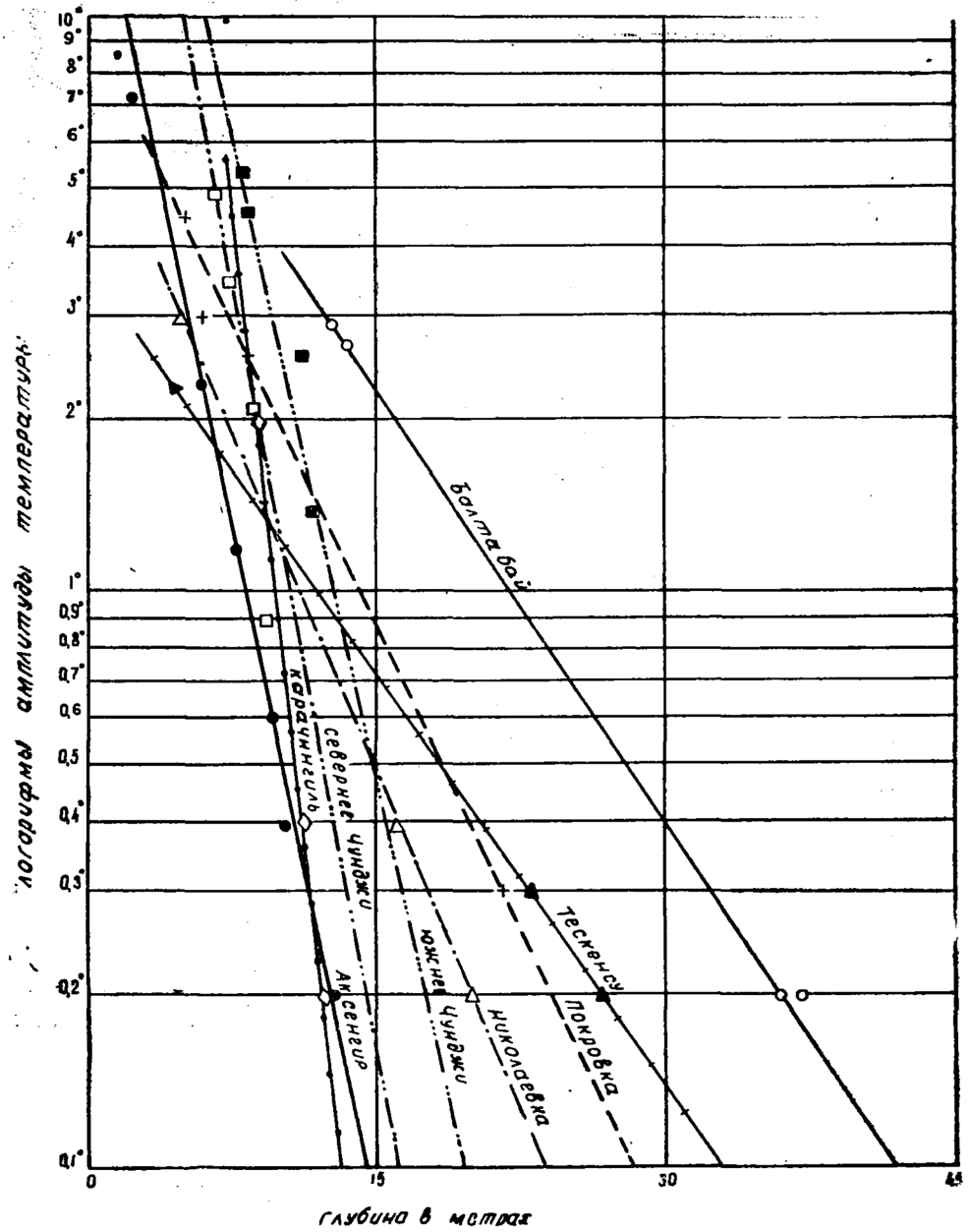


Рис. 2. Полулогарифмический график определения глубины залегания нейтрального слоя по изменениям амплитуд температуры с глубиной.

ны залегания нейтрального слоя, рассчитанных по формуле и на графике, хорошая. Разница между ними колеблется в основном от 0,0 до 0,3 *м*, за исключением районов Карачингиль и Балтабай, где она соответственно составляет 0,8 и 1,1 *м*.

Из сопоставления карты нейтрального слоя (рис. 3) с гидрогеологическим материалом и рельефом впадины видно, что глубина залегания нейтрального слоя зависит от гидродинамических условий и рельефа. Так, в предгорных шлейфах, где воды поверхностных водото-

Таблица 2

Расчетная глубина залегания нейтрального слоя

Пункт наблюдений	Глубина измерения температуры, *м*		Амплитуда температур, *м*		Разность измеренных глубин (h_1—h), *м*	Соотношение амплитуд температур (t_h/t_{h_0})	Глубина залегания нейтрального слоя, *м*
	от	до	от	до			
Аксенгир	9,6	12,8	0,6	0,2	3,2	0,33	14,4
Покровка	8,3	21,5	2,6	0,3	13,2	0,11	27,7
Николаевка	16,0	20,0	0,4	0,2	4,0	0,5	24,0
Южнее пос. Чунджи	8,5	11,8	4,1	1,4	3,3	0,34	19,5
Севернее пос. Чунджи	6,7	8,8	4,9	2,1	2,1	0,43	16,4
Карачингиль	11,1	11,8	0,4	0,2	0,7	0,5	12,4
Тескенсу	22,9	26,5	0,3	0,2	3,6	0,67	32,1
Балтабай	13,4	31,6	2,7	0,4	17,2	0,15	43,1

ков и атмосферных осадков интенсивно поглощаются грубообломочным материалом, глубина залегания нейтрального слоя изменяется от 50 до 100 *м* и реже более. К центру впадины, где в результате уменьшения размеров обломочного материала ухудшается водообмен, глубина залегания нейтрального слоя уменьшается от 50 до 20 *м*, а в осевой части впадины (аллювиально-пролювиальная равнина), сложенной в основном переслаивающимися суглинками, супесями и песками, содержащими подземные воды, она уже составляет менее 20 *м*.

Температура на поверхности нейтрального слоя близка к среднегодовой температуре, определенной для любых глубин в зоне переменных температур ниже слоя сезонного промерзания (Огильви, 1959; Фролов, 1962 и др.). По 35 пунктам юго-запада СССР, где Н. М. Фролов (1962) проводил исследования, максимальная разница между температурами пород на глубине 1,6 и 25 *м* не превышала 0,3° (в основном до 0,1°). В Илийской впадине, по данным Алма-Атинской гидрогеологической станции, разница между температурами на различных глубинах варьирует преимущественно от 0,1 до 0,3° (табл. 3), что позволяет вычислить температуру нейтрального слоя в любой точке Илийской впадины по средней многолетней температуре пород или воды, измеряемой в режимных скважинах (их более 100) Алма-Атинской гидрогеологической станции.

Таблица 3

Соотношение среднегодовых температур на различных глубинах в зоне переменных годовых температур

Пункт наблюдений	Глубина измерения температуры, *м*		Температура на глубине измерения, °С		Разница температур, °С
	от	до	от	до	
Аксенгир	2,25	11,5	11,1	11,3	0,2
Или, ж.-д. ст.	9,5	19,2	11,9	12,1	0,2
Николаевка	13,8	20,0	13,1	13,1	0,0
Покровка	7,7	21,5	11,4	11,4	0,0
Карачингиль	12,1	15,6	12,4	12,1	0,3
Тескенсу	4,5	26,5	12,2	11,8	0,4
Балтабай	12,6	37,1	11,1	11,2	0,1
Севернее Чунджи	8,0	11,3	11,2	11,5	0,3
Южнее Чунджи	6,7	9,1	12,6	12,5	0,1

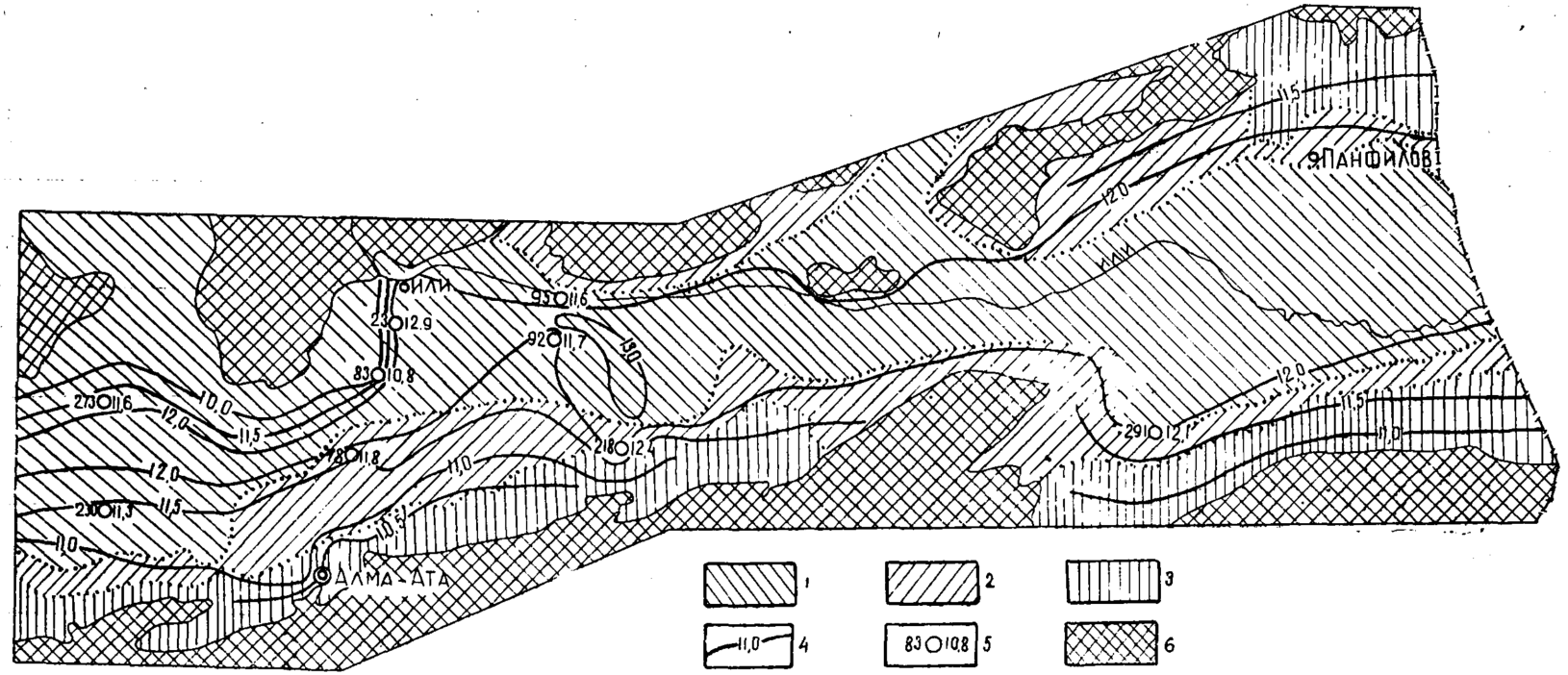


Рис. 3. Схематическая карта нейтрального слоя Илийской впадины. Глубина залега ния нейтрального слоя, *м: 1* — менее 20; *2* — от 20 до 50; *3* — более 50; *4* — изолинии температуры нейтрального слоя; *5* — скважина. Цифры у знака: слева — номер ее, справа — средняя годовая температура, °С; *6* — выходы палеозойских пород на поверхность.

На схематической карте (рис. 3) видно, что температура нейтрального слоя возрастает от бортовых частей впадины к центру от менее 10,0 до 13,5°С. Скорость нарастания температуры сокращается с удалением от областей питания подземных вод, что объясняется гидродинамическими и климатическими условиями.

На уровне постоянных годовых температур изотермы пород в общем совпадают с изотермами средних многолетних температур воздуха на поверхности земли. Однако среднегодовая температура пород всегда выше среднегодовой температуры воздуха в той же точке (табл. 4).

Таблица 4

Соотношение температур нейтрального слоя и воздуха

Пункт наблюдений	Средняя многолетняя температура, °С		Превышение температуры нейтрального слоя над температурой воздуха, °С
	нейтрального слоя	воздуха	
Каскелен	10,3	8,2	2,1
Алма-Ата	10,4	8,8	1,6
Илийский зерносовхоз	11,8	8,2	3,6
Или, ж.-д. ст.	12,1	8,8	3,3
Чилик	12,0	9,2	2,8
Дубун	12,2	8,5	3,7
Панфилов	12,7	8,8	3,9

Из данных таблицы 4 видно, что разница между средними многолетними температурами нейтрального слоя и воздуха изменяется от 1,6 до 3,6°С. Превышение температуры нейтрального слоя над среднегодовой температурой воздуха в основном обусловливается годовой амплитудой температур воздуха, а следовательно, и степенью континентальности климата. Это хорошо прослеживается в западной части Илийской впадины и в Алма-Атинской депрессии (табл. 5).

Таблица 5

Изменение разности между температурами пород и воздуха в зависимости от годовых амплитуд температур воздуха

Пункт наблюдений	Высота над ур. м., *м*	Годовая амплитуда температур воздуха, °С	Превышение температуры пород над температурой воздуха, °С
Или, ж.-д. ст.	453	37,0	3,6
Илийский зерносовхоз	650	33,5	3,0
Алма-Ата	848	30,4	1,6

Общие закономерности распределения температур нейтрального слоя на отдельных участках нарушаются разгрузкой подземных вод. К таким азональным участкам относятся районы курорта Аяк-Калкан, Николаевки, железнодорожной станции Узун-Агач, где глубина залегания нейтрального слоя колеблется от 0,0 до 5—10 *м*, а температура пород — от 14—18 (Николаевка) до 20—25°С (Аяк-Калкан).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ С ГЛУБИНОЙ

Исследование изменения температур ниже нейтрального слоя проводилось путем анализа термограмм, снятых в глубоких скважинах, и точечных измерений температур на различных глубинах.

Геотермический градиент, характеризующий изменение температуры по глубине, непостоянен как по площади, так и на глубине. Д. И. Дьяконов (1958), Б. Г. Поляк (1959) и другие исследователи отмечают, что скорость нарастания температуры с глубиной меняется не беспорядочно, а закономерно. В одних случаях она увеличивается, в других уменьшается, а иногда остается постоянной. Соответственно температурные кривые бывают выпуклыми, вогнутыми или прямыми по отношению к оси глубин.

Анализ данных по температурным измерениям в скважинах показывает, что в Илийской впадине проявляются все три типа кривых. Термограммы, снятые в скважинах, пройденных в центральной и северной частях Джаркентской, а также Алма-Атинской депрессий, относительно прямые. Они указывают на линейную зависимость температуры от глубины, обусловленную постоянством коэффициента теплопроводности при неизменной плотности теплового потока.

Термограммы вогнутой формы отмечены в южной части Джаркентской депрессии. Такой тип кривой отражает гидродинамическую зональность и объясняется, с одной стороны, выравниванием температур в верхних частях разреза, отличающихся интенсивным водообменом, а с другой — расходом тепла, идущего из недр земли, на нагрев подземных вод, циркулирующих в горных породах. Это видно на примерах скважин 3-Г* и 6-Г. В скважине 6-Г, расположенной ближе к периферии Джаркентской депрессии, где происходит интенсивное питание подземных вод, температура замерялась до глубины 2000 *м*. В результате была получена почти прямолинейная кривая изменения температуры до глубины 1280 *м*. Далее (до глубины 2000 *м*) интенсивность нарастания температуры возрастает. Так, в песчано-глинистых отложениях мела в интервале глубин 800—1000 *м* геотермический градиент составляет 2,4°С/100 *м*. С глубины 1000 до 1280 *м* в отложениях верхней части разреза юры он достигает 2,57°С/100 *м*. Наконец, в глинистой толще с прослоями песчаника в нижней части разреза юры и триаса на глубинах 1280—2000 *м* геотермический градиент повышается до 3,54°С/100 *м*. В скважине 3-Г, находящейся к северу от скважины 6-Г, с глубиной геотермический градиент также увеличивается от 2,42 (в интервале глубин 30—1480 *м*) до 3,17°С/100 *м* (на глубинах 1480—2080 *м*).

