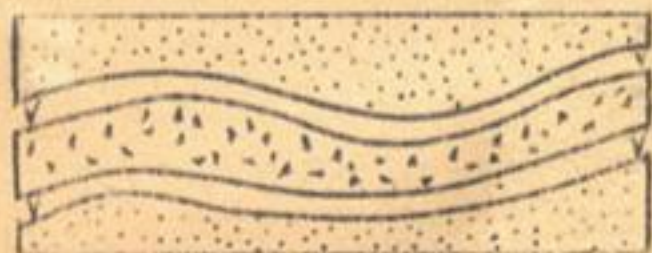


ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД



УДК 556.914.679 (01)

А.Н.Султанходжаев, Г.В.Куликов, А.И.Спиридонов,
И.Б.Трофимова, В.Г.Тиминский, Г.Д.Азизов

О ЗНАЧЕНИИ ИЗУЧЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО
СООТНОШЕНИЮ РАДИОАКТИВНЫХ И РАДИОГЕННЫХ ГАЗОВ
ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.

Использование данных о содержании гелия и аргона в водорастворимых газах для определения возраста подземных вод было предложено В.П.Савченко в 1935г.(1). Содержание гелия в газах, растворенных в подземных водах, постепенно увеличивается за счет процессов ядерного распада (элементов ряда урана и тория), происходящего в недрах; содержание аргона определяется по его количеству, захороненному в осадочных отложениях вместе с поверхностными водами и не претерпевшему существенных изменений. При этих условиях возраст вод (t) определяется He/Ar - отношением:

$$t = A \cdot \frac{He}{Ar}, \quad (1)$$

где A - числовой коэффициент, зависящий от радиоактивности водовмещающих пород, их пористости и плотности, степени отдачи гелия и его диффузии.

Однако трудности использования формулы (1) ограничивают применение $He-Ar$ - метода. В частности при определении возраста по $He-Ar$ - методу необходимо проведение трудоемких комплексных исследований физических свойств горных пород (пористости, плотности и радиоактивности) (2). Предположение, что весь аргон поступает в воду из атмосферных осадков, недостаточно обосновано. Исследованиями изотопного состава аргона в газах подземных вод Амударьинского бассейна установлено, что доля радиогенного аргона в наиболее застойных участках бассейна достигает 30-50%, а в горизонтах, где развиты соленосные отложения, превышает 70%. Таким образом, неучет доли радиогенного аргона в этих случаях приводит к резкому занижению He/Ar - отношения и соот-

ответственно величины возраста подземных вод. Колебания радиоактивности водовмещающих отложений и процессом миграции флюидов (газов и вод) сильно искажают результаты расчета возраста вод как в сторону завышения, так и занижения.

Из вышесказанного следует, что данные возраста подземных вод, рассчитанные по He/Az - отношению, необходимо контролировать другим независимым методом. Ранее нами предлагалось проводить это по дейтерию. (3).

Генетическая связь гелия и радона позволяет использовать величину He/Rn - отношения для оценки возраста подземных вод без определения физических свойств горных пород (плотности и пористости) и их радиоактивности.

Концентрация гелия (в см³/литр) в поровом пространстве водовмещающих горных пород определяется выражением:

$$He = 1,14 \cdot 10^{-4} (U + 0,27 Th) \frac{d}{P} (1 - K_{\Phi}) \cdot K_{отг} \cdot t; \quad (2)$$

U, Th - содержание урана и тория в горных породах в г/г, d - плотность пород в см³/г, P - пористость пород в долях единицы, K_{Φ} - коэффициент, учитывающий потери гелия из пластовых вод в вышележащие породы и атмосферу за счет диффузии, в долях единицы, $K_{отг}$ - коэффициент отдачи гелия горной породой пластовым водам, в долях единицы, t - возраст подземных вод, в годах.

Концентрация радона (в эманах) определяется выражением:

$$Rn = 34 \cdot 10^5 \frac{K_{эман} \cdot U \cdot d}{P}; \quad (3)$$

где U - содержание урана в горных породах в г/г, $K_{эман}$ - коэффициент эманирования, в долях единицы.

Из выражения (3) видно, что концентрация радона в подземных водах зависит от содержания урана в породах, их физических свойств и $K_{эман}$ и не зависит от времени.

Разделив выражение (2) на (3) и найдя , получим:

$$t = 8 \cdot 10^{10} \cdot \frac{K_{эман}}{K_{отг} \cdot (1 + 0,27 \gamma) (1 - K_{\Phi})} \cdot \frac{He}{Rn} \quad (4)$$

где $\gamma = \frac{Th}{U}$ - отношение в горных породах.

Обозначив числовой коэффициент

$$8 \cdot 10^{10} \frac{K_{эман}}{K_{отг} \cdot (1 - K_{\Phi}) \cdot (1 + 0,27 \gamma)} \quad \text{через } B, \text{ полу-}$$

чим выражение для возраста вод в более простом виде:

$$t = B \cdot \frac{He}{Rn} ; \quad (5)$$

Рассмотрим возможные числовые значения коэффициента "В". Учитывая, что $K_{отд}$ и $K_{эман}$ взаимосвязаны между собой, т.к. отражают один и тот же физический процесс - уход гелия из горных пород, можно считать, что колебания $K_{эман}$ и $K_{отд}$ практически не сказываются на абсолютной величине коэффициента "В". К тому же следует отметить, что колебания $K_{эман}$ и $K_{отд}$ синхронны, т.е. если увеличивается $K_{эман}$, то возрастает $K_{отд}$ и наоборот. В общем случае $K_{отд}$ и $K_{эман}$ зависят от физических свойств горных пород и физико-химических условий среды. Анализ результатов исследования эманирования и потерь гелия показывает, что в большинстве случаев $K_{отд}$ превышает $K_{эман}$ примерно в 3 раза. Коэффициент КЭ изменяется от 0,4-0,8 в зависимости от геолого-тектонических условий района.

Исходя из сделанных предположений, выражение $\frac{K_{эман}}{K_{отд} \cdot (1 - K_{отд})}$ в первом приближении можно принять равным 1. Кроме того, коэффициент "В" зависит от $\frac{I_h}{n}$ - отношения (γ) в породах. При изменении величины γ от 1 до 10 коэффициент "В" изменяется от $1,65 \cdot 10^{10}$ до $1,05 \cdot 10^{10}$. Следовательно, значение коэффициента "В" очень слабо зависит от изменения γ в породах. При среднем значении для осадочных пород, равном 5, коэффициент "В" равен $1,3 \cdot 10^{10}$.

Таким образом, формула для оценки возраста подземных вод имеет вид:

$$t = 1,3 \cdot 10^{10} \cdot \frac{He}{Rn} , \quad (6)$$

где He - концентрация гелия в водах, в $см^3/лит$;

Rn - концентрация радона в водах, в эманах.

Используя выражение (6), мы рассчитали возраст подземных вод, взятых из скважин Ташкентского и Амударьинского артезианских бассейнов. Концентрация радона в водах определялась в поле эманационным методом. Радон из водных проб объемом 100-150 $см^3$ переводился в эманационную камеру вакуумным способом. Анализ гелия производился по стандартной методике (4).

Данные определения возраста вод по He/A - отношению

Таблица I

Результаты оценки возраста подземных вод Ташкентского артезианского бассейна He/R_n - и He/Az - методами

№ п/п	Наименование площади	He : см ³ /литр	R_n : вмян	He : R_n	He -возраст: : Az	He -возраст: : R_n	Зоны
1.	с/х Капшамок, скв. 10 ⁶	0,00017	9,0	240.10 ³	60.10 ³	4,0	пита-
2.	ст. Монтанаш, скв. 18	0,00022	8,0	360.10 ³	60.10 ³	6,0	няя
3.	пос. Дарбаза, скв. 13 ^a	0,0005	7,0	900.10 ³	200.10 ³	4,5	
4.	пос. Сарн-Агач, скв. 12 ⁶	0,00047	7,0	870.10 ³	200.10 ³	4,3	
5.	пос. Киорай, скв. 8	0,0120	7,0	22.10 ⁶	2,4.10 ⁶	9,0	пере-
6.	ст. Джилга, скв. 15	0,0014	8,0	2,8.10 ⁶	400.10 ³	6,0	ход-
7.	пос. Дуначарского, скв. 3	0,0064	5,2	16.10 ⁶	2,4.10 ⁶	6,6	ная
8.	Ташминьолы, скв. 5	0,0170	5,0	44.10 ⁶	1,6.10 ⁶	28	зас-
9.	Дворец водного спорта г. Ташкент, скв. 2	0,0174	4,0	57.10 ⁶	6,2.10 ⁶	9,2	той-
10.	ст. Пишевик, скв. 2	0,0174	4,0	57.10 ⁶	5,1.10 ⁶	11	ная
11.	ст. Чинасад, скв. 7	0,0123	5,0	32.10 ⁶	0,5.10 ⁶	60	

Таблица 2.
Результаты оценки возраста подземных вод Амударьинского бассейна
He/Rn и He/Az - методами

№ п/п	Местоположение скважин	He : см ³ /литр	Rn : эман	He/Rn : возраст : 10 ⁶ лет	He/Az : возраст : 10 ⁶ лет
1.	Ходлакудук, скв.1	0,0071	4,8	17	17
2.	Ходжихафрам, скв.1	0,0061	3,2	26	8
3.	Актепе, скв.1	0,0155	3,7	52	26
4.	Свердлов, скв.1	0,0274	4,5	73	-
5.	Имерск, скв.2 ⁸	0,022	3,7	78	-
6.	Карачукур, скв.1	0,0117	3,6	39	-
7.	Шуртепе, скв.1	0,0206	3,0	65	-
8.	Фараб, скв.40	0,030	4,0	100	-
9.	Алат	0,0190	2,7	90	-
10.	Караоанр, скв.1	0,0151	4,8	40	12
11.	Дж.Мубарек, скв.9	0,0146	2,3	85	30
12.	Дж.Мубарек, скв.13	0,0366	3,6	130	65
13.	Билузжак, скв.7	0,0264	3,6	91	83
14.	Рошетан, скв.1	0,0288	2,2	140	115

(табл.1) значительно превышают данные, полученные при расчете по He/Az - отношению. Это особенно характерно для наиболее погруженной части бассейна - зоны застойных вод. (3,5).

Для Амударьинского артезианского бассейна (табл.2) различие в возрасте значительно меньше. Иногда результаты, полученные обоими методами (в пределах ошибок методов), совпадают.

Отмеченная особенность имеет не случайный характер, а является отражением геолого-тектонических процессов Ташкентского и Амударьинского бассейнов.

В зоне застойных вод Ташкентского артезианского бассейна, т.е. в зоне наиболее активных тектонических процессов, различие в значениях возраста вод - максимальное. Застойность гидрогеологического режима в районе подтверждена высоким содержанием дейтерия (6). Аномальные значения возраста по He/Rn -методу свидетельствуют об избыточном наличии гелия в этой зоне бассейна.

Данные, полученные по Амударьинскому бассейну, указывают на то, что основные предпосылки, положенные в основу расчета значений возраста вод, обоснованные. Для этой зоны, видимо, допустимо рассматривать гелий как газ сингенетического происхождения. Полученные данные по возрасту подземных вод соответствуют результатам комплексных радиоизотопных исследований подземных вод этих районов (дейтерий, изотопы урана, радиоактивные элементы и т.д.).

Следовательно, величина отношений значений возраста подземных вод, рассчитанных различными генетическими методами t_{He-Az} (t_{He-Rn}), является показателем тектонической активности региона и может рассматриваться как индикатор процессов тектогенеза.

Л и т е р а т у р а

- | | |
|------------------------------------|--|
| И.В.П.Савченко | К вопросу о геохимии газов. Сб. "Природные газы". ОНТИ, 1935, 9. |
| 2.А.М.Овчинников,
Л.В.Горбушина | Вопросы определения возраста подземных вод. "Изв.высш.учебн.завед.", серия геол.и разведки, 1965, 2. |

3. Л.В.Горбушина и др. Возраст и пропорции смешения минеральных вод Ташкентского артезианского бассейна. "Изв.высш.учебн.завед.", серия геол.и разведки, 1967, 7.
4. Л.В.Горбушина,
Д.Ф.Зимин,
А.С.Сердюкова Радиометрические и ядерно-геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Атомиздат, М., 1970.
5. А.Н.Султанходжаев
и др. Принципы палеогидрогеологического анализа артезианских бассейнов. "Узб.геол.журнал", 1969, I.
6. А.Н.Султанходжаев
и др. Об использовании соотношений радиоактивных газов в подземных водах с целью оценки их возраста. "Узб.геол.журнал", 1971, 5.

УДК — 556.3 (084.3) 575.

К.А.Сабиров

О РЕЗУЛЬТАТАХ КАРТИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПОВЫШЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Материалы гидрогеологических исследований подземных вод повышенной минерализации Средней Азии легли в основу составления обзорных карт, характеризующих закономерности распространения пресных и солоноватых подземных вод и районирования территории Средней Азии по обеспеченности пресными водами (выделяется два региона: обеспеченный и не обеспеченный пресными подземными водами).

Территории горных, межгорных и внутригорных впадин, предгорных прогибов и площади, занятые крупными подпесчаными линзами пресных вод Каракумов, выделены как регион, обеспеченный пресными подземными водами.

Территории Каракумов, Кизылкумов, Устюрта и Западной части Туркменской низменности выделены как регион, не обеспеченный пресными подземными водами. На карте для каждого региона показаны: контуры распространения перспективных водоносных горизонтов, степень минерализации, химический состав вод, величины динамических и емкостных запасов подземных вод повышенной минерализации.

В пределах сырдарьинской системы артезианских бассейнов Ферганский и Приташкентский выделяются как регион, обеспеченный пресными подземными водами, а группы средне- и нижнесырдарьинских — не обеспеченный.

На территории ниже- и среднесырдарьинских бассейнов к отложениям юры, мела, палеогена и неоген-четвертичных приурочены вапорины, часто самоналивающиеся подземные воды.

В неогеновых и четвертичных отложениях содержатся грунтовые воды различной минерализации - от пресных до соленых. К северо-северо-западу минерализация возрастает от I до IV и более г/л. Расходы колодцев - до 1,2 л/сек. В пределах песчаных массивов распространены небольшие линзы пресных и слабоминерализованных (от 0,5 до 3-5 г/л) грунтовых вод.

Сенонский водоносный горизонт развит повсеместно. На поверхность выходит по периферии, на остальной площади вскрывается на значительной глубине (100-800 м), увеличивающейся в севера на юг. Воды преимущественно слабосоленоватые (I-3 г/л).

Туронский водоносный горизонт, развитый на всей описываемой территории, обнажается по ее окраинам, где обретен несколькими колодцами, а на остальной площади погружается на значительную глубину (до 450 м) и вскрывается скважинами.

Сеноманский водоносный горизонт обнажается на юго-восточной, южной и западной окраинах района и вскрыт глубокими скважинами в его центральных частях. Воды преимущественно слабосоленоватые (I-4 г/л), самоизливающиеся. Дебиты скважин составляют 10-12 л/сек.

Водоносный горизонт альба распространен повсеместно. Воды самоизливающиеся, соленоватые (2-12 г/л). Производительность скважин при самоизливе достигает 10 л/сек.

Аптский водоносный горизонт распространен ограниченно. Дебиты скважин от 3 до 23 л/сек. Воды слабосоленоватые (I-12 г/л).

Сведения о водоносности юрских отложений ограничены. Воды соленоватые и слабосоленые. Дебиты скважин могут достигать 8,5 л/сек.

Линзы пресных и слабоминерализованных вод четвертичных отложений распространены ограниченно. Подземные воды верхнего мела наиболее перспективны для водоснабжения населенных пунктов, орошения пастбищ и орошения. Качество их удовлетворяет требованиям, предъявляемые к во-

дапайным водам; запасы весьма велики. Дебит одиночных скважин - 5-27 л/сек, а групповых - 500-1000 л/сек. За счет использования солоноватых напорных вод с применением искусственного опреснения может быть решена проблема водоснабжения населенных пунктов, совхозов и колхозов.

Амударьинская система артезианских бассейнов включает три группы артезианских бассейнов; Верхнеамударьинскую и нижнеамударьинскую.

Верхнеамударьинский артезианский бассейн охватывает территории Сурхандарьинской, Вахшской, Яванской, Кафирниганской и Яхсуйской долин и прилегающие к ним горные массивы. Глубокие скважины вскрывают несколько напорных водоносных горизонтов, приуроченных к четвертичным, неогеновым, палеогеновым, меловым и юрским отложениям.

На территории обширных конусов выноса и аллювиальных равнин рек Сурхан, Вахш, Кафирниган, Кызылсу, Шяндж и др. широко развиты грунтовые воды, приуроченные к четвертичным отложениям. В периферийной части конуса выноса грунтовые воды напорные, местами самоизливающиеся. Воды преимущественно пресные и слабосоленоватые; сильносоленоватые - характерны для высоких террас, сложенных мелкоземом.

Наиболее широко распространены в пределах артезианского бассейна отложения неогена. Их суммарная мощность превышает 7000 м. Воды этих отложений выходят на дневную поверхность в виде родников с дебитом 0,1-1 л/сек и вскрываются неглубокими колодцами. Обычно воды верхне-неогеновых отложений пресные, однако в зоне недостаточного увлажнения их минерализация повышается до 1-3 г/л.

Водоносные горизонты палеогеновых отложений (алайские и бухарские слои) выходят на поверхность по склонам гор, обрамляющих бассейн. Минерализация 1 до 10 г/л, с приближением к центру впадины увеличивается до 25-30 и даже до 130 г/л.

Водоносный комплекс верхнего мела включает водонос-

ные отложения сенонского и туронского ярусов.

Сенонский водоносный горизонт приурочен к песчанам — кам и известнякам. Минерализация воды достигает 214 г/л. Относительно менее минерализованные воды (1–10 г/л) развиты в районах выхода сенонских отложений на дневную поверхность.

Туронский водоносный горизонт, приуроченный к известнякам, в одном пункте вскрыт скважиной на глубине 2000 м. Скважина самоизливающаяся. Минерализация воды — 204 г/л., с высоким содержанием йода и брома.

Водоносный комплекс нижнего мела выходит на дневную поверхность узкой полосой по окраинам бассейнов в виде многочисленных родников с дебитами от 0,1 до 1 л/сек. Вода родников — пресная, редко с минерализацией от 1 до 10 г/л.

Юрский водоносный комплекс в пределах бассейнов залегает на больших глубинах и содержит рассолы с высоким содержанием йода и брома.

Пресные подземные воды четвертичных и неогеновых отложений являются основным источником водоснабжения городов, поселков, сельских населенных пунктов, промышленных предприятий, обводнения пастбищ и орошения земель. Естественные запасы вод четвертичных отложений (в долинной части бассейна) составляют 300 тыс. м³. Эти запасы в перспективе могут полностью удовлетворить нужды сельскохозяйственного и городского водоснабжения, обводнения пастбищ и мелкоовязного орошения. Высокоминерализованные, с повышенным содержанием йода и брома, подземные воды юры, мела и палеогена представляют ценность для промышленного использования.

В периферических возвышенных частях района запасы и распространение пресных вод ограничены, поэтому они не могут полностью удовлетворить нужды водоснабжения сельских хозяйств и нефтяной и газовой промышленности. Здесь проблемы водоснабжения можно решать за счет опреснения подземных вод неогена и палеогена. Дебит одноконтурных

скважин может составить 1-8 л/сек, а групповых - 10-100 л/сек. К среднеамударьинской группе относятся два бассейна: Бухаро-Каршинский артезианский бассейн - его территория представлена отложениями палеозоя, юры, мела, палеогена и четвертичной системы. Подземные воды четвертичных отложений в описываемом районе распространены повсеместно. В верхней части водоносного комплекса они часто слабосоленоватые, а в нижней - минерализация их не превышает 1 г/л. Водоносные породы неогена в предгорьях Гиссарского и Зерафшанского хребтов выходят на дневную поверхность, а на остальной площади бассейна вскрываются скважинами. Общая минерализация воды возрастает с востока и северо-востока к западу (от 1 до 8 г/л). Дебиты одиночных скважин - 4-12 л/сек, а групповых 10-100 л/сек. Подземные воды палеогеновых отложений в основном самоизливаются. Минерализация - до 3 г/л, но на отдельных участках иногда достигает до 10-30 г/л.

Воды палеогена используются для технического и питьевого водоснабжения и водопоя овец. При эксплуатации соленоватых и соленых вод дебит одиночных скважин - до 11-16 л/сек, а групповых - до 100 л/сек. К меловым отложениям приурочено более пяти напорных, нередко самоизливающихся, водоносных горизонтов. Вблизи областей питания воды пресные или слабосоленоватые; к югу минерализация увеличивается до 5-10 г/л, а иногда и более (до 58 г/л). Дебит одиночных скважин - 4-5 л/сек. Воды юрских отложений высокоминерализованные (10-540 г/л), до рассолов, с большим содержанием йода и брома. Подземные воды палеозойских изверженных и метаморфизованных осадочных (известняки и песчаники) пород на участках выклинивания питают родники с пресной водой. На больших глубинах (до 1500-2000 м) содержатся высоконапорные, часто самоизливающиеся воды с минерализацией от 17 до 114 г/л и повышенным содержанием йода и брома.

Общие прогнозные эксплуатационные запасы пресных

подземных вод района составляют около $9 \text{ м}^3/\text{сек}$, из них вод четвертичных отложений - более $6 \text{ м}^3/\text{сек}$. Запасы вод с минерализацией $2-5 \text{ г/л}$ - около $11 \text{ м}^3/\text{сек}$, из них используются около $9 \text{ м}^3/\text{сек}$. Пресные подземные воды, приуроченные, главным образом, к предгорной части района, могут полностью обеспечить сельскохозяйственное водоснабжение, обводнение пастбищ и мелкооазисное орошение. В южной и западной частях бассейна для водоснабжения необходимо использовать солоноватые воды неогена, палеогена и мела после их опреснения.

Каракумский артезианский бассейн занимает центральную равнинную часть Каракумов, сложенную мезокайнозойскими - юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными образованиями, общей мощностью до $3500-4000 \text{ м}$. Здесь выделяются пять гидрогеологических районов третьего порядка: Центрально-Каракумский, Заунгузский, Предкопетдагский, Туаркырский и Карабогазгольский.

К восточной части Каракумского артезианского бассейна приурочено несколько водоносных комплексов. Неогеновые и четвертичные отложения содержат грунтовые воды. В пределах Центральных и Юго-восточных Кызылкумов водовмещающей толщей служат нижне-и среднечетвертичные пески, а в северо-западной части бассейна - верхне-неогеновые песчаники и пески. Глубина залегания грунтовых вод от 0 до 260 м ; наибольшая - более 100 м - в пределах возвышенностей Карабиль и Бадхиз; от 20 до 50 м - территории предгорной равнины и западной части Сарыкамышта; $10-20 \text{ м}$ - почти на всей площади низменных Каракумов; менее 10 м - для Копет-Дага и вдоль Аму-Дарьи и Каракумского канала. В таких же пределах изменяется мощность водоносного горизонта. Пресные и слабосоленоватые воды распространены на территории конусов выноса горных рек Копет-Дага, узкой полосой вдоль Аму-Дарьи и Каракумского канала, и образуют ряд крупных линз - Ясханская, Ахча-Куйминская, Джили-Кумская, Восточно-Заунгузская, Балучинская, Мургаб-Амударьинская и Мур-

гао-Тедженская. На остальной площади района преобладают соленоватые и соленые (до рассолов) грунтовые воды. Воды с минерализацией более 35 г/л широко распространены на западе низменной части Каракумов. Дебит одиночных скважин 2-20 л/сек, групповых - 400-1000 л/сек. Естественные запасы их превышают 245 млн. м³. в пределах бассейна подземные воды палеогена, мела, юры по минерализации и химическому составу различны. Слабоминерализованные воды (до 3-10 г/л) распространены в пределах хр. Копет-Дага. Водоносные комплексы этих отложений залегают на дневной поверхности. С продвижением от гор к предгорьям водоносные комплексы погружаются под четвертичные отложения до 5000-6000 м. Минерализация увеличивается до 35-50 г/л и более. Ближе к центральным Каракумам зона соленых вод сменяется зоной рассольных - сначала слабых (35-50 до 100 г/л), а затем крепких (100-250 г/л). Изменяется также химический состав воды - от гидрокарбонатно-кальциевого до хлоридно-натриево-кальциевого. Соответственно увеличивается температура воды от 20 до 100-150⁰С (Предкопетдагский прогиб). Из вышеизложенного видно, что подземные воды палеогена, мела и юры Каракумского артезианского бассейна отличаются высокой минерализацией, измеряемой десятками и сотнями граммами на литр. В связи с глубоким залеганием и минерализацией грунтовых вод невозможно опреснение и использование их для питьевого водоснабжения и орошения.

Грунтовые воды неогеновых и четвертичных отложений являются основным источником водоснабжения. Наиболее водообеспеченны предгорные равнины Копет-Дага, где прогнозные эксплуатационные запасы пресных подземных вод составляют 9800 л/сек. Используется лишь незначительная часть.

В пределах дельт Мургаба и Теджена пресные воды распространены на незначительных участках и используются для водообеспечения скотоводческих хозяйств. На остальной,

большей части Центральных и Заунгузских Каракумов, подземные воды встречаются только в виде мелких линз. Для этой территории проблема снабжения населения пресной водой может быть решена за счет опреснения соленых и солоноватых подземных вод, магазинирования атмосферных осадков или путем переброски пресных вод из соседних районов.

В пределах Центрально-Кизылкумского артезианского бассейна подземные воды приурочены к отложениям палеозоя, мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Подземные воды четвертичных и неогеновых отложений развиты почти повсеместно. Минерализация их - от I до 30 г/л, водообильность пород небольшая (0,2-6 л/сек). Подземные воды палеогена солоноватые и соленые (2-10 г/л). Глубина залегания кровли водоносных отложений возрастает по направлению к центральным частям бассейна. Водообильность их незначительная (0,5-1,5 л/сек). Сенов-Туронский водоносный комплекс мела характеризуется относительно высокой водообильностью (2-20 л/сек). Мощность водоносных пород и их глубина залегания увеличивается к центру впадины (от 20-30 до 400-500 м). В этом же направлении наблюдается постепенное увеличение минерализации подземных вод, по преимуществу слабосолоноватых (1-10 г/л). Подземные воды сеномана, распространенные на большей части территории, характеризуются высокими напорами и значительными дебитами скважин (2-10 л/сек). Подземные воды палеогеновых отложений широко развиты в окраинных частях горных массивов. Дебиты источников - 0,5-3 л/сек (Тамдытау). Воды пресные, реже слабосолоноватые. Пресные подземные воды палеозоя и четвертичных отложений распространены в горной и предгорной частях районов; в равнинной - слабосолоноватые воды меловых отложений. Дебит одиночных скважин до 2-20 л/сек. Воды вполне пригодны для обводнения пастбищ, но для использования их с целью водоснабжения необходимо искусственное опреснение.

В Западно-Туркменской низменности подземные воды раз-

вены в отложениях верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Воды четвертичных отложений пестрые по водобильности и степени минерализации (до 100 г/л). Дебит одиночных скважин незначительный - 0,06-1,5 л/сек. К мощной глинистой толще апшеронского яруса приурочено несколько водоносных горизонтов. Воды напорные, иногда самоизливающиеся, по степени минерализации - от соленых до крепких рассолов. Отложения акчагыла содержат два-три водоносных горизонта, разделенных глинами. Воды самоизливающиеся, высокоминерализованные, содержат йод и бром.

Для красноцветной толщи неогена характерно чередование водосодержащих и водоупорных пород. В ней выделяется до 20-30 водоносных горизонтов со значительным дебитом (4-12 л/сек). Воды самоизливающиеся, сильносоленые (до 25-30 г/л), до крепких рассолов (200-250 г/л). Минерализация вод уменьшается от верхних горизонтов к нижним.

В аллювиальных и эоловых отложениях встречаются линзы пресных и слабосоленоватых вод. Наиболее крупные из них - Бугдалинская, Каракульская. Общие естественные запасы - 6 млн. м³. Многие мелкие линзы иссякают.

Из вышеизложенного видно, что источником водоснабжения Западно-Туркменской низменности могут служить подземные воды четвертичных отложений предгорных возвышенностей Копет-дага и южной части Большого Балхана. В равнинной части дефицит можно покрыть за счет опреснения подземных вод (однако, распространение их ограничено, мощность незначительна, минерализация превышает 50 г/л). В приморских районах целесообразно производить опреснение морской воды, минерализация которой гораздо ниже.

В пределах Устьюртского бассейна подземные воды вскрыты буровыми скважинами в отложениях неогенового, палеогенового, мелового и юрского возрастов. Палеогеновые отложения являются региональным водоупором для грунтовых вод неогена.

