

*И. К. ЗАЙЦЕВ, Н. И. ТОЛСТИХИН*

ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАСПРОСТРАНЕНИЯ  
И ФОРМИРОВАНИЯ

МИНЕРАЛЬНЫХ  
ПОДЗЕМНЫХ  
ВОД

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
(ВСЕГЕИ)

И. К. ЗАЙЦЕВ, Н. И. ТОЛСТИХИН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАСПРОСТРАНЕНИЯ  
И ФОРМИРОВАНИЯ  
МИНЕРАЛЬНЫХ  
(ПРОМЫШЛЕННЫХ И  
ЛЕЧЕБНЫХ) ПОДЗЕМНЫХ ВОД  
НА ТЕРРИТОРИИ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА, 1972

374

**Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М. «Недра», 1972, 280 с**

Работа представляет собой первое монографическое описание закономерностей распространения и формирования минеральных вод на территории СССР. В ней описаны гидрохимическая, гидротермическая и гидродинамическая зональности артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов; рассмотрена типизация минеральных вод по комплексу генетических и химических признаков; выделены провинции, области и районы распространения различных типов вод; дан критический анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете выявленных региональных закономерностей.

Книга рассчитана на специалистов гидрогеологов и геохимиков, занимающихся изучением закономерности распространения минеральных подземных вод.

Таблиц 124, иллюстраций 16, список литературы — 204 названия.

## I. ВВЕДЕНИЕ

### Справка о монографическом описании минеральных вод СССР

В настоящей книге охарактеризованы особенности распространения и главнейшие черты химии минеральных вод СССР. Ее можно рассматривать как дополнение к Гидрохимической карте СССР (минеральные воды) масштаба 1 : 5 000 000, изданной в 1966 г., и Гидрогеологической и Гидрохимической картам масштаба 1 : 7 500 000, опубликованным в 1968 г. в альбоме Геологических карт и приложенным к пятитомному описанию «Геология СССР».

Настоящая книга является частью монографического описания минеральных вод СССР, выполненного сотрудниками отдела гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии ВСЕГЕИ с привлечением специалистов других учреждений. Одновременно с этой книгой написаны еще три книги, в которых освещены минеральные воды отдельных крупных регионов СССР Европейской части СССР, среднеазиатских республик и Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. Предполагается, что эти книги будут также изданы в ближайшее время. Все они являются разными частями единого описания минеральных вод СССР.

В настоящей книге сделаны обобщения, характеризующие общие гидрохимические закономерности на всей территории СССР, основанные на данных, описанных в других книгах. Поэтому в ней фактические данные приведены в ограниченном количестве.

При составлении монографии в целом, а следовательно, и настоящей книги были учтены и использованы фондовые и литературные данные по минеральным водам СССР по состоянию на 1965 г. В отдельных случаях использованы и работы, появившиеся в 1966 и 1967 гг.

Составлению монографии предшествовал ряд других сводных работ, выполненных отделом гидрохимии и поисковой гидрогеологии ВСЕГЕИ. К ним относятся: гидрохимические карты СССР м-ба 1 : 5 000 000 (1957, 1966), Гидрогеологическая карта СССР м-ба 1 : 2 500 000 с объяснительной запиской (1961), Гидрогеологическая карта СССР м-ба 1 : 5 000 000 (1962) и др.

В процессе и в результате выполнения всех указанных работ в отделе гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии ВСЕГЕИ был накоплен огромный фактический материал, характеризующий закономерности распространения подземных вод разного состава на всей территории СССР. К сбору этого материала в разные периоды и частично его обобщению по отдельным регионам привлекались сотрудники многих территориальных геологических управлений и ВСЕГИНГЕО.

В составлении схематических карт, иллюстрирующих настоящую книгу, участвовали: Е. А. Басков, О. М. Гирфанова, С. В. Егоров, Л. Г. Заварзин, И. К. Зайцев, А. В. Зувев, Г. И. Климов, Л. Е. Михайлов, В. М. Морозов, Н. А. Петрова, Г. И. Пустовалова, М. П. Распопов.

Н. И. Толстихин, Л. Г. Учителева. Общее научное руководство работой осуществлялось И. К. Зайцевым.