Как видно из приведенных примеров, влияние подземных вод на распределение температуры с глубиной уменьшается и на глубинах 1300—1600 *м*, судя по термограммам, уже почти не проявляется.

Кроме описанных форм кривых, на некоторых участках, где подземные воды глубокой циркуляции разгружаются по зонам тектонических нарушений, встречаются выпуклые кривые. Этот тип кривой свидетельствует об уменьшении геотермического градиента с глубиной (табл. 6).

В скважинах, расположенных в районах Николаевки, железнодорожных станций Чемолган, Узун-Агач и Карачингиль, температура воды на глубинах 10—140 *м* колеблется от 17,0 до 20°С, а на этих же глубинах в других районах Илийской впадины — от 11 до 14°С. По-

* Скважина 3-Г до снятия термограммы находилась в покое в течение одного месяца.

видимому, здесь мы также имеем дело с аномалией теплового потока, связанной со скрытой разгрузкой подземных вод по зонам тектонических нарушений, что должно быть выяснено дальнейшими исследованиями. Тем не менее можно предположить, что кривые нарастания температуры с глубиной в этих районах должны иметь выпуклую форму.

Таблица 6

Изменение геотермического градиента с глубиной

Пункт наблюдений	Глубина измерения температуры, *м*	Температура на глубине измерения, °С	Геотермический градиент, °С/100 *м*
Курорт Аяк-Калкан	105,0	16,4	20,54
	123,5	20,2	18,11
	150,0	25,0	8,16
	196,0	29,0	
Илийский зерносовхоз	20,0	10,8	—
	148,5	21,0	7,9
	174,0	22,0	4,0

Сказанное свидетельствует о непостоянстве геотермического градиента по глубине. Рассмотрим, как меняется его величина по площади Илийской впадины. Для этого определяем средний геотермический градиент по данным температурных замеров в скважинах. По термограммам выбираем возможно бóльшие интервалы на значительных глубинах, благодаря чему максимально исключается влияние многих факторов, искажающих естественное распределение температур.

На геотермической карте Илийской впадины (рис. 4) видно, что средние геотермические градиенты возрастают от бортовых частей впадины к ее центру. Например: в Джаркентской депрессии — от 1,7 до 3,5, в Алма-Атинской — от 1,5 до 4,0, в районе Калкан-Богутинского перешейка, представленного сближенными одноименными палеозойскими блоками, — от 1,6 до 4,5°С/100 *м* (табл. 7). Такое изменение геотермических градиентов во впадинах и прогибах Казахстана В. С. Жеваго (1964) объясняет влиянием на них гидродинамических условий.

Сопоставление карты геотермических градиентов с геологическими и гидрогеологическими материалами, а также с тектоникой Илийской впадины показывает, что в распределении температур в недрах впадины основную роль играют тектонический, гидродинамический и литологический факторы. Так, в районах Аяк-Калкана, Илийского зерносовхоза и в других местах, где подземные воды разгружаются по зонам тектонических нарушений, отмечаются повышенные геотермические градиенты.

Мезозой-кайнозойским отложениям региона свойственна литологическая изменчивость от бортовых частей впадины к ее центру. В предгорной части они имеют грубый состав (частые прослои гравийно-галечников, конгломератов и песчаников), а в центральной представлены песчано-глинистыми образованиями. Такое литологическое изменение осадков от периферийных частей к центру обусловливается уменьшением скорости фильтрации подземных вод и ростом теплового сопротивления пород, что создает благоприятные условия для нарастания геотермического градиента в том же направлении. Это приводит к тому, что геотермический градиент изменяется главным

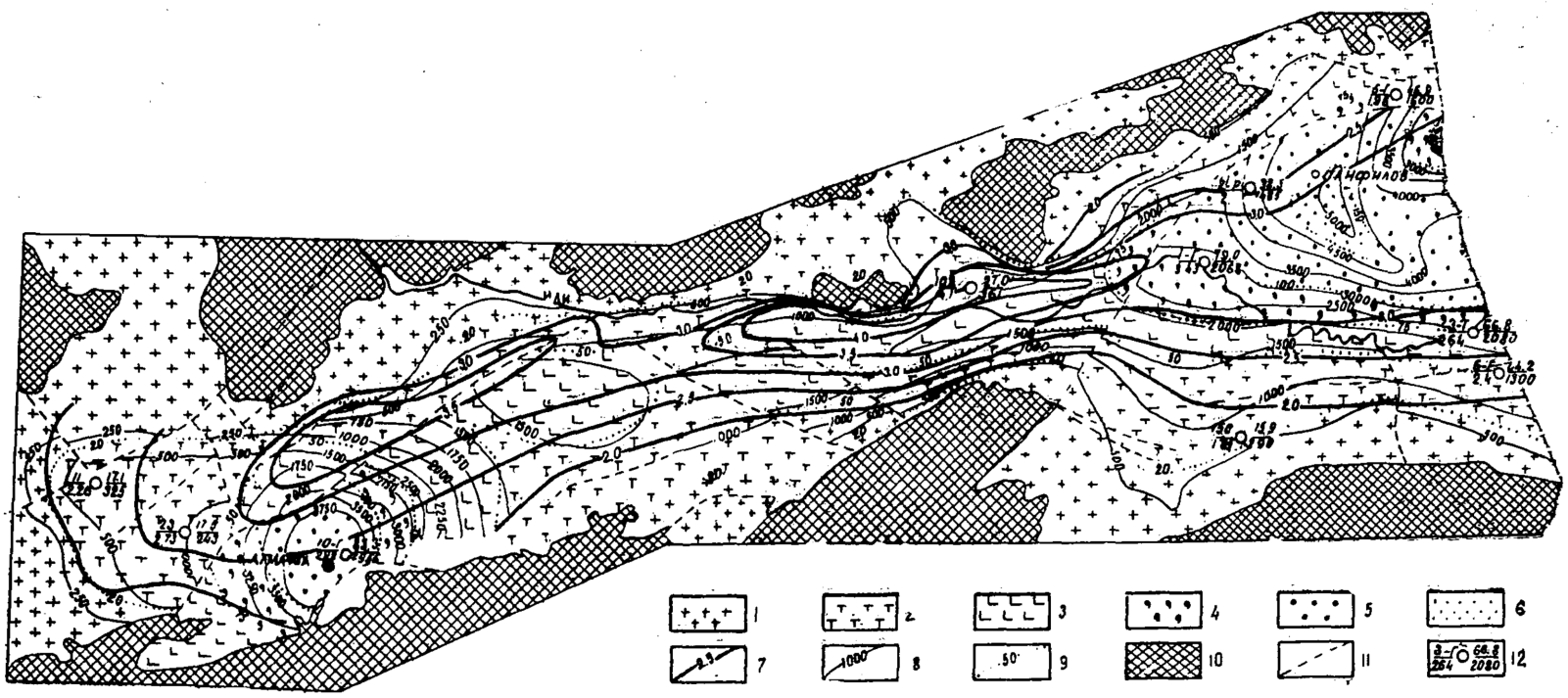


Рис. 4. Схематическая геотермическая карта Илийской впадины. Геотемпературные зоны, °С: *1* — до 20; *2* — от 20 до 50; *3* — от 50 до 75; *4* — от 75 до 100; *5* — от 100 до 150 и *6* — более 150; *7* — изолинии геотермического градиента, °С/100 *м*; *8* — изолинии глубин залегания палеозойского фундамента, *м*; *9* — граница геотемпературных зон; *10* — выходы палеозойских пород на поверхность; *11* — линия тектонического разлома; *12* — скважина. Дробь слева: числитель — номер ее; знаменатель — геотермический градиент, °С/100 *м*. Дробь справа: числитель — температура пород или воды, °С; знаменатель — глубина измерения температуры, *м*.

образом в зависимости от теплофизических свойств слагающих пород (табл. 7).

Таблица 7

Изменение средних геотермических градиентов и ступеней по площади

Пункт наблюдений	Глубина измерения температуры, *м*		Температура на глубине измерения, °С		Средний геотермический градиент, °С/100 *м*	Геотермическая ступень, *м*/°С
	от	до	от	до		
11	20	325	10,2	17,1	2,26	44
23	20	243	11,5	17,5	2,73	37
10-Г	228	2956	15,4	83,3	2,49	40
108	10	361	12,5	27,0	4,1	24
109	20	352	12,0	24,2	3,7	27
5-Г	447	1600	24,3	46,9	1,96	51
2-Р	460	1485	17,0	38,5	2,1	48
1-Г	394	2068	21,5	79,0	3,43	29
3-Г	30	2080	12,7	66,8	2,68	38
6-Г	900	1300	34,5	44,2	2,4	41
150	50	290	11,5	15,9	1,85	55

Полученные значения геотермического градиента позволяют в первом приближении рассчитать плотность тепловых потоков для различных районов Илийской впадины.

Известно, что на распределение теплового потока в верхней части земной коры (первые 3—5 *км*) большое влияние оказывают гидрогеологические условия (интенсивное охлаждение нисходящими токами подземных вод в областях питания; нагрев в областях разгрузки и в зонах подтока прогретых вод из глубоких частей впадины к поверхности земли). Наиболее сильно это воздействие проявляется в песчаных и плотных литифицированных, хорошо водопроницаемых породах и слабее — в глинистых породах. Таким образом, интенсивность теплового потока в данной точке и для определенной глубины является результатирующей многих факторов. Однако мы не располагаем данными о термических свойствах пород, слагающих впадину. Поэтому величину теплового потока приходится определять ориентировочно.

Для получения сопоставимых данных рассчитываем плотность теплового потока для двух интервалов глубин: от 0,0 до 500 и от 1500 до 2000 *м*.

Для вычисления плотности теплового потока воспользуемся приближенной формулой (Дьяконов, 1958)

$$q = \frac{\Gamma}{\xi},$$

где q — плотность теплового потока, *ккал/м² · час;*

Γ — геотермический градиент, *град/м*;

ξ — удельное тепловое сопротивление, *м · час · град/ккал,* определяемое по формуле

$$\xi = 13 \cdot \delta^{-3{,}1},$$

где

δ — плотность пород, *г/см³*.

По данным Ф. С. Рабкина (1961), плотность пород на глубинах от 0 до 500 *м* в среднем изменяется от 1,74 до 2,43, а на глубинах 1500—

2000 *м* — от 1,91 до 2,57 *г/см*^{3}. Исходя из этих данных, тепловое сопротивление пород, определенное по приведенной нами формуле, равняется соответственно 2,3—0,8 и 1,7—0,7 *м · час · град/ккал.*

Полученные в результате расчетов данные о плотности тепловых потоков сведены в таблицу 8.

Таблица 8

Плотность теплового потока для различных районов Илийской впадины

Пункт наблюдений	Интервал глубин, *м*	Геотермический градиент, *град/м*	Плотность теплового потока, *ккал/м*^{2}*·час*
Илийский зерносовхоз	20—150	0,06	0,034 —0,099
	150—200	0,04	0,0174—0,05
Скв. 11	20—350	0,0226	0,0098—0,0259
Скв. 23	20—250	0,0273	0,0119—0,034
Скв. 10-Г	150—500	0,0132	0,0057—0,0165
Аяк-Калкан	100—150	0,1841	0,079 —0,2264
	150—200	0,0816	0,0355—0,102
Скв. 108	10—400	0,041	0,0178—0,051
Скв. 109	20—350	0,037	0,0161—0,046
Скв. 5-Г	200—500	0,0181	0,0079—0,0226
Скв. 150	50—300	0,0185	0,008 —0,0231
Скв. 5-Г	1500—2000	0,0196	0,0115—0,028
Скв. 2-Р	»	0,021	0,0124—0,03
Скв. 1-Г	»	0,032	0,0188—0,0457
Скв. 3-Г	»	0,03	0,0176—0,0428
Скв. 6-Г	»	0,0311	0,0183—0,0444
Скв. 10-Г	»	0,0244	0,014 —0,035

Как видно из данных таблицы, плотность теплового потока в интервале глубин 0—500 *м* в первом приближении составляет (0,57—22,64) · 10^{-2} *ккал/м*^{2} *· час;* на глубинах от 1500 до 2000 *м* — (1,15—4,57) · 10^{-2} *ккал/м*^{2} *· час.* Наименьшая плотность отмечается в периферийных частях впадины, наибольшая — в центральной и в зоне разгрузки подземных вод глубокой циркуляции. С приближением к поверхности земли плотность теплового потока уменьшается, что объясняется главным образом расходом тепла на нагрев пород и циркулирующих в них подземных вод, поступающих из области питания. В области разгрузки плотность теплового потока, как правило, наибольшая, причем ближе к поверхности земли она увеличивается. Так, в районе Аяк-Калканских минеральных источников плотность теплового потока при изменении глубины от 200 до 100 *м* возрастает от (3,55—10,2) · 10^{-2} до (7,9—22,64) · 10^{-2} *ккал/м*^{2} *· час.* На территории Илийского зерносовхоза при уменьшении глубины от 200 до 20 *м* она повышается от (1,74—5,0) · 10^{-2} до (3,4—9,9) · 10^{-2} *ккал/м*^{2} *· час.*

Для характеристики температурного режима впадины большое значение имеет также распределение температур по кровле палеозойского фундамента. Поскольку этот фундамент, по данным геофизических исследований, залегает на глубинах 4,0—5,5 *км,* большинство скважин не дошло до фундамента, температуры на его кровле определялись по средним геотермическим градиентам и глубинам залегания палеозойских пород.

На рисунке 4 видно, что температуры на кровле палеозойского фундамента изменяются в зависимости от глубины его залегания (0,5—5,5 *км*) от 8—15 до 155—165°С. Но повышение температуры не везде пропорционально увеличению глубины: от периферийных частей впадины к ее центру интенсивность нарастания температуры с глубиной возрастает. Поэтому на одних и тех же глубинах в пределах впадины наблюдаются различные температуры, что можно проиллюстрировать на примере двух скважин. Так, в структурной скважине 3-Г, расположенной в периферийной части впадины, на глубине 2000 *м* температура равна 62°С, а в опорной скважине 1, находящейся у Борохудзирской переправы (в центральной части), на той же глубине она увеличивается до 70°С.

В. С. Жеваго (1964) на основании обобщения имеющихся материалов по температурным измерениям во впадинах и прогибах Казахстана выделил геотемпературные зоны, каждая из которых отличается своими особенностями. Руководствуясь при этом положениями Ф. А. Макаренко (1956), Б. Ф. Маврицкого (1960, 1962), он принял следующие интервалы геотемпературных зон (°С): 1 — до 20 (с холодными водами); 2 — от 20 до 50 (с субтермальными водами); 3 — от 50 до 75 (с термальными водами); 4 — от 75 до 100 (с высокотермальными водами); 5 — свыше 100 (с перегретыми водами).

Анализ температурных данных показывает, что в Илийской впадине проявляются все пять геотемпературных зон. Заметим, что геотемпературные зоны не приурочены к определенным стратиграфическим комплексам, а захватывают ряд независимо от их стратиграфических границ. Это вполне объяснимо, если учесть, что мощность отдельных комплексов и глубина их залегания резко колеблются.

Первая геотермическая зона (0—20°С) распространена по всей территории Илийской впадины. Нижняя ее граница проходит на глубине от 600—800 *м* в бортовых частях Джаркентской и в южной части Алма-Атинской депрессий до 250—350 *м* в центральной части впадины. В районах разгрузки подземных вод (Аяк-Калкан, Илийский зерносовхоз и др.) мощность зоны варьирует от 0,0 до 150 *м*; в нее попадают водовмещающие породы четвертичного возраста. Первой зоне, в отличие от других геотемпературных зон, свойственны наиболее низкие значения плотности теплового потока, что обусловлено влиянием активного водообмена.