в неогеновых отложениях выделяются два водоносных горизонта: сарматских и тортонских отложений. По условиям залегания подземные воды сармата и тортона являются грунтовыми. Глубина залегания сарматского водоносного горизонта уменьшается от 50 (в области поднятия) до 5 м (в области понижения рельефа), минерализация увеличивается с севера на юг от 1-3 до 30 г/л и более. Производительность скважины увеличивается до 5 л/сек, при понижении 10-15 м. Водообильность сарматских отложений увеличивается с юга на северо-запад и по мере углубления.

Мощность водоносного горизонта тортона увеличивается в направлении (погружения) к шору Барса-Кельмес от 10-16 м до 30-50 м. Глубина залегания кровли водоносного горизонта колеблется от 25 до 70-80 м и более. Минерализация воды изменяется от 4 до 30 г/л. С приближением от возвышенных частей рельефа к области (понижений) разгрузки, минерализация воды достигает 100 г/л. Величина расхода скважин изменяется от 1 до 6 л/сек, при понижении уровня воды на 4-10 м.

Подземные воды мела и юры вскрыты глубокими нефтяными скважинами на структурах Шахпахта, Байтерек, Терен-Кудук, Аламбек, Кохбахта и др. Воды напорные, самоизливающиеся. Удельные дебиты скважин составляют от 0,001 до 1 л/сек. Степень минерализация подземных вод мела и юры зависит от глубины залегания водонесущих пород и колеблется в пределах от 3-30 до 120-160 г/л и более. Химический состав воды - преимущественно хлоридно-натриевый.

Из вышеизложенного видно, что в пределах бассейна наиболее перспективны для практического использования водоносные горизонты сармата и тортона. Общая величина расходов потока их составляет около 1 м³/сек. Воды пригодны для технического водоснабжения. Проблему питьевого водоснабжения следует решать за счет опреснения.

Картографическое обобщение материалов по изучению подземных вод повышенной минерализации Средней Азии показывает, что эти воды для многих районов могут служить

основным или важным дополнительным источником водоснабжения, обводнения пастбищ и орошения земель. Следующий этап гидрогеологических исследований в этом направлении — картирование подземных вод повышенной минерализации в более крупных масштабах и уточнение перспективной оценки их эксплуатационных запасов. Экономическая оценка целесообразности использования соленых и солоноватых подземных вод должна основываться на сопоставлении стоимости 1 м³ воды, полученной опреснением или доставляемой из ближайшего источника пресной воды. Должны учитываться и другие возможные источники водоснабжения: местные поверхностные пресные и соленые воды. Стоимость 1 м³ опресненной подземной воды при этом определяется как сумма удельных капиталовложений в разведку, бурение и оборудование водозаборов, удельных эксплуатационных расходов и стоимости опреснения.

В дальнейшем необходима детальная разработка экономических критериев, принципов и методики изучения подземных вод, оценки их эксплуатационных запасов по промышленным категориям и определение целесообразности использования вод повышенной минерализации для различных целей.

УДК 556.3:551.762 (575.15+575.192)

Г.В.Куликов, С.Е.Козорез, Н.А.Тялиновский,
М.Р.Хамраев

ГЕОЛОГО-ИСТОРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЮРСКОГО ВОДОНАПОРНОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Результаты гидрогеологического изучения юрского водонапорного комплекса Юго-Западного Узбекистана позволяют говорить о специфичности этого комплекса на общем фоне мезокайнозойского разреза территории. К основным гидрогеологическим особенностям юрского водонапорного комплекса относятся: резкие перепады гидравлических потенциалов на сравнительно близко расположенных площадях как в граделах Чарджоуской, так и Бухарской ступенях; падение пластовых давлений с юго-востока на северо-запад; смена гидрохимических зон в субмеридиональном (с северо-северо-востока на юг-юго-запад) направлении, не увязываемая с общими направлением падения напоров; сохранение в наиболее погруженных районах юрского водонапорного комплекса подземных вод с повышенным содержанием радиоактивных элементов, в частности урана; резкое преобладание в составе растворенного газа углеводородов.

Отмеченные особенности являются закономерным результатом многообразных и сложных преобразований, происходивших в изучаемом регионе в процессе его геологического развития.

История формирования подземных вод юрского водонапорного комплекса тесно связана с пятью основными периодами геолого-тектонических преобразований региона: рэт - нижнеюрским, среднеюрско-келловей-оксфордским, кимеридж-титонским, мел - палеогеновым и неоген-четвертичным.

Изучаемая территория к началу перми представляла горно-складчатое сооружение, гипсометрически более высокое, чем Кызылкум. С юго-востока и северо-запада оно ограничивалось глубинными древними разломами - Амударьинским и Предкызылкумским.

Активное развитие Амударьинского разлома в перми обусло-

вело опускание вдоль него Амударьинской впадины. В нее сно-
сился весь обломочный материал с эродироваемой Бухаро-Хивинс-
кой складчатой области. К концу триаса она оказалась полно-
стью сnivelированной (2).

Пенепплевизация возвышенностей в позднем рте в услови-
ях влажного климата ограничивала развитие гидрографической
сети, что обусловило возникновение в поймах рек и пониже-
ниях озер, впоследствии заболачивавшихся. Поздний триас изу-
чаемого региона характеризуется как период стабилизации су-
ши, в течение которого, наряду с активными процессами вывет-
ривания, происходило интенсивное заболачивание, способство-
вавшее созданию высококислотной среды осадконакопления (9).

Нижнеюрская эпоха знаменуется оживлением активности в
зоне древнего регионального Бухарского разлома, отделившего
в нижней юре приподнятую часть Кызылкумского щита от зоны
осадконакопления. О движениях в нижней юре в зоне этого раз-
лома свидетельствует уступообразный характер нарастания мощ-
ностей отложений лейаса и отсутствие соответствующих накоп-
лений в приподнятой части уступа (2).

С нижнеюрской эпохой в регионе связано заложение и раз-
витие депрессий в условиях континентального режима, при рез-
ком изменении знаков колебательных движений (8).

В нижней юре, по сравнению с верхним триасом, области
аккумуляции расширились, а область сноса, отступив к севе-
ро-востоку в пределы современной Бухарской ступени, в крае-
вой зоне обособились и создали сложный рельеф. Возникла се-
рия внутрибассейновых поднятий: два - вдоль Амударьи, севе-
ро-восточнее Чарджоу и Дарган-ата, и два - в районе современ-
ных Денгизкуля, Андабазара и Караулбазара. На востоке и се-
веро-востоке областями эрозии являлись Гаурдак-Тюбегатанс-
кое поднятие и Гиссарский хребет. В результате по долинам
рек, в полосе предгорий и предгорных равнин накапливается
терригенный материал. На равнинах в поймах рек развивалось
заболачивание. Господствовали процессы механического пере-
распределения осадков.

Климат нижней юры был гумидным и, в отличие от клима-
та в верхнем триасе, носил черты тропического. Развитие рас-
тительности по долинам рек и водоразделам благоприятствовало

накоплению органических масс, рассеянных в породах или сконцентрированных в виде пластов торфяников (углей). Геохимический режим в осадках характеризовался окислительными процессами с локальным проявлением восстановительной обстановки (8).

Таким образом, в рэт - нижнеюрский период изучаемая территория представляла собой обширную, ступенчато погружающуюся на юго-запад область. Большую часть территории Бухарской ступени занимали горные сооружения и предгорья, где преобладали процессы денудации и размыва палеозойских пород. Районы современной чарджоуской ступени, имевшие сложный рельеф, являлись бассейном аккумуляции пресноводных русловых, пойменных и озерно-болотных осадков. Рэт-нижнеюрский этап является периодом формирования подземных вод в континентальных условиях, протекавшим в обстановке непостоянства знака колебательных движений, но с тенденцией непрерывного погружения региона вдоль Бухарского глубинного разлома. В юрских отложениях в это время накапливались пресные, богатые кислородом подземные воды. Формирование их химического состава происходило в условиях влажного теплого климата, в обстановке изменения геохимического режима от резко восстановительного до окислительного.

В областях поднятий на территории современной Бухарской ступени в коре выветривания палеозойских пород и по разломам формировались локальные участки пресных вод (5,3).

В пределах аллювиальных равнин Чарджоуской ступени, в обширных зонах заболачивания подземные воды были обеднены кислородом в связи с окислением захороняемой органики. В этих условиях, по-видимому, могли накапливаться воды, обогащенные гидрокарбонатами натрия и кальция (3).

Следует выделить два важных тектонических момента формирования юрского водонапорного комплекса в нижнеюрское время: 1) возрождение древнего Бухарского разлома и опускание вдоль его плоскости территории современной Чарджоуской ступени, что послужило началом первой стадии захоронения и тектонической эволюции молодых водоносных горизонтов, сформировавшихся в нижних секциях разреза нижнеюрских отложений; 2) зарождение на территории Чарджоуской и южной части

Бухарской ступени первых внутрибассейновых антиклинальных структур.

Среднеюрский этап развития региона является периодом проявления первой региональной трансгрессии мезозойских морей (I).

В связи с общим погружением региона область эрозии сокращается, по сравнению с нижнеюрской, отодвигаясь к северо-востоку. Рельеф суши был выравнен.

Большая часть территории современной Бухарской ступени оказалась ниже уровня моря. На фоне опускающихся площадей выделяются участки малоамплитудных поднятий — Сарыташ, Караулбазар, Андабазар, Газли, Ташкудук, Курбанали, Султансанджар. Многие структуры, контрастно выраженные в нижней юре, в средней юре были перекрыты, но их конседиментационное развитие продолжалось и в последующее время (8).

Территория Каршинского района и юго-западных отрогов Гиссара в нижней и средней юре отличалась большей подвижностью, по сравнению с районами, примыкавшими к ней с запада. Эта территория выделяется в виде самостоятельной окраинно-платформенной впадины. Мощность среднеюрских осадков увеличивается в ней более чем в два раза, по сравнению с мощностью этих осадков на западе (2). Это обстоятельство позволяет предполагать, что сочленение Каршинского района и юго-западных отрогов Гиссара происходит по разлому, влияющему на среднеюрское осадконакопление в зоне в 20-25 км восточнее Карактая. Формирование среднеюрских осадков до середины келловеев происходило в условиях активизации тектонических движений на фоне постоянно трансгрессирующего моря, благодаря чему области сноса периодически омолаживались. Это подтверждается обогащением среднеюрских осадков в предгорных зонах грубообломочным материалом, запесоченностью и плохой отсортированностью осадков внутри морского бассейна, отличавшегося непостоянством гидродинамического режима природных слоев воды (8). В зонах затишья создавалась возможность развития нейтральной и восстановительной среды. В данной обстановке отлагались мощные и выдержанные по площади пласти черных аргиллитов, обогащенных рассеянной органикой, но лишенных следов фауны (Гирсан, Айзават).

Среднеюрский период, особенно бат, а также ранний кел-

ловей характеризуется интенсивным родо- и видообразованием в среде растений и животных, чему благоприятствовали потепление климата и нормальная соленость морских вод. Для позднекейловского и оксфордского периода характерны аридизация климата, ослабление тектонической напряженности водосборов и прогрессирующее погружение региона. Взаимодействие этих факторов обусловило развитие обширной трансгрессии. В пределах ее сформировались мощные толщи карбонатных осадков. Наиболее погруженные зоны выполнялись чистыми карбонатами. В зонах побережья, где повышается гидродинамическая активность придонного слоя воды, в карбонатных породах отмечается незначительное содержание терригенного материала. На участках, огражденных от моря береговыми валами, развивались осолоненные лагуны. Осадконакопление в открытом морском бассейне, где придонные течения ослаблены, протекало за счет процессов химического осаждения карбонатов из морских вод и жизнедеятельности организмов.

Рельеф водосборов, незначительно возвышавшихся над уровнем моря, был пологим, сглаженным, что подтверждается незначительным содержанием в биогенных и хемогенных отложениях терригенных примесей. Речной сток отсутствовал. Процессы выветривания протекали очень слабо. Глубина моря была незначительной. Воды отличались нормальной соленостью. Геохимическая среда открытых неглубоких частей бассейна была нейтральной или даже окислительной, что благоприятствовало развитию придонных организмов. Климат был сухим и жарким. Необходимо выделить следующие важные для данного периода истории развития региона положения.

Среднеюрско-раннекейловское время является этапом формирования подземных вод в условиях господства обширного морского водоема на фоне интенсивного погружения региона. Это период захоронения ранее сформированных осадков и подземных вод и дальнейшей тектонической изоляции их, вследствие дифференцированной подвижности отдельных площадей.

Вполне вероятно, что тектоническое экранирование подземных вод нижнеюрских и среднеюрских отложений началось в этот период и на востоке региона, вдоль зоны Западно Тяньшаньского глубинного разлома. Разлом мог являться важной структурной линией во время накопления осадков лейаса-доггера.

Территория изучаемого региона была полностью охвачена трансгрессией моря. Области водосборов, отступившие до линии Караяз-Тувак - тау, имели пологий, сглаженный рельеф (особенно в позднем келловее - оксфорде).

В средней ирре и нижнем келловее накопление обломочно-карбонатных осадков и формирование в них подземных вод происходило в обстановке гумидного климата, значительной активизации тектонических движений и напряженности водосборов. Благодаря этому воды захоронялись в условиях активного гидродинамического режима в придонных слоях, опреснения морских вод и осадков в прибрежной зоне, за счет речного стока со стороны суши, окислительного геохимического режима и богатства биоценоза растений и животных.

Весьма важной особенностью этого периода является существование в придонных частях бассейна локальных зон восстановительной обстановки, которая в совокупности с устойчивым прогибанием дна моря являлась благоприятной для преобразования остатков органических веществ в углеводородные флюиды. В таких участках могли формироваться воды, обогащенные гидрокарбонатами натрия и кальция (3).

Начало кимеридж-титонского этапа развития региона характеризовалось проявлением региональных поднятий, обусловивших широкую регрессию вод морского бассейна. На месте бывшего моря в условиях аридного климата и сглаженного рельефа был образован крупный солеродный бассейн, в пределах которого выделяются внутренняя и краевая зоны галогенонакопления. Для разреза внутренней зоны бассейна (охватывающего юго-восточная часть Чарджоуской ступени и Бешкентский прогиб) характерны четыре литологических элемента, снизу вверх: карбонатно-ангидритовая, ангидрит-галитовая, ангидритовая и терригенно-галитовая. Для краевой зоны характерны сокращенные разрезы, сложенные преимущественно карбонатными, терригенными и сульфатными породами. Анализ распределения мощностей осадков кимеридж-титона не дает основания предполагать наличия в этот период проявления структурообразующих движений.

Таким образом, кимеридж-титонский этап развития региона явился завершающим периодом формирования всей системы южного водонапорного комплекса.

Водоупорная кровля эго представлена сложной по составу и различной по проницаемости полигалогенной формацией, в разрезе которой практически непроницаемым экраном является ангидрит-галитовая толща. В центральной части Чарджоуской ступени эта толща сложена практически чистым галитом. Развитие ее с севера и востока ограничено глубинными разломами (рис. I).

В краевой зоне региона водоупорная кровля представлена ангидритовыми и терригенно-ангидритовыми породами, не обладающими качествами идеального экрана.

Почти повсеместно площадь распространения солеродно-бассейновой седиментации перекрывается толщами тонкодисперсных и песчанистых глин, иногда переходящих в крепкие аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, общей мощностью от 0 до 30-70 м. Эта пачка отложений карабахской свиты, относящейся к нижнему мелу, увеличивает экранрующие свойства водоупорной кровли.

Появление мощной соленосной кровли в сочетании с прогрессирующим погружением региона способствовало еще более значительной изоляции и глубокому захоронению подземных вод, сформировавшихся в терригенных и карбонатных комплексах юры. Захороненные вместе с хемогенными осадками лагун воды представлены рассолами хлор-натриевого и, возможно, хлоридно-кальциевого состава (3). В течение всего периода гидрогеологического развития юрского водонапорного комплекса в его системе преобладал седиментационный (элизионный) водосомен, число циклов которого (от нижней юры до верхнего неогена) составило 1,9 (5).

Значительное увеличение геостатических нагрузок в наиболее погруженных зонах региона способствовало перемещению подземных вод по направлению к краевым частям бассейна и разгрузке их вдоль водосборов и в сводовых частях внутрибассейновых поднятий (рис. I). Процессы инфильтрации, благодаря аридному климату и наличию соленосной водоупорной кровли, затруднявшей связь водоносных горизонтов с дневной поверхностью, не получили развития. Юрские отложения к этому времени оставались насыщенными седиментационными водами (5,7).

В рассмотренный период определились контуры района, на ранней стадии развития которого внутрипластовые давления

комплекса уже превышали гидростатические.

В мелпалеогеновый период изучаемая территория продолжала находиться в зоне прогрессирующих опусканий в обстановке активного продвижения на север седиментационного бассейна, перекрывшего к дат - палеоценовому времени всю область Кызылкумского шита. На фоне погружения, благодаря малоамплитудным движениям противоположного знака, развивались ранее зарожденные и обособлялись новые структуры - Карабаир, Майдаджой, Шурсай, Байбурак и многие др.

Дат-палеоценовый континентальный перерыв в осадконакоплении, обусловленный сменой длительных опусканий поднятиями, не вызвал существенных изменений в гидрогеологической обстановке юрского водонапорного комплекса, т.к. вся система его к этому времени была надежно захоронена под мощной толщей вышележащих осадков. В разрезе комплекса продолжали развиваться процессы элизионного водообмена и дальнейшей метаморфизации вод. (5,7).

Неоген-четвертичный этап явился периодом оформления современной структуры изучаемого региона. Интенсивные и контрастные тектонические движения обусловили возникновение многочисленных разрывов в пределах воздымающихся горных обрамлений и равнин (Южный Мубарек и др.) и в пограничных между ними районах. Вертикальные подвижки блоков фундамента происходили по возрожденным в данном периоде древним и вновь возникающим разломам. Образовавшиеся разломы ориентированы нормально к древним, глубинным. Складкообразование развивалось в районах, совпадающих в плане с площадями роста поднятий на ранних этапах развития региона. Таким образом, унаследованный характер развития структур сохранялся. Вертикальные движения усложнили строение зародившихся ранее региональных зон поднятий, разбив их на блоки. Важной особенностью этого периода является формирование прогибов, обособивших зоны региональных поднятий (Бешкентский прогиб (2)).

Размах тектонического воздымания горных сооружений в плиоцене достигает почти 2000 м в Гиссарском хребте, 1000-1100 м - в Кара-Тябинском и 500-600 м в Зирабулак-Зиатдинских и Кудьджуктаусских поднятиях. Воздымание их происходило по обноруженным древним разрывам (по надвигу на

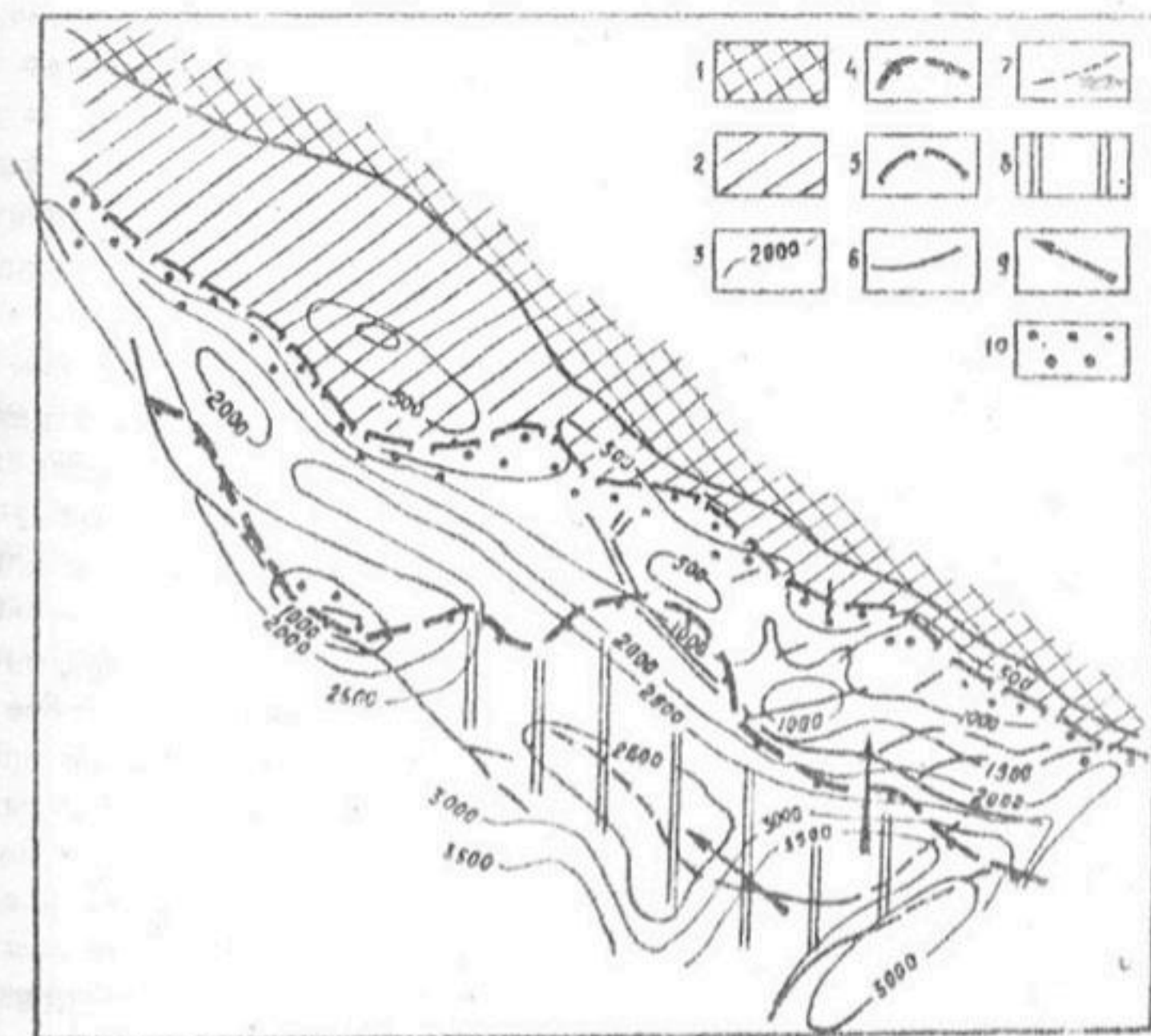


Рис. I. Схема гидрогеодинамических условий юрского водонапорного комплекса Юго-западного Узбекистана на конец титонского века.

I - область отсутствия юрских отложений; 2 - область отсутствия отложений киммеридж-титона; 3 - линии равных мощностей юрских отложений на конец титона; 4 - область распространения водоупорной кровли комплекса ангидрит-гипсового состава; 5 - область распространения водоупорной кровли комплекса карбонатно-ангидрито-терригенного состава; 6 - разрывные нарушения; - 7 - то же, по предположению; 8 - площади развития максимальных геостатических нагрузок (область основного питания седиментогенных вод комплекса); 9 - основные направления движения вод комплекса; 10 - главные зоны разгрузки вод юрского водонапорного комплекса.

севере Гиссарского хребта, сопряженному с ним Лянгарскому разлому и др.). Возникшие горные сооружения соответствовали по площади районам их современного развития. Интенсивные тектонические движения в сочетании с увлажненным климатом в верхнем плиоцене привели к образованию в Тянь-Шане и на Памире горного оледенения. Таяние снега и льдов в горах увеличило водоносность палеорек Зарафшан и Кашка-Дарья и многочисленных более мелких водотоков со стороны северного и восточного обрамления.

Контрастность блоковых движений в пределах равнинных пространств привела к перераспределению давлений и к изменению условий движения вод в водоносных горизонтах во всей изучаемой водонапорной системе. Наряду с возникновением условий для перетока пластовых вод из одних горизонтов в другие, создавались целые зоны их тектонического экранирования. Развивались очаги и зоны питания и разгрузки подземных вод.

Гидрогеологическая обстановка, сложившаяся в системе юрского водонапорного комплекса в плиоценовое время, не претерпела за четвертичный период существенных изменений и в целом соответствует современной.

Контрастные блоковые движения обусловили разрывы и смещения водоупорной кровли юрского комплекса по плоскостям региональных и локальных разломов с амплитудой от десятков до сотен метров, намного превышающей мощность экранирующей кровли. Это привело к созданию (в каждом из блоков) сложной и стратиграфически индивидуальной взаимосвязи рассматриваемого комплекса с вышележащими водоносными горизонтами.

Так, в блоках - грабенах возникли структурные "мешки" (ловушки), где породы-коллекторы юрского комплекса экранируются с одной или двух боковых сторон плоскостями палеозойского фундамента, а сверху - соленосной кровлей. В прилегающих к ним блоках - горстах проницаемые породы юрского комплекса сочленяются с водоносными горизонтами нижнего или верхнего мела (рис. 2). Подобные условия были созданы преимущественно в пределах Бухарской ступени, севернее одноименного глубинного разлома.

Во внутренней, погруженной зоне региона, в пределах Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба, тектонические движения вызвали в рассматриваемом комплексе перераспреде -

ление давлений (в сторону их снижения) и интенсивное откачивание седиментогенных вод из глин в породы - коллекторы с последующим перемещением их на северо-восток, к краевым зонам и очагам локальной разгрузки. В сводах структур, испытывавших наибольшие геодинамические нагрузки, формировались участки, пластовые давления в которых превышали гидростатические напоры (рис.2). Гидравлическое влияние на КВК водосборов с севера и со стороны юго-западных отрогов Гиссара вряд ли было возможным вследствие тектонически сложного сочленения областей регионального поднятия и прогибания.

Региональная разгрузка юрского водонапорного комплекса в вышележащие горизонты осуществлялась в северо-западной части региона, севернее зоны выклинивания соленосной водонепроницаемой кровли (рис.2).

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

Гидродинамические условия характеризуемого водоносного комплекса определяются историей развития региона, особенно в ее юрский и неогеновый этапы: развитием и периодическим оживлением древних глубинных разломов, расколовших регион на гигантские блоки, важнейшим из которых является Бешкентский прогиб и прилегающая к нему часть Чарджоуской ступени до Денгизкуля; прогрессирующим погружением региона; дифференцированными малоамплитудными движениями положительного знака, обусловившими на фоне общего погружения развитие локальных антиклинальных структур и региональных внутрибассейновых поднятий; наличием полигалогеинной водонепроницаемой кровли; крайне сложным тектоническим сопряжением областей водосборов и прогибаний; интенсивными контрастными тектоническими движениями, расчленившими бассейн юрского водонапорного комплекса на множество тектонически изолированных блоков; усилением контрастности внутрибассейновых локальных и региональных структур; формированием крупных межструктурных прогибов (Башкентского и др.); разрывами водонепроницаемой кровли по вертикали с амплитудой, превышающей ее мощность.

Гидрохимические особенности рассматриваемого комплекса (состав вод, минерализация, их радиохимический облик) создавались на протяжении трех юрских этапов геологических и палеогидрогеологических преобразований (ранне-юрского -

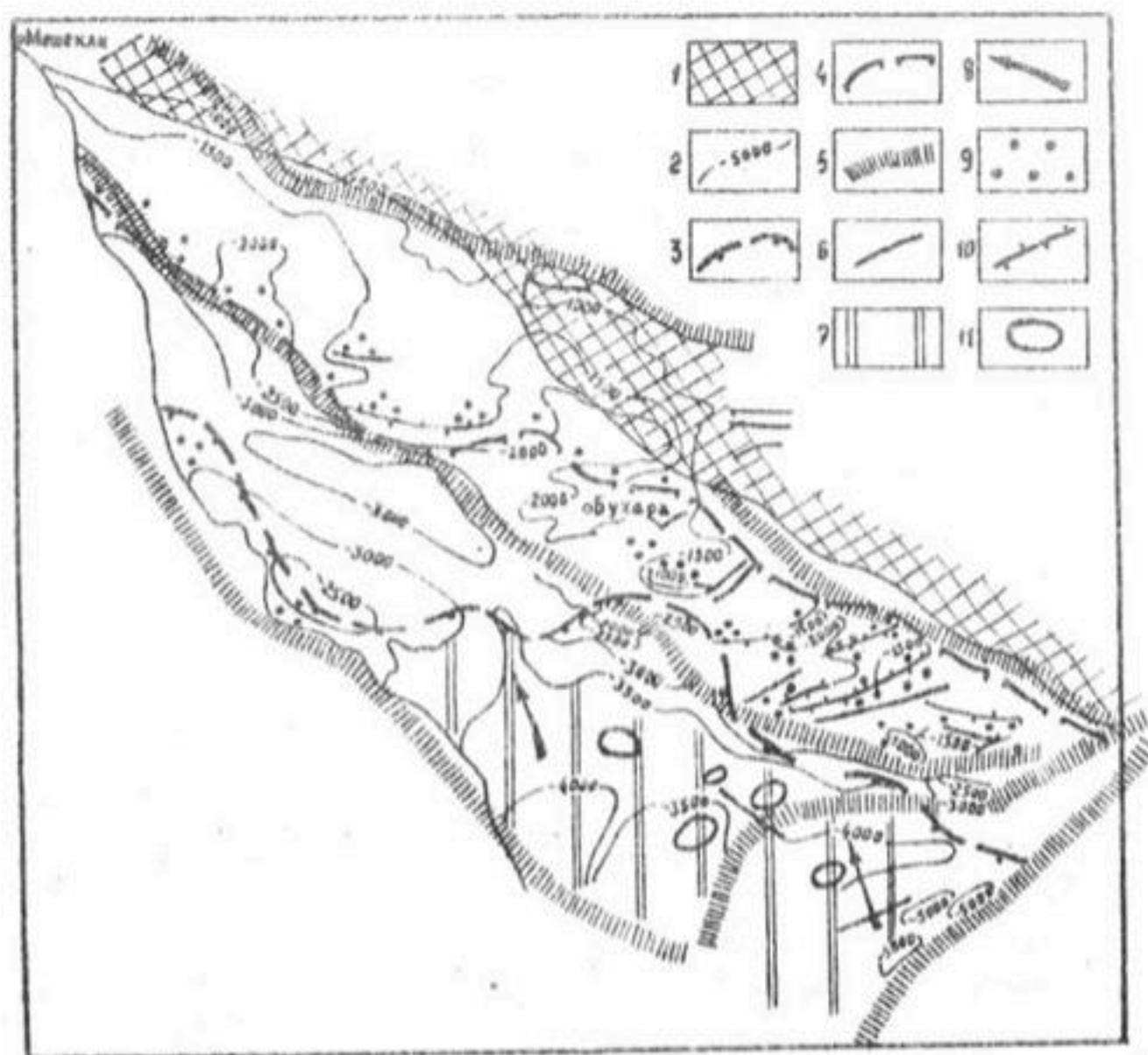


Рис.2. Схема гидрогеодинамических условий юрского водонапорного комплекса Юго-Западного Узбекистана на современный период.