Настоящая книга написана И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным, причем разделы второй и третий подготовлены в основном И. К. Зайцевым, четвертый — в основном Н. И. Толстихиным; над остальными разделами авторы трудились совместно.

Таким образом, во всех книгах монографии по существу подведен итог длительного изучения многочисленными учреждениями и гидрогеологами минеральных вод СССР как в отношении синтеза накопленных фактических данных, так и в отношении сложившихся теоретических представлений о закономерностях распространения минеральных вод.

### Изученность минеральных вод

В настоящем разделе не ставится задача освещения истории изучения минеральных вод, а дается только общая оценка их изученности с целью ориентировки читателя в степени обоснованности изложенных в книге положений.

Минеральные воды издавна привлекали к себе внимание благодаря своим лечебным свойствам. Значительно позднее ими стали интересоваться как источником получения минерального сырья (йод, бром) и еще позднее стали привлекать внимание минеральные термальные воды как носители больших запасов тепловой энергии. Поэтому в настоящее время сравнительно хорошо изучены минеральные лечебные воды, значительно хуже — промышленные и теплоэнергетические. Хотя добыча соли из минеральных подземных вод производилось еще в древней Руси (XI—XIII вв.), это, однако, мало повлияло на изучение закономерностей распространения промышленных вод. Но и лечебные воды более или менее полно изучены и описаны в литературе только по отдельным областям СССР (Кавказ, Восточное Забайкалье, отдельные районы южной части Дальнего Востока, Северо-Востока, Камчатки, Курильских островов).

По этим областям существует обширная литература, особенно по Кавказу, насчитывающая многие сотни названий, в которой с разной детальностью описаны отдельные минеральные источники или группы их, а также сделаны обобщения, характеризующие закономерности распространения разных типов минеральных лечебных вод по Азербайджану, Армении, Грузии, Б. Кавказу.

В изучении минеральных вод по Кавказу решающее значение имели труды А. П. Герасимова (1913), Н. Н. Славянова (1938), А. Н. Огильва (1938), А. М. Овчинникова (1948 и др.), А. Ф. Макаренко (1937), М. А. Кашкая (1952), А. Г. Аскерова (1954), И. М. Буачидзе (1948 и др.), С. С. Чихелндзе (1953 и др.), А. Н. Барабанова (1959 и др.), М. И. Врублевского (1962 г.), А. П. Демехина (1948—1962 гг.), Н. И. Долухановой (1967), М. А. Шагоянца (1956 и др.), А. Л. Ананяна (1964), В. Гацау (1964) и других; по Сибири и Дальнему Востоку — Н. И. Толстихина (1934—1966), В. В. Иванова (1956—1964), В. Т. Ткачук и Е. В. Пиннекера (1962), Н. М. Богаткова (1954) и др.; по Крыму и Керченскому полуострову — М. М. Фомичева (1955 и др.), Л. А. Яроцкого (1960 и др.), С. В. Альбова (1963 и др.), и др.; по Русской платформе — Н. К. Игнатовича (1948 и др.), В. В. Штильмарка (1937 и др.), А. Е. Бабинца (1961) и др.; по Средней Азии — Б. А. Бедера (1960, 1961); по Казахстану — Е. В. Посохова (1947—1953) и др. По изучению минеральных озер большое значение имели работы академика И. С. Курнакова, М. Г. Валяшко, А. И. Дзенс-Литовского, Е. В. Посохова и др.

Наряду с большим количеством работ, посвященных описанию минеральных вод отдельных районов, работы, характеризующие законо-

мерности распространения этих вод на всей территории СССР, насчитываются единицами. Первой из них является «Карта минеральных вод Советской Азии», составленная сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством А. И. Дзенс-Литовского и Н. И. Толстихина к Международному геологическому конгрессу в Москве в 1937 г. и в схематическом виде опубликованная в статье А. И. Дзенс-Литовского и Н. И. Толстихина «Минеральные воды Северной Азии» в трудах упомянутого конгресса. Вторая карта — «Схематическая карта природных минеральных вод СССР» в м-бе 1 : 10 000 000 была составлена сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством А. А. Скробова (под редакцией А. И. Дзенс-Литовского и Н. И. Толстихина) и издана в 1946 г. с краткой пояснительной запиской. На этих картах были выделены провинции и показаны основные источники и озера минеральных вод и лечебные грязи.