Вторая геотемпературная зона (20—50°С) в мезозой-кайнозойских осадочных отложениях имеет значительно меньшую площадь развития, чем первая, и прослеживается до глубины 1500—2100 *м* в Алма-Атинской депрессии и до 1700—1800 *м* в бортовых частях Джаркентской депрессии, а в ее центральной части и в районе Калкан-Богутинского перешейка — соответственно до глубины 1300—1400 и 1000—1200 *м*. В эту зону входит комплекс водонасыщенных пород неогена и палеогена, а в южной части Джаркентской депрессии — еще мела, юры и триаса. Здесь интенсивно протекает и в основном заканчивается восстановление сульфатов и выпадение из водных растворов труднорастворимых солей кальция и магния, идет накопление органического азота, усиливаются реакции обмена и обменно-абсорбционных процессов. Все это способствует интенсивной метаморфизации подземных вод. Во второй и нижележащих зонах с увеличением температуры резко уменьшается вязкость воды, что обусловливает бо́льшую подвижность растворов (Ф. А. Макаренко, 1961).

Третья геотемпературная зона (50—75°С) прослеживается до глубины 3100—3200 *м* на южном борту Алма-Атинской депрессии и

2500—2600 *м* в центральной ее части, а в периферийных и центральной частях Джаркентской депрессии — соответственно до глубины 2500—3000 и 2000—2300 *м*. Мощность этой зоны в Алма-Атинской депрессии изменяется от 1100 до 500 *м*, в Джаркентской — от 900 до 600 *м*. Минимальная мощность наблюдается в центральных частях депрессий. В зону попадают отложения неогена и палеогена (Алма-Атинская депрессия) и более древние породы юры и триаса (периферийные части Джаркентской депрессии). В третьей зоне получают дальнейшее развитие те процессы, которые возникли в предыдущих зонах. Здесь происходит свертывание белка, в связи с чем снижается роль биохимических процессов, усиливается метаморфизация органического вещества (преобразование его в углеводороды) и подземных вод.

Четвертая геотемпературная зона (75—100°С) отмечается в Джаркентской и в центральной части Алма-Атинской депрессий. Глубина залегания подошвы зоны в Алма-Атинской депрессии изменяется с юга на север от 3800 до 3300—3200 *м*, в Джаркентской — от 3100—3400 в периферийных до 2900—2800 *м* в центральных частях. Мощность зоны колеблется от 700 до 1000 *м* в Алма-Атинской и от 700 до 900 *м* в Джаркентской депрессиях. В эту зону входят палеогеновый и меловой комплексы (Алма-Атинская депрессия), палеогеновый, меловой, юрский и триасовый комплексы (бортовые части Джаркентской депрессии) и неогеновый комплекс (центральная часть Джаркентской депрессии).

Пятая геотемпературная зона (более 100°С) прослеживается лишь в наиболее погруженных частях Алма-Атинской и Джаркентской депрессий. Глубина залегания этой зоны в западной части Алма-Атинской впадины изменяется с юга на север от 3800 до 3300—3200 *м*, в Джаркентской депрессии — от 3100—3400 *м* в периферийных до 2900—2800 *м* в центральных частях. Мощность зоны колеблется от 0—300 до 1500—2000 *м* в зависимости от глубины залегания палеозойского фундамента. Максимальная температура зоны достигает 155—165°С (Джаркентская депрессия).

Выводы

1. Температурный режим слоя годовых температурных амплитуд в основном зависит от гидродинамического и климатического факторов, а также от рельефа. С продвижением от периферийных частей впадины (области питания) к ее центру (области развития и разгрузки) глубина залегания нейтрального слоя уменьшается от 100—50 до 20—15 *м*, а температура возрастает от 9,0 до 13,5°С. На общем фоне уменьшения глубины залегания нейтрального слоя в указанном направлении намечаются более или менее резкие скачки, связанные с местными очагами питания или разгрузки подземных вод. В первом случае глубина залегания нейтрального слоя увеличивается, а во втором уменьшается. Таким образом, результаты температурных исследований в слое годовых температурных амплитуд могут использоваться как дополнительный показатель направления движения подземных вод и определения их областей питания и разгрузки.

2. Закономерности в распределении значений геотермического градиента по территории впадины позволяют увязать их с характером изменения градиента по глубине в целом. Как подчеркивалось, вогнутые кривые приурочены к южной части Джаркентской депрессии, где происходит интенсивный водообмен, а прямые отмечаются в ее центральной части и в Алма-Атинской депрессии. Вогнутая форма темпе-

ратурных кривых отражает гидродинамическую зональность и обусловлена, с одной стороны, выравниванием температур в верхних частях разреза, отличающихся интенсивным водообменом, а с другой — расходом тепла на нагрев вод, циркулирующих в горных породах. Преобладание в центральных частях Джаркентской и Алма-Атинской депрессий кривых прямого типа свидетельствует о том, что здесь горные породы обладают постоянным коэффициентом теплопроводности при неизменной плотности теплового потока. Выпуклые кривые, наблюдаемые на участках разгрузки подземных вод глубокой циркуляции по зонам тектонических нарушений, указывают на уменьшение геотермического градиента в результате выравнивания температуры по вертикальному разрезу.

3. Средний геотермический градиент по площади колеблется от 1,5 до 4,5°С/100 *м*. Плотность теплового потока изменяется от $(1{,}15—2{,}8)\cdot 10^{-2}$ до $(1{,}88—4{,}57)\cdot 10^{-2}$ *ккал/м²·час*. Наименьшие величины этих двух показателей отмечаются в областях питания, а наибольшие — в областях скрытой разгрузки подземных вод и в областях их застойного режима.

4. В Илийской впадине, в толще мезозой-кайнозойских отложений, установлено пять геотемпературных зон: 1) до 20°; 2) 20—50°; 3) 50—75°; 4) 75—100° и 5) свыше 100°С. Наибольшее площадное развитие получила первая геотемпературная зона, наименьшее — пятая.

На положение границ геотемпературных зон основное влияние оказывает гидродинамический фактор, воздействие которого прослеживается до глубины 1600 *м*, реже более. Этот фактор влияет также на распределение глубин залегания и мощностей зон по площади, поэтому наибольшие глубины залегания и мощности зон наблюдаются в периферийных частях впадины, а наименьшие — в центральной.

ЛИТЕРАТУРА

Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958.

Жеваго В. С., Кудрявцев Г. М. Геотермические условия Казахстана и перспективы использования термальных вод. Труды КазИМС, вып. 3, 1960.

Жеваго В. С. Термальные и минеральные воды Казахстана. В кн.: «Гидрогеология аридных зон». М., «Недра», 1964.

Маврицкий Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн (гидрогеология, геотермия и палеогидрогеология). Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, т. XXXIX, 1962.

Макаренко Ф. А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. Труды Первого Всесоюзного совещания по геотермическим исследованиям, т. II, 1961.

Огильви А. Н. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. М., 1932.

Огильви Н. А. Вопросы теории геотермических полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. Труды Первого Всесоюзного совещания по геотермическим исследованиям, т. 1, 1959.

Огильви Н. А. Нейтральный слой в геотемпературном поле и методы определения его температуры. В кн.: «Геотермические исследования и использование тепла земли». М., «Наука», 1966.

Покровский В. А. Геотермические условия подземных вод на территории Европейской части СССР. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, т. XXXXII, 1962.

Поляк Б. Г. О геотермическом градиенте русской платформы. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, т. XXXXII, 1962.

Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны (на примере юго-запада СССР). Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, т. XXXXV, 1962.

Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. М., «Недра», 1966.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.3

Н. М. БОНДАРЕНКО

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ ПРИСЫРДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Присырдарьинская впадина имеет вытянутую форму и протягивается вдоль р. Сыр-Дарьи с юго-востока на северо-запад. С востока, юга и запада она ограничена западными отрогами Тянь-Шаня, а на северо-западе открыта в сторону Аральского моря. На территории впадины (в пределах Казахской ССР) геофизическими и геологоразведочными работами выявлено более 60 положительных и отрицательных структур второго и третьего порядков. Здесь же расположены три крупные депрессии: Приташкентская, Кызылкумская и Восточно-Приаральская.

Приташкентская депрессия размещена в юго-восточной части впадины. Глубина залегания палеозойского фундамента в ней достигает 2500 *м*, наиболее погруженная ее часть находится на территории Узбекской ССР.

Кызылкумская депрессия занимает центральную часть впадины. Внутри этой депрессии сосредоточено пять крупных прогибов: Жаугашский, Бардинский, Ергашкудукский, Байраккумский и Арысский. Глубина залегания кровли палеозойского фундамента в них колеблется от 1750 до 3250 *м*, а наибольшее его погружение отмечено в Арысском прогибе.

Восточно-Приаральская депрессия расположена на юго-восточном побережье Аральского моря, воды которого покрывают наиболее погруженную ее часть.

Ко всем указанным депрессиям приурочены артезианские бассейны второго порядка одноименного названия. Поскольку артезианские бассейны имеют гидравлическую связь между собой и единую область питания и разгрузки, они объединены нами в артезианский бассейн первого порядка под общим названием Присырдарьинского.

Описываемая территория относится к резко континентальной климатической зоне, характеризующейся длительным жарким и сухим летом, большими амплитудами колебания годовых и суточных температур воздуха, скудностью и весьма неравномерным распределением годового количества атмосферных осадков.

Средние многолетние температуры воздуха на всей территории положительные и возрастают с северо-запада на юго-восток от 6,7 (г. Аральск) до 13,3°С (ст. Чингильды). Кроме того, наблюдается увеличение этих температур от 8,0 до 13,5°С с удалением от предгорий Каратау в глубь пустыни Кызылкум. В том же направлении годовая сумма атмосферных осадков изменяется от 90—110 *мм* (северо-запад) до 300—400 *мм* (юго-восток). Наибольшее количество их выпадает в

горах Каратау (450—500 *мм/год*). Несмотря на небольшое количество осадков, описываемая территория отличается высокой испаряемостью, достигающей на левобережье р. Сыр-Дарьи 1750 *мм* в год, что в 10—15 раз превышает годовую сумму осадков.

В геологическом строении Присырдарьинской впадины из слабодислоцированных осадков мезозоя и кайнозоя принимают участие породы четвертичного, неогенового, палеогенового, мелового, юрского, а на северо-западе впадины — и триасового возраста. Суммарная мощность этих отложений колеблется от нескольких десятков метров в предгорьях юго-западных склонов Каратау до 3250 *м* в наиболее погруженной части Кызылкумской депрессии (Арысский прогиб). Вся толща заключает в себе целый ряд водоносных горизонтов и комплексов с зонами грунтовых и напорных вод. Водосодержащими породами являются преимущественно песчанистые разности различного гранулометрического состава. Основная область питания рассматриваемого артезианского бассейна находится в западных отрогах Тянь-Шаня. Источником питания служат атмосферные осадки, проникающие в водопроницаемые породы на участках выхода последних на дневную поверхность. Подпитывание водоносных горизонтов происходит за счет подземного стока трещинных вод палеозойских пород в местах контактирования их с тем или иным водоносным горизонтом (комплексом). Разгружаются термальные воды Присырдарьинского артезианского бассейна в основном в Аральском море. Имеются и местные очаги разгрузки в виде эрозионных «окон», а также по глубинным разрывным нарушениям в вышележащие водоносные горизонты. Значительную роль в разгрузке подземных вод меловых отложений играют фонтанирующие скважины, из которых, по предварительным подсчетам, бесцельно изливается около 2 $м^3/сек$ пресных и слабоминерализованных подземных вод.

Геотермические условия впадины освещаются в работах В. С. Жеваго (1960, 1963) при характеристике территории всего Казахстана. Этот весьма сложный и обширный вопрос, так же как и вопрос о формировании химического состава подземных вод, является самостоятельной темой исследований и поэтому нами не описывается. Ниже дается характеристика термальных вод в стратиграфической последовательности водовмещающих пород на основании анализа и обработки более 400 проб воды.

ВОДЫ НЕОГЕН-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Неоген-палеогеновые отложения в Присырдарьинском артезианском бассейне распространены очень широко. Они отсутствуют лишь в предгорьях Каратау, на Джусалинском (Нижнесырдарьинском) поднятии и в Приташкентских Чулях.

В неоген-палеогене водовмещающими породами на большей части территории служат пески различного гранулометрического состава, переслаивающиеся с песчаниками и глинами, содержащими линзы и прослои гипса. Ближе к хр. Каратау водоносные породы сложены разнозернистыми гравелистыми песками, гравийно-галечниками и реже конгломератами с прослоями глин, суглинков и супесей.

Термальные воды неоген-палеогеновых отложений развиты лишь в юго-восточной части впадины, в Кызылкумской и Приташкентской депрессиях. Здесь глубина залегания водоносных горизонтов с термальной водой изменяется от 190 *м* на юго-западном склоне хр. Каратау до 1000—1500 *м* в юго-восточной части впадины. Водоносные

горизонты напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются на 10—25 *м* ниже поверхности земли, а в пониженных участках рельефа — до 3,5 *м* выше ее. Водообильность водовмещающих пород неравномерная. Вблизи области питания удельные расходы скважин достигают 2,0—1,5 *л/сек*, а с удалением от нее они уменьшаются до 0,5—0,1 *л/сек* и даже менее. По химическому составу воды весьма пестрые: преобладают гидрокарбонатные, сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные* кальциево-натриевые воды с минерализацией до 3 *г/л*. На участках, где в подошве водоносных горизонтов залегают загипсованные глины, химический состав вод меняется на хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный натриевый, а минерализация повышается до 3—10 *г/л*. Газовый состав подземных вод не изучен.

Анализ и обработка температурных замеров воды и термокаротажного материала по скважинам показывают, что в Присырдарьинской впадине в отложениях неоген-палеогена могут быть вскрыты воды с температурой от 20 до 50—60°С. Причем наибольшая температура воды ожидается в Приташкентской депрессии, где водоносные горизонты залегают на глубинах 1400—1500 *м*.

ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Верхнемеловые отложения во впадине распространены повсеместно и отсутствуют лишь на отдельных участках Нижнесырдарьинского поднятия, где осадки этого возраста размыты. В верхнемеловых отложениях термальные воды содержатся в песчанистых разностях пород сенона, турона и сеномана на глубинах более 180—200 *м*.

Воды сенонских отложений. На описываемой территории сенонских отложений нет лишь в самой предгорной части юго-западных склонов Каратау, в Приташкентских Чулях и на Каратауском поднятии, где на поверхность выведены осадки турона, а также на отдельных участках Нижнесырдарьинского поднятия. Воды этих отложений изучены наиболее полно особенно в северо-западной части впадины. Водовмещающими породами служат хорошо отсортированные пески от тонко- до среднезернистых преимущественно кварцево-полевошпатового состава и песчаники на известковистом или глинистом цементе, которые в предгорьях юго-западных склонов Каратау переходят в крупнозернистые пески и гравийно-галечники. В кровле водоносного горизонта залегают хорошо выдержанные по площади глинистые осадки неоген-палеогена или датского яруса, в подошве — глины сенона или турона. Мощность водоносного горизонта изменяется в широких пределах — от 4—5 (реже меньше) до 120 *м*. В северо-западной части Присырдарьинской впадины суммарная мощность водовмещающей толщи обычно не более 70 *м*, увеличивается она с удалением от Нижнесырдарьинского поднятия в сторону Аральского моря. В юго-восточной части впадины суммарная мощность обводненной толщи возрастает с приближением к хр. Каратау. Так, например, на левобережье р. Сыр-Дарьи она обычно не превышает 20—40 *м*, в районе ст. Арысь — 40—60 *м*, а вблизи юго-западных склонов Каратау достигает 80—120 *м*, где почти вся толща сенонских отложений обводнена.