I - область отсутствия юрских отложений; 2 - изогипсы подошвы юрских отложений (структура юрского водонапорного комплекса); 3 - область распространения водоупорной кровли комплекса ангидрит-гипсового состава; 4 - область распространения водоупорной кровли комплекса карбонатно-ангидритотерригенного состава; 5 - главные зоны разломов, проявившиеся в мезозойское и кайнозойское время, разделяющие крупные геоструктурные элементы; 6 - прочие разломы, осложняющие фундамент и платформенный чехол; 7 - площади развития максимальных геостатических нагрузок (область основного питания седиментогенных вод комплекса); 8 - основные направления движения подземных вод; 9 - основные очаги и зоны разгрузки вод комплекса; 10 - зоны возможной гидравлической связи юрского и мелового водонапорных комплексов по тектоническим нарушениям; II - участки с пластовыми давлениями, превышающими гидростатические давления (по результатам бурения).

го, среднеюрско-нижнекейловейского и верхнекейловей - ким - меридж-титонского).

Наблюдаемая сейчас тенденция снижения минерализации вод КВК с юга на север является следствием:

- а) процесса отжатия вод из глинистых отложений в коллекторы и дальнейшего их оттока в краевые зоны бассейна;
- б) опресняющего воздействия поверхностного стока с древних водосборов.

На всех этапах геологического развития региона, исключая неоген-четвертичное время, движение подземных вод в системе КВК на территории изучаемого региона было направлено от наиболее погруженных районов к основным зонам расположения водосборов и крупным внутрибассейновым антиклинальным поднятиям (рис. 1). В неоген-четвертичное время, после коренной перестройки структурного плана, региональное направление движения подземных вод установилось с юго-востока на северо-запад.

Разгрузка подземных вод юрского водонапорного комплекса осуществляется в вышележащие горизонты. Зоны и очаги региональной разгрузки расположены, в основном, в пределах Бухарской ступени, в присводовых частях локальных структур, и наиболее приподнятых, тектонически напряженных крупных блоковых поднятий. На площадях развития водоупорной кровли движение подземных вод по направлению к очагам и зонам разгрузки происходит по сложной системе многочисленных изолированных блоков путем вертикального перераспределения их в вышележащие горизонты через тектонические окна в водоупорах (рис. 2).

На послепермских этапах развития региона инфильтрационный сток со стороны горного обрамления существенного влияния на гидродинамику юрского водонапорного комплекса не оказывал.

Л и т е р а т у р а

Г.А.Г.Бабаев

О некоторых геологических и гидрогеологических закономерностях формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Западного Узбекистана „Геология нефти и газа“, № 5, 1963 .

2. А.Г.Еабаев Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа . Изд-во "Недра", Ленинград, 1966 .
3. Е.А.Барс - Пластовые воды продуктивных горизонтов Бухаро-Каршинской нефтегазоносной области . Изд-во "Недра", Москва, 1966г .
4. А.А.Карцев и др. "Палеогидрогеология", Изд-во "Недра", Москва, 1969 .
5. В.А.Кудряков Гидрогеология мезозойских отложений южной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области . Госгеолтехиздат, Москва, 1963 .
6. Е.В.Лебзин Принципы тектонического районирования Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении В кн."Тектоника Туркмении и сопредельных территорий . Изд-во "Наука", Москва, 1966 .
7. Д.М.Михайлов Подземные воды Бухаро-Каршинского нефтегазоносного артезианского бассейна. Тр.ВСЕГЕИ, вып.12, 1962 .
8. В.И.Троицкий Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана, Изд-во "Недра", Л., 1967 .

УДК 556.314.6.02 (575.11)

А.Н.Султанходжаев, П.И.Чалов, С.У.Латыпов

О КОМПЛЕКСНОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ СТАБИЛЬНЫХ И РАДИО-
АКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ В ИЗУЧЕНИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ
УСЛОВИЙ ПРИТАШКЕНТСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

В течение 1965-1970 годов институтом ГИДРОНИГЕО в Приташкентском артезианском бассейне проведены работы по комплексному изотопному исследованию с целью выяснения генезиса и динамики подземных вод меловых отложений (3,5, 6,9).

Приташкентский артезианский бассейн приурочен к крупному предгорному прогибу, ограниченному на востоке предгорьями Курамино-Чаткальской складчатой области, на северо-востоке - горами Казы-Курт, на севере - (условно) возвышенностями Боганали, Мансур-Ата, Алим-Тау и Каратау, на западе - Кызылкумским артезианским бассейном и на юге - зоной выклинивания меловых отложений вблизи Мехнаткаш-Паста-литауского края.

Все комплексы пород, составляющих Приташкентский бассейн, являются водоносными. Выделяется 6 водоносных комплексов: грунтовые и субнапорные воды четвертичных отложений; межпластовые воды отложений неогена; межпластовые воды палеогена; межпластовые воды мела; межпластовые воды юры; трещинные и трещинно-карстовые воды палеозоя.

Большой интерес вызывает изучение горизонта трещинно-поровых минеральных вод, приуроченного к переслаивающимся толщам песчаников, песков и глин среднечанакской свиты.

Воды этого горизонта гидрокарбонатно-натриевые, температура от 17° до 70° , что обусловлено различной глубиной их залегания. Воды - напорные, пьезометрический уровень их - от 10 до 50 метров над поверхностью земли в районе Чулей; в районе Сары-Агача, Ишанкуртана - 12,9-17,5 атм,

в центральной части бассейна (г.Ташкент) - 19,5 атм (максимум).

Характерные особенности этих вод: повышенное содержание хлоридов и сульфатов, слабая минерализация, состав - гидрокарбонатно-натриевый, наличие кремниевой кислоты (в среднем около 30 мг/л), повышенная щелочность (рН 8-8,2), незначительная жесткость - 1,4 - 2, присутствие железа, молибдена, меди, марганца, ванадия, радона, растворенных газов (азот, гелий, кислород) и других элементов (2). Этот состав вод определяет их бальнеологические свойства. Кроме того, после газирования углекислотой воды используют их как столовые минеральные.

На базе этих минеральных вод создано несколько лечебниц (им.Семашко; Чинабад, Ташкентские минеральные воды и др.). Широкое применение получила искусственно газированная ташкентская минеральная вода.

В последние годы (с 1963 г.) силами институтов ВНИИГГ, ГИДРОИНГЕО, МГРИ в Приташкентском артезианском бассейне применяются радиогидрогеологические и изотопные методы для выявления гидрогеологических условий бассейна. Получены первые сведения о возрасте подземных вод, о содержании дейтерия, урана, радия, кислорода и других (3, 5, 6, 9). При расчете возраста вод использован гелий-аргоновый метод. Определен возраст подземных вод мелового горизонта - от 60-70 тыс. до 4 млн. лет. Причем, "молодые" воды распространены вблизи областей питания (северо-восточная часть), а "древние" - в погруженных (центральных) частях бассейна. По содержанию дейтерия рассчитаны пропорции смешения инфильтрационных и седиментационных вод и их доля в составе минеральных вод.

На территории г.Ташкента и за его пределами из глубоких скважин нами неоднократно отбирались пробы вод, приуроченных к пескам и песчаникам Чанакской свиты. Определялось содержание дейтерия, гелия, аргона, урана, радия, радона и изотопных отношений U^{234}/U^{238} .

Возраст подземных вод рассчитан по гелий-аргоновому методу (3). При этом использованы также данные по радио-

активности пород, степени отдачи гелия из пород, геолого-структурным особенностям района (1,3,4,6,7,9).

По этим данным возраст подземных вод меловых отложений в районе исследования от 0,20 до 3,5 млн. лет. (табл.1).

Возраст подземных вод меловых отложений При-ташкентского артезианского бассейна.

Таблица I

№: пп:	Скв. :	Местоположение :	He/Az :	Возраст (млн.лет) :
I	I	Парк "Победа"	0,040	2,04
2	2	Парк "Победа"	0,050	2,4
3	3	Дворец водного спорта	0,045	2,32
4	4	ТашМИ	0,045	2,3
5	5	Ташминводы	0,027	1,44
6	7	Чинабад	0,036	1,81
7	6	Институт бахчевых культур	0,025	1,32
8	8	Дуначарское	0,063	2,5
9	9	Кибрай	0,093	3,85
10	10	Санаторий "Ботаника"	0,091	3,42
11	11	Текстилькомбинат	0,036	1,84
12	12	Янгияль	0,092	3,83
13	13	Институт им. Шредера	0,018	0,92
14	14	Черняевка	0,023	1,17
15	15	Пос.Капланбек	0,004	0,18
16	16	Пос.Дарбаза	0,0045	0,23

Изучение изменения концентрации дейтерия проведено на основе фотонейтронного метода (6). Концентрация дейтерия в подземных водах меловых отложений Приташкентского артезианского бассейна изменяется в широких пределах в зависимости от расположения точек опробования (таблица 2).

Содержание дейтерия в подземных водах меловых отложений Приташкентского артезианского бассейна.

Таблица 2

№ пп	Скв.	Местоположение	Концентрация дейтерия в отн. стандарта х)
1	1	Парк "Победа"	1,00
2	2	Парк "Победа"	1,00
3	3	Дворец водного спорта	1,01
4	4	ТашМИ	1,01
5	5	Ташминводы	1,00
6	7	Чинабад	1,00
7	8	Луначарское	1,04
8	9	Санаторий "Ботаника"	0,28
9	15	Пос.Капламбек	0,98
10	16	Пос.Дарбаза	0,99
11	18	Чирчик (речная вода)	0,93
12	19	Пос.Ходжикент (родник)	0,93
13	20	Пос.Чимган (ледниковая вода)	0,93
14	21	Сел.Паркент (родник)	0,93

х) За стандарт принята Московская водопроводная вода, в которой содержится 0,0147 от.‰ дейтерия.

В пределах Приташкентского артезианского бассейна возраст подземных вод и концентрация дейтерия увеличиваются с северо-востока на юго-запад. В восточной и северо-восточной части бассейна (области питания) концентрация дейтерия меньше - до 0,95 отн.стандарта (рис.1).

По направлению к центру бассейна концентрация дейтерия увеличивается. Изолинию концентрации дейтерия с величиной "0,95" можно принять за границу меловых вод исключительно инфильтрационного происхождения. На этих участках возраст вод менее 0,5 млн.лет. Далее выделяется полоса вод с концентрацией дейтерия от 0,95 до 0,98. В этой зоне начинается смешение седиментационных инфильтра-

1-изолинии возраста (лет) подземных вод,
2-изолинии значений U^{234}/U^{238} -изолинии концентрации дейтерия,
4-направление потока меловых вод с указанием скорости движения, 5-точки опробования меловых вод;
цифры означают: в числителе - номер скважины, в знаменателе - возраст вод, справа - содержание дейтерия, слева - значение U^{234}/U^{238} , 6-линии разломов, 7-выходы палеогеновых отложений, 8-выходы меловых отложений, 9-выходы палеозойских отложений.

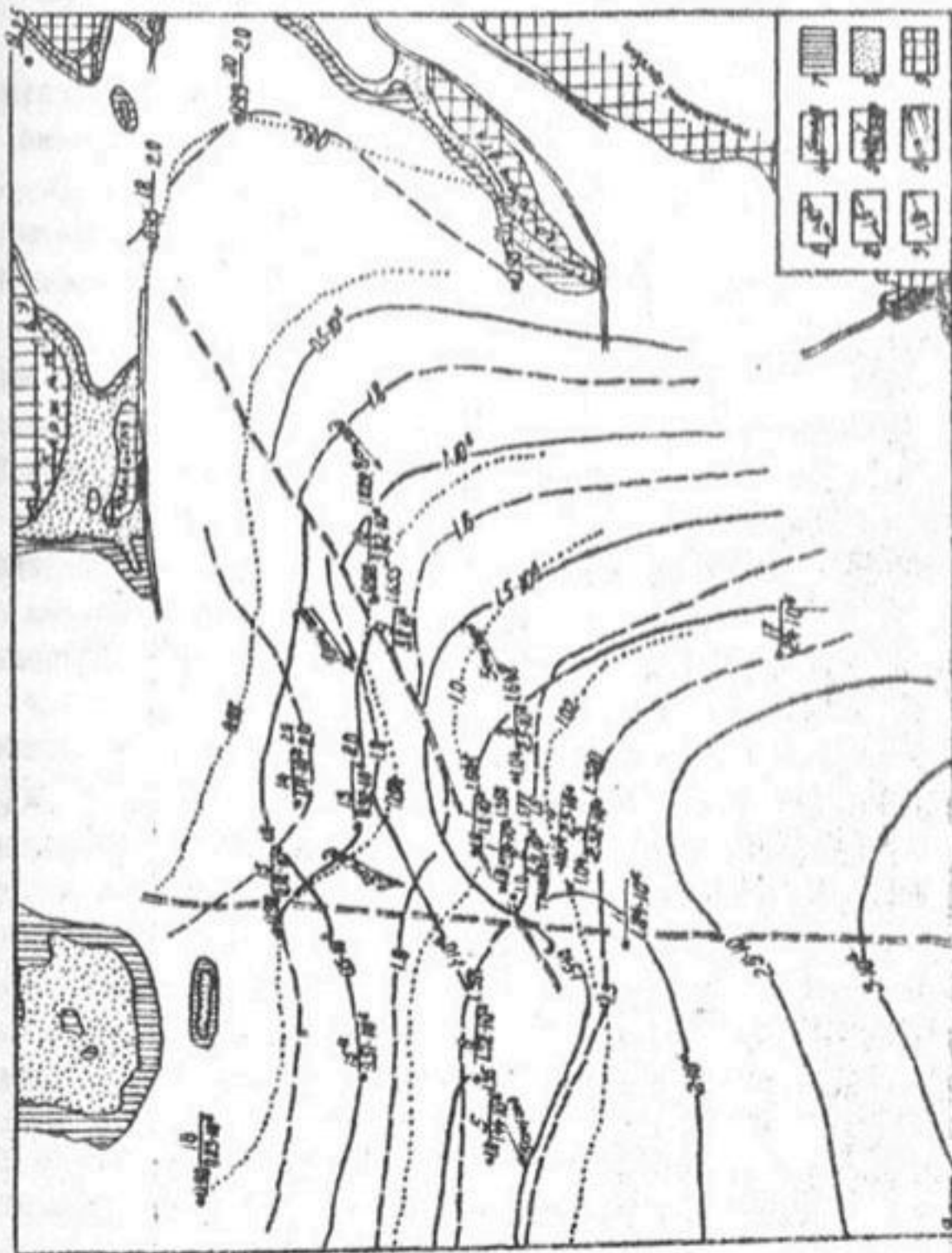


Рис. 1. Схема изменений концентраций дейтерия, значений соотношения U^{234}/U^{238} и возраста подземных вод меловых отложений Приташкентского артезианского бассейна

ционных вод на одну долю инфильтрационных вод приходится 0,5 долей седиментационных. Вышеперечисленные пояса по гидродинамическим условиям можно отнести к зоне активного водообмена.

Следующая зона расположена между изолиниями 0,98 - 1,00, где на одну долю инфильтрационных вод приходится 0,75 долей седиментационных вод.

Для территории города Ташкента характерно максимальное погружение меловых отложений. Концентрации дейтерия (I-I,04) повышенная; возраст вод - до 3 млн. лет. В самых глубоких частях бассейна на одну долю инфильтрационных вод приходится примерно одна доля седиментационных. Для получения дополнительных сведений о гидродинамике подземных вод в комплекс изотопных исследований нами включено исследование изотопного состава урана (U^{234}/U^{238}). Основные положения, определяющие возможность использования отношения U^{234}/U^{238} для решения некоторых гидрогеологических задач:

1- изотопный сдвиг в уране природных вод не зависит от гидрогеохимических факторов и определяется, главным образом, составом пород, подвергающихся выщелачиванию (8,10);

2- Наблюдаемое изменение изотопного отношения U^{234}/U^{238} в пластовых водах, по сравнению с первоначальным значением, в основном зависит от ядерных свойств самих изотопов. Интенсивный распад U^{234} по отношению U^{238} приводит к уменьшению значения U^{234}/U^{238} .

Исследованиями Чердынцева В.В., Чалова П.И. (10) найдены уравнения для расчета изменения числа атомов U^{238} и U^{234} в изучаемом объекте со временем, которое в известной мере характеризует изменение изотопного состава урана и в подземных водах. Одно из этих уравнений

$$\frac{\delta t - 1}{\delta_0 - 1} = e^{-\lambda_2 t} \quad (1)$$

где δ_t и δ_0 современное и начальное значение величины

U^{234}/U^{238}) показывают изменение содержания изотопов урана, если в систему уран поступил только в начале геологического процесса. В условиях подземных вод такое явление,

Хотя и возможно (инфильтрационные воды, омывающие собственно рудное тело), но наблюдается очень редко, так как уран в земной коре находится в рассеянном состоянии и в подземные воды поступает вследствие растворения и выщелачивания. Если подземные воды циркулируют в одном горизонте с выдержанным литологическим составом, то поступление урана в них происходит постепенно, с почти одинаковой скоростью. Изменение изотопов урана в этом случае характеризует уравнение предложенное Чердынцевым В.В., Чаловым П.И. (10).

$$\frac{\delta_t - 1}{\delta_0 - 1} = \frac{1 - e^{-\lambda_2 t}}{\lambda_2 t} \quad (2)$$

3. Уран поступает в состав минералов в момент их образования и является структурной единицей кристаллической решетки. При растворении он может мигрировать. Продукты его распада (U^{234}) за счет энергии радиоактивной отдачи попадают в разрушенные части минерала. Вероятность попадания атомов распада в такие части возрастает с увеличением количества нарушений. Подземные воды, проходящие через эти трещины, легко выщелачивают продукты распада. В результате наблюдается повышение значения отношения изотопа дочернего к изотопу родоначальника (U^{234}/U^{238}). Таким образом, аномальные значения, резко отличающиеся от равномерно изменяющихся величин изотопного сдвига, могут свидетельствовать о наличии тектонически разрушенных зон.

Исходя из вышесказанного можно сделать вывод: отношения U^{234}/U^{238} в сочетании с другими гидрохимическими показателями могут быть применены при определении генезиса вод, путем движения, источников питания, и их возраста. Поэтому в комплекс гидрогеологических исследований нами включено изучение изотопного состава урана в термально-минеральных водах Приташкентского артезианского бассейна.

В подземных водах меловых отложений Приташкентского артезианского бассейна отмечается наличие значительного количества урана. Этому благоприятствуют химический (гидрокарбонатный) состав и наличие достаточного количества (до 7 мг/л) кислорода в зоне активного водообмена, создающего

окислительно-восстановительный потенциал, при котором уран интенсивно переходит из пород в воду.

Пробы на изотопный анализ урана нами отбирались из 10 скважин и нескольких родников в городе Ташкенте и его окрестностях. Для выделения урана из больших объемов проб воды (до 100 литров) нами использован метод концентрирования на активизированном угле. Определение изотопного отношения урана выполнено в радиометрической лаборатории Института физики и математики АН КиргССР под руководством доктора технических наук П.И.Чалова.

Данные средних значений U^{234}/U^{238} по точкам опробования приведены в таблице 3.

Значение U^{234}/U^{238} в подземных водах меловых отложений Приташкентского артезианского бассейна

Таблица 3

№ скв.	Местоположение скважин	U^{234}/U^{238}
8	Луначарское	1,648
9	Киобрай	1,655
10	Чинабад	1,605
2	Парк "Победа"	1,577
4	ТашМИ	1,401
6	Институт бахчевых культур	1,391
1	Парк "Победа"	1,350
5	Ташминводы	1,348
8	Дворец водного спорта	1,320
10	Санаторий "Ботаника"	1,229
13	Институт им. Шредера	2,000
14	Пос.Черняевка	2,000
15	Пос.Капламбек	1,8
16	Пос.Дарбаза	1,8
18	р.Чирчик (речная вода)	2,0
29	Пос.Ходжикент (родник)	2,5
20	Пос.Чамган (ледниковая вода)	2,0
21	Пос.Паркент (родник)	2,0

Как видно из вышеприведенной таблицы, для проб воды из зоны, охватывающей основную область питания меловых вод Приташкентского артезианского бассейна, характерно относительно высокое (2,0-2,5) значение отношения U^{234}/U^{238} . По значениям отношения U^{234}/U^{238} выделена зона I:8-2, соответствующая району гидродинамически активного водообмена.

Меловые воды центральной части (территория г.Ташкента) Приташкентского бассейна характеризуются заниженным значением отношения U^{234}/U^{238} (от 1,22 до 1,65). На основании среднего значения изотопного состава урана меловые воды можно отнести к водам, приуроченным к песчано-глинистым породам (таблица 3), что вполне соответствует действительности. В меловых водах значение U^{234}/U^{238} уменьшается с востока на юго-запад, до минимума в более глубоких частях бассейна. Встречаются аномальные величины U^{234}/U^{238} : в пробах воды из скважины 9 (санаторий "Ботаника") значение $U^{234}/U^{238} = 1,229$ (сильно отличающееся от расположенных рядом скважин). Это объясняется тем, что в результате разлома этот участок был погружен на значительную глубину, а сам разлом играл экранирующую роль для меловых вод. Об очень замедленном водообмене на этом участке говорит и возраст подземных вод (4 млн. лет), рассчитанный по гелий-аргоновому методу, и повышенная минерализация воды (1,15 г/л). Как отмечалось выше, максимальное значение (до 2,5) U^{234}/U^{238} наблюдается в пробах вод, отобранных в области их питания. Низкое значение изотопного отношения урана отмечается, как предполагалось, в водах скважины 3 (Д.В.С.) - в самой погруженной части бассейна. Это обстоятельство позволяет судить о направлении движения воды и ее скорости. Нами подсчитана скорость движения меловых вод (табл.4) на нескольких участках. При этом предполагалось, что пластовые воды на своем пути обогащаются ураном равномерно и наблюдаемое изменение U^{234}/U^{238} зависит от ядерных свойств самих изотопов. Для расчета времени (t), затраченного водой на прохождение от одной скважины к другой, пользовались уравнением (2).

Результаты расчета скорости движения подземных вод меловых отложений Приташкентского артезианского бассейна по данным изотопных отношений урана.

Таблица 4

№ пп	Интервал	Длина интервала, м	Разница в возрасте, тыс. лет	Скорость движения воды, см/год
I	Ходжикент-Чирчик	17000	312	5,4
2	Чирчик-Кибрай	22000	328	8,6
3	Ходжикент-Кибрай	45000	705	6,4
4	Ходжикент-Луначарское	56000	717	7,8
5	Луначарское-ТашМИ	5600	370	1,5
6	ТашМИ-ДВС	1500	165	1,00
7	Черняевка-Чинабад	11000	400	3
8	Черняевка-Ин-т бахчевых культур	20000	825	2,5
9	Капламбек-Ин-т бахчевых культур	15000	800	2,0
10	Чинабад-Ин-т бахчевых культур	13000	340	3,8
11	Чинабад-Ташминводы	16500	441	4,2
12	Чирчик-Чинабад	40000	400	10

Из таблицы 4 видно, что скорость движения вод изменяется от одного до десятков см/год. Причем минимальная скорость наблюдается в центре бассейна, в районе скв. 3 (ДВС), что говорит об очень замедленном водообмене в этой части бассейна. Об этом свидетельствуют возраст вод, рассчитанный по He/Az методу (2,5 млн. лет), и данные по концентрации дейтерия (1,04). В краевых частях бассейна скорость движения подземных вод увеличивается, на исследуемом участке достигая 10 см/год.

Меловые воды западной части бассейна имеют более заниженную величину изотопного отношения урана. Это свидетельствует о значительной доле в их составе вод, поступающих с восточной части бассейна. Возраст этих вод по гелий-аргоновому методу исчисляется от 20 тыс. лет до первых млн. лет.

Приуроченность к меловым горизонтам вод относительно молодого возраста объясняется близостью областей питания (выходы меловых пород на поверхность в районе Приташкентских чучулей). В Приташкентских чучулях питание меловых водоносных горизонтов за счет атмосферных осадков незначительно (малое количество осадков (4)). Изучение изотопного состава урана подтверждает это положение. Данные измерения величины U^{234}/U^{238} в пробах скважин 5 и 6 показывают, что эти воды имеют более отдаленную область питания. Повторные измерения сдвига изотопных отношений урана в водах скважин Приташкентского бассейна установили незначительное изменение этой величины со временем. Некоторые изменения отмечаются в водах скважин, расположенных в крайних частях бассейна и вблизи разломов. В водах центральной части бассейна (скв. 3,4) почти не отмечено изменения изотопного отношения урана со временем. Это еще раз говорит об очень спокойном режиме вод в центре бассейна, по сравнению с краевыми частями.

Таким образом, первые, довольно немногочисленные сведения по изотопному составу урана в водах Приташкентского артезианского бассейна свидетельствуют о перспективности данного метода, позволяющего в комплексе с другими методами изучать гидродинамический режим бассейна, определять направление и скорость движения вод, пути их поступления и, до определенной степени, возраст.

В заключение необходимо отметить следующее:

Возраст меловых вод Приташкентского артезианского бассейна - от 0,5 до 3,8 млн. лет, при этом "молодые" воды (до 0,5 млн. лет) распределены вблизи областей питания (северная и восточная части), по направлению к юго-западу возраст увеличивается;

Подземные воды меловых отложений формируются путем инфильтрации атмосферных вод на участках выхода отложения. По данным концентрации дейтерия, в погруженных частях бассейна происходит смешение инфильтрационных и едидментационных вод. Интенсивная эксплуатация Ташкентских минеральных вод может увеличить количество инфильтрационных вод и ускорить поступление их в эти участки.

Изменение значения изотопных соотношений U^{234}/U^{238} зависит в основном от возраста вод. По значениям U^{234}/U^{238} рассчитаны скорости движения подземных вод на различных участках бассейна: в краевых частях - 10-8 см/год, в центральной - минимальная, до 1 см/год. Полученные результаты по исследованиям изотопных отношений урана и сопоставление их с данными других методов свидетельствуют о перспективности этого метода. Дальнейшее усовершенствование его, несомненно, даст геологам и гидрогеологам новый метод датирования геологических и гидрогеологических процессов с возрастом до 2,5 млн. лет.

Использование данных по изотопному составу вод, возрасту и изотопным отношениям урана в совокупности с гидрогеохимическими показателями позволяет наиболее точно выяснить генетические и гидродинамические условия артезианских бассейнов.

Л и т е р а т у р а

1. Ахмедов Б. Определение естественного расхода потока вод методом ЭГДА на примере Ташкентского артезианского бассейна. Док. АН УзССР, 1963, 10.
2. Бедер Б.А.
Мавлянов Г.А. О путях широкого использования термальных вод Приташкентского артезианского бассейна. "Узб. геол. журнал", 1958, № 5.
3. Горбушина Л.В.
Салменкова Н.А. Возраст и пропорции смешения минеральных вод Ташкентского артезианского бассейна. Изд-во выс. уч. завед, серия "Геология и разведка", 1967, 2.
4. Мавлянов Г.А.
Мирзаев С.Ш.
Исламов А.И. Подземные воды и свойства горных пород Приташкентского района. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1963.
5. Султанходжаев А.Н. Неравновесный уран в подземных водах Приташкентского артезианского бассейна. "Узб. геол. журнал", 1970, 3.
Спирidonov А.И.
Тыминский В.Г.
Таназев Р.Н.