Следующая работа, охватывающая всю территорию СССР, появилась только в 1957 г. Это — «Гидрохимическая карта СССР м-ба 1 : 5 000 000 с объяснительной запиской, составленная сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством И. К. Зайцева (1957). В этой работе впервые сделана попытка охарактеризовать минеральные воды всей территории СССР как комплексное полезное ископаемое и как поисковый критерий на другие полезные ископаемые. На данной карте и в объяснительной записке к ней показаны гидрохимические зоны и пояса; выделены районы, в отдельных пунктах которых зарегистрированы йодные, бромные, калиевые и другие промышленные воды, сероводородные, углекислые, азотные и сернисто-углекислые холодные и термальные лечебные воды; показана мощность зоны пресных вод, глубина залегания соленых и рассольных вод; впервые показана (в изолиниях) глубина распространения термальных вод с температурой больше 50° С.

Следующей сводной работой, охватывающей всю территорию СССР, является «Карта подземных минеральных вод СССР» м-ба 1:7 500 000, составленная Институтом курортологии и физиотерапии под руководством В. В. Иванова, А. М. Овчинникова и Л. Я. Яроцкого (1960). На этой карте были охарактеризованы лишь минеральные лечебные воды. По принципам составления она мало отличается от «Карты минеральных вод СССР», изданной под руководством А. И. Дзенс-Литовского и Н. И. Толстихина, и «Гидрохимической карты СССР», изданной под руководством И. К. Зайцева, но дает по сравнению с картой 1946 г. более детальное представление о распространении некоторых групп минеральных лечебных вод, особенно на платформах.

Значительно слабее изучены и освещены в литературе минеральные воды, имеющие промышленное значение как источник химического сырья. Имеющиеся данные позволяют лишь заметить самые общие закономерности распространения и формирования этих вод в определенных районах, регионах, за исключением нескольких сравнительно небольших районов, где они изучены более или менее детально в связи с промышленной добычей йода и брома.

Слабая изученность минеральных промышленных вод объясняется тем, что до самого последнего времени целеустремленным изучением этого полезного ископаемого занимались очень немногие организации и по сравнительно небольшому району. О составе и закономерностях распространения промышленных вод на большей части территории СССР можно судить на основании разрозненных, часто случайных и разнохарактерных данных, накапливающихся в связи с изучением других вопросов, таких, как нефтегазоносность территорий, лечебные воды, разрезы глубоких опорных скважин и др. Особенно много таких данных получено в связи с изучением нефтегазоносности территории. Несмотря на большие недостатки гидрогеологического опробования нефтепоисковых скважин и неполноту гидрохимических анализов подземных

вод, в настоящее время все же имеется значительное количество данных по крупным регионам. К ним относятся восточная и южная части Русской платформы (Волго-Уральская область, многие районы Украины, Краснодарского и Ставропольского краев), Апшеронский полуостров, отдельные районы Средней Азии (Туркмения и Узбекистан), Западной и Восточной Сибири (южная часть Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской платформ). Однако даже по названным, сравнительно хорошо изученным регионам имеются весьма разнохарактерные материалы. Наиболее часто встречаются данные анализов о содержании в подземных водах брома и йода, значительно реже — бора и одиночные определения таких компонентов, как литий, стронций, калий, аммоний и др. Это объясняется тем, что гидрогеологи-нефтяники до настоящего времени изучают подземную воду не как полезное ископаемое, а как поисковый критерий на нефть и газ. Вследствие этого при изучении химического состава воды они уделяют больше внимания тем компонентам, которые являются, с их точки зрения, наиболее интересными как поисковые признаки на нефть. Отсутствие комплексности в изучении подземных вод, вскрытых нефтепоисковыми разведочными и опорными скважинами, привело к весьма неравномерному и в общем неполному освещению их как полезного ископаемого. Особенно скудные данные имеются по дебиту скважин, водоотдаче и водопроницаемости пород. Данные о дебите скважин в подавляющем большинстве весьма несовершенны, так как получены в результате опробования отдельных интервалов на участках перфорации обсадных труб путем прострела. Получение их таким путем не создает уверенности в том, что они более или менее точно характеризуют водообильность пород. Скорее можно думать, что они всегда дают искаженное представление об этом. Таким образом, для суждения о запасах промышленных вод необходимые сведения отсутствуют, за исключением участков расположения действующих эксплуатационных скважин, расположенных в районах йодобромных заводов и отдельных разведочных самоизливающихся, хорошо опробованных скважин.