Глубина залегания водоносных горизонтов с температурой воды более 20°С колеблется от 180—200 *м* (Юго-Восточное Приаралье, предгорья Каратау, Букантау, Приташкентские Чули, Каратауское

* Здесь и в дальнейшем название химического состава подземных вод дается от большего процентного содержания к меньшему.

поднятие) до 1600—1700 *м* (Приташкентская депрессия). Наличие в кровле водоупорных пород способствует формированию в сенонских отложениях (на большей части территории) водоносного горизонта напорного типа. Пьезометрические уровни воды в зависимости от рельефа местности устанавливаются от 1—30 *м* ниже поверхности земли (предгорья Каратау, Нижнесырдарьинское поднятие) до 10—20 *м* выше ее. Иногда напоры достигают 35—43 *м* выше поверхности земли (Арысский прогиб). Скважины, пробуренные на равнинной части, как правило, дают самоизливающуюся воду с расходом от 0,1—0,4 (реже менее) до 56 *л/сек*. Расходы родников обычно не превышают 1,0—1,5 *л/сек*. Удельные же расходы скважин варьируют от сотых долей до 1,8 *л/сек*, что связано не только с литологическим составом водовмещающих пород, но и с мощностью водоносного горизонта. Преобладающие удельные дебиты водопунктов 0,1—1,0 *л/сек*. По данным лабораторных исследований, открытая пористость песчаников в Арысском прогибе составляет 25—30% и только в редких случаях уменьшается до 18—20% (Ахмедсафин и др., 1965).

Минерализация вод сенонских отложений возрастает с удалением от областей питания к областям разгрузки от 0,4—0,5 до 1,7—2 *г/л*, реже более. Лишь на Нижнесырдарьинском поднятии, где осадки образуют мульдообразные прогибы с затрудненными условиями водообмена, минерализация вод повышается до 3—10 *г/л* и более (рис. 1).

Химический состав подземных вод описываемых отложений изменяется от гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного кальциево-магниевого (в областях питания) до хлоридного натриевого (Юго-Восточное Приаралье). На большей части территории воды сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, а по газовому составу — азотные.

Температурные замеры воды у пласта или на глубинах, близких к глубинам залегания водоносного горизонта, имеются лишь для некоторых скважин в Кызылкумской и Приташкентской депрессиях. Большинство же скважин, вскрывших термальные воды сенонских отложений, характеризуется данными о температуре воды на изливе, которая варьирует от 17—30° на северо-западе до 41—55°С на юго-востоке впадины. Температура воды сенонских отложений зависит от глубины вскрытия водоносного горизонта и удаленности его от региональных или местных областей питания. Определенную роль играют также и глубинные разломы, по которым более нагретые воды нижележащих водоносных горизонтов поступают в вышележащие и, смешиваясь с ними, создают аномальные температурные участки.

Самая низкая температура воды (до 20°С) отмечается вблизи региональных и местных областей питания (юго-западные склоны Каратау, Каратау, Букантау и Приташкентские Чули), где водоносные горизонты залегают на глубинах до 180—200 *м*. Наиболее широко распространены холодные воды на Нижнесырдарьинском поднятии и к западу от него, где водоносные горизонты находятся на глубинах до 150—180 *м*. На остальной территории Восточно-Приаральской депрессии подземным водам сенонских отложений свойственна температура от 20 до 30°С. Самая высокая температура (30,2°С) получена с глубины 325 *м* из скважины 157, расположенной в 75 *км* к западу от г. Кзыл-Орды.

В Кызылкумской депрессии температура воды сенонских отложений возрастает от 20—30 до 50—55°С не только с удалением от бортовых частей, но и по мере продвижения с северо-запада на юго-восток. Это связано не только с увеличением глубины залегания водоносного

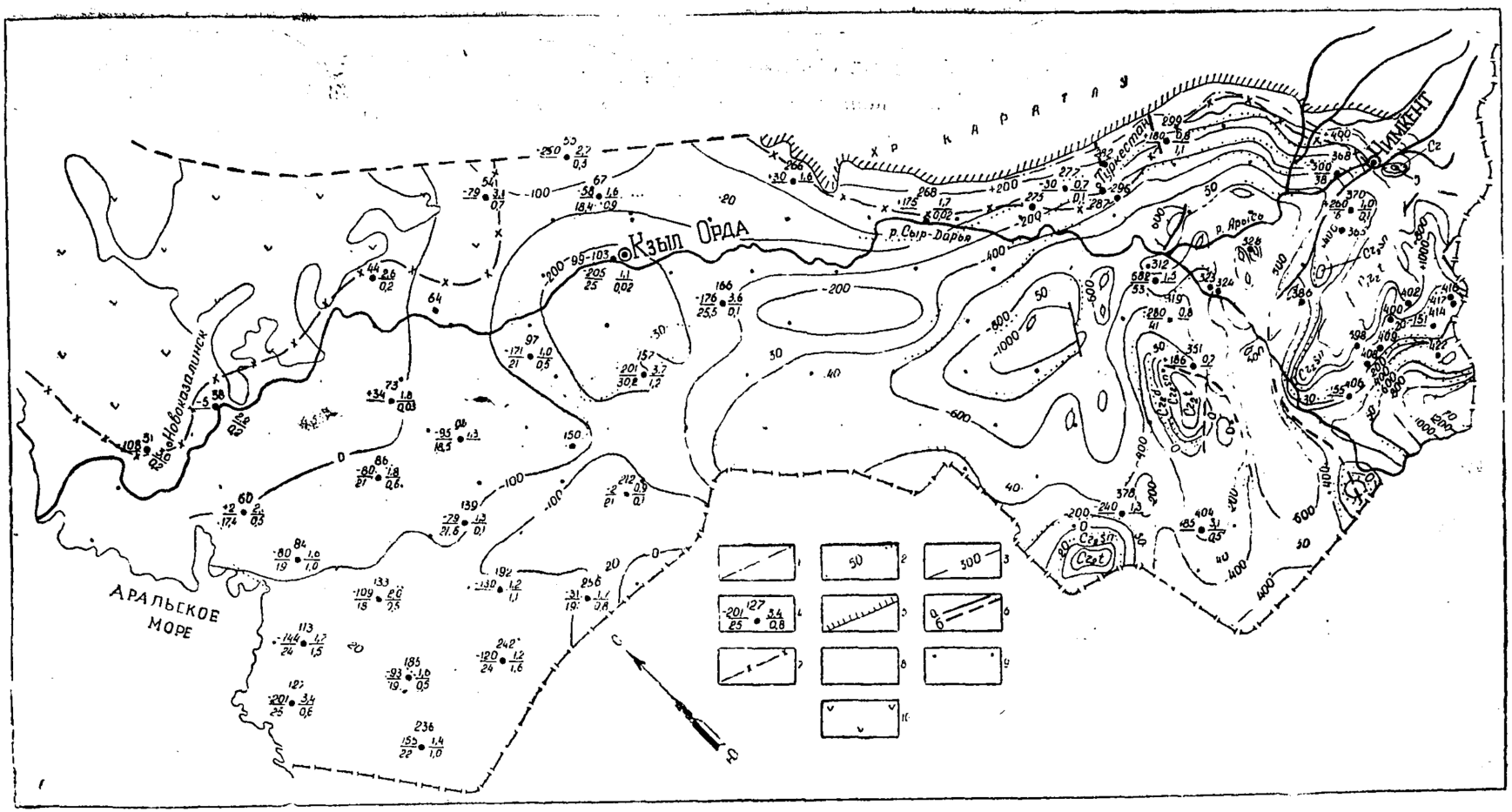


Рис. 1. Схематическая гидротермическая карта сенонского водоносного горизонта. *1* — граница распространения сенонских отложений; *2* — изолинии температуры воды у кровли водоносного горизонта, °С; *3* — изолинии кровли сенонского водоносного горизонта, *м*; *4* — скважина. Слева от знака: числитель — отметка кровли водоносного горизонта, знаменатель температура воды, °С; сверху знака — номер скважины; справа: числитель — минерализация воды, *г/л*, знаменатель — удельный дебит скважины, *л/сек*; *5* — область отсутствия отложений мезозой-кайнозоя; *6* — линии тектонических нарушений: *а* — установленные, *б* — предполагаемые (по данным геофизики); *7* — граница вод различной минерализации. Минерализация подземных вод, *г/л*: *8* — до 1; *9* — от 1 до 3; *10* — от 3 до 10.

горизонта, но также и с уменьшением геотермической ступени. В юго-западной части депрессии немаловажную роль играют крупные тектонические разломы, по которым происходит интенсивный отток тепла из более глубоких горизонтов, на что указывает температура подземных вод. Между этими разломами температура +50°С устанавливается на отметках около — 400 и — 500 *м*, в то время как в центральной части депрессии такая же температура имеется на отметках около — 900 *м* при разности отметок рельефа до 200 *м*.

В Приташкентской депрессии температура кровли сенонского водоносного горизонта нарастает с удалением от хребтов Угамского и Коржантау, а также Приташкентских Чулей. Наиболее интенсивно повышается она с удалением от Чулей на юго-запад, что объясняется увеличением глубины залегания водоносного горизонта и высокими значениями геотермических градиентов по сравнению с остальной частью депрессии. Здесь из верхних горизонтов сенона можно получить воду с температурой от 20 до 70—75°С при глубинах залегания соответственно от 200 до 1600—1700 *м*.

Воды туронских отложений. Отложения туронского возраста в Присырдарьинском артезианском бассейне распространены наиболее широко и представлены преимущественно пестроцветной глинистой толщей мощностью до 400 *м*, среди которой имеются обводненные линзы и прослои песчаников, песков различной зернистости, а ближе к горам — гравелитов. Мощность водовмещающих пород варьирует от 1 до 36 *м* и лишь в отдельных скважинах увеличивается до 61 *м* (Арысский прогиб). Обычно водоносные горизонты приурочены к нижней части разреза, верхняя же часть глинистая. Подземные воды описываемых отложений вскрываются на глубинах от нескольких метров в антиклинальных структурах и вблизи хр. Каратау до 1300 *м* в синклинальных прогибах Кызылкумской депрессии. Водоносные горизонты, как правило, напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются от 1—30 *м* ниже поверхности земли (предгорья Каратау, Восточное Приаралье) до 100—110 *м* выше ее (Арысский прогиб, скв. 323, 324). Общее уменьшение абсолютных отметок пьезометрических уровней происходит с юго-востока на северо-запад. Водообильность пород незначительная. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,1 до 1,0 *л/сек*. Минерализация подземных вод в юго-восточной части впадины (Кызылкумская и Приташкентская депрессии) изменяется в основном от 0,5 до 1,6 *г/л* и лишь в отдельных скважинах повышается до 1,7—2,1 *г/л*. В северо-западной части впадины воды, как правило, обладают повышенной минерализацией (до 4 *г/л*). Ионно-солевой состав подземных вод также неодинаков по площади: в Приташкентском районе — преимущественно гидрокарбонатный натриевый, в Кызылкумской и Восточно-Приаральской депрессиях — сульфатно-хлоридный натриевый (табл. 1).

Температурные замеры воды у пласта по водоносному горизонту, приуроченному к туронским отложениям, не производились. Имеются лишь замеры температуры воды на изливе, которая изменяется от 18° (при глубине вскрытия водоносного горизонта 94 *м* и расходе скважин 7,7 *л/сек*) до 55°С (при глубине залегания водоносного горизонта 986 *м* и расходе скважин 36 *л/сек*).

Воды сеноманских отложений. Сеноманские отложения на описываемой территории распространены повсеместно. Выходы их на дневную поверхность известны в виде останцев в предгорьях Каратау, а также в Приташкентских Чулях, а на остальной территории перекрыты осадками более молодого возраста. Представле-

Таблица 1

Химический состав вод туронских отложений

№ скважины	Глубина залегания кровли водоносного горизонта, *м*	Расход скважины, *л/сек*	Температура воды, °С	Химический состав воды*
64	94,8	—	18,2	$M_{1,7}\frac{S^{45}_{0,54}\,Cl^{40}_{0,36}}{Na^{93}_{0,54}}$
103	325	9,1	—	$M_{1,1}\frac{S^{44}_{0,34}\,C^{32}_{0,31}}{Na^{93}_{0,34}}$
150	94	7,7	18	$M_{1,6}\frac{S^{48}_{0,53}\,Cl^{36}_{0,30}}{Na^{95}_{0,50}}$
275	145	1,1	—	$M_{2,1}\frac{S^{45}_{0,69}\,Cl^{40}_{0,45}}{Na^{57}_{0,41}Ca^{28}_{0,17}}$
296	—	21,0	37	$M_{0,5}\frac{C^{48}_{0,22}\,S^{34}_{0,13}}{Na^{41}_{0,07}Ca^{37}_{0,06}}$
323	986	36,0	55	$M_{1,4}\frac{S^{41}_{0,40}\,Cl^{33}_{0,23}\,C^{26}_{0,32}}{Na^{75}_{0,36}}$
365	685	2,5	34	$M_{1,2}\frac{S^{55}_{0,48}\,Cl^{32}_{0,21}}{Na^{36}_{0,15}Mg^{36}_{0,08}Cl^{28}_{0,10}}$
386	427	1,3	26	$M_{1,0}\frac{C^{38}_{0,33}\,S^{38}_{0,26}\,Cl^{34}_{0,12}}{Na^{62}_{0,20}}$
398	645	1,2	—	$M_{0,9}\frac{C^{66}_{0,45}\,S^{19}_{0,11}Cl^{15}_{0,06}}{Na^{97}_{0,26}}$
422	1133	16,0	46,5	$M_{1,1}\frac{C^{74}_{0,63}\,S^{15}_{0,10}\,Cl^{11}_{0,06}}{Na^{96}_{0,31}}$

* Здесь и в дальнейших таблицах химический состав воды выражен в виде формулы Курлова, видоизмененной У. М. Ахмедсафиным и Ж. С. Сыдыковым (1961).

ны они песчано-глинистыми отложениями. Водоносными являются пески различного механического состава и песчаники, а в предгорной части — галечники и конгломераты, в кровле которых залегают хорошо выдержанные по площади глины низов турона. Среди сеноманских отложений выделяется от одного до трех водоносных горизонтов, разобщенных глинами и аргиллитами. Суммарная мощность водосодержащих пород колеблется от нескольких до 70 *м*, причем большего своего значения она достигает в погруженной части Арысского прогиба.