6. Султанходжаев А.Н.
Тыминский В.Г.
Сурганова Н.А.
Розанова И.М. Принцип палеогидрогеологического анализа артезианских бассейнов. Узб. геол. журн., 1964, 1.
7. Султанходжаев А.Н.
Дуоходжаев Х.Р.
Хасанова Л.А. Об основном очаге разгрузки подземных вод Сырдарьинского артезианского бассейна. Док. АН УзССР, 1962, 9.
8. Сиромятников Н.Г. Миграция изотопов урана, радия и тория и интерпретация радиоактивных аномалий, Алма-Ата, 1961.
9. Тыминский В.Г.
Султанходжаев А.Н.
Розанова И.М. К оценке гидрогеологических условий Приташкентского артезианского бассейна. Узб. геол. журнал, 1963, 3.
10. Чалов П.И. Датирование по неравновесному урану. Изд-во "ИЛИМ", Фрунзе, 1968.

УДК 556.364.01 (575.4)

Ф.А.Алексеев, Л.Г.Соколовский, А.Н.Султанходжаев, Р.Н.Танеев

К ВОПРОСУ ОБ ОБЛАСТЯХ РАЗГРУЗКИ КАРАКУМСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Огромная территория Каракумского артезианского бассейна от Зирабулак-Зиаэтдинских гор, гор Нура-Тау и Кульджук-Тау на востоке до сухого русла Узбоя на западе, от чинков Устюрта на севере до хребтов Копет-Дага, Паропамиза на юге изучена неравномерно. Неполнота и разнородность получаемых материалов обуславливает возникновение противоречивых толкований вопросов о закономерности движения подземных вод, их генезисе, характере разгрузки и т.д. Так как Каракумский артезианский бассейн является одновременно крупным нефтегазоносным районом, выяснение указанных выше вопросов представляет большой интерес для оценки нефтегазоносности его недр.

В слабоизученных районах о характере гидродинамической активности подземных вод можно судить по объему восходящих вод из глубоких горизонтов разреза. Существует мнение, что разгрузка пластовых вод мезозойского комплекса Каракумского бассейна происходит в бессточных впадинах Карашора, Сарыкамыш, Султансанджара и др. (I), на отдельных участках сухого русла Узбоя. Здесь накопились значительные массы антропогеновых солей. Соляные залежи выполняют наиболее углубленные участки названных впадин, а также участки наибольшего вреза русла Узбоя. Площадь Карашорской залежи солей более 100 кв.км., Султансанджарской - около 10 кв.км, Куртышской - около 1 кв.км. Средняя мощность соляной залежи соответственно 9,4 и 3,5 м. Соли (преимущественно галиты) подстилаются слабосводными или сухими глинами, супесями и глинистыми песками. В солях заключены рассолы с минерализацией от 300 до 350 г/л, хлоридно-натриевые по составу, отличающиеся по концентрации бора, йода и брома. Значи -

тельные массы солей образовались вследствие аккумуляции и последующего испарения больших объемов воды в относительно ограниченный промежуток времени (например, соли Карашора). Значительная часть солей ежегодно выветривается.

В случае приуроченности аккумулярующихся вод к глубоким горизонтам мезозоя следует признать достаточно высокую скорость движения в них подземных вод и большие объемы перемещающихся вод.

Геохимические особенности межкристаллических рассолов позволяют считать, что связь солей с водами мезозойских отложений бесспорна лишь в Султансанджарской впадине. Причем, здесь выклиниваются водоносные пласты только верхних горизонтов мела (сеноман-турон) (2).

Известно, что воды верхней гидродинамической зоны обычно обогащены ураном и обеднены радием. В пластовых водах, связанных с глубокими горизонтами осадочного чехла, наоборот, концентрация урана уменьшается, а радия-возрастает. Исходя из концентрации этих элементов, можно с некоторой долей относительности судить о принадлежности аккумулярующихся в каждой впадине вод к определенной гидродинамической зоне. Это возможно и при сравнении концентрации дейтерия в межкристаллических рассолах и водах из скважин, вскрывших глубокие горизонты. Концентрация урана и радия в межкристаллических рассолах Султансанджарской залежи аналогична содержанию этих элементов в водах мезозойских отложений этого района (соответственно $3,0 \cdot 10^{-7}$ г/л и $9,5 \cdot 10^{-10}$ г/л).

Содержание радия в рассолах Карашорской и Куртышской (русло Узбоя) залежей незначительно ($3,2 \cdot 10^{-11}$ г/л и $4,7 \cdot 10^{-12}$ г/л). В воде из скважины, расположенной в Карашорской впадине у кровки солей (отложения нижнего мела), концентрация радия $5,2 \cdot 10^{-11}$ г/л, дейтерия 1,04 (условных единиц). В межкристаллических рассолах Карашора и Узбоя концентрация дейтерия низка (до 1,02). Это подтверждает отсутствие связи Карашорских и Куртышских солей с водами глубоких горизонтов (более 300-400 м) мезозоя и, следовательно, отсутствие здесь региональной разгрузки вод мезозойского комплекса. Соляные залежи здесь образуются

преимущественно за счет аккумуляции и последующего испарения атмосферных осадков и выклинивающихся грунтовых вод. Возможно, что поступление во впадины вод самых верхних меловых отложений играет ограниченную роль.

Таким образом, из рассмотренных типов чехкрystalных рассолов антропогена рассолы Султансанджарских залежей резко отличаются более высокой концентрацией радия, бора, брома. Связь солей с водами верхних горизонтов мезозойского комплекса бесспорна. В других случаях подобная связь отсутствует.

Благодаря глубокому врезу в рельеф (до — 46 м) бессточные впадины являются благоприятными участками для дренажа вод мезозойского комплекса. Отсутствие следов подобного дренажа в столь благоприятных условиях говорит о том, что в других районах Каракумского бассейна объем восходящих потоков не может быть значительным.

На территории Каракумского бассейна, за исключением Питнякского района и горных обрамлений, заметных следов восходящих потоков не установлено. Понятно, что при большой мощности песчаных наносов, характерной для площади бассейна, незначительные по дебиту источники заметного следа могут не оставить. При дебите, измеряемом десятками долями л/сек, источники в рельефе выделялись бы отчетливо.

Отсутствие следов современного оттока больших масс воды из отложений мезозоя на площади Каракумского артезианского бассейна доказывает, что скорость перемещения пластовых вод в глубоких горизонтах разреза крайне ограничена. Вследствие этого следует признать, что на большей части территорий бассейна, в том числе и в районах, примыкающих к Карапорекой впадине и сухому руслу Узоя, в отложениях мезозоя условия благоприятны для сохранения скоплений нефти и газа.

Л и т е р а т у р а

- И.Иванчук П.П. Гидровулканизм в западной части Средней Азии. "Нефтегазовая геология и геофизика". Текущая информация ЦНИТЭ нефтегаз, вып. 5, 1965.

2. Соколовский Л.Г.
Федин В.П.

Некоторые результаты изучения солей
и межкристалльных рассолов антропо-
гена Туркмении. Труды Управления
геологии СМ СССР, вып. 5, 1968.

УДК 556.314.6.02:556.388 (575)(.575).

Л.В.Горбушина, А.Н.Султанходжаев, А.И.Спири-
донов, В.Г.Тыминский, М.А.Ирмухамедов.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ РАДИОИЗОТОПНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРИ ВЫБОРЕ РАЙОНОВ ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ

Проблема захоронения промстоков становится все более важной в связи с интенсивным развитием промышленности, особенно атомной энергетики (1). Определенный интерес представляет подземное захоронение промстоков в глубокие водоносные горизонты, содержащие воды, непригодные для хозяйственно-питьевых, технических и бальнеологических целей или добычи полезных ископаемых. Стоимость подземного захоронения промстоков при большом полезном объеме таких хранилищ относительно невысокая, по сравнению с искусственными подземными хранилищами, создание которых предполагается в соляных толщах или скальных породах (2).

При выявлении районов, пригодных для захоронения промстоков, следует учитывать два обстоятельства: степень гидравлической изолированности пласта и активность тектонических процессов.

Изучение геологоструктурных, гидродинамических и гидрохимических условий района требует больших затрат времени и не обеспечивает однозначного решения задачи. Этими методами не всегда удается описать "историю жизни" подземных вод, определить их происхождение и относительный возраст.

При оценке пригодности геологических образований для захоронения промстоков полезные данные можно получить с помощью методов ядерной гидрогеологии, изучая содержание (или отношение) стабильных и радиоактивных изотопов в водах, и прежде всего дейтерия и кислорода - 18. В поверхностных водах эти изотопы ведут себя аналогично, и в их распределении наблюдается четкая корреляция (3). Содержание кислорода в подземных водах не всег-

да поддается интерпретации, так как кислород-18 в определенных условиях легко обменивается с кислородом кислородсодержащих минералов пород. На содержание дейтерия в подземных водах обменные реакции оказывают незначительное влияние, и поэтому дейтерий является наиболее удобным естественным индикатором вод.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по изотопному составу водорода в различных природных водах и разработаны основные принципы интерпретации этих данных. По концентрации дейтерия резко различаются морские (0,0160 ат.%) и метеорные (речные, дождевые 0,0147 ат.%, снеговые и ледниковые 0,0132 – 0,0140 ат.%) воды. Все прочие воды по изотопному составу водорода располагаются в интервале указанных концентраций.

По концентрации дейтерия среди подземных вод можно выделить воды морского (седиментогенные) и метеорного (инфильтрогенные) происхождения. Чем ближе концентрация дейтерия в подземных водах к его содержанию в морской воде, тем меньше в них доли инфильтрогенных вод, и тем больше условия их существования в осадочных отложениях соответствуют застойным. На основе распределения дейтерия в водах горизонта можно определить основные области питания, направление движения и степень замещения подземных вод метеорными (4).

Таким образом, при смешении вод неодинакового изотопного состава — инфильтрогенных (концентрация дейтерия 0,90 отн.ед.) и седиментогенных (концентрация дейтерия 1,10 отн.ед.) можно оценить долю первичных вод, используя следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} C_{см} &= A_{сед} \cdot C_{сед} + A_{инф} \cdot C_{инф} \\ A_{сед} + A_{инф} &= 1 \end{aligned} \quad (I)$$

где $C_{см}$, $C_{сед}$ и $C_{инф}$ — концентрации дейтерия соответственно в смешанных, седиментогенных и инфильтрогенных водах.

$A_{сед}$, $A_{инф}$ — доли соответственно седиментогенных и инфильтрогенных вод.

Многочисленные примеры расчета долей первичных вод показывают, что процесс замещения седиментогенных пластовых вод инфильтрационными развит на значительной территории, охватывая большие глубины.

В таблице I приведены сведения о пределах изменения доли первичных вод в разных частях некоторых артезианских бассейнов Советского Союза. Расчет произведен по дейтерию с помощью выражения (1). Почти во всех бассейнах даже в пределах одного водоносного комплекса имеет место смешение вод.

Важную информацию об условиях застойности и скоростях водообмена между различными гидродинамическими зонами можно получить, определяя "возраст" подземных вод гелий-аргоновым способом (4). По данным о возрасте вод можно рассчитать коэффициент проницаемости пород водоносного комплекса (отношение возраста воды к возрасту водовмещающих пород). Этот параметр можно использовать для сравнения гидродинамических условий различных зон в пределах не только одного, но и различных бассейнов.

Как правило, возраст подземных вод, вычисленный He-Ar способом, является средневзвешенным значением возраста смеси вод различного возраста. Нетрудно заметить, что средневзвешенный возраст вод, рассчитанный He-Ar методом, связан с долями смеси вод достаточно простым соотношением:

$$t_{He-Ar} = a_{инф} \cdot t_{инф} + a_{сед} \cdot t_{сед}, \quad (2)$$

где t_{He-Ar} - средневзвешенное значение возраста смеси вод.

$t_{сед}$, $t_{инф}$ - возраст соответственно седиментогенных и инфильтрационных вод.

Принимая возраст седиментогенных вод ($t_{сед}$) равным возрасту водовмещающих пород и зная доли участвующих в смешении вод, можно вычислить возраст инфильтрационных вод (время внедрения поверхностных вод в пласт).

Следует отметить, что оценка возможности захоронения промстоков в сейсмоопасных районах вызывает определенные сложности. В результате землетрясений происходит

нарушение структур с захороненными отходами и возникает возможность загрязнения продуктивных водоносных горизонтов. Изучая возраст подземных вод, можно оценить активность не только современных и новейших, но и палеотектонических процессов и выявить наиболее благоприятные структуры для захоронения промстоков. Это возможно благодаря тому, что значение возраста вод тесно связано с тектонической обстановкой в регионе, так как степень дегазации вод зависит от активности тектонического процесса. Была установлена связь между периодами повышенной тектонической активности и увеличением концентрации газов в подземных водах. Причем естественно, что значение возраста подземных вод будет завышенным, а степень завышения зависит от тектонической активности.

При исследовании гидродинамических условий водоносных комплексов можно использовать результаты изучения содержания радиоактивных элементов (U, Ra, Th) и их изотопов в водах и породах.

В связи с большой геохимической подвижностью урана в окислительной обстановке, в "молодых" водах инфильтрационных зон будет иметь место сдвиг равновесия в ряду $U-Ra$ в сторону урана. Напротив, для вод застойных горизонтов с восстановительной обстановкой характерны максимальные концентрации радия и минимальные урана. Молодые инфильтрационные воды характеризуются также более высокими отношениями изотопов урана (U^{234}/U^{238} (5,6)).

Комплексное использование данных по распределению изотопов водорода, радиоактивных элементов и "возрасту" вод увеличивает надежность выводов о возможности использования того или иного водоносного комплекса для захоронения промышленных отходов. Такой комплекс исследований был выполнен с целью анализа современной гидродинамической обстановки крупных артезианских бассейнов - Ташкентского, Бухаро-Каршинского, Кызылкумского и др. (5,6,7). Результаты исследований и краткие рекомендации по бассейнам, воды которых исследовались только на изотопный состав водорода, представлены в таблицах I и 2.

Ташкентский артезианский бассейн. Воды Ташкентского

артезианского бассейна (Ташкентские минеральные воды), приуроченные к меловым породам, относятся к прибрежно-морскому типу. По составу поровые воды смешанные, а водные вытяжки близки не к современным пластовым водам, а к поровым растворам. Это свидетельствует о том, что центральная глубинная часть бассейна промыта в незначительной степени.

Данные по "возрасту" вод показывают, что в краевых частях бассейна существует зона современной инфильтрации. Для нее характерно наличие сдвига радиоактивного равновесия в сторону радия, что возможно в случае, если вынос урана происходил не более 400 тыс. лет назад. При изучении условий формирования подземных вод была обнаружена резкая неоднородность распространения фронта инфильтрации вод. (4). Данные схематической карты возраста минеральных вод Ташкентского артезианского бассейна показывают, что возраст вод изменяется от десятков тысяч лет (60-80 тыс. лет), в северо-восточной части бассейна, до первых миллионов лет, в наиболее погруженной центральной части бассейна (4-6 млн. лет) (рис. I).

Концентрация дейтерия в меловых водах бассейна изменяется от 0,91 до 1,07 отн.ед. Эти данные легли в основу составления схематической карты в изолиниях концентрации дейтерия и позволяли определить пропорции смеси минеральных вод (рис. 2). Зональность распространения вод, выявленная по дейтерию и их возрасту, подчеркивается по величинам коэффициента миграции урана и его изотопам (7,8).

Зона развития молодых вод (60-80 тыс. лет), с высокими коэффициентами миграции урана (от 1 до 10) и низкими величинами содержания дейтерия (меньше 1,00), совпадает с зоной питания подземных вод, определяемой по гидродинамическим данным. Для западной части района характерны наиболее низкие величины коэффициентов миграции. Существует также промежуточная зона с большими коэффициентами миграции и меньшими содержаниями дейтерия в водах, по сравнению с западной частью района (рис. 3) (5).

На основании данных по изотопным соотношениям урана в водах ($\frac{U^{234}}{U^{238}}$) в бассейне выделяются три зоны (рис. 4). Первая - непосредственно охватывает область питания бассейна и прилегающую зону: величины отношений урана высо-

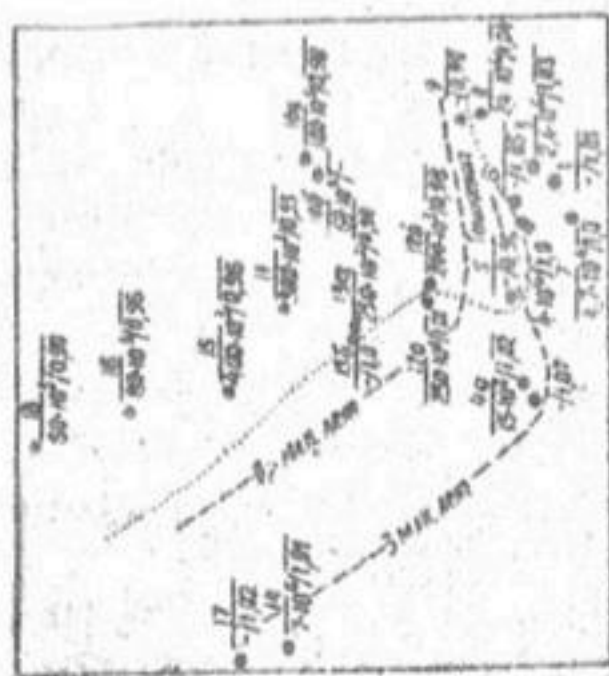


Рис. 1. Схема возрастов вод и распределения дейтерия в минеральных водах Ташкентского артезианского бассейна.

Дробь у точек (•); в числителе — номер скважины, в знаменателе — отношение возраста вод и концентрации (лет/отн.ед.); — возраст вод; — концентрация

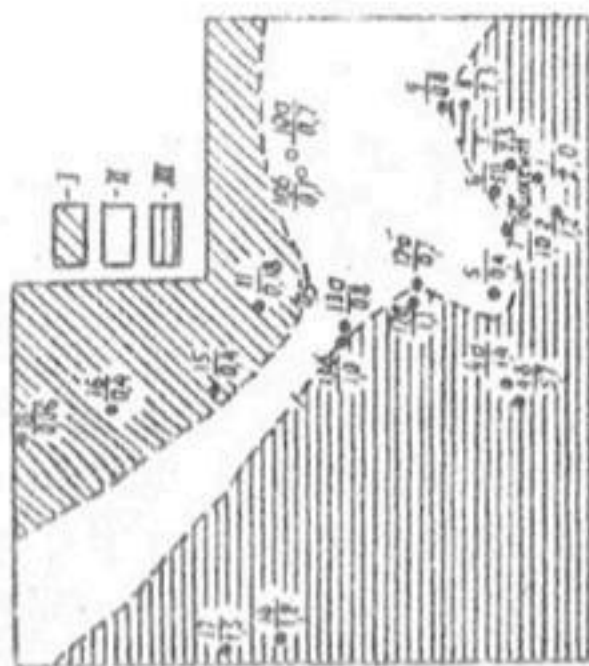


Рис. 2. Схема пропорций смешения вод в Ташкентском артезианском бассейне. Дробь у точек (•); в числителе — номер скважины, в знаменателе — доля минеральной воды на одну долю пресной воды; I — воды с долей минеральных вод 0.5; II — воды со смешением 0.5-I.0; III — одна доля пресной воды — более одной доли минеральной.



Рис. 3. Схема распределения коэффициентов миграции урана:
I-зона значений коэффициента миграции > 1 ; II-зона значений коэффициента миграции $0,1-1,0$; III-зона значений коэффициента миграции $< 0,1$; IV-границы зоны питания по данным гидрогеологии.

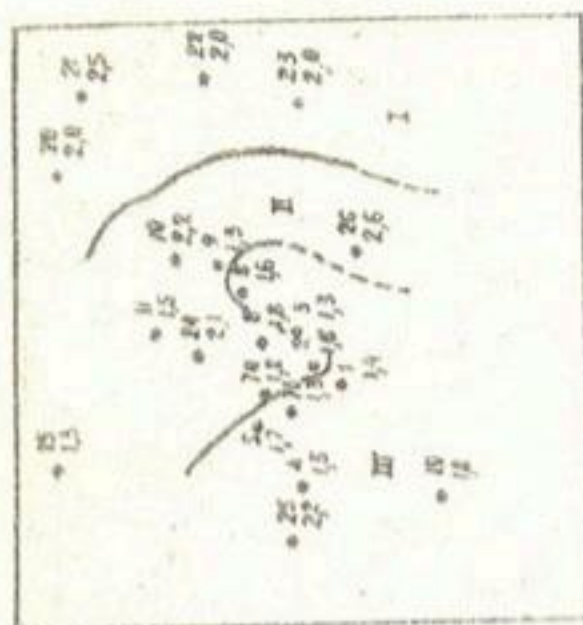


Рис. 4. Схематическая карта распределения отношения изотопов в подземных водах Ташкентского артезианского бассейна.
Дроун у точек (•); в числителе-номер скважины, в знаменателе-вещество изотопного отношения; I-зона питания; II-переходная зона; III-зона застойных вод.

кие - от 2,0 до 2,5, в среднем - около 2,1. Вторая, переходная, - приурочена к краевым частям бассейна: отношения изотопов урана в среднем 1,9. Соответственно возрастает значение возраста вод, коэффициентов миграции урана и дейтерия (рис.4). Третья - приурочена к центральной части бассейна: средняя величина отношений изотопов урана - 1,6.

Таким образом, ряд генетически независимых показателей дополняют друг друга, конкретизируя картину, характеризующую вариации свойств водовмещающего пласта в плане. Эти данные говорят о наличии двух областей питания, глубинной застойной части и промежуточной переходной зоны. Важно, что и в пределах зон возможны существенные изменения свойств пласта. Например, в районе скв.15 (рис.4) отношения изотопов урана увеличено, по-видимому, в связи с наличием разлома.

В глубинной части бассейна воды существенно не пополняются, и поэтому их можно рассматривать как изолированные. Зоны максимального развития инфильтрационных вод распространены преимущественно по краевым частям бассейна.

По данным возраста вод и средним величинам изотопных отношений урана выявлено, что скорость подземного потока, по абсолютной величине и направлению для разных частей бассейна различна (4): в центральной части минимальна и равна первым единицам см/год, в краевых частях - на порядок выше.

Таким образом, совокупное рассмотрение схем распределения радиоизотопных показателей (рис.1-4) позволяет наиболее обоснованно выделить зоны, в пределах которых воды не участвуют в процессах обмена, и, следовательно, могут рассматриваться как изолированные. Закачка промстоков в такие участки с геологической точки зрения наиболее обоснована.

Однако перед практическим осуществлением этой задачи в пределах Ташкента и его ближайших окрестностях необходимо решить ряд инженерных задач а) водоносный горизонт чанакских песков эксплуатируется многими скважинами в лечебных целях и закачка промстоков вызовет изменение свойств лечебных вод; б) захоронение промышленных отходов

в напорный водовосный горизонт осуществляется закачкой промстоков под давлением, превышающим пластовое давление, что приведет к перераспределению пластового давления и может изменить направление движения вод и т.п. Поэтому в случае необходимости поисков емкостей для подземного захоронения дальнейшие исследования следует направить по линии изучения неэксплуатируемых водоносных горизонтов.

Бухаро-Каршинский артезианский бассейн. Для вод юрского водоносного комплекса характерны максимальные концентрации радия, дейтерия и кислорода - 18 и минимальные урана. Это говорит об их застойности и отсутствии влияния на данный водоносный комплекс современных инфильтрационных вод. Возраст вод в большинстве случаев превышает 100 млн. лет., и коэффициент промытости близок к единице. В связи с этим можно считать, что юрский водоносный комплекс пригоден для захоронения вод промышленных предприятий.

Воды нижнемелового водоносного комплекса по радио-гидрохимическим показателям несколько отличаются от вод юрского комплекса. Содержание радия и дейтерия здесь гораздо ниже, а урана - выше. Возраст вод изменяется от 40-60 до 100 млн. лет, коэффициент промытости равен 0,75. Закономерные изменения этих показателей в юго-восточном направлении указывают на то, что воды нижнемеловой толщи испытывают воздействие современных инфильтрационных вод с Гиссаро-Зарафшанской горной системы. Нижнемеловые отложения могут быть рекомендованы для захоронения только частично, а именно - участки северо-западного района бассейна с застойными водами, а восточного - инфильтруемыми.

Наименее пригодны для захоронения отложения сеномана и верхнего альба, в связи с высокой гидродинамической активностью вод данных горизонтов. Это подтверждают данные по коэффициенту промытости, низкие значения концентраций радия и дейтерия и повышенные величины отношения изотопов урана. Возраст вод сеноман-альбского комплекса - от I до 50-60 млн. лет, причем возрастание его происходит с юго-востока на северо-запад, в направлении движения вод.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПОВ ВОДОРОДА, РАДИОАКТИВНЫХ

ЭЛЕМЕНТОВ И ВОЗРАСТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Таблица I

Район ис- следования (артезиан- ские бас- сейны)	Стратиграфия: Средний изотопический элемент и графический толщину слоев			Радиоактивные элементы и их изотопы в водах			Возраст: коэффициент скорости: Доли вод в природной смеси			Характеристика воденосных комплексов с целью сохранения промстоков		
	пород	отн.	ед.	г/л	г/л	г/л	п-20	п-10	п-10	инфильтрогенной	сидиментогенной	время инфильтрации
Ташкентский	C_{12}	0,93-1,03	-	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$3,9 \cdot 10^{-11}$	$1,3 \cdot 10^{-11}$	п-20 см/год	0,10	0,20	0,90	0,10	0,2(Q) х
Бухаро-Самаркандский	C_{12}	0,97	-0,20	$1,67 \cdot 10^{-6}$	$1,11 \cdot 10^{-11}$	$1,27 \cdot 10^{-11}$	п-10 см/год	0,46	0,43	0,65	0,35	19(N)
	C_{11}	1,00	-0,15	$1,55 \cdot 10^{-6}$	$1,36 \cdot 10^{-11}$	$1,21 \cdot 10^{-11}$	см/год	0,75	0,83	0,50	0,50	56(Pg)
Индикумский	C_{12}	0,93-1,09	+0,33	$0,28 \cdot 10^{-6}$	$54,7 \cdot 10^{-11}$	$1,12 \cdot 10^{-11}$	мм/год	0,84	112	0,30	0,70	46(Pg)
Олор-Ральский	C_{12}	0,93-1,06	-	-	-	3,7	-	0,01	1 млн. лет	0,75	0,25	0,2(Q) х
	C_{11}	0,99	-	-	-	-	-	-	55	0,55	0,45	30 ^{xxx} (Pg)
	C_{10}	1,06	-	-	-	-	-	-	93	0,20	0,80	30 ^{xxx} (Pg)

Примечание: х) Для северной части Ташкентского артезианского бассейна

xx) Возраст древних вод, соответственно, 85 и 108 млн. лет, рассчитанный из выражения (2)

xxx) По геологическим данным.

Кызылкумский артезианский бассейн. В его пределах наиболее широко распространен верхнемеловой (сенон-туронский) водоносный комплекс. Результаты палеогеографических исследований говорят о существовании в меловом периоде морского режима. Однако низкое содержание дейтерия в водах сенон-туронского горизонта бассейна указывает на то, что древние морские воды были вытеснены последующей инфильтрацией пресных вод. Расчет пропорций смешения вод свидетельствует о незначительной доле морских вод в современных водах бассейна.

Отношение изотопов урана U^{234}/U^{238} , равное 3,7, для одного из участков указывает на относительно сильную циркуляцию вод, что подтверждается их возрастом (менее I млн. лет). Поэтому очевидно, что водоносные горизонты сенон-туронских отложений Кызылкумской системы бассейнов не пригодны для захоронения промстоков.

Волго-Уральский артезианский бассейн. На его территории обстановка несколько сложнее. Возраст воды, рассчитанный по не-А способу, существенно меньше возраста вмещающих толщ и не соответствует концентрации в ней дейтерия. Это возможно, если на определенном этапе геологического развития региона происходила существенная потеря газов, и в первую очередь - гелия. Инфильтрация вод в Волго-Уральском бассейне могла иметь место в палеогене. В этом случае возраст инфильтрогенных вод - порядка 30 млн. лет. По выражению (2) определен возраст первичных вод - 85-108 млн. лет. В связи с вышеизложенными, можно сделать вывод, что интенсивное выделение газов произошло под воздействием тектонических процессов в меловой период. В процессе замещения первичных вод инфильтрогенными имелись активные и более спокойные периоды.

Таблица 2

Распределение дейтерия в подземных водах .