Имеющиеся разрозненные данные о содержании в подземных водах йода и брома неоднократно обобщались по отдельным крупным регионам или в связи с оценкой нефтегазоносности территорий (В. А. Сулин, 1948; Н. К. Игнатович, 1944—1949; Г. М. Сухарев, 1937—1960; М. А. Гатальский, 1954; В. А. Кротова, 1956, 1962) или в связи с выяснением общих закономерностей распространения и формирования подземных вод разного типа (А. И. Силин-Бекчурич, 1947; Т. П. Афанасьев, 1957; С. А. Шагоянц, 1956; Л. С. Балашов, 1960; А. Е. Бабинцев, 1961). Однако и в этих сводках подземные воды как полезное ископаемое недостаточно привлекали внимание. Только в 1954—1957 гг. группой гидрогеологов ВСЕГЕИ были составлены гидрохимические карты в масштабе 1 : 5 000 000 с объяснительными записками: сначала — для Сибири и Дальнего Востока (1955 г.), а затем — для всей территории СССР (1957 г.). На этих картах сделана первая попытка комплексной характеристики подземных вод как полезного ископаемого.

Более широко развернулись работы по изучению минеральных промышленных вод на всей территории СССР начиная с 1960 г. В них приняли участие почти все геологические управления и некоторые территориальные научно-исследовательские учреждения под общим руководством ВСЕГЕИ (И. К. Зайцев).

В результате этих работ были собраны почти все фактические данные о промышленных водах отдельных регионов, которые (с некоторыми дополнениями последующих сборов) и легли в основу «Гидрохимической карты СССР» (минеральные воды), а также настоящей монографии, которую следует рассматривать в качестве расширенного объяснения к указанной карте.

Анализ и синтез всех имеющихся данных по минеральным водам СССР, несмотря на их ограниченность, позволяет все же наметить общие закономерности их распространения и решить с достаточной определенностью ряд дискуссионных вопросов, связанных с их формированием.

### Уточнение некоторых понятий и терминов

**Определение понятия «минеральные воды».** Минеральные воды — подземные воды, либо обладающие лечебными свойствами, либо используемые в качестве промышленного сырья для извлечения из них ценных компонентов (йода, брома, поваренной соли и др.), или для теплоэнергетических и теплофикационных целей. В соответствии с этим минеральные воды подразделяются на лечебные, промышленные и теплоэнергетические.

Лечебные свойства минеральной воды определяются в основном степенью минерализации, наличием соответствующих компонентов солевого и газового состава, а в отдельных случаях — примесями специфических органических веществ и температурой. Свойства минеральной воды как промышленного сырья определяются главным образом степенью минерализации и высоким содержанием в ней компонентов, имеющих промышленное значение. Возможности использования минеральной воды в теплоэнергетических целях в основном определяются высокой ее температурой и не очень высокой минерализацией. Во многих случаях одна и та же вода может быть использована для лечебных, промышленных и теплоэнергетических целей. Ниже приводятся принципы оценки минеральных вод по ряду показателей и требования, предъявляемые к этим показателям бальнеологией, химической промышленностью и термоэнергетикой. Оценка этих вод может производиться по:

- 1) степени минерализации;
- 2) ионному составу:
  - а) составу макрокомпонентов,
  - б) составу микрокомпонентов,
  - в) кислотности — щелочности и окислительно-восстановительным свойствам (рН и  $Eh$ );
- 3) радиоактивности;
- 4) (рН) минеральных вод;
- 5) газовому составу;
- 6) содержанию органических веществ;
- 7) температуре.

Современная гидрогеология требует также изучения микрофлоры минеральных вод. Однако оценка их по микрофлоре вследствие малой изученности вопроса в данной работе не приводится. По этой же причине опущена оценка минеральных вод по величине  $Eh$ .

**Оценка минеральных вод по степени их минерализации.** М. Г. Курлов (1928) рекомендовал следующие градации минеральных лечебных вод по степени их минерализации (в г/л):

- слабосоленые — до 10,
- умеренносоленые — 10—20,
- крепосоленые — 20—50,
- рассольные — до 50—100,
- рассолы — 100—120,
- маточные рассолы — свыше 200.