Глубина залегания водоносных горизонтов варьирует от нескольких метров в местах выхода отложений на дневную поверхность до 1600 *м* в Арысском прогибе. На Нижнесырдарьинском поднятии водо-

Таблица 2

Химический состав вод сеноманских отложений

№ скважины	Глубина залегания кровли водоносного горизонта, *м*	Расход скважины, *л/сек*	Температура воды, °С	Химический состав воды
100	391	5,4	25	$M_{1,2}\frac{S^{45}_{0,36}\,Cl^{31}_{0,19}\,C^{24}_{0,24}}{Na^{94}_{0,36}}$
282	245	25,0	—	$M_{1,1}\frac{S^{51}_{0,42}\,Cl^{27}_{0,16}\,C^{22}_{0,23}}{Ca^{42}_{0,14}Na^{33}_{0,13}\,Mg^{25}_{0,05}}$
287	400	0,9		$M_{0,9}\frac{C^{59}_{0,46}Cl^{30}_{0,14}\,S^{11}_{0,06}}{Na^{60}_{0,18}Ca^{21}_{0,05}Mg^{19}_{0,03}}$
323	1440	1,0	45 (на устье)	$M_{6,8}\frac{S^{50}_{2,51}\,C^{45}_{1,64}}{Na^{88}_{2,13}}$
324	1445	14,3	86	$M_{1,8}\frac{S^{41}_{0,50}Cl^{31}_{0,29}\,C^{28}_{0,43}}{Na^{91}_{0,54}}$
324	1548	14,3	—	$M_{8,6}\frac{S^{52}_{3,32}Cl^{44}_{2,07}}{Na^{86}_{2,62}Ca^{11}_{0,29}}$
324	1589	7,8	86	$M_{1,7}\frac{S^{37}_{0,43}Cl^{35}_{0,31}\,C^{28}_{0,41}}{Na^{94}_{0,03}}$
328	465	—	—	$M_{1,5}\frac{S^{44}_{0,48}Cl^{34}_{0,28}\,C^{22}_{0,32}}{Na^{55}_{0,3}\,Mg^{28}_{0,08}Ca^{17}_{0,08}}$
400	824	—	34,5	$M_{0,6}\frac{C^{51}_{0,24}Cl^{27}_{0,07}\,S^{22}_{0,08}}{Na^{59}_{0,10}Mg^{22}_{0,02}Ca^{19}_{0,03}}$
402	470	14,4	—	$M_{0,5}\frac{C^{45}_{0,22}\,S^{31}_{0,12}Cl^{24}_{0,07}}{Ca^{35}_{0,06}Mg^{34}_{0,03}Na^{31}_{0,06}}$
406	930	0,3	29,5 (на устье)	$M_{1,8}\frac{C^{60}_{0,85}\,S^{27}_{0,31}Cl^{13}_{0,11}}{Na^{96}_{0,52}}$
408	982	3,3	40,1	$M_{1,3}\frac{C^{80}_{0,77}\,S^{14}_{0,11}}{Na^{99}_{0,35}}$
409	740	11,2	35	$M_{0,7}\frac{C^{60}_{0,32}\,S^{20}_{0,08}Cl^{20}_{0,06}}{Na^{94}_{0,19}}$
414	934	9,6	41 (на устье)	$M_{0,5}\frac{S^{37}_{0,12}\,C^{35}_{0,14}Cl^{28}_{0,07}}{Na^{65}_{0,11}Ca^{23}_{0,03}Mg^{12}_{0,01}}$
416	817	14,2	50	$M_{0,5}\frac{C^{50}_{0,20}\,S^{31}_{0,10}Cl^{19}_{0,05}}{Na^{38}_{0,06}Ga^{36}_{0,05}Mg^{26}_{0,02}}$

нсный горизонт вскрыт скважинами на глубинах 25—63 *м*, в Приташкентской депрессии — на глубинах до 1000—1137 *м* и в Арысском прогибе — на глубине 1589 *м*.

Наблюдается общая закономерность в увеличении глубин залегания водоносных горизонтов от периферии к центральным частям депрессий. Воды напорные, пьезометрические уровни их устанавливаются от 3—6 *м* ниже поверхности земли (северо-западная часть впадины) до 50—100 *м* выше ее (Арысский прогиб). Наибольшие напоры зафиксированы в Приташкентской депрессии, где пьезометрические уровни в отдельных скважинах находятся на 170 *м* выше поверхности земли (скв. 416). В целом же отмечается падение пьезометрических уровней с юго-востока на северо-запад, а также от периферии к осевой части впадины.

Водообильность водовмещающих пород очень пестрая. Удельные расходы скважин в зависимости от механического состава водовмещающих пород и мощности их изменяются от 0,1 до 2,5 *л/сек*, а обычно не превышают 1,0 *л/сек*.

В предгорьях Каратау и на северо-востоке Приташкентской депрессии воды, как правило, пресные с минерализацией до 1,0 *г/л*, а на остальной территории они слабосолоноватые с суммой солей от 1,0 до 1,8 *г/л*. Лишь на участках более глубокого залегания водоносных горизонтов (Арысский прогиб) в скважинах 323 и 324 вскрыты воды с минерализацией соответственно 6,8 и 8,6 *г/л* (с глубины 1440 и 1584 *м*) сульфатно-хлоридного натриевого состава. Такое резкое увеличение минерализации можно объяснить подтоком воды (при опробовании) из отложений нижнего мела. Это подтверждается также химическим составом воды из скважины 324, отобранной с глубины 1589 *м*, где вода имеет минерализацию 1,7 *г/л* и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав (табл. 2).

По химическому составу воды в Восточно-Приаральской и Кызылкумской депрессиях в основном сульфатно-хлоридные натриевые. В Приташкентской депрессии из анионов преобладают гидрокарбонаты и сульфаты или хлориды. По катионному составу воды натриевые, хотя встречаются и смешанные (скв. 402, 416). Кремнекислоты в водах сеноманских отложений обычно немного — от 11 до 28 *мг/л*. По газовому составу воды азотные.

Точечные замеры температуры воды показывают, что она изменяется в весьма широких пределах. В предгорьях Каратау и в северо-западной части впадины скважинами с глубины 190—391 *м* вскрыты воды с температурой 20—25°С. В Приташкентской депрессии на глубине до 1000 *м* скважинами обнажены водоносные горизонты с температурой воды на изливе 40—50°С. Наиболее высокая температура (86°С) получена в Арысском прогибе с глубины 1445 *м*. Из-за отсутствия структурных карт невозможно в настоящее время построить карту распределения температур по кровле сеноманских отложений. Однако, учитывая мощность отложений, можно предположить, что температура в кровле сеноманских отложений на 10—40°С выше, чем это показано на схематической гидрогеотермической карте (рис. 1) для кровли сенонских отложений.

ВОДЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижнемеловые отложения распространены несколько меньше по сравнению с верхнемеловыми. Глубина залегания кровли их варьирует от выхода на дневную поверхность на отдельных участках Нижнесырдарьинского поднятия до 2200 *м* в самой глубокой части Кызылкум-

ской депрессии. Представлены отложения преимущественно песчано-глинистой толщей, мощность которой возрастает от бортов к наиболее погруженным частям отдельных депрессий. Водоносными являются пески и песчаники альб-апта и разно- и грубозернистые песчаники неокома, содержащие иногда значительное количество гравия. Водоносные горизонты мощностью от 4 до 40 *м* разделены глинистыми разностями пород. Суммарная мощность обводненной толщи нижнего мела колеблется от нескольких десятков до 150—180 *м*, а наибольшая величина ее (150—180 *м*) отмечена в Арысском прогибе. Недостаток фактического материала не позволяет охарактеризовать каждый водоносный горизонт в отдельности. Поэтому все водоносные горизонты, приуроченные к нижнемеловым отложениям, объединены при описании в единый водоносный комплекс, по кровле которого и построена гидрогеотермическая карта (рис. 2).

Водоносные горизонты с термальной водой вскрываются скважинами на глубинах от 186—346 *м* (Нижнесырдарьинское поднятие) до 680—1600 *м* (Кызылкумская депрессия). Воды напорные, пьезометрические уровни их устанавливаются на 4—50 *м* выше поверхности земли, и лишь на участке между Нижнесырдарьинским поднятием и северо-западным окончанием Каратау они находятся на 5,3 *м* ниже ее. Здесь удельные расходы скважин, вскрывших песчаные отложения альба, колеблются от 0,2 (скв. 53) до 1,6 *л/сек* (скв. 46), а на остальной территории не превышают 1,0 *л/сек*.

Минерализация и химический состав вод нижнемеловых отложений изменяются как по площади, так и с глубиной. В Приташкентской депрессии и ближе к области питания в Кызылкумской депрессии воды в верхней части описываемых отложений пресные и слабосолоноватые с минерализацией 0,5—1,7 *г/л*, которая с погружением водоносных горизонтов на большие глубины увеличивается до 8,7 *г/л* (скв. 323, отложения альб-апта). На Нижнесырдарьинском поднятии воды альбских отложений имеют минерализацию от 3,7 до 7,8 *г/л*, а неокомских — до 10 *г/л*. Химический состав вод весьма пестрый (табл. 3). В водах с суммой солей до 1 *г/л* из анионов преобладают гидрокарбонаты и хлориды или сульфаты, а из катионов — натрий и кальций. Водам с более высокой минерализацией свойствен сульфатно-хлоридный или хлоридно-сульфатный натриевый состав. В наиболее глубоких горизонтах Кызылкумской депрессии воды заражены сероводородом — до 4 *мг/л* (скв. 323).

Температура воды из скважин нижнемеловых отложений варьирует от 22° при глубине вскрытия 324 *м* (Нижнесырдарьинское поднятие) до 49,7°С при глубине вскрытия 1264 *м* (Приташкентская депрессия). Из рисунка 2 видно, что самая низкая температура в кровле верхнемеловых отложений отмечается на Нижнесырдарьинском поднятии, где она не превышает 30°С. С удалением на запад и юго-восток описываемые отложения погружаются на глубину до 800 *м* и более, а температура повышается до 40—45°С. Несколько уменьшается температура с приближением к горам Букантау, что связано с подтоком более холодных вод. Наиболее высокую температуру воды из верхних водоносных горизонтов нижнего мела можно получить в Кызылкумской депрессии, где температура повышается с северо-запада на юго-восток, а также с северо-востока и юго-запада к центральной части депрессии от 50—70 до 100°С и более. Это объясняется не только погружением нижнемеловых отложений на большие глубины, но и наличием крупных зон тектонических нарушений, по которым, повидимому, происходит подток горячих и перегретых вод из палеозой-

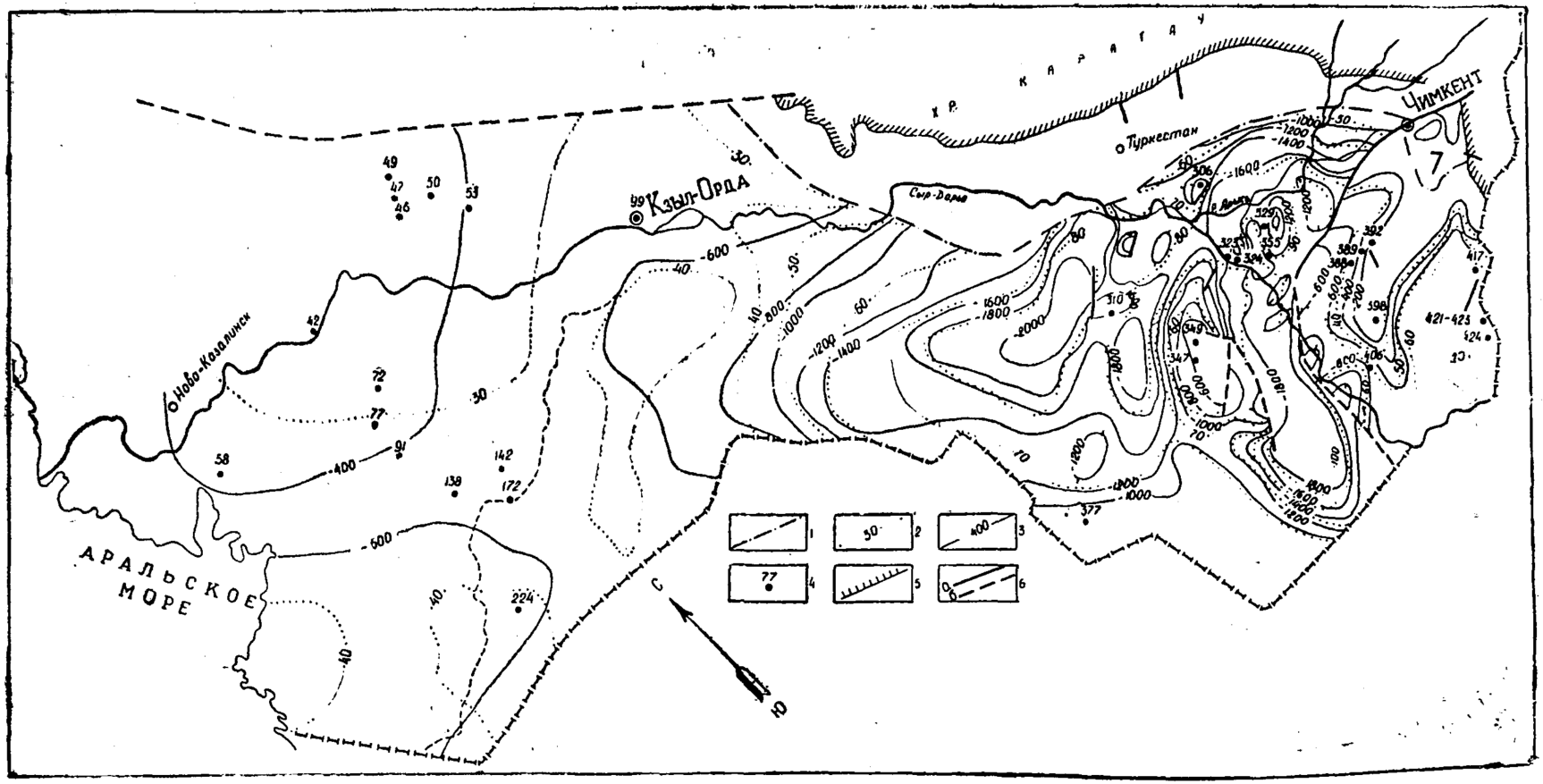


Рис. 2. Схематическая гидрогеотермическая карта нижнемеловых отложений. *1* — граница распространения нижнемеловых отложений; *2* — изолинии температур воды у кровли нижнемеловых отложений, °С; *3* — изолинии кровли верхнемеловых отложений, *м*; *4* — скважина и ее номер; *5* — область отсутствия отложений мезозой-кайнозоя; *6* — линии тектонических нарушений: *а* — установленные, *б* — предполагаемые (по данным геофизики).

Таблица 3

Химический состав вод нижнемеловых отложений

№ скважины	Глубина залегания кровли водоносного горизонта, *м*	Расход скважины, *л/сек*	Температура воды, °С	Химический состав воды
46	324	4,8	22	$M_{7,8}\frac{S^{60}_{3,44}Cl^{37}_{1,59}}{Na^{65}_{1,79}Ca^{24}_{0,57}Mg^{11}_{0,17}}$
49	346	4,8	22	$M_{4,5}\frac{Cl^{50}_{1,25}S^{44}_{1,45}}{Na^{87}_{1,39}}$
50	213	7,9	13	$M_{3,7}\frac{Cl^{52}_{1,08}S^{42}_{1,17}}{Na^{81}_{1,13}Ca^{42}_{0,12}}$
53	186	3,4	17	$M_{4,4}\frac{S^{58}_{1,87}Cl^{38}_{0,87}}{Na^{79}_{1,20}Ca^{12}_{0,16}}$
99	381	9,0	26	$M_{1,1}\frac{S^{40}_{0,31}Cl^{33}_{0,19}C^{27}_{0,26}}{Na^{96}_{0,35}}$
323	1552	0,23	20	$M_{8,7}\frac{S^{53}_{3,32}Cl^{44}_{2,07}}{Na^{86}_{2,62}Ca^{11}_{0,29}}$
388	493	4,0	24	$M_{1,7}\frac{Cl^{50}_{0,48}S^{39}_{0,50}C^{11}_{0,16}}{}$
417	936	10,0	—	$M_{0,5}\frac{C^{65}_{0,27}Cl^{25}_{0,06}S^{10}_{0,03}}{Na^{74}_{0,12}Ca^{24}_{0,03}}H_2SiO_3$—0,026
421	1264	14,0	49	$M_{0,6}\frac{C^{47}_{0,2}S^{28}_{0,1}Cl^{25}_{0,07}}{Na^{54}_{0,1}Ca^{28}_{0,04}}H_2SiO_3$—0,026

ских отложений. Именно здесь, между этими тектоническими зонами (юго-западная часть Кызылкумской депрессии), и можно получить перегретые воды (более 100°С).

В Приташкентской депрессии в кровле нижнемеловых отложений с удалением от местной области питания (хребты Угамский и Коржантау) на запад, в сторону наиболее погруженной ее части, температура воды возрастает от 30 до 70—75°С. Причем самую высокую температуру из верхних и нижних водоносных горизонтов нижнего мела можно ожидать в юго-восточной части депрессии — соответственно 70—75° и 90—95°С.

ВОДЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Юрские отложения развиты в глубоких частях Юго-Восточного Приаралья и Кызылкумской депрессии. Наиболее полно эти отложения изучены на Ленгерском бурогольном месторождении, где они выходят на дневную поверхность. Здесь мощность обводненной зоны, приуроченной к трещиноватым песчаникам, на глубинах до 77 *м* не превышает 2 *м*. Расходы скважин, вскрывающих этот горизонт, в зависимости от интенсивности трещиноватости изменяются от 0,5 до

7,0 *л/сек*. Воды напорные и в основном самоизливающиеся, минерализация их около 1 *г/л*. В более глубоких частях Кызылкумской депрессии юрские отложения были опробованы на приток воды только в скважине 306 (интервал глубин 1396—1411 *м*). Водоносными являются песчаники фиолетово-красного цвета. Расход скважины на самоизливе 0,55 *л/сек*, минерализация воды 10,2 *г/л*. В воде содержатся (*мг/л*): йод — 0,16, бром — 9,0, фтор — 3,8. Газовый состав — азотный (93,2 объемн. %), химический — хлоридный кальциевый. Такая же вода, но несколько большей минерализации (10,8 *г/л*), получена в этой скважине и из известняков карбона (интервал глубин 1496—1500 *м*).

По данным сейморазведки, в Кызылкумской депрессии глубина залегания кровли юрских отложений колеблется от 1000—1250 до 2000—3000 *м*, а мощность — от 100 до 180 *м*. В соответствии с глубинами залегания водоносных горизонтов изменяется и температура подземных вод — от 50—60 до 100—110°С.

В Юго-Восточном Приаралье, по данным сейсморазведки, кровля юрских отложений устанавливается на глубинах 1200—1600 *м*. Мощность осадков около 200 *м*. Согласно расчетам, температура воды на этих глубинах будет 50—70°С.

Из сказанного видно, что Присырдарьинский артезианский бассейн обладает огромными запасами самоизливающихся термальных вод. По водообильности, пьезометрическим напорам, минерализации и температуре особенно перспективны отложения мела в Кызылкумской и Приташкентской депрессиях, где на сравнительно небольших глубинах (от 200 до 3000 *м*) можно получать самоизливающиеся воды с температурой соответственно от 20 до 100—110°С. Эти воды могут использоваться для обогрева парников, теплиц и кошар, а также для теплофикации и горячего водоснабжения населенных пунктов, оазисного орошения и т. д. Термальные воды, кроме того, могут использоваться в бальнеологических целях, особенно воды сеноманских отложений в Приташкентской депрессии, где уже на их базе функционируют курорт и завод по розливу столовой воды.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедсафин У. М. Методика составления карт прогнозов и обзор артезианских бассейнов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Ахмедсафин У. М., Сыдыков Ж. С. О видоизменении формулы М. Г. Курлова. В сб.: «Гидрохимические материалы», т. 34, 1961.

Ахмедсафин У. М., Авров П. Я., Жапарханов С. Ж., Ли А. Б., Цирельсон Б. С. Артезианские воды меловых отложений Восточных Кызылкумов и Арысского прогиба и перспективы их использования. «Вестник АН КазССР», 1965, № 6 (243).

Жеваго В. С., Кудрявцев Г. И. Геотермические условия Казахстана и перспективы использования термальных вод. Труды КазИМС, № 3, 1960.

Жеваго В. С. Термальные воды Казахстана. В кн.: «Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Жеваго В. С., Алещенко Г. Р., Бондаренко Н. М., Кан М. С. Закономерности распространения термальных вод на территории юга Казахстана и перспективы их использования в народном хозяйстве. В кн.: «Производительные силы Южного Казахстана», т. 4. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Новиков А. Г., Синицын Ф. Е., Филипьев Г. П. Тектоника впадин Южного Казахстана в связи с проблемой нефтегазоносности. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, вып. 4.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.3

Г. Р. АЛЕЩЕНКО

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ ЧУ-САРЫСУЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Чу-Сарысуйская впадина расположена на территории Джамбулской, Чимкентской, Карагандинской и частично Кзыл-Ординской областей. С севера она ограничена горами Улутау и Центральным Казахстанским мелкосопочником, с северо-востока — Чу-Илийскими горами, с юга — хребтом Каратау и складчатой областью Киргизского хребта.

Подземные воды впадины приурочены главным образом к горизонтам песков и гравийно-галечников различной мощности, питание которых происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и ледниковых вод в сильно расчлененных предгорных и горноскладчатых областях, а также поверхностных водотоков в равнинных частях депрессий.

Общее направление движения подземных вод — с юго-востока на северо-запад. Разгружаются они в наиболее пониженных частях депрессий многочисленными источниками Мынбулак, Тма, Кайнар, а также в долинах рек Чу, Таласа, Курагаты и их притоков.

Температура термальных вод тесно связана с общими гидрогеотермическими условиями впадины. Благодаря различным теплофизическим свойствам пород здесь накопились огромные запасы эндогенного тепла, основным источником которого являются процессы радиоактивного распада и окисления органических веществ. Тепловые аномалии могут возникать также в результате сжатия газов (метана и азота), находящихся в пермских и карбоновых отложениях фундамента. Все это способствует прогреванию подземных вод за счет внутреннего тепла земли, идущего к ее поверхности. Метеорные воды в областях питания водоносных горизонтов охлаждают породы, отбирая тепло. Проникая на глубину, они постепенно нагреваются и подходят к центральным, наиболее глубоким частям депрессий уже достаточно прогретыми.

Средний геотермический градиент в пределах впадины, по данным В. С. Жеваго (1960), изменяется от 2,5 до 4,6°С/100 *м*.

Территорию впадины по геологическому строению, времени формирования, а также ее географическому положению Б. А. Петрушевский (1942), А. Г. Новиков, Ф. Е. Синицын (1963) и другие исследователи подразделяют на две обширные депрессии: Западно-Чуйскую — на северо-западе и Восточно-Чуйскую — на юго-востоке, которые разделены Уланбель-Таласским поднятием.

Термальные воды в Западно-Чуйской депрессии развиты в палео-

геновых (эоцен-палеоценовых) и меловых (альб-сеноманских) отложениях.

Термальные воды палеогеновых отложений распространены в центральной части депрессии (см. рис.) преимущественно в горизонтах песков, реже песчаников и конгломератов, залегающих на глубине 180—500 *м*. Общая мощность комплекса водоносных пород возрастает от бортов к центральной части депрессии от 5—10 до 100 *м*. В этом же направлении увеличивается и мощность отдельных водоносных пластов — от 5 до 50 *м*.

На большей части территории отложения содержат самоизливающиеся термальные воды, пьезометрические уровни которых в центральной части устанавливаются на 33 *м* выше поверхности земли (скв. 2). С удалением от гор Каратау на север удельные дебиты скважин уменьшаются от 4 до 0,1 *л/сек*, что, видимо, объясняется изменением гранулометрического состава водоносных пород.

В южной части рассматриваемой территории минерализация термальных вод на глубине до 250—300 *м* не превышает 1 *г/л*, а по мере углубления возрастает до 2—3 *г/л*. На остальной же площади она колеблется от 3 до 5 *г/л*. В верхней части разреза развиты повсеместно гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые, а в нижней — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые термальные воды.

Температура воды в скважинах изменяется от 20 до 28°С на глубинах соответственно 180—350 *м*.

В зависимости от среднего геотермического градиента, значение которого близко к 4,6°С/100 *м*, максимальная температура термальных вод в центральной части депрессии на глубине 500 *м* составит около 35°С.

Термальные воды меловых отложений распространены почти повсеместно (см. рис.).

Водоносные породы в предгорьях Каратау представлены разнозернистыми песками с высоким содержанием (до 15—20%) гальки, а к северу в их составе начинает преобладать мелкозернистый песок, и уже в районе озер Тамгалы и Каракаин они почти полностью сложены тонкозернистым песком с незначительной примесью глинистых частиц. Мощность отдельных водоносных слоев здесь варьирует от нескольких метров до 40 *м*, а суммарная мощность — от 10—20 до 150 *м*.

Для описываемых отложений характерна выдержанность по простиранию.

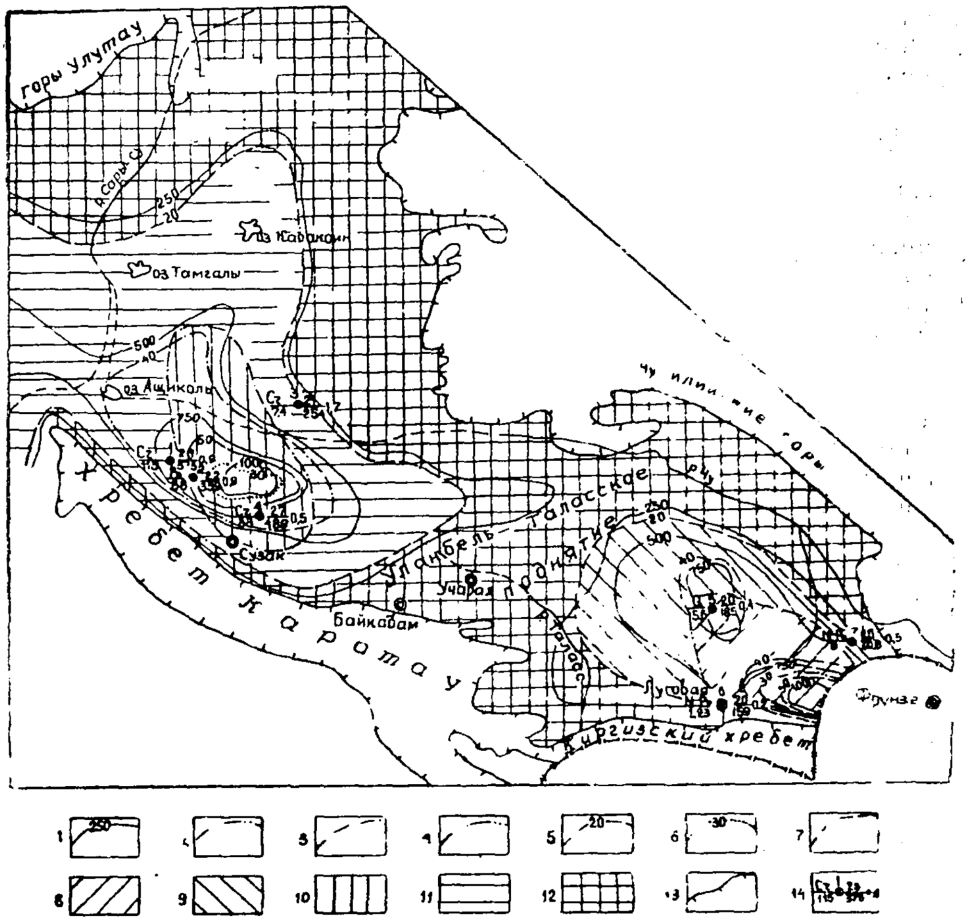
Кровля водоносных пород в центральной части депрессии залегает на глубине 180 *м*, а на ее бортах достигает 250 *м*.

На большей части территории скважинами вскрываются самоизливающиеся термальные воды, пьезометрические уровни которых устанавливаются на 10—24 *м* выше поверхности земли (скв. 1).

В соответствии с изменением литологического и гранулометрического состава водообильность отложений уменьшается от предгорий Каратау на север. Удельные дебиты скважин в этом направлении снижаются от 10 (скв. 1) до 0,1 *л/сек* (скв. 3).

Термальные воды меловых отложений в южной части депрессии по площади и в разрезе имеют минерализацию в основном менее 1 *г/л*, по составу они гидрокарбонатно-кальциевые и натриевые. К северу минерализация их возрастает и в районе озер Тамгалы и Каракаин составляет 10 *г/л*. В центральной и северной частях преобладают термальные воды хлоридно-натриевого и хлоридно-кальциевого состава.

Замеренная температура термальных вод в скважинах, вскрыв-



Схематическая карта распространения термальных вод в мезозой-кайнозойских отложениях Чу-Сарысуйской впадины. *1* — изолинии глубин залегания кровли палеозойского фундамента; *2* — контур распространения термального водоносного комплекса четвертичных отложений; *3* — то же, палеогеновых отложений; *4* — изотермы по подошве термального водоносного комплекса четвертичных отложений; *5* — то же, неоген-палеогеновых отложений; *6* — то же, палеогеновых отложений; *7* — то же, меловых отложений; *8* — площадь распространения первого от поверхности термального водоносного комплекса четвертичных отложений; *9* — то же, неоген-палеогеновых; *10* — то же, палеогеновых отложений; *11* — то же, меловых отложений; *12* — площадь распространения мезозой-кайнозойских отложений с температурой воды ниже 20°С; *13* — границы выхода палеозойского фундамента на поверхность; *14* — водопункт: цифра над знаком — номер скважины; дробь слева: числитель — возраст водоносных пород, знаменатель — дебит скважины, *л/сек*; дробь справа: числитель — температура термальных вод, °С, знаменатель — глубина опробования, *м*; за дробью — минерализация термальных вод, *г/л*.

ших меловые отложения, изменяется от 20 до 27°С на глубинах соответственно от 200 до 500 *м*.

Средний геотермический градиент мелового водоносного комплекса колеблется от 2,5 до 4,6°С/100 *м*, причем максимальное его значение наблюдается в центральной части депрессии. По нашим расчетам, максимальная температура подземных вод в подошве меловых отложений на глубине 1100—1200 *м* равняется 55—60°С.

В Восточно-Чуйской депрессии термальные воды развиты в четвертичных и неоген-палеогеновых отложениях.

Термальные воды четвертичных отложений изучены слабо. Распространены они в юго-восточной части депрессии (см. рис.) и в виде узкой полосы продолжаются вдоль Киргизского хребта.

По данным геофизических исследований, водоносные породы в северной и северо-западной частях депрессии представлены аллювиальными нижнечетвертичными гравийно-галечными отложениями мощностью 300 *м* (правобережье р. Курагаты). Глубина залегания кровли термальных вод варьирует от 160 до 200 *м*. Удельные дебиты скважин в южной части депрессии составляют 1 *л/сек*, а к северу снижаются до 0,2 *л/сек*.

По данным У. М. Ахмедсафина (1961), дебиты скважин, вскрывших наиболее перспективные водоносные горизонты аллювиальных отложений, достигают 20 *л/сек*.

Минерализация термальных вод на некоторых участках в верхней части разреза (до глубины 200 *м*) превышает 1 *г/л*, а в нижней, как правило, меньше 1 *г/л*. Такую закономерность можно объяснить более активным водообменом в нижней части разреза вследствие высокого содержания в водоносных породах крупных фракций галечника и валунов. По химическому составу повсеместно преобладают гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-натриевые воды.

В южной части депрессии водоносными породами являются конгломераты средне- и нижнечетвертичного возраста, максимальная мощность которых в предгорьях Киргизского хребта достигает 500 *м*. Глубина залегания термальных вод здесь увеличивается до 220 *м*.

В отличие от аллювиальных отложений толща конгломератов, благодаря высокой трещиноватости пород, наиболее водообильна. Дебиты скважин, по У. М. Ахмедсафину (1961), изменяются от 20 до 40 *л/сек*; пьезометрические уровни устанавливаются на 25 *м* выше поверхности земли. Воды преимущественно пресные, с минерализацией до 1 *г/л*, гидрокарбонатно-кальциевого состава.

В зависимости от среднего геотермического градиента ожидаемая температура термальных вод по подошве комплекса может колебаться от 26 до 35°С.

Термальные воды неоген-палеогеновых отложений распространены почти повсеместно (см. рис.). Водоносные породы на большей части описываемой территории сложены горизонтами разнозернистых песков и лишь в юго-восточной части — конгломератами и песчаниками. Мощность отдельных водоносных слоев возрастает с северо-запада на юго-восток от нескольких до 20—30 *м*. Суммарная максимальная мощность их в юго-восточной части депрессии, у границы с Киргизией, достигает 1100 *м*. Глубина залегания кровли термальных вод 200—250 *м*. Воды в основном самоизливающиеся, пьезометрические уровни их устанавливаются от 5—10 до 20 *м* выше поверхности земли с удалением от Киргизского хребта к центральной части депрессии. Удельные дебиты скважин варьируют от 5—2 *л/сек* (скв. 6) до десятых долей литра в секунду (скв. 7). Наиболее водообильны конгломераты и песчаники в юго-восточной части депрессии, видимо, благодаря высокой трещиноватости и близости области питания.