Район исследований (артезианские бассейны)	Стратиграф. возраст водоносных толщ	Химический состав и минерализация вод	Концентрация дейтерия в водах, отн.ед.	Характеристика условий водоносных комплексов в целях захорон. промстоков
1	2	3	4	5
Ферганский	Pg	SO ₄ -Cl-Na 52 г/л	средн. 0,94	неблагоприятные

I	2	3	4	5
днепровско-донецкий	T_2-Cr-J_3	HCO_3-Ce 2 г/л	средн. 0,98	Неблагоприятные
	$Y-T-P_2$	HCO_3-Ce -Ca до 100г/л	средн. 1,02	Неблагоприятные
	P_1-C	$P_1 Ce$ -Ca до 3000г/л	1,02- 1,06 средн. 1,05	Благоприятные в центр. частях впадины (структур. Бельская Солоха, Рыбальпы, Качановская)

Днепровско-Донецкий артезианский бассейн. Днепровско-Донецкая впадина выполнена породами от девонского до третичного возраста. Вся толща осадков впадины делится региональными водоупорами на три гидродинамические зоны разной степени активности водообмена. В зонах активного (отложения от четвертичного до юрского возраста) и затрудненного водообмена (отложения нижней юры, триаса и верхней перми) значения концентраций дейтерия низкие, что свидетельствует об инфильтрационном происхождении вод. Зона весьма затрудненного водообмена охватывает отложения нижней перми, карбона и девона. Содержание дейтерия в водах пермских и каменноугольных горизонтов и минерализация их увеличиваются с глубиной залегания пластов. Наибольшие концентрации дейтерия отмечаются в среднем карбоне в наиболее погруженных частях впадины (1,05-1,06 отн. ед.). На окраинах впадины, где глубина залегания карбона и его мощность уменьшаются, содержание дейтерия падает до 1,02 отн. ед. Следовательно, для захоронения промышленных стоков наиболее пригодны отложения карбона и перми в центральных частях впадины: высокие концентрации дейтерия свидетельствуют о сохранении застойных условий и о преобладании вод седиментационного происхождения.

Ферганский артезианский бассейн. Ферганская депрессия в гидрогеологическом отношении - сложнопостроенный межгорный артезианский бассейн, представленный осадочными

образованиями мезокайнозой. В разреза бассейна выделяются три структурно-гидродинамических этажа.

Верхний - охватывающий водоносные комплексы и горы - зоны четвертичных и верхнестепеновых отложений, с активным водообменом, низкими значениями возраста подземных вод (преимущественно до I млн. лет), слабой концентрацией дейтерия (до 0,98 отн. ед.) и неблагоприятными условиями захоронения проток.

Средний, включающий водоносные комплексы мезотертичных отложений; отличается замедленным водообменом, высокой минерализацией подземных вод, большими величинами возраста вод (более миллиона лет, нередко десятки и первые сотни млн. лет), значительными концентрациями дейтерия (0,98-1,07 отн. ед.). Возраст, минерализация вод и концентрация дейтерия увеличиваются от предгорий в адриной зоне до максимума в наиболее погруженных структурах адриной зоны, обращенных к Центральной Фергане (Северный Сох, Пальванташ, Бутакара). Эти данные свидетельствуют о том, что водоносные горизонты низов неогена, палеогена, мела и юры Центральной Ферганы с гидрогеологической точки зрения наиболее благоприятны для закачки проток.

Нижний структурно-гидродинамический этаж на глубине изучен недостаточно. Данные по периферии бассейна свидетельствуют о нецелесообразности использования этих емкостей для закачки проток.

Таким образом, анализ гидрогеологической обстановки различного типа артезианских бассейнов с использованием комплекса радиозотопных показателей позволяет достоверно выделить участки для геологические структуры, наиболее благоприятные для захоронения проток.

Геолого-разведочные работы с большим объемом глубокого бурения будут способствовать получению новых радиозотопных показателей, уточняющих и конкретизирующих границы районов и структур, благоприятных для захоронения проток.

л и т е р а т у р а

Г. Гольдберг В. М. Подземное захоронение проток химической промышленности. ВСМГ и ГЕО, М. 1968 г.

2. патент США 2985007 от 29/уш-1952г. "Подземное хранилище" кл.6I-5.
3. Власова Л.В. и др. Об использования радиогзотопных показателей при решении вопросов захоронения промышленных отходов. Изв.ВУЗ "Геология и разведка", 1971, № I.
4. Горбушина Л.В. и др. возраст и пропорции смешения минеральных вод Ташкентского артезианского бассейна. Изв.ВУЗ "Геология и разведка", 1967, 2.
5. Тиминский В.Г. и Спиридонов А.И. К методике выявления зон, благоприятных для захоронения промстоков. Атомная энергия. т.29, II, 1970.
6. Танеев Р.Н. и др. Применение естественных радиоактивных и стабильных изотопов для палеогидрогеологического анализа. "Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР". вып. I4. Изд-во "Недра", Л., 1969.
7. Мавлянов Г.А. и др. О влиянии геолого-технических факторов на содержание гадов в подземных водах Ташкентского артезианского бассейна. "Узб.геол.журнал", 1971, I.
8. Спиридонов и др. Некоторые результаты изучения изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в подземных водах Ташкентского артезианского бассейна. "Узб.геол.журнал", 1969, 4.
9. Султанходжаев А.Н. и др. Неравновесный уран в подземных водах Ташкентского артезианского бассейна. "Узб.геол.журнал", 1970, 3.
10. Аятышко Б.Е. и др. Региональная оценка гидрогеологических условий захоронения промышленных стоков в глубокие воденесные горизонты на территории СССР. "Гидрогеологические вопросы подземного захоронения промышленных стоков". Министерство геологии СССР, М., 1969.

А.И.Спиридонов, А.Н.Султанходжаев,
Н.А.Сурганова, В.Г.Тыминский

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ И ТЕХНИКИ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УРАНА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Неравновесные соотношения изотопов U^{234} и U^{238} - явление, довольно широко распространенное в природе (1).

Основные положения гипотезы, объясняющей нарушение изотопного равновесия урана, состоят в следующем. При распаде ядер U^{238} атомы продуктов распада испытывают радиоактивную отдачу. Величина кинетической энергии вновь образуемого ядра значительно превышает энергию связи кристаллической решетки. В результате атомы изотопа U^{234} , испытав отдачу, могут разорвать связи с кристаллической решеткой минерала и попасть в микронарушения и микрокапилляры минералов. При контакте с жидкой фазой они выщелачиваются значительно легче, чем атомы изотопа U^{238} , находящиеся в узлах кристаллической решетки.

Наибольшие колебания отношения U^{234}/U^{238} наблюдаются в подземных водах (2), причем преобладает изотоп U^{234} . В породах и минералах наблюдается недостаток U^{234} .

Широкие исследования изотопного состава урана в различных природных объектах были направлены в основном на использование указанного эффекта для датирования четвертичных образований (3-5).

Изучение изотопного отношения U^{234}/U^{238} в подземных водах проведено Н.Г.Сыромятниковым (2). При этом установлено, что подземные воды, приуроченные к различным комплексам горных пород, характеризуются вполне определенными интервалами колебаний величины отношения U^{234}/U^{238} . Так для вод изверженных пород отношения U^{234}/U^{238} обычно равно 2,5-4,0 (в том числе для гранитов 3,0-3,5). Для вод осадочных и метаморфических пород величина этого отношения колеблется от 1,5 до 2,5. Изучение соотношения изотопов урана в подземных водах (U^{234}/U^{238}) представляет прак-

тический интерес в связи с решением задач по динамике и условиям формирования подземных вод.

Методика извлечения урана из больших объемов воды. Определение изотопного отношения U^{234}/U^{238} делится на два последовательных процесса: 1) химическая подготовка уранового препарата для измерений; 2) собственно измерения изотопного отношения урана.

В настоящее время наиболее точным и чувствительным методом измерения изотопного отношения U^{234}/U^{238} является α -спектрометрический метод. Для того, чтобы произвести измерения на α -спектрометре с точностью $\pm 10\%$, на мишени должно быть не менее $2 \cdot 10^{-6}$ г естественного урана. Кроме того, для проведения точных измерений необходимо, чтобы уран был абсолютно чист от химических, радиохимических и механических примесей.

Природные воды обычно содержат очень незначительное количество урана ($n \cdot 10^{-5}$ - $n \cdot 10^{-8}$ г/л), за исключением пластовых вод урановых месторождений ($n \cdot 10^{-4}$ - $n \cdot 10^{-2}$ г/л). Процесс химической подготовки уранового препарата из природной воды делится на три стадии: 1) извлечение и концентрирование урана; 2) тонкая радиохимическая и химическая очистка урана; 3) нанесение чистого урана на подложку для проведения измерений изотопного отношения.

При исследовании изотопного отношения урана в природных водах надо учитывать концентрацию урана в воде, солевой состав воды, ее общую минерализацию. В зависимости от этих факторов следует применять различные методы приготовления уранового препарата.

На основании данных лабораторных экспериментов и полевых исследований изотопных отношений урана в подземных водах некоторых артезианских бассейнов, авторы предлагают применять следующие методы концентрирования и очистки урана в зависимости от химической характеристики вод и от содержания в них урана.

Извлечение урана из природных вод и его концентрирование. Из пресных или слабосоленых вод (гидрокарбонатных или сульфатных, не содержащих сероводорода) уран удобнее извлекать, адсорбируя его на активированном угле. Этот

метод отличается относительной простотой и быстротой выполнения, а также легкостью десорбции урана с угля (II). Объем пробы, из которой извлекается уран, подбирается соответственно содержанию урана в пробе. При этом следует учесть, что в процессе сорбции, десорбции и очистки может быть потеряно до 40% урана, как было установлено нами с помощью изотопа U^{233} . Поэтому метод более пригоден для извлечения относительно повышенных концентраций урана (10^{-6} - 10^{-5} г/л и выше).

М е т о д и к а. Природную воду (20 л) подкисляют HCl по метил-оранжу. Затем добавляют 20%-ный (или сухой) уротропин до перехода розового цвета раствора в желтый. Далее в воду всыпают $2г^{X/}$ активированного угля, растертого до пудры и очищенного от технических примесей (II). Смесь тщательно перемешивают и отфильтровывают в приборе для фильтрования (рис. I). Уголь несколько раз промывают дистиллированной водой и высушивают, затем уголь вместе с фильтром помещают в небольшой прибор для фильтрования (объемом в 1 л), заливают 200 мл горячего пятипроцентного раствора $(NH_4)_2CO_3$ (t° не выше 50°).

Десорбцию урана углекислым аммонием проводят дважды. Фильтрат с ураном собирают в один стакан, подкисляют HNO_3 по метил-оранжу, выпаривают досуха и разлагают сухие соли в платиновой чашке. Полученный осадок, содержащий уран, подвергают очистке от примесей, о чем будет сказано в следующей главе. Процент сорбции урана на угле - 90-98%. Десорбируется с угля 70-80% урана, как было установлено нами с помощью изотопа U^{233} .

Контроль за выходом урана непосредственно на угле осуществляется нами путем измерения активности высушенного угля. Такой контроль применяется при концентрировании урана из природных вод в полевых условиях, чтобы исключить холостые пробы.

х) Здесь и в дальнейшем количество реактивов рассчитано на 20 л. воды. При увеличении объема пробы пропорционально увеличится и количество реактивов.

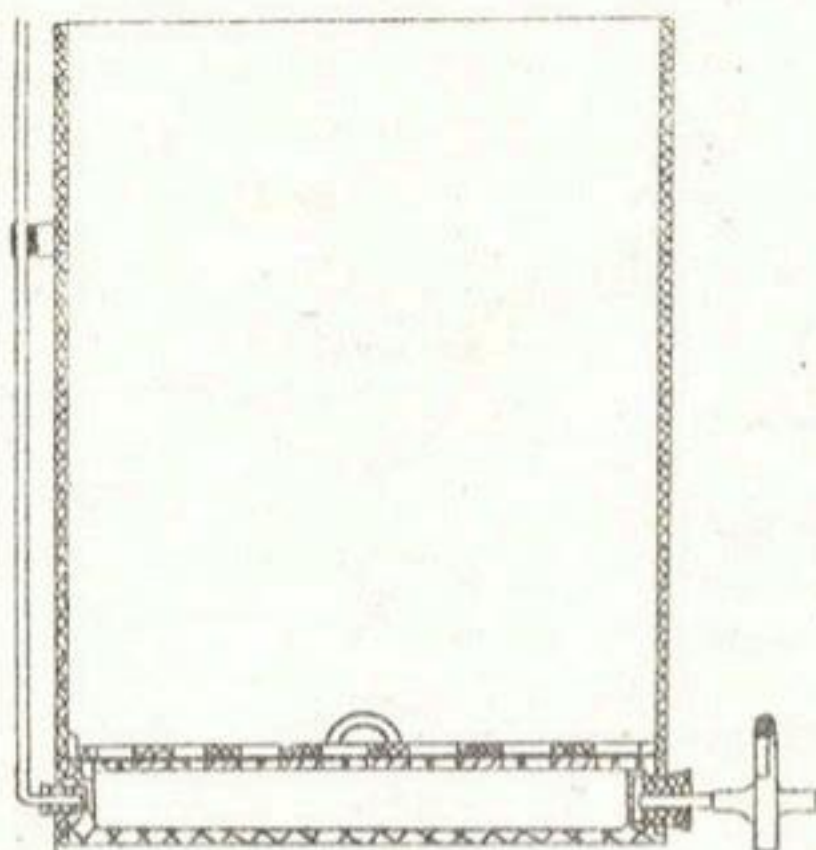


Рис. 1. Концентратор

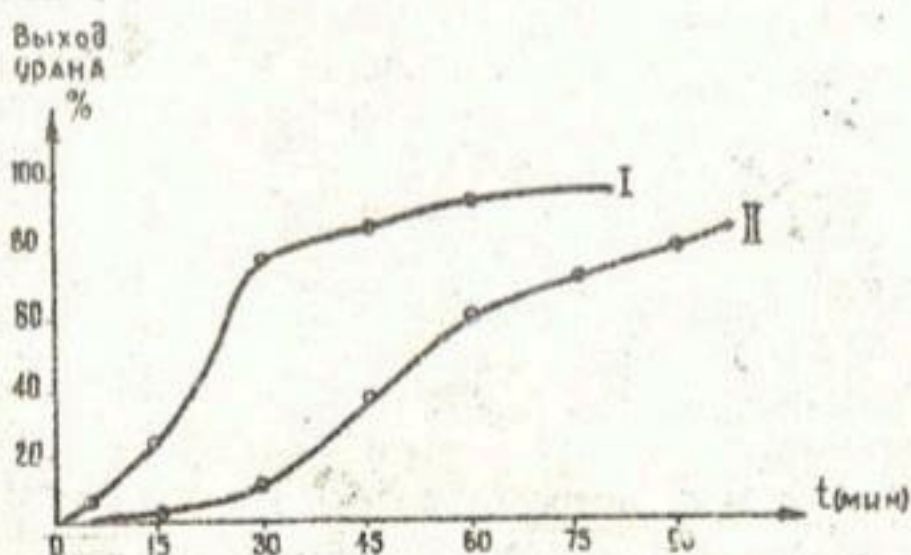


Рис. 2. Зависимость выхода урана от времени, электролиза.
I-Электролиз из насыщенного раствора. Ацетата аммония.
II-Электролиз из азотнокислого раствора. Этилового спирта.

Из сильно-минерализованных природных вод (например, хлоридных рассолов) извлекать уран методом адсорбции на активированном угле нецелесообразно, так как уголь может сорбировать в больших количествах и многие другие элементы, вследствие чего понижается его сорбционная емкость по урану. Сорбционная емкость угля уменьшается также при наличии в воде растворенного сероводорода. В этом случае следует применить соосаждение урана с гидроокисью железа (12,13,14).

М е т о д и к а. Воду (20 л) подкисляют HCl по метил-роту, затем добавляют 20 мл кислого однопроцентного раствора $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$. Далее добавляют концентрацию NH_4OH до перехода розовой окраски в желтую, а затем еще несколько мл аммиака. Для ускорения коагуляции вносят мацерированную бумагу. Осадок отфильтровывают, промывают его однопроцентным раствором NH_4NO_3 и прямо на фильтре растворяют в горячей HCl (1:1). Раствор нейтрализуют аммиаком и переосаждают $\text{Fe}(\text{OH})_3$ пятипроцентным раствором карбоната аммония. При этом уран остается в растворе, а с $\text{Fe}(\text{OH})_3$ осаждаются полуторные и некоторые карбонаты. Во избежание потерь урана переосаждение железа в карбонатном растворе проводят вторично. Оба фильтрата объединяют, подкисляют по метил-оранжу и выпаривают досуха в платиновой чашке. Выход урана - 100%. Поэтому этот метод может быть применен для концентрирования урана из вод с очень низким его содержанием ($\text{п } 10^{-8}$ г/л и менее).

Радиохимическая и химическая очистка урана. Для очистки урана применяются различные методы. Если уран концентрировался из пресных или слабосоленых вод, то количество примесей, попавших в концентрат, невелико. В этом случае довольно эффективным оказывается отделение урана от примесей на ионообменных смслах. На сильноосновном анионите Дауэкс уран эффективно отделяется от тория, железа, алюминия и пр. (16,17).

М е т о д и к а. Полученный концентрат урана растворяют в горячей 8M HNO_3 , упаривают в случае необходимости до 50-70 мл и пропускают через колонку с 20 см³ Даэкса 2x10 200x400 мем, промытого предварительно 8 M HNO_3 . Затем

промывают смолу 8 HNO_3 (отделяется Fe , Al и пр.), после чего U и Th элюируют дистиллированной водой (≈ 100 мл).

Полученный раствор упаривают досуха и обрабатывают 10 HNO_3 3 раза для перевода нитратов в хлориды. Солянокислый раствор U и Th (50-70 мл) пропускают через колонку со смолой, промытой предварительно 10 HNO_3 . При этом U сорбируется смолой, Th же уходит с раствором. Затем чистый U вымывают приблизительно 100 мл бидистиллированной воды. Раствор упаривают до влажного осадка. Процент выхода урана при этом 90-100% (по U^{233}).

2. Если уран извлекли из соленых вод, то полученный концентрат урана содержит очень большое количество разнообразных примесей. Это затрудняет отделение урана на смоле, т.к. процесс отделения должен быть многостадийным, что снижает эффективность метода. Кроме того, возможное присутствие многих посторонних анионов снижает сорбционные свойства смол. В таком случае лучше применить экстракционный метод отделения урана от примесей. В настоящее время наиболее широко применяемый экстрагент урана - трибутилфосфат. Он обладает высоким коэффициентом распределения урана, к тому же он не летуч, не взрывоопасен, почти не растворим в воде. Для того, чтобы связать примеси в неэкстрагируемые трибутилфосфатом комплексы, используют комплексы III. Это позволяет отделить уран практически от всех элементов.

М е т о д и к а. Полученный концентрат урана растворяют приблизительно в 20 мл дист. воды, подкисленной HNO_3 до $\text{pH} = 2-2,5$. Раствор переводят в делительную воронку, добавляют 40 мл 60%-ного раствора NH_4NO_3 , содержащего 0,25 г комплексона III (промывной раствор). Трижды экстрагируют уран 15 мл 20%-ного раствора трибутилфосфата в инертном растворителе (керосин, толуол, четыреххлористый углерод и проч.). Водный слой отбрасывают, экстракты переносят в другую делительную воронку, промывают 3 раза раствором. Затем трижды реакстригируют уран из трибутилфосфата 10 мл пятипроцентного раствора $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$. Раствор упаривают в платиновой чашке до влажного осадка. Выход урана -

до 100% (по ^{233}U).

Электролитическое осаждение урана. Источники, используемые в α -спектрометрии должны удовлетворять следующие основные требования: радиоактивное вещество — прочно держаться на подложке и быть химически устойчивым, материал подложки не должен подвергаться окислению, поверхность подложки должна быть полированной, активный слой — равномерным и толщина его должна чтобы потери энергии α — частиц (обычно они составляют 0,2 кэв на 1 мкг/см²) (3).

Наилучшие результаты дает метод электролитического осаждения урана, применяемый в тех случаях, когда необходимо равномерно покрыть большие площади. Основным достоинством метода является однородность получаемых слоев. Кроме того, в процессе электролиза можно отделить уран от многих мешающих элементов: слабегидролизующихся Na, K, Ca и не выделяющихся на катоде в виде металла при потенциалах выделения водорода, Cr, Mn, Zr . Для проведения электролитического осаждения урана был разработан электролизер.

Ячейка, в которую заливался электролит с ураном, выполнена из тефлона и имеет цилиндрическую форму. В качестве катода использовались полированные диски из нержавеющей стали диаметром 32 мм и толщиной 1 мм. Анодом служил платиновый диск, который приводился во вращение с помощью специального раствора.

Известно, что главными факторами, определяющими ход электроосаждения и полноту выделения урана, является pH раствора, состав электролита, плотность тока и время электролиза. С целью выбора оптимальных условий электролиза, позволяющих добиться количественного осаждения урана из раствора, были опробованы два типа электролитов — азотно-кислый раствор этилового спирта и насыщенный раствор оксалата аммония. Условия электролиза были следующие: из азотнокислого раствора этилового спирта — объем электролита 6 мл, плотность тока 50 ма/см² кислотность 0,005 — 0,001 Н; из насыщенного раствора оксалата аммония — объем электролита 6 мл, плотность тока 0,8 а/см², pH = 9. В обоих случаях уран осаждался на площадь 1,5 см². Исследо-

балась зависимость процента выхода урана от времени электролиза. Из рис.2 видно, что при электролизе из раствора оксалата аммония около 90% урана осаждается практически за 35-40 мин., в то время, как из раствора этилового спирта за это же время осаждается только около 25% урана. Таким образом, электролиз из раствора оксалата аммония идет в несколько раз быстрее. Однако, слои, получаемые при электролизе из раствора оксалато-аммония по качеству чаще бывают хуже, чем слои, получаемые при электролизе из раствора этилового спирта (Рис.3). В первом случае электролиз идет при большей плотности тока ($0,8 \text{ а/см}^2$), в связи с чем раствор бурно перемешивается и обильно выделяются пузырьки газа, поэтому слои получаются рыхлые и не однородные. В этих условиях, наряду с ураном, на катоде могут выделяться, очевидно, и другие металлы ($\text{Na}, \text{Ca}, \text{Mn}, \text{Sr}$ и т.д.) за счет чего увеличивается толщина слоя. Следует отметить, что в тех случаях, когда исходные водные пробы, из которых проводилось концентрирование урана, были слабо-минерализованы и содержали урана не ниже $1 \cdot 10^{-6} \text{ г/литр}$, слои в большинстве случаев получались хорошего качества.

Техника и методика определения отношения U^{234}/U^{238} . В настоящее время наиболее совершенным и точным методом исследования изотопного состава урана является альфа-спектрометрический (7,8). Энергии основных групп частиц изотопов урана приведены в табл. I.

Разница между энергиями основных групп α - частиц U^{234} и U^{238} , составляющая 580 кэв, достаточна для разделения их с помощью α - спектрометра, имеющего разрешение 2-3%. В качестве детекторов α - частиц можно использовать импульсную ионизационную камеру и полупроводниковые поверхностно-барьерные детекторы. Методика определения отношения U^{234}/U^{238} с помощью α - спектрометра с ионизационной камерой подробно описана в работах. Для определения отношений U^{234}/U^{238} в подземных водах нами использован α - спектрометр с полупроводниковым

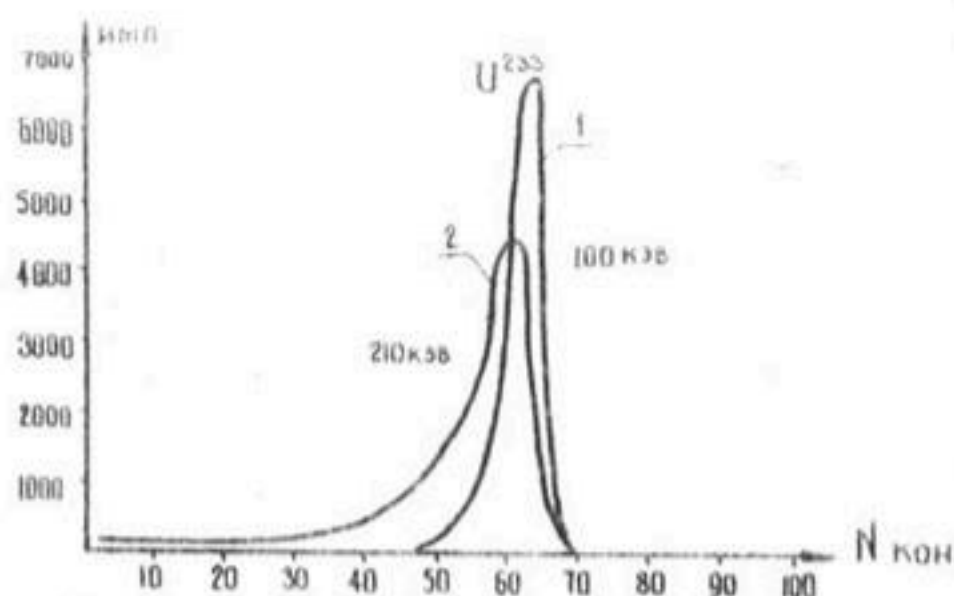


Рис 3 α - Спектр изотопа U^{233}

1. Электролиз из этилового спирта.
2. Электролиз из аксолата аммония.

Таблица I

Изотопы естественного урана.

ИЗОТОП	РАСПРОСТРАНЕН- НОСТЬ В %	период ПОЛУРАСПАДА (год)	Энергия α ЧАСТИЦ МЭВ	УДЕЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ природной смеси урана 2 ⁻¹ сек ⁻¹
U^{238}	99,285	$4,51 \cdot 10^9$	4,182	$1,24 \cdot 10^4$
U^{235}	0,710	$7,13 \cdot 10^8$	4,396	$0,56 \cdot 10^3$
U^{234}	0,0055	$2,48 \cdot 10^5$	4,760	$1,24 \cdot 10^4$



детектором. Полупроводниковые детекторы применяющиеся сравнительно недавно в экспериментальной ядерной физике для спектрометрии тяжелых заряженных частиц, имеют преимущества по сравнению с ионизационной камерой. Они компактны, просты в изготовлении и обращении, по разрешающей способности не уступают ионизационным камерам, требуют низкого напряжения питания, удобны в сложных условиях эксперимента (при низких температурах, в вакууме, в сильных магнитных полях) и т.д. Основным недостатком полупроводниковых детекторов является их низкая геометрическая эффективность (в связи с малыми размерами), что, несмотря на 100%-ную эффективность регистрации α -частиц, приводит к низкому коэффициенту использования источника излучения.

Полупроводниковый детектор представляет собой плоскостный кремниевый диод (рис. 4), P-переход (т.е. область перехода от материала с одним типом проводимости, например, дырочной, к материалу с другим типом проводимости, электронной) расположен почти на самой поверхности детектора. P-n переход называют обедненным слоем, т.к. он почти не содержит носителей, обусловленных примесными центрами. Если к P-n переходу приложить внешнее напряжение (положительный полюс источника к n-области, а отрицательный к P-области), то толщина обедненного слоя возрастет. При этом почти все приложенное напряжение приходится на обедненный слой. Поскольку его толщина составляет несколько десятков микрон, то даже при внешнем приложенном напряжении около 10 в в обедненном слое создаются градиенты потенциала электрического поля $\frac{\Delta U}{\Delta X} \approx 10^4$ в/см. Если под влиянием каких-либо внешних факторов в обедненном слое образуются электронно-дырочная пара, то носители подхватываются полем и разносятся в области с соответствующей проводимостью.

Обедненный слой в полупроводниковом детекторе аналогичен рабочему объему ионизационной камеры. При прохождении заряженной частицы через обедненный слой вдоль ее следа создаются электронно-дырочные пары, которые под действием сильного поля перехода движутся к его границам.

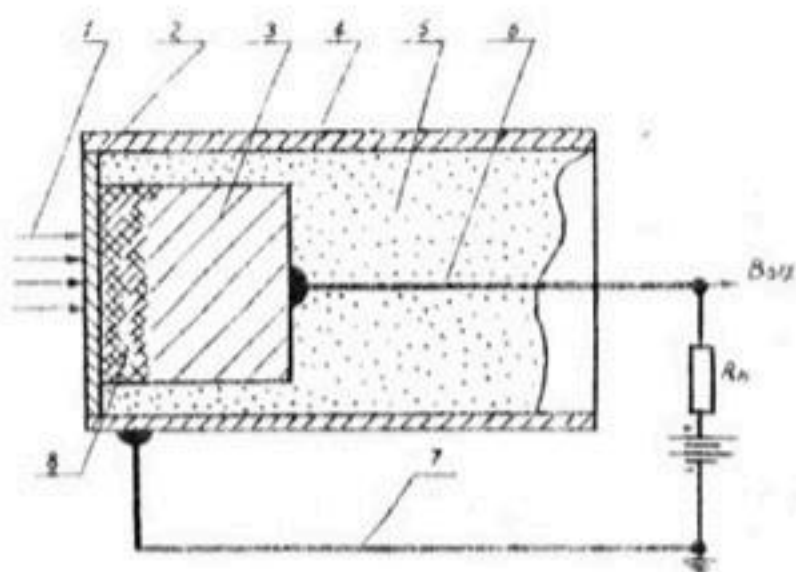


Рис. 4. Полупроводниковый детектор.