Позднее акад. В. И. Вернадский предложил различать воды пресные — с минерализацией менее 1 г/л, соленые — от 1,0 до 50 г/л, рассолы свыше 50 г/л. Причем воды с минерализацией от 1 до 10 г/л В. И. Вернадский предложил выделить в группе соленых под наименованием солоноватых. Было предложено много других классификаций по

степени минерализации. Исходя из принципа единства природных вод, можно составить обобщенную оценку природных, в том числе и минеральных, вод по степени минерализации (табл. 1). Рядом с основной классификацией авторов, принятой на карте и в монографии, помещена колонка с классификацией лечебных вод В. В. Иванова и Г. А. Невраева (1964).

Предложенная в табл. 1 классификация природных вод по степени минерализации охватывает все воды Земли и базируется на естественной связи их состава и минерализации, учитывает единство их минеральных и неминеральных типов. Вряд ли правы те исследователи, которые предлагали содержание минеральных веществ в воде в 1 г/л признать рубежом между пресными и минеральными лечебными водами. Многие воды с минерализацией менее 1 г/л являются минеральными (лечебными).

Таблица 1

Схема подразделения природных вод по степени минерализации

Группы вод	Индекс	Наименование вод по степени минерализации по авторам данной работы	Минерализация, г/кг	Разделение лечебных минеральных вод по В. В. Иванову и Г. А. Невраеву (1964)	Минерализация, г/л
Пресные — А, менее 1 г/кг	A <sub>0,01</sub>	Сверхпресные	Менее 0,01	Неминеральные воды Пресные и слабосоленоватые воды хозяйственного и питьевого водоснабжения	Менее 2,0 Свыше 2
	A <sub>0,1</sub>	Пресные	До 0,1		
	A <sub>0,3</sub>	Особо пресные	0,1—0,3		
	A <sub>0,5</sub>	Нормально пресные	0,3—0,5		
	A <sub>1</sub>	Пресноватые	0,5—1,0		
Соленые — Б, от 1 до 35 г/кг	B <sub>3</sub>	Слабосоленоватые (очень слабосоленые)	1,0—3,0	Минеральные воды Минеральные лечебные воды малой минерализации Минеральные лечебные воды средней минерализации Минеральные воды высокой минерализации	2—5 5—15 15—35
	B <sub>10</sub>	Среднесоленые (сильносолоноватые)	3,0—10,0		
	B <sub>35</sub>	Сильносолоеные	10,0—35,0		
Рассолы — В, свыше 35 г/кг	V <sub>70</sub>	Весьма слабые рассолы	35—70	Некрепкие рассолы	35—150
	V <sub>140</sub>	Слабые рассолы	70—140		
	V <sub>270</sub>	Крепкие рассолы	140—270	Крепкие рассолы	150—650
	V <sub>350</sub>	Весьма крепкие рассолы	270—350		
	V <sub>350</sub>	Сверхкрепкие рассолы	Свыше 350		

Предложенный В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым (1964) новый рубеж между минеральными и неминеральными водами в 2 г/л также вряд ли может быть принят, ибо многие минеральные лечебные воды Восточной Сибири и Дальнего Востока придется по этому показателю «передвинуть» в неминеральные. Нам представляется нецелесообразным использовать степень минерализации в качестве признака для отделения минеральных лечебных вод от неминеральных, так как в природе этого не наблюдается. В то же время разделение минеральных вод на группы по степени минерализации необходимо для оценки как лечебных, так промышленных и других вод.

Так, к промышленным поверхностным водам условились относить те воды, в которых содержится не менее 35 г солей на 1 кг (3,5%), т. е. минерализация которых равна или выше минерализации воды океана. Такая минеральная вода представляет практический интерес для

химической и соляной промышленности, а также для бальнеологии. Однако к лечебным минеральным озерам относятся также и такие, вода которых характеризуется концентрацией солей менее 35 г/кг.

Для отнесения подземных вод к минеральным лечебным и промышленным степень минерализации не всегда имеет определяющее значение и на первое место выступает наличие в воде определенных компонентов газового или минерального состава, имеющих лечебное или промышленное значение, а также температура воды. Это, конечно, не исключает необходимости учитывать и минерализацию минеральной воды.