Движутся термальные воды с юга-востока на северо-запад, в результате чего на большей части территории, расположенной юго-восточнее р. Курагаты, развиты термальные воды с минерализацией до

1 *г/л*, а западнее — до 3 и реже 5 *г/л*. Распространены также воды гидрокарбонатно-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого состава.

Замеренная температура воды в скважинах колеблется от 18—20° на глубине 140—160 *м* до 23—25°С на глубине 330—400 *м*.

По Восточно-Чуйской депрессии данных о температурных замерах воды в скважинах сравнительно мало, но и они показывают, что средний геотермический градиент возрастает от 2,5—2,9 до 4—4,5°С/100 *м* с северо-востока и юго-запада к осевой линии депрессии, смещенной в сторону Киргизского хребта и вытянутой с юго-востока на северо-запад. Такое распределение геотермического градиента обусловлено геолого-структурными и гидродинамическими условиями депрессии. Аккумуляция тепла в наиболее погруженной осевой части депрессии происходит в результате переноса его движущимися от области питания к области разгрузки термальными водами.

В соответствии со средним геотермическим градиентом ожидаемая температура воды в основании неоген-палеогенового водоносного комплекса на глубинах 1000—1100 *м* будет изменяться от 50 до 55°С, а за пределами республики на глубине 3000 *м* достигнет 110°С (район г. Фрунзе).

Далее нами приводятся ориентировочные расчеты вековых запасов и эксплуатационных ресурсов термальных вод Чу-Сарысуйской впадины по отдельным водоносным комплексам, а также количество тепла (в условных единицах топлива), которое можно получить при использовании эксплуатационных ресурсов.

Вековые запасы определены исходя из учета площади распространения термальных вод, усредненной мощности водовмещающих пород и их водоотдачи. Все гидрогеологические параметры и результаты расчетов приведены в таблице 1.

Таблица 1

Депрессия	Возраст водоносных пород	Литология водоносных пород	Площадь распространения водоносных пород, $м^2$	Средняя мощность водовмещающих пород, *м*	Удельная водоотдача пород	Вековые запасы термальных вод, млрд. $м^3$
Восточно-Чуйская	Q	Пески, галечники	$5625 \cdot 10^6$	60	0,15	50,6
	N—Pg	Разнозернистые пески с примесью гальки до 10—15%	$20000 \cdot 10^6$	80	0,10	160,0
Западно-Чуйская	Pg	Разнозернистые пески, реже песчаники и конгломераты	$11250 \cdot 10^6$	40	0,05	22,5
	Cr	Разнозернистые пески с примесью гальки, песчаники и конгломераты	$46875 \cdot 10^6$	50	0,15	351,5
		Всего		—	—	584,6

Если ежегодно и повсеместно в течение 100 лет эксплуатировать для нужд народного хозяйства всего четвертую часть вековых запасов, что обеспечивается возобновляемыми ресурсами (Ахмедсафин, Сыды-

Таблица 2

Депрессия	Четвертичные отложения	Неоген-палеогеновые отложения	Палеогеновые отложения	Меловые отложения
Восточно-Чуйская	3,8	12,6	—	—
Западно-Чуйская	—	—	3,5	27,9
Итого	3,8	12,6	3,5	27,9

ков, 1964), то в этом случае возможные эксплуатационные ресурсы термальных вод впадины составят 47,8 *м*^{3}/*сек* (табл. 2).

Учитывая изложенную гидрогеотермическую характеристику, за среднюю температуру подземных вод для четвертичных отложений можно принять 30°, неоген-палеогеновых — 40°, палеогеновых — 30° и меловых — 45°С.

При полном расходовании ресурсов термальных вод с температурой свыше 20°С (термальные воды с температурой выше 20°С могут использоваться для отопления парниково-тепличных хозяйств) получаем следующее количество тепла:

$$Q = 10^6[3{,}8(30-20) + 12{,}6(40-20) + 3{,}5(30-20) + 27{,}9(45-20)] =$$

$$= 10^6(38{,}0+252{,}0+35{,}0+697{,}5) = 1\,022\,500\,000 \text{ кал/сек},$$

что эквивалентно 146,0 *т* условного топлива в секунду, или 4 604 256 000 *т/год*.

Такое количество глубинного тепла при современных условиях эксплуатации практически неисчерпаемо.

Из сказанного видно, что в Чу-Сарысуйской впадине развиты преимущественно пресные (до 1 *г/л*) термальные воды с температурой от 20 до 60° С. Эти воды относятся к водам низких температурных параметров и могут использоваться в различных отраслях сельского хозяйства.

Общая гидрогеологическая изученность впадины позволяет наметить перспективные районы, где можно закладывать эксплуатационные скважины на термальные воды. Местонахождение таких объектов, ожидаемые результаты буровых работ и отрасли использования термальных вод приведены в таблице 3.

Краткая гидрогеотермическая характеристика Чу-Сарысуйской впадины позволяет установить следующие закономерности.

1. Средний геотермический градиент возрастает от периферии к центральным, наиболее погруженным частям депрессий от 2,5 до 4,6°С/100 *м*.

2. Температура вод на одинаковой глубине повышается от бортов к центральным частям депрессий.

3. Температура вод по мере погружения водоносных пород (от 160—200 до 1200 *м*) возрастает от 20 до 60°С.

4. Удельные дебиты скважин, вскрывших термальные воды в Западно-Чуйской депрессии, уменьшаются с удалением от гор Каратау от 10—5 до 0,1 *л/сек*, а в Восточно-Чуйской (с удалением от Киргизского хребта) — от 5—1 до 0,5—0,1 *л/сек*.

Таблица 3

Местонахождение объекта	Возраст водоносных пород и их литология	Глубина залегания термальных вод, *м*	Дебит, *л/сек*	*t* воды, °С	Минерализация воды, *г/л*	Отрасль использования
В 20 *км* севернее с. Сузак	Pg,Cr; пески, песчаники, конгломераты	200—1200	До 100	20—60	До 1	Горячее водоснабжение, парниковые и тепличные хозяйства, обогрев кошар, мойка овец и др.
В 30 *км* северо-восточнее ст. Луговой	N—Pg; пески, галечники	500—760	30—40	35—45	»	Парниковые и тепличные хозяйства, обогрев животноводческих ферм
В 30 *км* юго-западнее пос. Саргоу	N—Pg; пески с примесью галечника	250—500	20—30	20—30	»	

5. Минерализация термальных вод палеогеновых и меловых отложений Западно-Чуйской депрессии возрастает с удалением от гор Каратау от 0,2 до 10 *г/л*, а четвертичных и неогеновых отложений Восточно-Чуйской депрессии — от 0,2 до 5 *г/л* с удалением от Киргизского хребта.

6. Химический состав термальных вод в обеих депрессиях с удалением от областей питания изменяется от гидрокарбонатно-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-натриевого.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедсафин У. М. Методика составления карт прогнозов и обзор артезианских бассейнов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Ахмедсафин У. М., Сыдыков Ж. С. Сток подземных вод Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1964.

Жеваго В. С., Кудрявцев Г. И. Геотермические условия Казахстана и перспективы использования термальных вод. Труды КазИМС, вып. 5, 1960.

Жеваго В. С. Термальные воды Казахстана. В кн.: «Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Жеваго В. С. Термальные и минеральные воды Казахстана. В кн.: «Гидрогеология аридных зон». М., «Недра», 1964.

Жеваго В. С., Алещенко Г. Р., Кан М. С., Бондаренко Н. М. Закономерности распространения термальных вод на территории юга Казахстана и перспективы их использования в народном хозяйстве. В сб.: «Производительные силы Казахстана», т. IV. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Новиков А. Г., Синицын Ф. Е., Филипьев Г. П. Тектоника впадин Южного Казахстана в связи с проблемой нефтегазоносности. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, № 4.

Петрушевский Б. А. Чуйская мульда и западная часть Бетпак-Далы. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1942, № 5—6.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1962 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ Том 3

УДК 551.491.4

В. И. ПОРЯДИН, Ж. С. СЫДЫКОВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕСОВОГО СОДЕРЖАНИЯ ОСНОВНЫХ ИОНОВ ИЗ ФОРМУЛЫ М. Г. КУРЛОВА

В гидрогеологической литературе в течение многих лет большой популярностью пользуется формула химического состава воды, предложенная М. Г. Курловым (1928). Основная часть этой формулы представлена в виде псевдодроби, в числителе которой записываются анионы в убывающем порядке (в процент-эквивалентах), а в знаменателе — катионы в том же порядке.

Выражение результатов химических анализов воды в виде формулы Курлова во многом упрощает табличный материал, делает его компактным и удобным для использования в тексте. Однако в формуле отсутствуют сведения об абсолютных (весовых) содержаниях основных ионов — главнейших показателях химического состава подземных вод. В этом один из недостатков формулы, для устранения которого У. М. Ахмедсафин и Ж. С. Сыдыков (1961) в свое время предложили несколько видоизменить ее. Но до сих пор в гидрогеологических обобщениях формула используется в своем первоначальном виде. В связи с этим возникает острая необходимость в вычислении абсолютных значений отдельных ионов исходя из данных формулы. Мы обосновываем методику подобных вычислений.

Вносим следующие обозначения:

$A_1, A_2, \ldots, A_n$ — абсолютные (весовые) содержания анионов;

$r_{a1}, r_{a_2}, \ldots, r_{a_n}$ — миллиграмм-эквиваленты анионов;

$P_{a_1}, P_{a_2}, \ldots, P_{a_n}$ — процент-эквиваленты анионов.

$K_1, \ldots, K_n$; $r_{к_1}, \ldots, r_{к_n}$; $P_{к_1}, \ldots P_{к_n}$ — соответственно весовые содержания, миллиграмм-эквиваленты и процент-эквиваленты различных катионов.

Известно, что

$$\sum P_{a_n} = \sum P_{к_n} = 100\%, \tag{1}$$

$$\sum r_{a_n} = \sum r_{к_n} = \sum r. \tag{2}$$

Процент-эквивалентное содержание любого аниона (P_{a_n}) или катиона ($P_{к_n}$) связано с их миллиграмм-эквивалентным содержанием такими соотношениями:

$$P_{a_n} = \frac{r_{a_n} \cdot 100}{\sum r} \quad \text{и} \quad P_{к_n} = \frac{r_{к_n} \cdot 100}{\sum r}. \tag{3}$$

Доля минерализации (суммы солей), соответствующая любому из анионов (A_n) или катионов (K_n), т. е. абсолютное (весовое) их содержание, может быть найдена следующим образом:

$$A_n = r_{a_n} \cdot Э_{a_n} \text{ и } K_n = r_{к_n} \cdot Э_{к_n}. \quad (4)$$

Здесь ($Э_{a_1}$, $Э_{a_2}$...) и ($Э_{к_1}$, $Э_{к_2}$...) — соответственно эквивалентный вес анионов и катионов.

Известно, что общая минерализация подземных вод (M) выражается как сумма весовых содержаний отдельных анионов и катионов, а именно:

$$M = A_1 + A_2 + \ldots + A_n + K_1 + K_2 + \ldots + K_n. \quad (5)$$

Подставив в формулу (5) равенство (4), получим:

$$M = r_{a_1} \cdot Э_{a_1} + \ldots + r_{a_n} \cdot Э_{a_n} + r_{к_1} \cdot Э_{к_1} + \ldots + r_{к_n} \cdot Э_{к_n}. \quad (5а)$$

Разделив обе части равенства на выражение $\frac{\Sigma r}{100}$ и произведя соответствующую замену по формуле (3), после некоторого преобразования имеем:

$$\Sigma r = \frac{100 \cdot M}{P_{a_1} \cdot Э_{a_1} + \ldots + P_{a_n} \cdot Э_{a_n} + P_{к_1} \cdot Э_{к_1} + \ldots + P_{к_n} \cdot Э_{к_n}}. \quad (6)$$

Наконец, соединив выражения, приведенные в формулах (4) и (3), можно определить абсолютное (весовое) содержание любого аниона (A_n) или катиона (K_n):

$$A = \frac{P_{a_n} \cdot Э_{a_n} \cdot \Sigma r}{100} \text{ и } K = \frac{P_{к_n} \cdot Э_{к_n} \cdot \Sigma r}{100}. \quad (7)$$

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедсафин У. М., Сыдыков Ж. С. О видоизменении формулы М. Г. Курлова. В сб.: «Гидрохимические материалы», т. 34, 1961.

Курлов М. Г. Классификация сибирских целебных минеральных вод. Томск, 1928.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1969 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОФИЗИКИ *Том 3*

УДК 551.491.4

А. А. ШИН, В. Б. АЛЕСКОВСКИЙ

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ МИКРОКОЛИЧЕСТВ МЕДИ МЕТОДОМ ЦЕМЕНТАЦИИ НА МЕТАЛЛИЧЕСКОМ НИКЕЛЕ

Микроколичества меди в водах определяются различными методами, большинство из которых связано с предварительным концентрированием. Концентрирование меди проводится: соосаждением сульфидами, карбонатами и гидроокислами; экстракцией; ионным обменом; цементацией. Из этих методов новым является метод цементации, представляющий большой теоретический и практический интерес, но пока еще мало исследованный.

Метод цементации заключается в вытеснении одних металлов другими в зависимости от их нормальных потенциалов. При концентрировании меди методом цементации в качестве металла-цементатора можно взять любой металл с более низким потенциалом, чем потенциал меди. Имеются некоторые данные по цементации меди на металлическом цинке, магнии и железе. Указанные металлы-цементаторы выделяют из раствора не только медь, но и другие металлы, потенциал которых больше, чем у осадителя, что усложняет определение меди колориметрическим методом из жидкого концентрата.

Цель настоящей работы — исследование возможности концентрирования меди цементацией металлическим никелем с достаточно высоким восстановительным потенциалом.

Количество выделенной меди устанавливалось колориметрическим методом с помощью дитизона без отделения от никеля. Цементация проводилась из стандартных растворов меди при различных условиях. При этом выяснилось влияние pH раствора, температуры, минерализации, времени концентрирования. Расчет навески никеля, методика цементации и получения жидкого концентрата освещались в литературе ранее. Размер частиц никеля 0,01—0,015 *мм*.

Колориметрическое определение меди. Жидкий концентрат переводили в колориметрические пробирки, доводили промывными водами до 5 *мл* общего объема, затем добавляли по 1 *мл* 20%-ного раствора гидроксиламина и 10%-ного KJ, 2 *мл* 0,05 н. HCl и 5 *мл* 0,002%-ного раствора дитизона в четыреххлористом углероде. Энергично встряхивали в течение 2 *мин* и через 10 *мин* колориметрировали дитизонат меди на фотоколориметре ФЭК-М; одновременно готовили шкалу. Количество меди устанавливали по калибровочной кривой.

Исследования показали, что полнота осаждения меди порошком никеля зависит от pH раствора, времени концентрирования (табл. 1) и не зависит от температуры. Наибольшая полнота осаждения меди

Таблица 1

pH	Взято Cu^{2+}, *мкг/л*	Найдено Cu^{2+}, *мкг/л*			
		Время концентрирования, *мин*			
		1	3	5	10
1	15	9,8	11,9	9,8	9,8
2	15	12,8	14,4	13,1	13,1
3	15	12,4	13,3	12,1	12,5
6	15	5,6	5,3	4,6	4,9
9	15	4,6	3,6	3,3	3,9

достигается при pH = 2 и времени концентрирования 3 *мин*. Эти условия сохраняются и для больших концентраций меди в растворах (табл. 2).