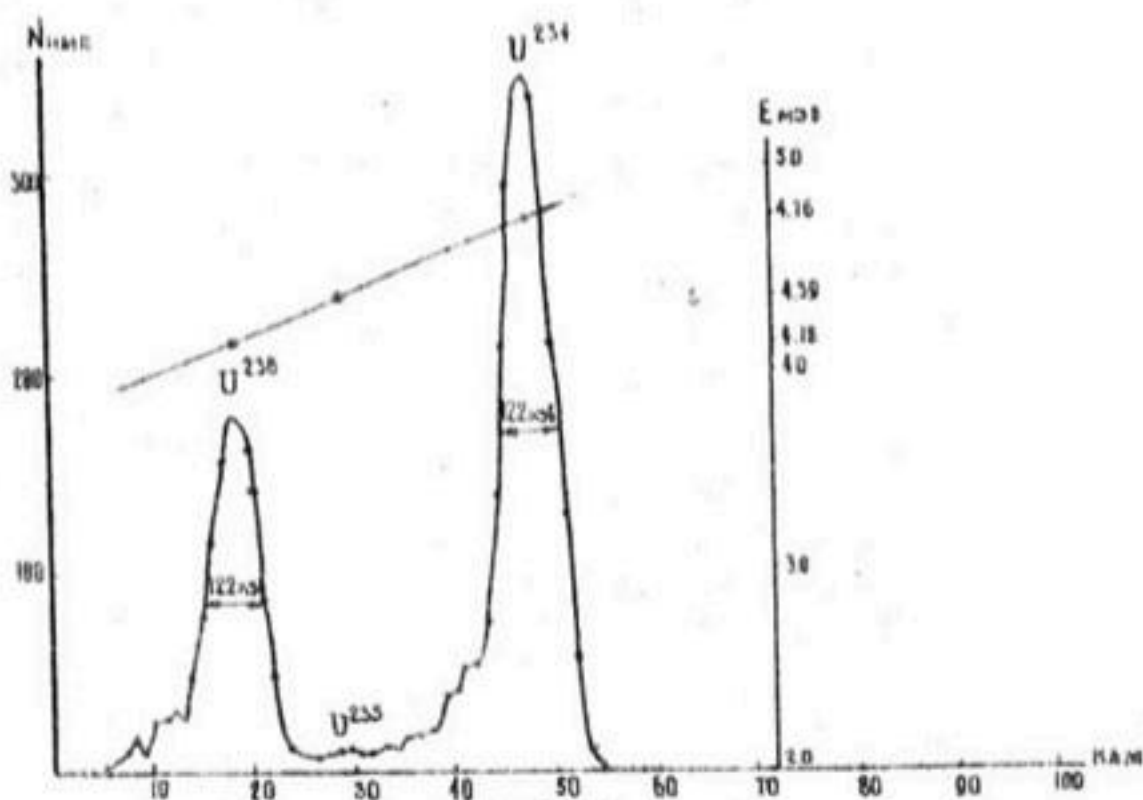


Рис. 5. α -Спектр урана ($U^{234}/U^{238} = 2.12 \pm 0.07$)

Рис 6

При этом емкость перехода заряжается до определенного потенциала (U) и на нагрузке детектора (R_n) возникает импульс напряжения. Разрешающая способность полупроводникового детектора определяется дисперсией числа пар носителей, образованных в отдельных актах взаимодействия частиц с детектором. Среднеквадратичное отклонение

$\sigma = \sqrt{N}$ (где N - число пар носителей), получим для разрешающей способности уравнение $\eta = \frac{236}{\sqrt{N}}$ (I) или после подстановки $N = \frac{E}{\varepsilon}$ (где E - энергия частицы в Мэв, ε - удельная энергия на образование пары носителей равная 3,6 эв).

$$\eta = \frac{0.5}{\sqrt{E(\text{Мэв})}} \% \quad (2)$$

Для α - частиц с энергией $E = 5$ Мэв разрешение составляет 0,2% (23). Для полного использования такой высокой разрешающей способности детектора к соответствующей аппаратуре должны предъявляться весьма жесткие требования по стабильности каскадов усиления и дискриминации. Число каналов анализатора должно быть большим. При умеренном количестве каналов необходимо использовать усилитель вершины импульсов - экспандер.

Определение изотопного состава урана в подземных водах производилось с помощью α - спектрометра "Яуза-Н", разработанного СНИИПом. Прибор состоит из 5 блоков: полупроводниковый детектор (ППД), предусилитель, усилитель с экспандером, блок питания, амплитудный анализатор импульсов (АИ-100).

Полное аппаратурное разрешение спектрометра определяется выражением

$$\eta_{\text{полное}} = \sqrt{\eta_{\text{ППД}}^2 + \eta_{\text{тракт}}^2} \quad (3)$$

где $\eta_{\text{ППД}}$ обусловлено флуктуацией сбора заряда в чувствительном объеме ППД и шумами ППД; $\eta_{\text{тракт}}$ обусловлено шумами усилительного тракта и флуктуациями коэффициента усиления усилительного тракта, порога экспандера, подаваемого на ППД напряжения и нестабильностью многоканального анализатора.

Выражение (3) определяет требование к шумам и стабильности аппаратуры при исследовании с заданной точностью. Так,

при определении отношения U^{234}/U^{238} , необходимо, чтобы η полное лежало в пределах 100-200 кэв.

Нестабильность аппаратуры не превышала 1% за 14 часов непрерывной работы. Полупроводниковый детектор имел рабочую площадь $2,0 \text{ см}^2$ и разрешение 1,6%. Расстояние между детектором и источником было равно 2,00 мм. Как показали измерения контрольных эталонов, эффективность регистрации α - частиц при выбранной геометрии составляла около 40% (от 2π).

Средняя величина фона, подсчитанная из результатов измерений на протяжении двух лет работы прибора, оказалась равной 10^{-4} ипп/мин кан. Измерения активности фона в течение 2-х лет не наблюдались.

Разрешение α - линий урана определялось в основном качествомготавливаемых источников и равнялось в наших условиях 120-150 кэв.

Толщина слоя, поскольку мы имеем дело с препаратами низкой активности, определялась количеством нерадиоактивных примесей, от которых не удавалось освободиться при химической обработке проб.

Отношение U^{234}/U^{238} выражено в единицах активности. Активность спектральной линии определялась суммированием числа импульсов, зарегистрированных в энергетическом интервале данной линии. При определении отношения двух изотопов (U^{234}/U^{238}) количество каналов берется равным, обычно до уровня минимального значения в интервале между двумя линиями (рис.5). Это значение определяется фоном и загрязненностью препарата. Химическая обработка проб обеспечивала достаточно полное отделение урана от других радиоэлементов. При обработке спектрограмм, полученных от препаратов с "толстым" слоем ($0,1-0,3 \text{ мг/см}^2$), из амплитудного распределения α - линии изотопа U^{238} вычитались низкоэнергетические "хвосты" амплитудных распределений изотопов U^{235} и U^{234} и после этого производилось суммирование числа отсчетов в каналах, относящихся к линии изотопа U^{238} . Данная методика подсчета вносила в результаты определения величины U^{234}/U^{238} некоторую ошибку субъективного характера. Однако, при хорошей статистике

эта ошибка не превышала 10%.

Для препаратов хорошего качества (тонкий слой, высокая активность) ошибка в определении отношения U^{234}/U^{238} была обусловлена статистической погрешностью.

В общем случае погрешность каждого измерения определялась исходя из статистического закона радиоактивного распада. Стандартное отклонение для каждого определения отношения U^{234}/U^{238} находилось по формуле (9).

$$\sigma_{N_2/N_1} = \frac{N_2}{N_1} \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}} \quad (4)$$

Принимая $\frac{N_2}{N_1} = \frac{U^{234}}{U^{238}} = \gamma$, получим

$$\sigma_{\gamma} = \frac{\sqrt{N_2(\gamma+1)}}{N_1} \quad (5)$$

Относительная среднеквадратичная отдельного измерения находилась по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}} \quad (6)$$

Результаты нескольких измерений одной и той же пробы обрабатывались методом равноточных или неравноточных измерений (10).

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что наличие химической методики и прецизионной α -спектрометрической аппаратуры является необходимыми предпосылками для успешного внедрения изотопных отношений урана в гидрогеологические и палеогидрогеологические исследования.

Л и т е р а т у р а

1. Чердынцев В.В. Труды III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1955г.
2. Сиромятников Н.Г. Миграция изотопов урана, радия и тория и интерпретация радиоактивных аномалий. Алма-Ата. Изд-во АН Казах. ССР, 1961.

3. Исабаев Е.А.,
Чердынцев В.В. Сб. научных работ Казахского университета. Алма-Ата, Изд-во, КазГУ, 1959.
4. Исабаев Е.А.,
Усатов Э.П.,
Чердынцев В.В. "Радиохимия" т.2, вып. I, 1960.
5. Чердынцев и др. Геохимия, № 3, 1963г.
6. Чалов П.И. Определение изотопного состава урана по соотношению альфа - и бета - излучения. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР вып. IX, 1957г.
7. Баранов В.И. и др. О существовании изотопных сдвигов в природных соединениях урана. "Геохимия", № 5, 1958.
8. Старик И.Е. и др. К вопросу о смещении изотопных соотношений в природных образованиях. Геохимия, № 5, 1958.
9. Гольданский В.И. и др. Статистика отсчетов при регистрации ядерных частиц М., физматгиз, 1959г.
10. Уорсинг А.,
Гейфнер Дж. Методы обработки экспериментальных данных, М., ИЛ, 1949г.
11. Краткая энциклопедия "Атомная энергия" М. БЭС, 1958г.
12. Аналитическая химия урана и тория. М. перевод с англ. под ред. Чалея П.Н. и ИЛ 1956.
13. Бреслер С.Е. Радиоактивные элементы. Гостехтеоретиздат, 1957г.
14. Старик И.Е.,
Старик Ф.Е.,
Аполонова А.Н. Труды комиссии по аналитической химии 9, 12, 1958.
15. Звенигородская В.И. Определение малых количеств урана. М. Госгеолтехиздат, 1946г.
16. Бауман В. Ионный обмен под редакцией К.Б. Тиютов. М., ИИЛ, 1961.
17. Краус К.А.,
Нельсон Ф. Мирное использование атомной энергии, материалы конф. в Женеве, 1955г. том УП, Госхимиздат, 1958.

18. Шези А. Там же том IX. Металлургияпат.
Реньо П.
и др.
19. Кузнецов. В.И. Успехи химии 21, 175, 1962г.
20. Горбачев С.И., Ж.Н.Х. 2. 1957г.
Хорхорина Л.Ц.
Роздан А.И.
21. J. Seifenth мч You Analyst 82, 1957г.
22. Давыдов А.В., Ж.АН. Химии № 16, 1961.
Немодрук, А.А.
23. Труды ВНИИЯТ вып.4. 1968г. Проблемы геохимических
поисков нефтяных и газовых месторождений и вопро-
сы ядерной геологии.

УДК 556.3:553.982.2 (575.16+575.194)

Г.В.Куликов, Э.Я.Салтейская, В.П.Пашковский,
И.В.Кушников

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГАЗОНЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Изучению растворенных газов подземных вод продуктивной толщи газонефтеносных районов Западного Узбекистана посвящены специальные гидрогеологические исследования.

В настоящее время по данному вопросу накоплен большой фактический материал, позволяющий выявить главные черты зональности газового состава подземных вод в связи с особенностями нефтегазоносности отдельных комплексов и зон.

В данной статье состав водорастворимого газа рассматривается, в основном, как показатель, отражающий процесс регионального газонефтенакпления и некоторые принципиальные особенности состава свободных углеводородных скоплений (соотношение газа и нефти). Анализ этого показателя проводится по трем основным водоносным комплексам продуктивной толщи - юрскому, нижнемеловому и альб-сенманскому, которые выделены по целому ряду гидрогеологических признаков в предшествующих работах (7,6,2).

Авторами составлены карты-схемы газового состава подземных вод указанных комплексов, для каждого из которых показаны зональность первого (по преобладающему компоненту растворенной газовой смеси) и второго порядка (по характерному подчиненному компоненту (рис.1,2,3). Для юрского водоносного комплекса характерно преобладание в растворенном газе углеводородов (5). Исследования последних лет подтвердили справедливость этого вывода. В связи с этим на схеме (рис.1) юрского водоносного комплекса вся исследуемая территория выделена как зона метановых вод. Содержание метана - 95-85%, азота - 2-3%. Вместе с тем, в пределах развития подземных вод юрских отложений наблюдается зональность по газовым компонентам, имеющим подли

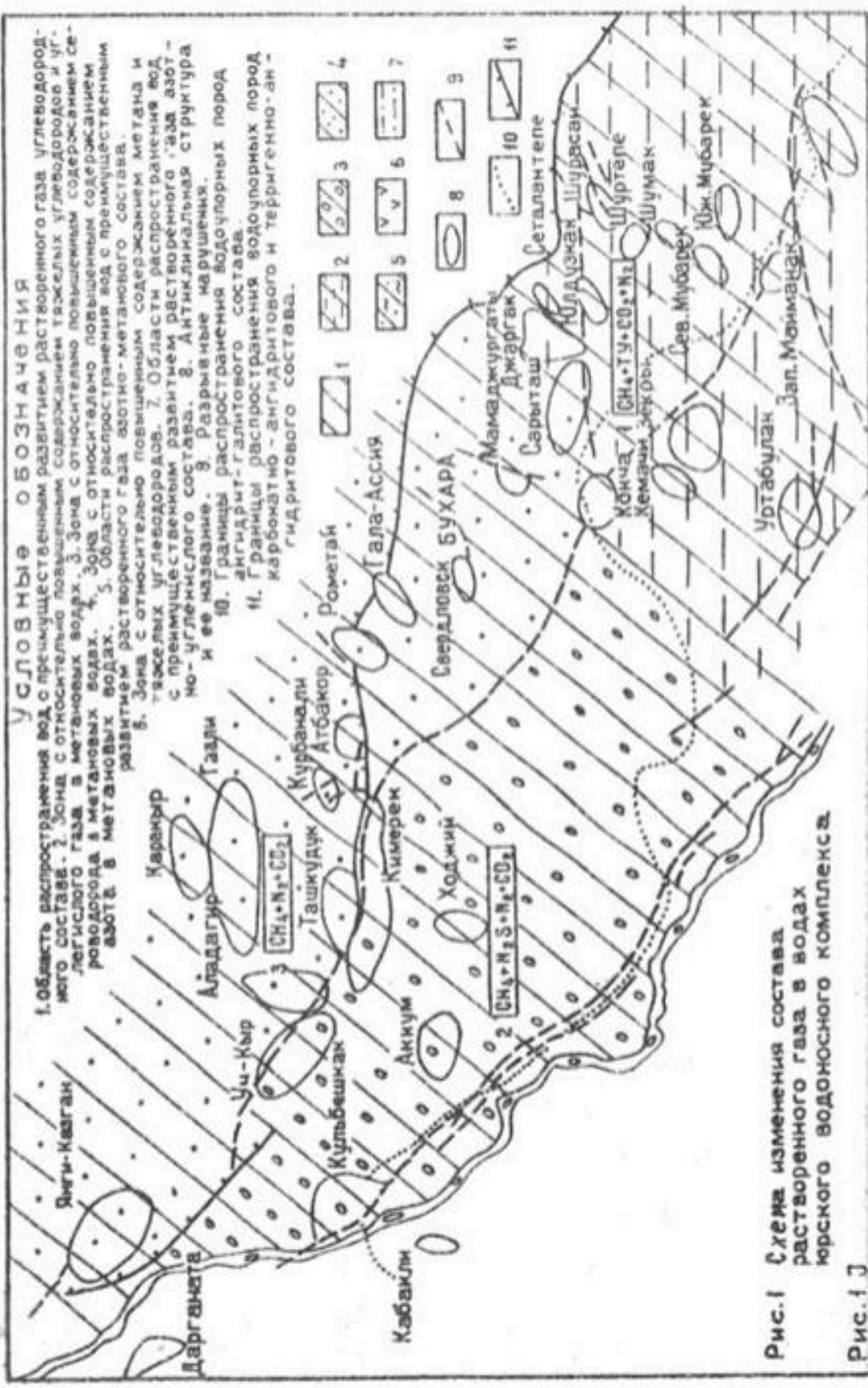


Рис.1 Схема изменения состава растворенного газа в водах кыргызского водоносного комплекса.

Рис.13

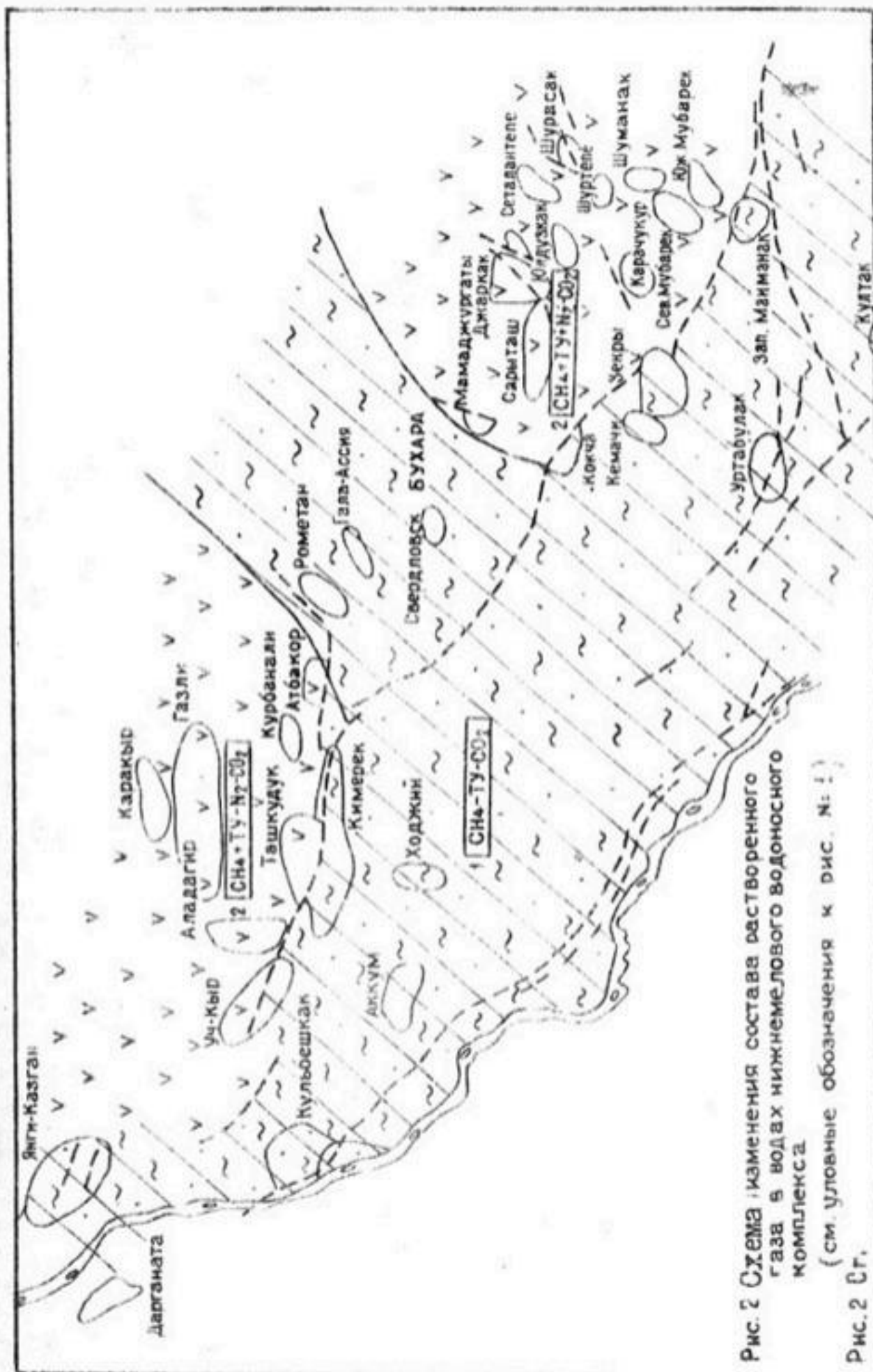


Рис. 2 Схема изменения состава растворенного газа в водах нижнемелового водоносного комплекса

(см. условные обозначения к рис. № 1)

Рис. 2 Сг.

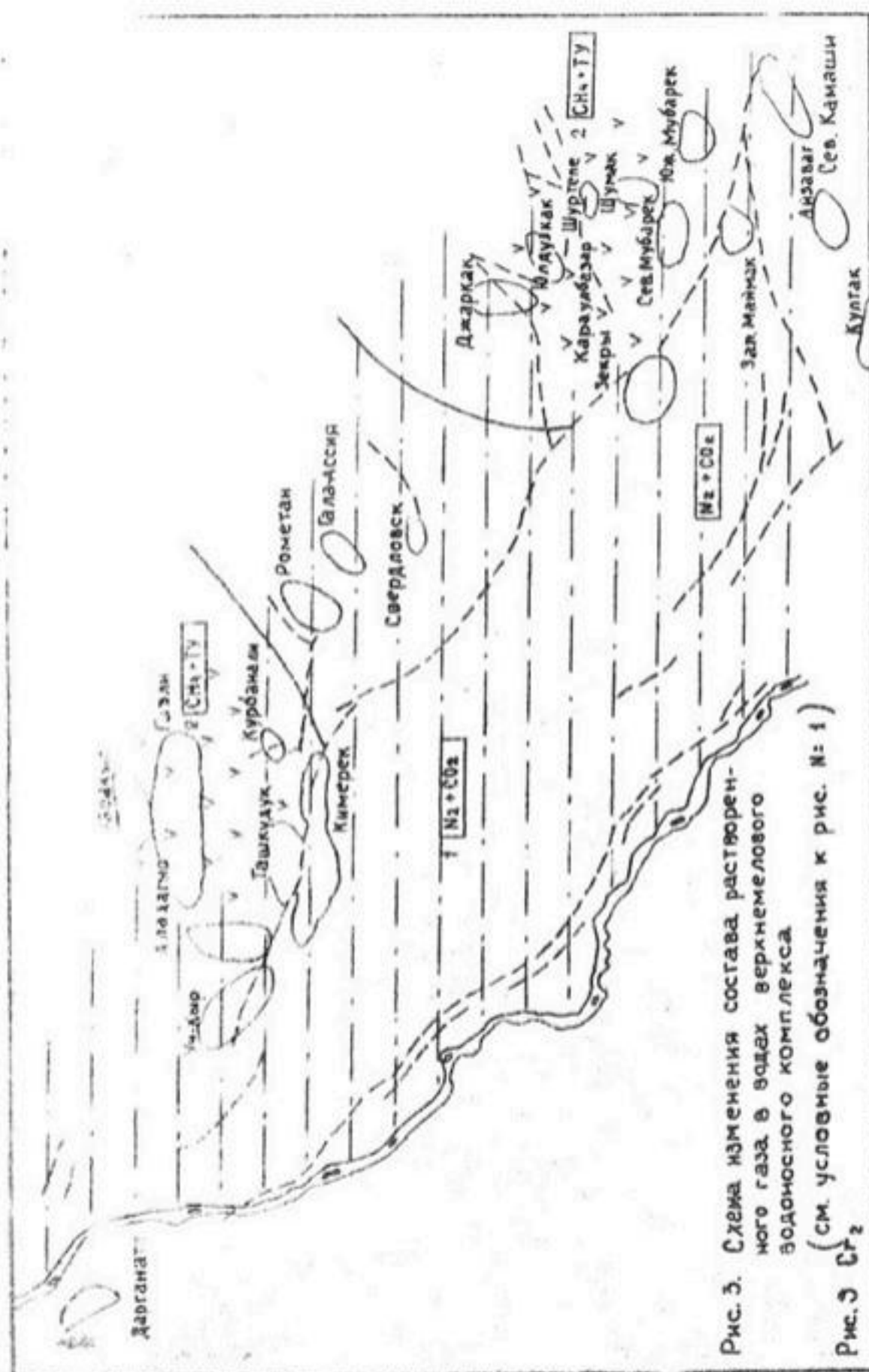


Рис. 3. Схема изменения состава растворенного газа в водах верхнемелового водоносного комплекса (см. условные обозначения к рис. № 1)

Рис. 3

ненное значение. Наиболее характерно наличие областей повышенного содержания азота и углекислоты. Зона относительно высокого содержания азота приурочена к северо-восточной части Бухарской ступени. Метаново-азотный состав растворенного газа, по-видимому, отражает сравнительно малые масштабы генерации и аккумуляции углеводородов в этой зоне. Такое объяснение тем более вероятно, что воды юрских отложений этой зоны по степени, типу минерализации, содержанию в них гелия, дейтерия и другим признакам следует признать в основном седиментационными (6,1).

Зона наиболее высокого содержания углекислоты и тяжелых углеводородов распространена на юго-востоке описываемого региона (рис.1), на территории, прилегающей к постплатформенной подвижной области (Бешкентский прогиб и смежные участки Карши-Мубарекского поднятия). Необходимо подчеркнуть, что здесь открыты, в основном, газоконденсатные и нефтегазоконденсатные залежи. Таким образом, наличие в этой зоне региональной обогащенности растворенного газа тяжелыми углеводородами не нуждается в специальном обосновании.

Можно предположить, что повышенное содержание углекислого газа является характерным для скоплений в подземных водах углеводородов указанного типа.

В газовом составе вод нижнемелового водоносного комплекса Бухарской и Чарджоуской ступеней преобладает азот (т.е. отвечает газовым ассоциациям "пустых" территорий, (3). Участки преимущественного насыщения метаном и его гомологами имеют ограниченные размеры (рис.2), что связано с непосредственным влиянием свободных скоплений нефти и газа. Здесь имели место процессы миграции и аккумуляции углеводородов, а процессы регионального нефтегазообразования носили подчиненное значение. Для газового состава подземных вод верхнемелового водоносного комплекса характерно полное и практически повсеместное преобладание азота (рис.3). В связи с этим вся исследуемая территория на карте представлена азотно-углекислыми водами.

Высокое содержание углеводородов (более 90%) отмечается только вблизи контуров свободных скоплений газа в подземных водах верхнемеловых отложений (Газли, Ташкудук).

Существенный интерес представляют данные об относительном содержании в составе растворенной газовой смеси тяжелых углеводородов, кислых и редких компонентов.

Содержание этана и высших углеводородов в составе растворенного газа изменяется в больших пределах - от долей процента до 15-22%. Отмечены случаи, когда при относительно высоком проценте азота и низком содержании метана количество тяжелых углеводородов существенно увеличивается (Азляр-Тепе, Кемачи-Зекры, Шурсай и др.).

Процент гелия и аргона в составе растворенных в подземных водах газов колеблется в значительных пределах. Соотношение этих компонентов (гелия-аргоновый коэффициент) изменяется в среднем для юрского водоносного комплекса от 0,03 до 1,47 и верхнемелового от 0,02 до 2,24. В общем случае этот показатель свидетельствует об уменьшении возраста подземных вод от юрских до верхнемеловых водоносных горизонтов.

Таким образом, выявлена зональность в газовом составе подземных вод мезозойских отложений и отображена на картах. Следует отметить, что региональный (фоновый) состав растворенного газа (4) на значительных территориях резких изменений не претерпевает.

В рассматриваемом случае отдельным крупным объемным элементом продуктивной толщи Западного Узбекистана соответствует определенный региональный газовый состав подземных вод (табл. I), отражающий наличие и качественный состав углеводородных скоплений в этих объемах.

Таблица I

Зональность газового состава подземных вод как показатель нефтегазоносности юрских и меловых отложений Западного Узбекистана

Зона	Состав водорастворимого газа: % объемные					Характеристика нефтегазоносности данного объемного элемента продуктивной толщи
	2	3	4	5	6	
I						7
Юрский водоносный комплекс (кол.-окс)						
1. Карши-Мубарекское и Каганское поднятие, Бешкентский прогиб	80-90	1,4-4,2	1,2-2,7	1,8-6,4	-	Содержит, в основном, газоконденсатные и нефтегазоконденсатные залежи.
2. Северо-Западный район Чарджоусской ступени	92	0,6-2,7	0,9-1,7	0,5-1,5	0,1-0,9	Содержит преимущественно газовые залежи с относительно малым газоконденсатным фактором
3. Северо-Западный район Бухарской ступени (Рометанский прогиб и Газлинское поднятие)	78,4-93,0	0,2-4,4	2,3-21,1	0,2-0,5	-	Характеризуется существенным разрушением газовых залежей, за счет эмиграции углеводородов (особенно из терригенной толщи)
Нижнемеловой комплекс						
1. Чарджоуская ступень и Рометанский прогиб	48,0-50,0	0,1-1,8	33,8-49,8	3,2-5,9	-	Нефтегазонакопление не происходило.