**Оценка минеральных вод по ионному составу.** При оценке минеральных вод по ионному составу учитываются макро- и микрокомпоненты.

Одна из ранних классификаций минеральных лечебных вод была предложена в СССР В. А. Александровым и введена в практику в бальнеологии (1932, 1956 гг.). Новейшая классификация минеральных лечебных вод по ионному составу и минерализации разработана В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым (1964). Она представляет значительный интерес и более совершенна, чем классификация В. А. Александрова. Однако обе эти классификации преследуют узкопрактические цели — предназначены для «лечебного дела». Они не могут быть положены в основу естественной классификации вод по ионному составу при составлении «Гидрохимической карты СССР» (минеральные воды) и пояснительной записки к ней.

**Оценка минеральных вод по макрокомпонентному составу.** Более полная классификация природных вод по ионному составу была предложена в 1935 г. Н. И. Толстихиным (табл. 2). Согласно этой классификации природные воды по макрокомпонентам разделяются: по преобладанию анионов на хлоридный (Cl), сульфатный (SO<sub>4</sub>) и гидрокарбонатный (HCO<sub>3</sub>) типы и по катионному составу на натриевый (Na), магниевый (Mg) и кальциевый (Ca) подтипы. Таким путем выделяются девять групп вод (см. табл. 2 и рис. 1, а). Эти девять групп вод по преобладанию анионов и катионов нашли применение в классификации О. А. Алекина (1946—1952) и были приняты многими гидрогеологами. Более детальная характеристика вод по анионам позволяет выделить классы — с учетом второго преобладающего аниона (рис. 1, б), а по катионам — с учетом второго катиона, подклассы — всего  $9 \times 9 = 81$  группу вод (рис. 1, в). Деление вод по двум преобладающим анионам и катионам нашло свое отражение в известном графике-квадрате А. А. Бродского (1956 г.)\*, где показаны  $6 \times 6 = 36$  групп вод (рис. 1, г), и позднее в графике О. Н. Толстихина (1960 г.), где разместились  $9 \times 9 = 81$  группа вод (см. рис. 1, в), т. е. в полном соответствии с разделением вод на классы и подклассы по двум ведущим анионам и двум ведущим катионам\*\*. Далее, по анионам и катионам выделяются семейства и роды, всего  $15 \times 15 = 225$  групп (рис. 1, д). Разделение вод по анионам и катионам на 225 групп, предложенное Н. И. Толстихиным в 1935 г., вошло в график-квадрат «химических типов» подземных вод Г. А. Вострокнутова (1959 г.).

В зависимости от целей и задач гидрохимических исследований и масштаба гидрохимических карт находится степень детализации гидрохимической классификации по ионному составу, а также нижняя норма ведущих ионов. Так, если при составлении мелкомасштабных схематических карт можно ограничиться разделением вод на типы и подтипы по ионному составу, приняв при этом за нижнюю норму

\* Этим графиком не учитываются воды, содержащие один анион и один катион.

\*\* К ведущим ионам относятся те, которые содержатся в воде в количестве, превышающем принятую за основу классификации нижнюю норму. Например, свыше 33%-экв по К. В. Филатову, 25%-экв по В. А. Александрову, 20%-экв по В. В. Иванову и Г. А. Невраеву и т. д.

ведущих ионов 25—20%-экв, то для детальных карт необходимо выделить классы и подклассы, снизив нижнюю норму ведущих ионов до 20—15%-экв. Наконец, для крупномасштабных карт и очень детальных

анионы на катионы	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
	1	4	7
Na			
Mg	2	5	8
Ca	3	6	9

а

анионы на катионы	Cl			SO <sub>4</sub>			HCO <sub>3</sub>		
	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
Na									
Mg									
Ca									

б

анионы на катионы	HCO <sub>3</sub>		SO <sub>4</sub>		Cl	
	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
Ca						
Na						
Mg						

в

анионы на катионы	Cl			SO <sub>4</sub>			HCO <sub>3</sub>		
	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
Na	1	10							73
Na	Mg								
Ca									
Mg	Na								
Mg	Mg								
Ca	Ca								
Na									
Ca	Mg								
Ca	Ca	9							81