Таблица 2

pH	Взято Cu^{2+}, *мкг/л*	Найдено Cu^{2+}, *мкг/л*			
		Время концентрирования, *мин*			
		1	3	5	10
2	100	98,6	98,9	101,5	96,8
2	80	75,6	80,4	78,0	78,0
2	50	45,0	46,0	45,2	41,2
2	25	25,0	28,3	22,3	16,7
2	15	12,8	14,4	13,1	13,1
2	5	6,0	6,0	—	—

Изменение температуры раствора не влияет заметно на скорость цементации (табл. 3).

Таблица 3

pH	*t* р-ра, °C	Cu^{2+}, *мкг/л*		Ошибка, %
		взято	найдено	
2	20	15	14,6	2,6
2	20	15	13,7	8,6
2	40	15	13,8	8,0
2	40	15	13,8	8,0
2	60	15	14,0	6,6
2	60	15	13,7	8,6
2	80	15	14,3	4,6
2	80	15	14,5	3,3

Для проверки правильности расчета навески цементатора нами брались различные количества никеля. Полученные данные (табл. 4) подтвердили правильность расчетной формулы определения навески осадителя.

Для изучения влияния макрокомпонентов на цементацию меди никелем их вводили в раствор по 8 *г*. Результаты цементации меди из растворов с макрокомпонентами приведены в таблице 5. Из данных таблицы видно, что наибольшее количество меди извлекается при 7-минутном концентрировании в присутствии макрокомпонентов. Следовательно, для минерализованных вод время концентрирования необ-

Таблица 4

pH	Навеска никеля, *мг*	Cu^{2+}, *мкг/л*		Ошибка, %
		взято	найдено	
2	200	15	7,7	48,6
2	400	15	13,0	13,3
2	600	15	14,3	4,6
2	800	15	14,7	2,0
2	1000	15	14,5	3,3

Таблица 5

pH	Взято Cu^{2+}, *мкг/л*	Найдено Cu^{2+}, *мкг/л*					% ошибки при 7-минутной цементации
		Время концентрирования, *мин*					
		1	3	5	7	10	
2	5	3,4	3,4	3,6	3,7	3,4	26,0
2	10	8,2	8,2	9,2	10,0	7,9	0,0
2	15	9,3	11,2	11,8	13,5	12,5	10,0
2	20	16,2	16,2	16,2	16,4	13,2	18,0

ходимо довести до 7 *мин*, а для слабоминерализованных — до 3 *мин*. Ошибка определений не превышает 26% (отн.), что вполне приемлемо для столь низких концентраций.

РЕФЕРАТЫ

УДК 551.491.8

Формирование подземных вод Западного Казахстана. Сыдыков Ж. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 3—27.

Природно-геологические и гидрогеологические условия Западного Казахстана весьма сложны. Разнообразен и генезис подземных вод, распространенных в толще различных пород. Этот вопрос впервые для всей обширной территории обоснован в настоящей статье не только качественно, но и количественно с оценкой величины питания по основным водоносным комплексам и естественно-гидрогеологическим районам. Установлено, что в результате инфильтрации атмосферных осадков и отчасти фильтрации поверхностных вод ежегодно формируется более 4 млрд. $м^3$ грунтовых и около 1,7 млрд. $м^3$ артезианских вод. По площади и с глубиной выделено 5 гидрогеохимических зон с подзонами и выяснены условия их формирования.

Табл. 1, илл. 1, библ. 21.

УДК 551.491.4

Подземные воды нефтяных месторождений юго-западной части Урало-Эмбенского района. Кукабаев Б. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана», Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 28—75.

В статье рассматриваются вопросы формирования и изменения химического состава подземных вод нефтяных месторождений Урало-Эмбенского водораздела — Маката, Сагиза, Кошкара, Комсомольского, Тентяксора, Байчунаса. Устанавливается тесная связь между физико-химической характеристикой нефтей, химическим составом и степенью минерализации подземных вод, что позволяет использовать эти воды в качестве критериев при разведке нефтяных месторождений.

Табл. 25, илл. 1, библ. 18.

УДК 551.491.4

Гидрогеохимические аномалии рудных формаций Мугоджар. Давлетгалиева К. М. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 76—85.

В статье рассматриваются геологические, гидрогеологические условия Мугоджар и гидрогеохимическая обстановка на участках выделенных аномалий, отличающихся повышенными и аномальными содержаниями рудных элементов — основного гидрогеохимического критерия поисков полезных ископа-

емых. Сульфидные оруденения характеризуются в основном ассоциацией аномальных содержаний меди, цинка, серебра, мышьяка, никеля, редкометальных — молибдена, свинца, олова, кобальто-никелевых и хромитовых — никеля, кобальта, хрома, железа, ванадия. Наибольшая ассоциация рудных элементов в подземных водах отмечается вблизи месторождений.

Илл. 1, библ. 7.

УДК 551.491.4

Гидрогеохимические поисковые показатели полезных ископаемых Мугоджар и Малого Каратау. Давлетгалиева К. М., Дивеев И. Г. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 86—100.

Гидрогеохимическими критериями поисков рудных, в основном сульфидных, месторождений в зеленокаменных зонах Мугоджар (Сакмарская, Зеленокаменная, Прииргизская) и Малом Каратау являются аномальные и реже повышенные содержания халькофильных и других рудных элементов. В Уралтауской зоне ими служат аномальные содержания ведущих рудных элементов ультраосновных пород, а в Центрально-Мугоджарской — аномальные содержания элементов редкометальной минерализации. В качестве дополнительных гидрогеохимических критериев использованы повышенные содержания элементов-спутников основных рудных металлов, изменения в общем химическом составе подземных вод и их кислая реакция.

Табл. 2, илл. 2.

УДК 551.491.4

Гидрогеохимические условия новых газоносных структур Северо-Западного Приаралья. Дальян И. Б., Сыдыков Ж. С., Стадник Е. В. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 101—109.

По результатам буровых, сейсморазведочных и гидрогеохимических исследований освещаются гидрогеологические и гидрохимические условия подземных вод газоносных отложений кумского и тасаранского горизонтов среднего палеогена и альбских отложений. Определены состав растворенных газов, их упругость и на этом основании отмечена особенность контурных и подошвенных вод в отличие от законтурных. Вычислен абсолютный возраст пластовых вод газоносных горизонтов и показано их генетическое значение.

Табл. 2, илл. 2, библ. 7.

УДК 551.491.4

Растворенные газы подземных вод нефтегазоносных отложений Актюбинского Приуралья и восточной окраины Прикаспийской впадины и их поисковое значение. Дальян И. Б., Сыдыков Ж. С., Стадник Е. В., Мухамеджанов М. А. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 110—116.

В статье впервые обстоятельно изложены состав растворенных газов подземных вод нефтегазоносных отложений артинского и кунгурского ярусов нижней и верхней перми, нижнего триаса, средней юры и нижнего мела описываемой территории, их газонасыщенность, парциальное и пластовое давление. Рост упругости и процентного содержания растворенных в воде углеводородов рассматривается как поисковый показатель газонасыщенных нефтяных залежей в положительных структурах.

Табл. 2, илл. 2, библ. 6.

УДК 551.491.4

Гидрохимическая зональность подземных вод Илийского артезианского бассейна. Шлыгина В. Ф., Пивоварова Т. П. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 117—125.

В Илийском бассейне выделяются четыре гидрогеологических этажа с различными условиями питания, динамики и формирования химического состава подземных вод. Гидрогеохимическая зональность в значительной мере повторяет гидродинамическую. Однако блоковое строение впадины, разная мощность водопроницаемых пород, наличие крупных очагов питания обусловливают смещение границ выделенных зон, различную их последовательность в вертикальном разрезе и появление дополнительных зон и подзон на различных участках бассейна.

Табл. 1, илл. 2.

УДК 551.491.4

Химический состав рудничных вод Джезказгана. Махмутов Т. Т., Жапарханов С. Ж. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 126—130.

Рассматриваются химический состав рудничных вод и динамика гидрохимической обстановки рудного поля за 1942—1966 г. Характеризуется химический состав откачиваемых рудничных вод с точки зрения их хозяйственного использования. Даны расчеты средневзвешенных содержаний ионов и минерализации воды по отдельным шахтам. Широкое использование рудничных вод уменьшит инфильтрацию оборотных вод в шахты и карьеры, что повлечет за собой снижение водопритоков в горные выработки.

Табл. 1, илл. 1.

УДК 553.7

Возможность поисков углекислых терм на северном склоне Заилийского Алатау. Дурнев В. В. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 131—132.

В статье описывается Курамское месторождение травертинов, образовавшееся за счет некогда выходивших по тектонической трещине горячих источников углекислого состава. Температура воды в родниках достигает 17—20°. Травертины служат поисковыми критериями углекислых минеральных вод в Заилийском Алатау.

УДК 553.7

Красногорские «травертиновые» источники (Южный Казахстан). Чайковский Л. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 133—137.

При гидрогеохимических поисках автором была обнаружена группа источников сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 1,8 *г/л*. В водах этих источников содержатся свинец, медь, никель, хром и сурьма, выделяющие до 40 *мг/л* спонтанной углекислоты. Считая описываемые воды аналогами «серно-щелочной» воды Ессентуков № 20, рекомендуем проведение детальных гидрогеохимических и электроразведочных работ для выявления возможной зоны сульфидной минерализации или очага углекислых минеральных вод для бальнеолечения.

Табл. 1, илл. 1.

УДК 551.491.4

Влияние литологии пород на химический состав трещинных вод Карсакпай-Байконырского района (Центральный Казахстан). Островский В. Н. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 138—146.

В статье излагаются особенности взаимосвязи химического состава трещинных подземных вод с литолого-минералогическим составом водовмещающих палеозойских пород. Установлено, что воздействие состава пород сказывается лишь на содержании ионов магния. Главным же источником поступ-

ления солей в трещинные воды являются рыхлые покровные образования, обусловливающие их гидрохимическую зональность, которая контролируется также характером движения подземных вод от областей питания к областям разгрузки и аккумуляции.

Табл. 3, илл. 1, библ. 10.

УДК 551.491

О влиянии температуры на формирование химического состава подземных вод. Жеваго В. С. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 147—150.

Повышение минерализации подземных вод глубоких горизонтов в артезианских бассейнах Южного Казахстана, где температура резко возрастает, в значительной степени зависит от термодинамической обстановки. На примере Арысской депрессии показано, что с увеличением температуры карбонаты кальция и магния выпадают из раствора, повышается содержание галоидов натрия, за счет чего в основном растет минерализация воды. Одновременно увеличивается содержание кремнекислоты и pH. Температура подземных вод определяет формирование их химического и газового состава, а также биогенных процессов.

Табл. 2, библ. 14.

УДК 551.491.3

Геотермические условия Илийской впадины. Кан М. С. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 151—165.

В статье на основании анализа гидротермических условий впадины предложена формула для определения глубины залегания нейтрального слоя, установлены закономерности изменения глубины и температуры нейтрального слоя в зависимости от гидродинамических и климатических факторов. Освещены причины изменения геотермического градиента по площади и в вертикальном разрезе, подсчитаны плотности теплового потока, рассмотрено распределение температур по кровле палеозойского фундамента, в толще мезозой-кайнозойских отложений выделены температурные зоны и приведена их характеристика.

Табл. 8, илл. 4, библ. 12.

УДК 551.491.3

Термальные воды Присырдарьинской впадины. Бондаренко Н. М. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 166—178.

Рассматривается роль геолого-структурных и гидродинамических факторов в распределении и накоплении тепла в подземных водах. Установлены закономерности в изменении температуры, минерализации и химического состава термальных вод, выделены перспективные районы на термальные воды и показана возможность их использования.

Табл. 3, илл. 2, библ. 7.

УДК 551.491.3

Термальные воды Чу-Сарысуйской впадины и перспективы их использования в народном хозяйстве. Алещенко Г. Р. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 179—185.

В статье освещены условия залегания термальных вод и водообильность пород. Подсчитаны вековые запасы вод и их прогнозные эксплуатационные ресурсы, выделены перспективные районы, где можно проектировать заложение эксплуатационных скважин на термальные воды. Намечено направление их использования.

Табл. 3, илл. 1, библ. 8.

УДК 551.491.4

Определение весового содержания основных ионов из формулы М. Г. Курлова. Порядин В. И., Сыдыков Ж. С. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 186—187.

Представление результатов химических анализов воды в виде формулы Курлова широко распространено в гидрогеологической литературе. Однако в формуле отсутствуют сведения об абсолютных содержаниях основных ионов. В связи с этим в статье излагается метод расчета абсолютных (весовых) компонентов, входящих в формулу. Точность расчетов зависит от степени округления величин и минерализации и процент-эквивалентов компонентов формулы Курлова.

Библ. 2.

УДК 551.491.4

Исследование возможности концентрирования микроколичеств меди методом цементации на металлическом никеле. Шин А. А., Алесковский В. Б. «Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969, стр. 188—190.

В работе показана возможность концентрирования микроколичеств меди цементацией металлическим никелем с последующим колориметрическим окончанием. Цементация проводилась из стандартных растворов меди при различных условиях. При этом выяснено влияние pH растворов, минерализации и времени концентрирования на процесс цементации. Наибольшая полнота осаждения меди достигается при pH = 2 и времени концентрирования 3 *мин* для слабоминерализованных и 7 *мин* — для сильноминерализованных вод.

Табл. 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Ж. Сыдыков. Формирование подземных вод Западного Казахстана . . . 3
Б. Кукабаев. Подземные воды нефтяных месторождений юго-западной части Урало-Эмбенского района . . . 28
К. М. Давлетгалиева. Гидрогеохимические аномалии рудных формаций Мугоджар . . . 76
К. М. Давлетгалиева, И. Г. Дивеев. Гидрогеохимические поисковые показатели полезных ископаемых Мугоджар и Малого Каратау . 86
И. Б. Дальян, Ж. С. Сыдыков, Е. В. Стадник. Гидрогеохимические условия новых газоносных структур Северо-Западного Приаралья 101
И. Б. Дальян, Ж. С. Сыдыков, Е. В. Стадник, М. А. Мухамеджанов. Растворенные газы подземных вод нефтегазоносных отложений Актюбинского Приуралья и восточной окраины Прикаспийской впадины и их поисковое значение . . . 110
В. Ф. Шлыгина, Т. П. Пивоварова. Гидрохимическая зональность подземных вод Илийского артезианского бассейна . . . 117
Т. Т. Махмутов, С. Ж. Жапарханов. Химический состав рудничных вод Джезказгана . . . 126
В. В. Дурнев. Возможность поисков углекислых терм на северном склоне Заилийского Алатау . . . 131
Л. Чайковский. Красногорские «травертиновые» источники (Южный Казахстан) . . . 133
В. Н. Островский. Влияние литологии пород на химический состав трещинных вод Карсакпай-Байконырского района (Центральный Казахстан) . . . 138
В. С. Жеваго. О влиянии температуры на формирование химического состава подземных вод . . . 147
М. С. Кан. Геотермические условия Илийской впадины. . . 151
Н. М. Бондаренко. Термальные воды Присырдарьинской впадины . . . 166
Г. Р. Алещенко. Термальные воды Чу-Сарысуйской впадины и перспективы их использования в народном хозяйстве . . . 179
В. И. Порядин, Ж. С. Сыдыков. Определение весового содержания основных ионов из формулы М. Г. Курлова . . . 186
А. А. Шин, В. Б. Алесковский. Исследование возможности концентрирования микроколичеств меди методом цементации на металлическом никеле . . . 188

Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана

Утверждено к печати Ученым советом Института гидрогеологии и гидрофизики Академии наук Казахской ССР

Редактор *В. В. Харченко*
Худож. редактор *И. Д. Сущих*
Техн. редактор *З. П. Ророкина*
Корректор *Т. Е. Каткова*

* * *

Сдано в набор 26/XI 1968 г. Подписано к печати 24/I 1969 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага № 2. Усл. печ. л. 16,78.
Уч.-изд. л. 17. Тираж 950. УГ02318.
Цена 1 р. 85 к.

* * *

Типография издательства «Наука», г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.
Зак. 177.