1	2	3	4	5	6	7	8
2	Газлинское, Каганское и Мубарекское поднятия.	46,0-88,0	0,8-98,0	4,5-7,1	0,5-1,3	-	Выявленная и возможная газонефтеносность обусловлена миграцией газа и нефти из юрских отложений.

Верхнемеловой комплекс

1	Чарджоуская ступень, Карши-Мубарекское поднятие, Рометанский прогиб	0,7-9,3	0,06-0,46	68-80	1,7-18,0	-	Нефтегазонакопление не происходило
2	Отдельные участки Каганского и Газлинского поднятий	5,8-17,2	0,8-94,4	61,6-76,8	0,5-24,1	-	Выявлено и предполагается наличие в основном чисто газовых скоплений из (юрских и нижнемеловых отложений).

Аналогичный метод можно использовать при оценке перспектив нефтегазоносности других участков Каракумского нефтегазоносного бассейна.

Л и т е р а т у р а

- | | |
|---|---|
| 1. Алексеев Ф.А.,
Готтих В.Н.,
Сойфер В.Н.,
Брызгунов В.С. | Радиоактивные элементы и дейтерий в подземных водах Бухаро-Каршинского артезианского бассейна. Академия наук СССР. Геохимия, 12 1970. Изд-во "Наука". |
| 2. Бабаев А.Г.,
Лебзин Е.В.,
Симоненко А.Н.,
Кушников И.В. | Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Изд-во АН УзССР, 1963. |

3. Зингер А.С. Газогидрохимические критерии нефтегазоносности локальных структур. Изд-во Саратовского университета. 1966 .
4. Зорькин М.М. Растворенные газы пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. М.Г.У. им. Ломоносова, автореферат на соискание докторской степени, Москва, 1969г.
5. Корцепштейн В.Н. Гидрогеология Бухаро-Хивинской газо-нефтеносной области, "Недра", Ленинград, 1964.
6. Кудряков В.А. Гидрогеология мезозойских отложений южной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Госгеолтехиздат, г.Москва, 1963 .
7. Корсанов С.П. Характеристика пород - коллекторов нижнего мела Джаркакского и Караул-базарского Сарыташского месторождений газа и нефти. "Разведка и охрана недр", № 10, 1959 .

УДК 553.7 + 553.776 (575.3)

А.Н.Султанходжаев, Т.Ф.Стойнов

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕТАНОВО-АЛКАЛЬНЫХ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД И РАССОЛОВ ОБИ-ШИФО.

Месторождение крепких сульфидных рассолов Оби-Шифо расположено в полосе антиклинальных складок на стыке Центрально-Ферганского артезианского бассейна с зоной артезианских бассейнов заадырных впадин Южной Ферганской депрессии. Сульфидные рассолы, аналогичные полученным в Оби-Шифо, распространены в южной и юго-восточной части Ферганского артезианского бассейна. Наличие крепких сульфидных вод рассольного типа характерно для структур :Оби-Шифо (Ким), Айритан, Нефтеабад, Шорсуйская группа, Северный Сох, Сев. Риктан, Чимшон, Палванташ, Андижан, Ходжабад и Южный Аламышик. Характерно, что зоны распространения мало- и среднеминерализованных сульфидных вод в Чимшоне, Риктане и Чалгырташе приурочены к обширным площадям крепких сульфидных рассолов. Сульфидные рассолы встречены в отложениях палеогена (туркестанский, алайский и бухарский ярусы), в Оби-Шифо в отложениях палеоцена (бухарский ярус). Приуроченность сульфидных рассолов показана в таблице I.

Сульфидные воды рассольного типа повсеместно приурочены к эоценовым и палеоценовым отложениям. Наличие мало-минерализованных сульфидных вод в палеоцене не характерно. Генетические характеристики сульфидных рассолов, несмотря на определенные различия, в целом сходны (табл.2) Отношение $\frac{\Sigma Na}{\Sigma Cl}$ как правило варьирует в пределах от 0,7 до 0,85, что весьма характерно для седиментационных вод. Величина отношения $\frac{\Sigma Cl - \Sigma Na}{\Sigma Cl}$ (коэф. Шеллера) различна. Для одной группы месторождений сульфидных вод (Оби-Шифо, Андижан, Шорсу) она составляет 0,120-0,160, для другой (Чимшон, Палванташ, Ю.Аламышик) - 0,200-0,300 и более. Необходимо

Приуроченность сульфидных рассолов

Таблица № 1

№ : Наименование рассо- : Возраст водонос- : Водоносный пласт
 лва : литической структуры : ного горизонта : (по номенклатуре
 : нефтяников)

1. Оби-Шифо	бухарский	УШ и IX
2. Шорсу I	бухарский	УШ
3. Шорсу IУ	а) раштанский	IУ
	б) туркестанский	У
	в) алайский	УII
	г) бухарский	УШ
4. Чимион	а) алайский	УII
	б) бухарский	УШ
5. Палванташ	а) туркестанский	У
	б) алайский	УII
	в) бухарский	УШ
6. Андижан	а) раштанский	Ш
	б) туркестанский	У
	в) алайский	УII
7. Ходжи-Абад	бухарский	УШ

ХАРАКТЕРИСТИКА СУЛЬФИДНЫХ РАССОЛОВ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД КИШНОЙ ОБЛАСТИ

В

Таблица № 2

п/п	наименование скважины	формула хим. состава воды	температура, °C	биологически активные компоненты	Cl	Ca-Mg	SO ₄ · 100	Ca	Cl	Na	Cl-Mg	Ca-Mg	Ca-Mg	Ca-Mg
горизонта					В	Cl	Cl	Cl	Cl	Cl	Cl	Cl	Cl	Cl
1.	Оби-Широ скв. 1 Р91	M _{85,2} $\frac{Cl_{96}}{Na_{81} Ca_{13}}$	21	H ₂ S 0,737 B ₂ 0,085 γ 0,0032	588	0,158	3,54	0,84	2,29	< 0	1,9			
2.	Оби-Широ скв. 2 Р91	M ₁₂₀ $\frac{Cl_{97}}{Na_{83} Ca_{12}}$	23	H ₂ S 0,793 B ₂ 0,036 γ 0,0016	564	0,149	1,83	0,85	2,66	< 0	2,1			
3.	Оби-Широ скв. 6 Р91	M ₁₂₃ $\frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{84} Ca_9}$	24,7	H ₂ S 0,527 B ₂ 0,102 γ 0,008	680	0,176	0,02	0,82	2,8	< 0	1,8			
4.	Чемон скв. 2 Р91+2	M ₉₃ $\frac{Cl_{97}}{Na_{69} Ca_{17} Mg_{10}}$	26	H ₂ S 0,332 B ₂ 0,085 γ 0,0032	588	0,284	2,70	0,71	2,18	< 0	1,37			
5.	Чемон скв. 4 Р9 I+2	M _{157,8} $\frac{Cl_{98}}{Na_{73} Ca_{17} Mg_{10}}$	19	H ₂ S 0,248 B ₂ 0,276 γ 0,005	383	0,253	1,36	0,74	2,52	< 0	1,5			
6.	Андреев скв. 61 Р92	M _{169,8} $\frac{99}{(Na_{73} + K)_{83} Ca_{10}}$	28	H ₂ S 0,171 B ₂ 0,083 γ 0,007	1110	0,160	0,71	0,82	2,35	< 0	1,45			
7.	Палеонто скв. 163 Р91	M ₂₀₂ $\frac{Cl_{99}}{(Na + K)_{77} Ca_{14} Mg_9}$	28	H ₂ S 0,080 B ₂ 0,160 γ 0,005	781	0,370	0,39	0,77	3,8	< 0	1,63			

отметить, что генетический коэффициент $\frac{2\text{Ca} - 2\text{Na}}{2\text{Mg}}$, предложенный В.А.Сулиным, колеблется в пределах от 1,4 до 2,7, иногда достигая даже величины 3,8 (Палванташ). Рассматриваемые сульфидные рассолы по В.А.Сулину относятся к водам "хлоркальциевого типа". Значения $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ в рассматриваемом типе вод изменяются от 383 (Чимшон) до 1110,0 (Андижан); однако, для большинства анализов характерны величины порядка 500 + 800. Для сульфидных вод Оби-Шифо отмечаются соотношения в пределах 560 + 680 (II).

Пестрота приводимых соотношений вполне закономерна, так как сульфидные рассолы Южной Ферганы представляют собой продукт сложной палеогидрогеологической эволюции с участием седиментационных (сингенетичные и эпигенетичные) и древних инфильтрационных вод, попавших в глубинную термохимическую и термодинамическую обстановку. Значительное влияние на современный облик описываемых вод оказали также биохимические процессы (например, сульфат-редукция) и участие в их составе молодых инфильтрационных вод.

Анализ геологического строения и гидрогеологических условий района месторождения крепких сульфидных вод Оби-Шифо показывает, что подземные воды здесь обогащены растворенными сульфидами. Для развития процесса биогенной сульфатредукции необходимо сочетание ряда условий (I, 4, 5, 12):

а) наличия сульфатредуцирующих бактерий, жизнедеятельность которых зависит от количества и качества органического вещества подземных вод и пород, кислотно-щелочных свойств подземных вод и температурных условий в зоне их распространения;

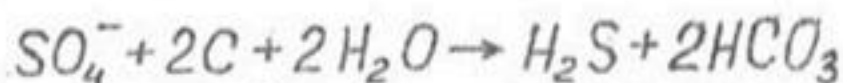
б) степени обогащения подземных вод сульфатами и интенсивности их возобновления;

в) геоструктурной обстановки, обеспечивающей анаэробные условия среды.

Условия для интенсивного развития биогенной сульфат-

редукции весьма благоприятны в области распространения нефтегазоносных месторождений адырного пояса Южной Ферганы и, в частности, в районе Оби-Шифо. Благодаря наличию серии нефтеносных горизонтов, в породах палеогена имеется обильная органика. Наличие сульфатредуцирующей микрофлоры в подземных водах палеогеновых отложений на юге Ферганского артезианского бассейна подтверждается многими исследователями (4,7). Однако распределение количества микроорганизмов, их активность весьма различны в пределах отдельных геологических структур. Д.С.Ибрагимов связывает это явление, главным образом, с различием окислительно-восстановительного потенциала. При значении ΣH_2^x более 18 сульфатредуцирующие организмы не развиваются. Губительными для этих микроорганизмов являются также значения ΣH_2 менее 6 (Палванташ) (2,3).

Весьма важную роль играют кислотно-щелочные свойства подземных вод: сульфатредуцирующие бактерии наиболее активны при pH от 6,2 до 7,9. В результате изучения деятельности мезофильных и термофильных сульфатредуцирующих организмов установлено, что оптимальные температуры соответственно составляют 25-30° и 5,5°, хотя они жизнедеятельны и при температурах от 30 до 65°. Процесс биохимического восстановления сульфатов соответствует схеме (I):



Для отложений палеогена на северном склоне Каратауской антиклинали (Оби-Шифо) характерно сочетание благоприятных условий, способствующих биогенной сульфатредукции. Погружение отложений палеогена по направлению к Ферганской депрессии и надежная их изоляция перекрывающими глинами эоценового и неогенового возраста обеспечивает анаэробную обстановку. Широкое распространение в отложениях палеогена нефтяных продуктов обеспечивает процесс десульфурзации органикой.

x) ΣH_2 — отрицательный логарифм концентрации молекулярного водорода, связанный с Е_h след. зависимостью:

$$\Sigma H_2 = \frac{E_h}{0,029} + 2pH \quad (6)$$

Температура вод, приуроченных к отложениям бухарского яруса, на глубине с 200-1400 м колеблется от 20-40°C, т.е. в пределах, обеспечивающих оптимальные условия для жизнедеятельности мезофильных сульфатредуцирующих бактерий. Величина pH в сульфидных рассолах Оби-Шифо колеблется от 6,8 до 7,1, что обеспечивает также оптимальные условия жизнедеятельности сульфатредуцирующей микрофлоры. Характерно, что в водах месторождения Оби-Шифо наблюдается наличие заметного количества сульфатов, порядка 2-2,5 г/л.

Таким образом, в Оби-Шифо отмечаются все основные факторы, обеспечивающие интенсивность процесса биогенной сульфатредукции - основного механизма накопления H_2S в подземных водах.

Интересны данные сопоставления состава растворенного газа в подземных сульфидных водах рассольного типа и в подземных сульфидных водах малой минерализации (табл.3).

Состав растворенного газа в сульфидных водах

Чимиона и Оби-Шифо

Таблица 3

Тип:Объект воды:	Содерж. газа в см ³ /1000 мл воды	Содержание компонентов в см ³ /1000мл воды					
		<i>He : H₂ : CO₂ : N₂ : CH₄ : Ar</i>					
		<i>He</i>	<i>H₂</i>	<i>CO₂</i>	<i>N₂</i>	<i>CH₄</i>	<i>Ar</i>
Сульфид. I. Чимиона мало- и скв. 3	58,72	0,001	0,34	2,63	54,16	0,25	1,35
средне 2. Чимиона минер. воды скв. 89 (отстойная вода)	162,66	0,004	0,26	14,29	134,64	10,5	2,78
Сульфидные I. Чимиона рассолы скв. 1	91,15	0,047		0,04	58,91	28,2	1,57
2. Оби-Шифо скв. 1	121,8	0,254		0,11	78,6	39,9	2,82
3. Оби-Шифо скв. 2	86,52	0,116	0,67	2,73	44,64	36,5	1,82

Из данных таблицы видно: в маломинерализованных водах роль углеводородов по сравнению с азотом крайне незначительна, в рассолах (особенно Оби-Шифо) углеводородные газы составляют 30 и более процентов состава растворенного газа, т.е. воды становятся метаново-азотными.

Представляют определенный интерес данные абсолютного возраста сульфидных вод Чимиона и Оби-Шифо.

Расчет абсолютного возраста сульфидных вод

Таблица № 4

Способ расчета: абсолютного возраста воды	Возраст воды в млн лет				
	маломинерализованные сульфидные воды		Сульфидные рассолы		
	Чимион : скв. 89	Чимион : скв. 3	Чимион : скв. 1	Оби-Шифо, : скв. 1	Оби-Шифо : скв. 1

по В. П. Савченко

$$\tau \frac{He}{Az} \quad 77 \quad 0,112 \quad 0,055 \quad 2,302 \quad 6,935 \quad 4,902$$

по А. Л. Козлову

$$\tau \frac{He}{Az} \quad 115 \quad 0,168 \quad 0,080 \quad 3,348 \quad 10,358 \quad 7,322$$

Возраст маломинерализованных вод соответствует современному. Это вполне согласуется с предположением, что в составе маломинерализованных вод Чимиона более 90% занимают пресные воды сох-байтрийского комплекса (9, 10). Сульфидные воды рассольного типа Чимиона и Оби-Шифо являются несомненно более древними, сформировавшимися в дочетвертичное время. Значительное количество сульфидов в газах и подземных водах и серы в нефтях накапливается в основном на территории нефтяных месторождений (Сель-Рохо /р-н Оби-Шифо/, Чонгара, Сев. Сох, Шорсу и др.) в отложениях адайского и

бухарского ярусов палеогена, представленных доломитизированными трещиноватыми известняками. Подземные воды этих отложений "относительно обогащены ионами Mg^{2+} , вернее, отношение $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ в них наивысшее (8).

Вместе с тем, повышенное содержание в подземных водах хлоридов магния следует рассматривать как косвенный признак участия седиментационных вод в формировании сульфидных рассолов (I, II).

Следовательно, основная роль в формировании состава сульфидных рассолов Оби-Шифо принадлежит седиментационным и древним инфильтрационным водам, претерпевшим процесс глубокой метаморфизации (метатенез). В южной части месторождения наблюдается внедрение в них современных инфильтрационных вод. Кроме того, на формирование состава сульфидных рассолов Оби-Шифо сильное влияние оказывают процессы биогенной сульфатредукции.

Л и т е р а т у р а

1. А.М. Бунеев Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. М., Медгиз, 1956.
2. Д.С. Ибрагимов Гидрогеохимическая характеристика сероводородных вод Южной Ферганы. В сб. "Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Узбекистана", I, 1964.
3. Д.С. Ибрагимов Гидрогеология месторождений сероводородных вод южной части Ферганского артезианского бассейна. Автореферат диссертации на соиск. учен. степ. канд. г.-м. н. Ташкент, 1964.
4. М.В. Иванов Роль микроорганизмов в образовании и разрушении месторождений серы. Тр. ин-та микробиологии АН СССР, вып. 9 Сб. "Геологическая деятельность микроорганизмов", 1961.

5. Н.К.Игнатович
О закономерностях распределения и формирования подземных вод. ДАН СССР, нов.серия, т.45, № 3, 1944 .
6. С.И.Кузнецов
М.В.Иванов
Н.Н.Ляликова
Введение в геологическую микробиологию. Изд-во АН СССР, М., 1962.
7. З.И.Кузнецова
Распространение бактерий в подземных водах в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды. Микробиология, т.35, вып.1, 1966.
8. И.С.Старобинцев
Ф.З.Сагидова
Геохимия нефтей и газов Ферганской депрессии. Изд-во АН УзССР, Т., 1963.
9. С.Ф.Стойнов
А.Н.Султанходжаев
Основные типы минеральных вод Ферганского артезианского бассейна. "Узб.геол.журнал", 1970, 2.
10. Т.Ф.Стойнов
Месторождения минеральных вод Ферганского артезианского бассейна. Бюлл. МОИП, № 5, 1970.
11. В.А.Сулия
Условия образования, основы классификации и состава природных вод, в частности, вод нефтяных месторождений. М-Л, Изд-во АН СССР, 1948.
12. Л.А.Яроцкий
Основные закономерности образования сероводородных вод. В сб. "Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР", 1960.

УДК 556.3:528.942 (084.3-15)

Г.В.Куликов, А.С.Вишняков, Н.Н.Ходжибаев,
Н.Н.Соколов

О МЕТОДИКЕ МЕЛКОМАСШТАБНОГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Рациональное использование водных ресурсов невозможно без изучения гидрогеологической обстановки: условий залегания, мощности и распространения подземных вод, их качества, ресурсов, условий восполнения и других особенностей. Для решения названных задач на обширных площадях в настоящее время выполняется картирование. Результаты мелкомасштабного гидрогеологического картирования обобщаются в виде карты.

Мелкомасштабные гидрогеологические карты, относящиеся к категории общих, в большинстве случаев отражают следующие гидрогеологические элементы: распространение водоносных горизонтов (комплексов) и водоупорных толщ; минерализация и глубина залегания уровня подземных вод (свободного и пьезометрического), направление движения потоков и другие характерные особенности картируемых водоносных горизонтов.

Мелкомасштабные карты несмотря на насыщенность параметрами подземных вод (карты) в основном являются обзорными и не дают детального представления о гидрогеологии картируемой территории.

Государственные гидрогеологические карты, составляемые полностью, в конечном счете дают возможность прогнозировать решение целого ряда региональных и теоретических проблем, но скорость составления и издание их несколько отстают от растущей потребности изучения процессов формирования подземных вод в конкретной природной обстановке.

нам представляется целесообразным, что необходимым условием составления мелкомасштабных карт должно быть картирование гидрогеологических условий в границах естественных гидрогеологических регионов, выделенных по геолого-структурному принципу. При таком методическом подходе на картах можно будет отразить наиболее полно ход сложных гидрогеологических процессов, определяющих гидрогеологический облик региона.

Дополнительно на мелкомасштабных гидрогеологических картах должно быть отражено:

- границы артезианских (и складчатых гидрогеологических) областей и естественных потоков (бассейнов) подземных вод;
- области питания и разгрузки грунтовых и напорных водоносных горизонтов с количественной характеристикой статей баланса;
- участки площадей с различными модулями стока;
- изолинии минерализации, построенными по генетическому принципу.

В связи с изложенным, нам представляется возможным в настоящее время составить карты: Амударьинского, Устюртского, Сырдарьинского, Сурхандарьинского и других бассейнов.

На основе данных этих карт можно составить альбом гидрогеологических карт в административных границах области или республики.

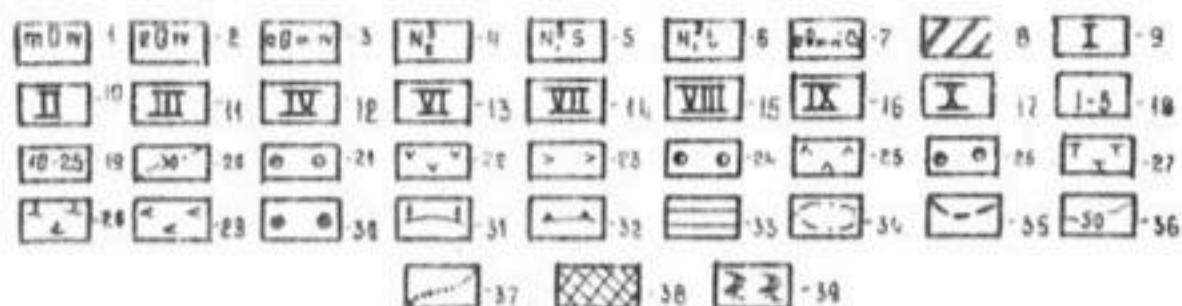
Альбом, по нашим рекомендациям, должен состоять из четырех карт: гидрогеологическая карта грунтовых вод, гидрогеологическая карта водоносного комплекса верхнемеловых отложений, карты гидрогеолого-мелиоративного районирования низовий Амударьи, карты размещения площадей с подземными водами, пригодными для использования в народном хозяйстве. К каждой из карт должны быть приложены гидрогеологические разрезы.

При построении первых двух карт (рис. I, 2) за основу была принята инструкция ВСЕИНИГЕО. Раздельное картирование грунтовых и межпластовых меловых вод позволит по каждому водоносному комплексу дать более полную информацию.

Рис. 1 ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА
ГРУНТОВЫХ ВОД



Условные обозначения к схеме № I (рис. № I)



I - горизонт морских современных отложений; 2 - водоносный горизонт озерно-солончаковых современных отложений, глины, галит; 3 - водоносный комплекс аллювиальных отложений, пески, суглинки, супеси; 4 - водоносный комплекс верхнеплиоценовых отложений, пески, песчаники, глины. 5 - водоносный горизонт сарматских отложений известняки, мергели, реже глины; 6 - водоносный горизонт тортонских отложений; мергели, глины, гипсы, реже известняки, песчаники; 7 - комплекс верхнемеловых четвертичных отложений, пески, супеси, песчаники; 8 - участки спорадического распространения грунтовых вод.

Группы естественных потоков грунтовых вод (M_o - модуль подземного стока, л/сек, км², h_o - величина инфильтрация атмосферных, мм/год).

9. I - Косбулакской впадины $M_o = 0,22$ $h_o = 3,7$; 10. - II Джаурыккудук-Самской впадины $M_o = 0,06$ $h_o = 1,8$; 11. III - Барсакельмесской впадины $M_o = 0,11$ $h_o = 3,4$; 12. IV - Ас-сакеаудан-Сарыкамышской впадины $M_o = 0,04$ $h_o = 1,4$; 13. V - Восточного чинка Устюрта $M_o = 0,01$ $h_o = 0,9$; 14. VI - Приморье $M_o = 0,011$; 15. VII - южного Приаралья $M_o = 0,019$; 16. VIII - Акчадарьянской дельты $M_o = 0,1$. 17. IX - левобережье р. Амударья $M_o = 1,5$.

Преобладающие коэффициенты фильтрации (м/сутки) и мощности водовмещающих пород (м). 18 - преимущественно мергелей, гипсов. 19 - преимущественно кавернозные известняки. 20 - Изолинии мощности водоносного горизонта, комплекса.

Химический состав и генетические градации минерализации (г/л) грунтовых вод:

1. плато Устюрт

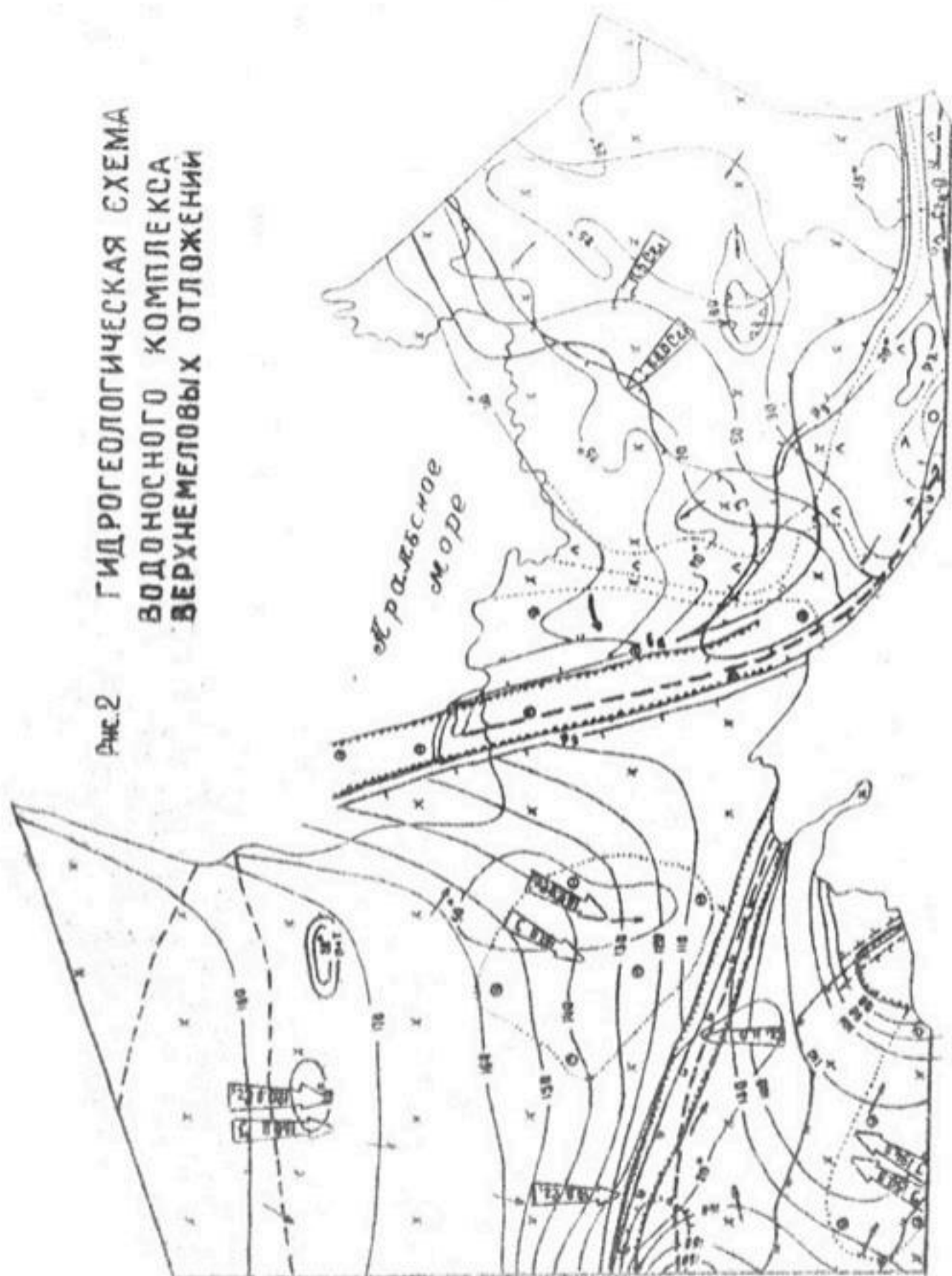
21 - хлоридного класса натриевой группы, до 1,5; 22 - сульфатного класса кальциевой группы, 1,5-3,0; 23 - сульфатного класса натриевой группы, 3,0-8,0; 24 - хлоридного класса натриевой группы, 8,0-50,0; 25 - хлоридного класса натриевой группы, 50,0 - 140,0; 26 - хлоридного класса магниевой группы, 140,0;

2. Приаралье.