г

анионы на катионы	Cl			SO <sub>4</sub>			HCO <sub>3</sub>			
	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	
катионы	SO <sub>4</sub>			HCO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>			Cl		SO <sub>4</sub>
Mg	Mg									
	Ca									
Na	Na									
	Mg									
Ca	Ca									
	Na									
Mg	Mg									
	Ca									
Ca	Na									
	Na									
Mg	Mg									
	Ca									
Ca	Ca									
	Na									
Na	Mg									

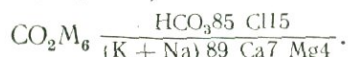
д

Рис. 1. а, б, в, г, д. Графики химического состава природных вод

гидрохимических исследований можно выделить семейства и роды вод по ионному составу, а нижнюю норму ведущих ионов принять за 15—10%-экв.

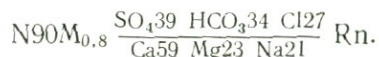
При составлении «Гидрохимической карты СССР» и настоящей работы автора пользовались в основном разделением вод на типы и подтипы, на классы и подклассы, принимая за нижнюю норму ведущих ионов 20% -экв.

Ведущие ионы вошли в номенклатуру вод по составу. При этом при наименовании вод по ионному составу авторы ставят ионы в порядке их возрастания. В таблице к «Гидрохимической карте СССР» воды группируются по первому преобладающему аниону с учетом последующих ионов. Так, боржомская вода по формуле Курлова\* имеет следующий состав (С. С. Чихелидзе, 1961):



По ионному составу она относится к типу гидрокарбонатных, подтипу натриевых, классу гидрокарбонатных, подклассу натриевых вод. Название воды по ионному составу — гидрокарбонатная натриевая.

Цхалтубская вода характеризуется формулой Курлова (Овчинников, 1963):



По ионному составу эта вода типа сульфатного, подтипа кальциевого, класса гидрокарбонатно-сульфатного, подкласса магниево-кальциевого, семейства хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного, рода натриево-магниево-кальциевого (см. рис. 1, д). Название воды по ионному составу — хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная, натриево-магниево-кальциевая, радоновая.

Наряду с оценкой вод по ионному составу, необходимо учитывать и соотношения между ионами, позволяющие судить о ходе процесса метаморфизации природных вод по Н. С. Курнакову и М. Г. Баляшко, В. М. Левченко, В. А. Сулину и др. Эти соотношения позволяют выделить воды гидрокарбонатные байкальского типа с наличием гидрокарбонатов кальция и магния и воды типа вод Дорнинского содового озера с преобладанием гидрокарбонатов натрия и хлоридов натрия. Затем — сульфатные воды двух подтипов: подтипа воды оз. Широ с наличием в воде сульфатов натрия и подтипа океанской воды с наличием в ее составе сульфатов и хлоридов магния. Далее выделяются воды с наличием хлоридов кальция типа вод оз. Эльтонского и многих других озер, а также многих артезианских вод нефтяных бассейнов. В дальнейшем используются как классификация вод по ионному составу, так и классификация по соотношениям ионов там, где это представляется необходимым. Лишь сочетание классификации по ионному составу и классификации по соотношениям ионов позволяет получить правильное представление о химии воды. Особенно полезна классификация по ионным соотношениям для минеральных вод высоких и средних концентраций солей. Классификация вод по Н. С. Курнакову и М. Г. Баляшко только по ионным соотношениям в ее чистом виде обедняет наше представление о химии вод. В целом классификация вод по составу требует дальнейшей разработки.

#### Оценка минеральных вод по микрокомпонентному составу.

По микрокомпонентному составу минеральные воды оцениваются, исходя из кондиций, предъявляемых промышленностью и лечебным делом (табл. 3). Эти требования приняты за основу при составлении карты минеральных вод. На таблице показаны: 1) рекомендованные в 1962 г. Центральным институтом курортологии и физиотерапии и в 1964 г. В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым нормы для отнесения вод к лечеб-

\* В работе используется формула изображения состава воды, предложенная М. Г. Курловым (1922—1928 гг.). Для сокращения в дальнейшем эта формула называется просто «формула Курлова», или «формула».