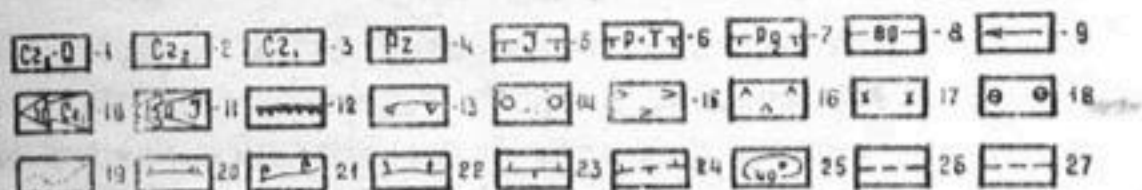
27 - гидрокарбонатного класса кальциевой группы, до 1,5; 28 - сульфатного класса натриевой группы, 1,5-10,0; 29 - хлоридного класса натриевой группы, 10,0-50,0; 30 - хлоридного класса натриевой группы; 50,0-240,0 ; 31 - основные области питания; 32 - области разгрузки: за счет выклинивания; 33 - за счет суммарного испарения; 34 - граница распространения площадей с различными коэффициентами фильтрации; 35 - граница распространения групп естественных потоков; 36 - гидроизогипсы; 37 - граница между участками с различной минерализацией; 38 - участки одренированных пород; 39 - усыхающая дельта.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА
ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Рис. 2



Условные обозначения к карте № 2 (рис. №2)



1 - верхнемеловой - четвертичный водоносный комплекс;
 2 - верхнемеловой водоносный комплекс; 3 - нижнемеловой водоносный комплекс; 4 - трещинные воды в образованиях палеозоя; 5 - контур распространения водонесной серии юрских отложений; 6 - контур распространения водоносного этажа пермотриасовых отложений; 7 - контур распространения регионального водоупора палеогеновых отложений;
 8 - гидроизопьезы, м; 9 - направленное движение подземных вод в верхнемеловых отложениях; 10 - направление движения, минерализация и химический состав неоксидно-аптского водоносного комплекса; 11 - направление движения, минерализация и химический состав юрской водонесной серии; области разгрузки подземных вод; 12 - региональные; 13 - местные, химический состав и минерализация (г/л); 14 - гидрокарбонатно-кальциевый, до 1,0; 15 - сульфатно-натриевый, 1,0-3,0; 16 - сульфатно-натриевый, 3,0-15,0; 17 - хлоридно-натриевые, 15,0-50,0; 18 - хлоридно-натриевые, 50,0 прочие обозначения; 19 - граница между участками с различной минерализацией; 20 - граница распространения самоизливающихся подземных вод; 21 - разломы-дрены; 22 - разломы-коллектора; 23 - разломы, водоносность которых не установлена; 24 - разломы предполагаемые; 25 - изотермы по кровле верхнемелового водоносного комплекса; 26 - граница бассейнов первого порядка; 27 - граница бассейнов второго порядка.

Карта грунтовых вод должна отображать распространение водоносных горизонтов, возраст водовмещающих пород и сдвинутые участки в местах относительно высокого залегания регионального водоупора, характеризовать общее направление движения и разгрузки. На основе схемы естественных потоков Н.Н.Ходжибаева, на карте проводятся границы естественных групп потоков, в пределах которых оценены основные статьи баланса грунтовых вод; величина инфильтрации, суммарная величина подземного испарения и транспирации, модуль подземного стока. Величина плотного остатка и химический состав грунтовых вод на карте даются по площади. Как основу этих характеристик рекомендуется принять классификацию О.Алекина. Химический состав по четырем основным компонентам наносится крапом, а цвет крапа указывает величину плотного остатка. Градации минерализации выводятся на обобщающих кривых, указывающих на зависимость минерализации от химического состава подземных вод. В результате на карте отражается формирование химического состава грунтовых вод в зависимости от величины плотного остатка (эта зависимость для Устюрта и Кызылкумов получилась совершенно различной, что в свою очередь позволяло оценить роль литологии водовмещающих пород и гидродинамики при формировании химического состава и минерализации). В изолиях наносятся мощность грунтовых вод и дается характеристика коэффициента фильтрации пород по площади. Все перечисленные сведения получаются в результате съемочных работ, сопровождавшихся геофизическими исследованиями (ВЭЗ и КВЭЗ).

Таким образом, максимальное количество информации (в масштабе карты), характеризующей гидродинамику и гидрохимию грунтовых вод двух указанных регионов, позволит определить направленность процессов формирования и составить прогноз использования этих вод в народном хозяйстве. Меньшее количество информации содержит гидрогеологическая карта верхнемелового водоносного комплекса, так как съемочные

работы проводятся только для первого от поверхности водоносного комплекса. Водоносный комплекс меловых отложений картируется по результатам разведочного бурения и материалам бурения опорных скважин. В результате на карте строятся гидроизопьезы, выделяются региональные области разгрузки, отображается смена гидрохимических типов и минерализации меловых вод. Кроме этого, отражается роль р. Амударьи в питании мелового водоносного комплекса, а также гидрогеологическая роль разлома, между хр. Султануиздагом и Букантау.

На основании этой карты прогнозируется последующая постановка работ с целью решения узловых вопросов по определению условий формирования подземных вод и последующему использованию этих вод для мелкоозасного орошения Кызылкумов.

Третья карта (рис. 3) - Гидрогеолого-мелиоративное районирование составляется по методике института ГИДРОИНГЕО.

Построение подобной карты определено необходимостью разработки новых принципов районирования, учитывающих специфические особенности территории.

На карте, составляемой для территории Каракалпакии, характеризуются следующие элементы: Области - бассейны формирования грунтовых вод, подобласти - группы потоков грунтовых вод, подрайоны питания и формирования грунтовых вод, подрайоны разгрузки грунтовых вод. Наносятся гидроизогипсы и изолинии кровли регионального водоупора. В изолиниях даются среднегодовые расходы на 1 км ширины потоков. Выделяются земли существующего и перспективного орошения и современная формирующаяся дельта.

Четвертая карта (рис. 4) - размещение площадей с приуроченными к ним подземными водами, пригодными для использования в народном хозяйстве, является результатом все перечисленные выше карты. На ней выделяются участки с подземными водами, пригодными для обводнения и орошения пастбищ Каракалпакии за счет грунтовых (нео-

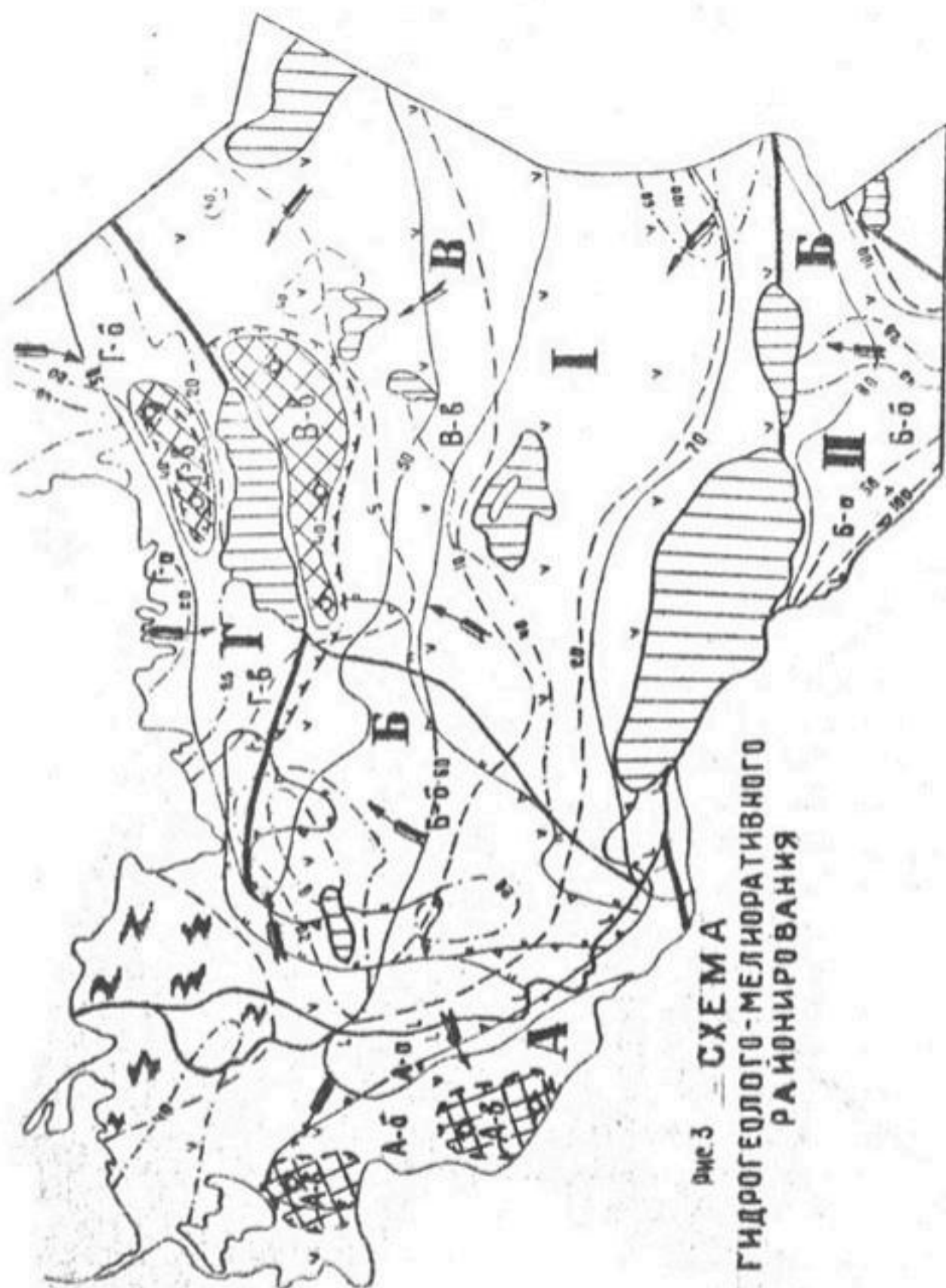


Рис. 3 — СХЕМА
ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛНОРАТИВНОГО
РАЙОНИРОВАНИЯ

Условные обозначения к карте-схеме (рис. 3).

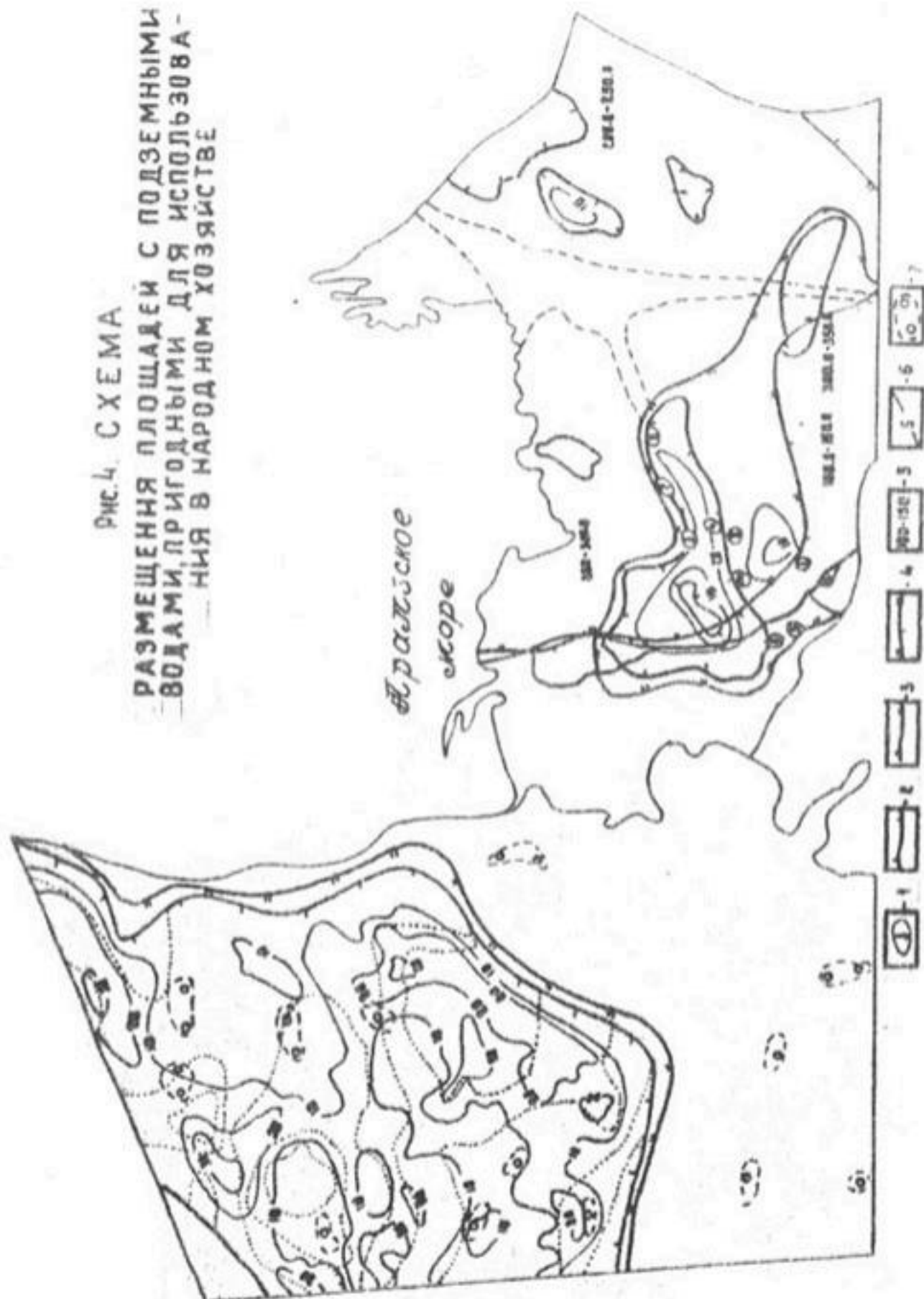


Контуры распространения грунтовых вод, пригодных для:

1 — питьевого водоснабжения (Мо до 1,0 г/л); 2 — обводнения территории (Мо до 5,0 г/л); 3 — хозяйственно-технического водоснабжения (Мо до 15,0 г/л); 4 — орошения и обводнения за счет самоизлива (Мо до 3,0 г/л); 5 — глубина до кровли верхнемелового водоносного комплекса; 6 — изопакиты; 7 — глубина грунтовых вод; 8 — участки возможного magazинирования поверхностных вод.

Рис. 4. СХЕМА

РАЗМЕЩЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ С ПОДЗЕМНЫМИ
ВОДАМИ, ПРИГОДНЫМИ ДЛЯ ИСПОЛЬЗОВА-
НИЯ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ



Условные обозначения к карте-схеме (рис. 4).

- I - Приаральский бассейн формирования групп потоков грунтовых вод;
- 1 - левобережья р. Амударьи; 2 - современной аральской дельты; 3 - палеозойских отложений (Султануиздаг и Букантау); 4 - южного побережья Аральского моря. II - Хорезм-присарыкамьшский бассейн формирования групп потоков грунтовых вод; 5 - акчадарьинской дельты; 6 - области, бассейны формирования грунтовых вод; 7 - подобласти, группы грунтовых вод; 8 - подрайоны питания и формирования грунтовых вод; 9 - подрайоны транзита грунтовых вод; 10 - подрайоны разгрузки грунтовых вод; II - граница областей - бассейнов формирования грунтовых вод; 12 - граница подобластей - групп потоков грунтовых вод; 13 - граница подрайонов - зон потоков грунтовых вод; 14 - гидроизогипсы; 15 - направление движения потока грунтовых вод; 16 - изолинии кровли регионального водопора; 17 - изолинии среднегодовых расходов на 1 км ширины потоков; 18 - граница земель существующего орошения; 19 - граница земель, перспективных к орошению; 20 - горны и останцовые возвышенности; 21 - формирующаяся дельта.

ген-четвертичных) и межпластовых (меловых) вод; приводятся характеристики мощности (в изопахитах) этих водоносных толщ и возможности использования различных технических средств эксплуатации; указываются площади с утвержденными запасами подземных вод, наносятся приканальные линзы пресных вод и утвержденные по ним запасы, характеризуются площади возможного магазинирования поверхностного стока, с целью искусственного создания линз пресных вод.

Мелкомасштабные гидрогеологические карты, составляемые в естественных границах артезианских бассейнов и складчатых гидрогеологических областей I порядка, должны отображать генетические особенности региона и направленность гидрогеологического процесса. Такие карты являются основой для разработки программ дальнейшего использования водных ресурсов и проведения детальных гидрогеологических исследований.

При наличии карт, раскрывающих основные особенности природной гидрогеологической обстановки, целесообразно перейти к следующему этапу картирования - составлению гидрогеологических карт в рамках административных границ. Такие карты дадут возможность увязать гидрогеологические условия с конкретными планами развития народного хозяйства и учесть особенности развития производительных сил области или края.

УДК 556.3. 332 6 (575.13)

А.Н.Султанходжаев, Д.С.Ибрагимов, Г.Ю.Авизов,
К.А.Сабилов, А.Ирмухамедов, С.У.Латипов

ОБ ОЦЕНКЕ ВОЗРАСТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЕРГАНСКОГО
АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА .

О понятии "возраст воды" мнения разных ученых несколько различны. В.П.Савченко и А.Л.Козлов под термином "возраст природных газов" (или подземных вод) понимают время, в течение которого газы или воды находятся в земной коре. Они считают, что возраст реликтовых вод равен возрасту пород (1,4). В представлении М.Н. Митина под возрастом пластовых вод понимается промежуток времени между началом формирования вод в горной породе, слагающей пласт, и моментом наблюдения (2). А.М. Овчинников и Л.В.Горбушина (3) указывают, что понятие "возраст воды" условное, так как в большинстве случаев подземный поток представляет собой сложную динамическую систему, элементы которой меняются в ходе геологической истории, в процессе миграции самой воды в земной коре. Подземные воды состоят из смеси вод, различных по происхождению и возрасту. Следовательно, под "возрастом воды" правильнее понимать средний возраст таких смешанных вод. Поэтому мы в целом придерживаемся последнего положения. Для определения возраста подземных вод третичных отложений нами выбран гелий-аргоновый метод В.П.Савченко, усовершенствованный нами применительно к условиям Ферганского артезианского бассейна (7). Выбор гелий-аргонового метода обусловлен тем, что на большей части изучаемой территории Ферганского артезианского бассейна (6) в толще третичных отложений распространены пластовые воды, возраст которых в основном превышает 1 млн лет. Расчет возраста производился для вод верхненеогеновых (бактрийских), нижненеогеновых (массагетских) и палеогеновых отложений.

Верхнеэоногенный комплекс в периферийных частях бассейна (в областях питания современными инфильтрационными водами и на некотором удалении от них) содержит пресные и слабосоленоватые подземные воды; в центральных частях бассейна — солоноватые и соленые, а в промежуточной зоне в полосе адырного кольца, где расположены основные нефтегазоносные структуры Ферганы, — от слабосоленых до слабых рассолов. Возраст вод, рассчитанный по усовершенствованной нами формуле В.П. Савченко (7), в разных частях бассейна различен — от 3 до 9 млн : на территории курорта Чартак (восточная периклиналь Наманганской структуры) на глубинах 500—850 м. возраст вод соответственно — 0,5 и 2,5 млн. лет; к северо-западу от курорта Чартак в Шорбулакской антиклинали на глубине порядка 2800 м — 4,4 млн. лет; в Майлисуйской группе структур (III и IV антиклинали) — от 2,3 до 6 млн лет. Возраст увеличивается в направлении к структуре Майлису IV. В ряде структур Андижанской группы (Андижанской, Ходжабадской и Южноаламшанской) отмечено резкое увеличение значений возраста пластовых вод в купольных частях антиклиналей — до 9 млн лет. В Центральной Фергане, в районе ст. Ванновская, возраст слабоминерализованных термальных минеральных вод около 1,8 млн. лет; вблизи г. Риштан на глубине 1240 м — 2,2 млн. лет, минерализация — 22 г/л.

Подземные воды нижнеэоногеновых отложений характеризуются как высокоминерализованные — до 300 и более г/л.

Адырная полоса и центральная зона бассейна: на площади Наманганской структуры значение возраста изменяется от 7 до 25 млн. лет. Возраст увеличивается вниз по разрезу: в пределах Северо-Восточной Ферганы возраст пластовых вод (структуры Майлису IV и Восточный Избаскент) изменяется от 5 до 15 млн лет; на площади Андижанской группы структур возраст подземных вод нижнего эоногена — от 3—4 млн лет (Западный Палванташ, Ходжабад и Южный Аламшан) — до 8—14 млн.

лет (структуры Бостон и Андижан).

В Центральной Фергане значение возраста вод соленых, рассолов, термальных увеличивается по направлению от г. Коканда к г. Намангану: Коканд - около 4, Гуртее - 4,5-5, г. Наманган - 5 млн. лет.

Воды палеогеновых отложений изучались по скважинам, пробуренным на площади нефтегазоносных структур. В пределах Наманганской группы по У пласту наблюдается изменение значений возраста от 40 до 47, а по УП от 50 до 54 млн. лет. В южной полосе адырной зоны по структурам Андижан, Чамшон, Сохской группы, а также на северо-востоке Ферганы по ряду антиклиналей Майлисуйской группы возраст пластовых вод изменяется от I,5 до I7 млн. лет. Воды пестрой минерализации - от слабосоленых до крепких рассолов.

Полученные значения возраста подземных вод третичных отложений были интерпретированы согласно разработанным и принятым положениям по региональным гидрогеологическим условиям Ферганского артезианского бассейна (6). В гидрогеологическом разрезе Ферганского артезианского бассейна (6) выделяется три структурно-гидродинамических этажа. Водоносные горизонты верхнего неогена относятся к третьему этажу и характеризуются сравнительно облегченными условиями стока подземных вод, причем региональный подземный сток направлен к западу, в Приташкентский артезианский бассейн. Современный инфильтрационный этап гидрогеологического развития способствует сравнительно широкому распространению молодых подземных вод. Об этом же свидетельствуют относительно низкие величины концентрации дейтерия в составе пластовых вод - до 0,97 - 0,99. Значение возраста здесь наименьшее /из опробованных нами вод/. Увеличение возраста вод в купольных частях ряда нефтегазоносных структур является результатом влияния частичного смешивания более древних вод, разгружающихся в этих местах из нижележащих отложений через тектонические и денудационные окна. Здесь в водах верхне-неогеновых горизонтов, помимо наличия несвойственных для них иода, брома, следов

сероводорода, хотя и слабых концентраций, отмечается повышенное содержание дейтерия (до 1,01). Минерализация вод также заметно возрастает. Увеличение возраста вод с глубиной их залегания (курорт Чартак, Майлису IY) является следствием более замедленных скоростей движения самих вод.

Массагетский и палеогеновый водоносные комплексы относятся ко второму структурно-гидродинамическому этажу. На западе комплексы выклиниваются в районе Хазаринской теснины, вследствие чего развитие в них воды не имеют прямой разгрузки, как воды верхнего этажа, в Приташкентский артезианский бассейн. Очагами локальных разгрузок служат гидрогеологические окна в купольных частях антиклинальных структур полосы адыров. В полосе адыров, по современным представлениям о гидродинамике второго структурно-гидродинамического этажа Ферганского артезианского бассейна, проходит фронт встречи седиментационных вод, поднимающихся из центральных зон бассейна, и инфильтрационных, стекающих из областей современного питания. Следовательно, мы вправе допустить, что на воды нижнеогеновых отложений центральных частей бассейна (в г.г. Коканд, Наманган, пос. Гуртеле современные инфильтрационные воды в настоящее время не влияют. Теперь рассмотрим причины сравнительно низких значений возраста (4-5 млн лет) подземных вод этой центральной зоны. Из истории геолого-гидрогеологического развития района известно, что в предбактрийское и в начале бактрийского времени массагетский водоносный комплекс испытал кратковременное влияние инфильтрационного водообмена, о чем свидетельствуют относительно низкие концентрации дейтерия (0,98-0,99). Примерно аналогичны значения возраста вод в районе структур Восточный Избаскент, Западный Палванташ, Ходживбад и Южный Аламышик - 3-5 млн лет. Увеличение значений возраста вод до 25 млн лет на структурах Наманган и до 15 млн лет в Майлису IY можно объяснить залеганием этих вод в нижних частях нижнего неогена и влиянием вод нижележащих отложений (как и в купольных

частях структур Бостон и Андиган - 8-11 млн. лет.

Палеогеновый водоносный комплекс на структурах, с нарушенными естественными гидродинамическими условиями пластов (в частности, по Наманганской группе) содержит воды, возраст которых синхронен возрасту вмещающих отложений. Для площадей с нарушенными естественными гидродинамическими условиями в результате длительной эксплуатации месторождений с применением законтурного заводнения (нагнетания инородных вод в продуктивный горизонт для поддержания пластового давления) характерна пестрая, по-видимому, сильно измененная картина распределения значений возраста пластовых вод. В центральных частях бассейна в палеогеновых горизонтах можно предположить наличие подземных вод, возраст которых соответствует возрасту вмещающих отложений.

Таким образом, изменение гидрогеологических условий артезианского бассейна или его части (под действием естественных или искусственных факторов) отражается на величинах возраста подземных вод. Следовательно, данные значения возраста можно использовать в комплексе с другими геолого-гидрогеологическими показателями для восстановления палеогидрогеологических и изучения современных гидрогеологических условий артезианских бассейнов и определения степени их изменения (и в частности гидродинамики) под влиянием хозяйственной деятельности человека. Кроме того, проведенные исследования подтверждают правильность высказываний А.М. Овчинникова и Л.В. Горбушиной, что в составе водоносных горизонтов, в основном, содержатся воды различного возраста и происхождения. Однако, достаточно часто встречаются подземные воды, возраст которых синхронен возрасту вмещающих отложений.

Л и т е р а т у р а

Г. А. Л. Козлов

Проблемы геохимии природных газов.
Гостоптехиздат, 1950

2. М.Н. Митин Способы расчета возраста пласто-
вой воды по содержанию в ней
редких газов. Труды ВНИИНефть,
вып.9. Гостоптехиздат, 1956.
3. А.М.Овчинников,
Л.В.Горбушина Вопросы определения возраста
подземных вод. Изв.выст.учеб.
завед.,геол. и развед.,М.,1965,2.
4. В.П.Савченко Законы, управляющие системой
жидкостей, газы и их приложение
для выяснения генезиса природных
газов. "Природные газы". М.,1936,II
5. А.Н.Султанходжаев К характеристике изотопного сос-
тава подземных вод Ферганского
артезианского бассейна. "Узб.геол.
журн.", 1966, № 6.
6. А.Н.Султанходжаев О гидродинамических условиях
глубоких водоносных горизонтов
Ферганского артезианского бассей-
на. "Узб.геол.журн.", 1967, № 2
7. А.Н.Султанходжаев Об определении возраста подземных
вод Ферганского артезианского
бассейна. "Узб.геол.журн.", 1971,2.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Султанходжаев А.Н., Куликов Г.В., Спиридонов А.И., Трофимова И.Б., Азизов Г.О.	-О значении изучения возраста подземных вод по соотношению радиоактивных и радиогенных газов для исследования тектонических процессов.....	3
Сабиров К.А.	-О результатах картирования подземных вод повышенной минерализации Средней Азии.....	10
Куликов Г.В., Козорез С.Е., Филиповский Н.А., Хамраев М.Р.	-Геолого-исторические условия формирования юрского водонапорного комплекса Юго-Западного Узбекистана....	21
Султанходжаев А.Н., Чалов П.И., Латипов С.У.	-О комплексном использовании стабильных и радиоактивных изотопов в изучении гидрогеологических условий Приташкентского артезианского бассейна.....	35
Алексеев Ф.А., Соколовский Л.Г., Султанходжаев А.Н., Танеев Р.Н.	-К вопросу об областях разгрузки Каракумского артезианского бассейна.....	48
Горбушина Л.В., Султанходжаев А.Н., Спиридонов А.И., Тыминский В.Г., Ирмухамедов М.А.	-Об использовании радиоизотопных показателей при выборе районов захоронения промышленных отходов.....	66
Спиридонов А.И., Султанходжаев А.Н., Сурганова Н.А., Тыминский В.Г.	-Некоторые вопросы методики и техники изучения изотопного состава урана в подземных водах.....	81

Куликов Г.В. Салтейская Э.Я. Пашковский В.П. Кушниров И.В.	-Газовый состав подземных вод газонефтеносных отложений За- падного Узбекистана.....87
Сутанходжаев А.Н. Стойнов Т.Ф.	-Условия формирования сульфид- ных метаново-азотных высоко- минерализованных вод и рас- солов Оби-Шифо.....91
Куликов Г.В. Вишняков А.С. Ходжибаев Н.Н. Соколов В.Н.	-О методике мелкомасштабного гидрогеологического картиро- вания.....100
Султанходжаев А.Н. Ибрагимов Д.С. Азизов Г.Ю. Сабиров К.А. Ирмухамедов А. Латипов С.У.	-Об оценке возраста подземных вод третичных отложений Фер- ганского артезианского бас- сейна.....114

Редактор Д.П.Баканова

Р06206 Подписано к печати 29/хл-71.
Формат 15/20 печ.л. 7,6 изд.л. 6,6
Тираж 500, Цена 66
Зак. 6

Отпечатано на роталпринте
Научно-производственного гидрогеологического
объединения "Туран", Навои, 23