Классификация вод по ионному составу (Н. И. Толстихин, 1935—1964)

Типы вод по анионам 3×1=3	Гидрокарбонатный. HCO <sub>3</sub>	1	Сульфатный. SO <sub>4</sub>	1	Хлоридный. Cl	1
Подтипы по катионам 3×3=9	Ca; Mg; Na	3	Ca; Mg; Na	3	Ca; Mg; Na	3
Классы по анионам 9×3=27	HCO <sub>3</sub> ; HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> ; HCO <sub>3</sub> -Cl Ca; Mg; Na	9	SO <sub>4</sub> ; SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> ; SO <sub>4</sub> -Cl Ca; Mg; Na	9	Cl; Cl-HCO <sub>3</sub> ; Cl-SO <sub>4</sub> Ca; Mg; Na	9
Подклассы по катионам 9×9=81	HCO <sub>3</sub> ; HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> ; HCO <sub>3</sub> -Cl Ca; Ca-Mg; Ca-Na Mg; Mg-Ca; Mg-Na Na; Na-Ca; Na-Mg	27	SO <sub>4</sub> ; SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> ; SO <sub>4</sub> -Cl Ca; Ca-Mg; Ca-Na И т. д. И т. д.	27	Cl; Cl-HCO <sub>3</sub> ; Cl-SO <sub>4</sub> Ca; Ca-Mg; Ca-Na И т. д. И т. д.	27
Семейства по анионам 15×9=135	HCO <sub>3</sub> ; HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> ; HCO <sub>3</sub> -Cl HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl; HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> Ca; Ca-Mg; Ca-Na Mg; Mg-Ca; Mg-Na; Na; Na-Ca; Na-Mg	45	SO <sub>4</sub> ; SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> ; SO <sub>4</sub> -Cl SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl; SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> Ca; Ca-Mg; Ca-Na И т. д. И т. д.	45	Cl; Cl-HCO <sub>3</sub> ; Cl-SO <sub>4</sub> Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> ; Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> Ca; Ca-Mg; Ca-Na И т. д. И т. д.	45
Роды по катионам 15×15=225	HCO <sub>3</sub> ; HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> ; HCO <sub>3</sub> -Cl HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl; HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> Ca; Ca-Mg; Ca-Na Ca-Mg-Na; Ca-Na-Mg Mg; Mg-Ca; Mg-Na Mg-Ca-Na; Mg-Na-Ca Na; Na-Ca; Na-Mg Na-Ca-Mg; Na-Mg-Ca	75	SO <sub>4</sub> ; SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> ; SO <sub>4</sub> -Cl SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl; SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> Ca; Ca-Mg; Ca-Na И т. д. И т. д. И т. д.	75	Cl; Cl-HCO <sub>3</sub> ; Cl-SO <sub>4</sub> Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> ; Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> Ca; Ca-Mg; Ca-Na И т. д. И т. д. И т. д.	75

Дальнейшее разделение вод на подогряды, виды, подвиды и разновидности по идее данной классификации производится по микрокомпонентам.

ным; 2) предложенные Госхимкомитетом предварительные нормы для отнесения вод к промышленным. В соответствии с табл. 3 на карте показаны (условными знаками) минеральные воды, содержащие определенные микрокомпоненты.

Таблица 3

Кондиции минеральных вод по газам и микрокомпонентам

Основные показатели	Нормы для отнесения вод к лечебным, мг/л *	Нормы для отнесения вод к промышленным, мг/л **	Наименование вод
Свободная углекислота (свободная CO <sub>2</sub> )	500	—	Углекислые
Общий сероводород (H <sub>2</sub> S)	10	—	Сероводородные
Мышьяк (As)	0,6	—	Мышьяковистые
Железо (Fe <sup>+2</sup> )	10	—	Железистые
Fe <sup>+2</sup> + Fe <sup>+3</sup>	20	—	»
Бром (Br <sup>-1</sup> )	25	—	Бромистые
	—	500	Бромные
Йод (I <sup>-1</sup> )	5	—	Йодистые
	—	18	Йодные
Кремневая кислота (H <sub>2</sub> SiO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> )	50	—	Кремнистые
Борная кислота (HBO <sub>2</sub> <sup>-1</sup> )	50	—	Борнокислые
При совместном нахождении в водах			
} I <sup>-1</sup>	—	-10	Йодобромные
} Br <sup>-1</sup>	—	-250	

\* Рекомендованы в 1962 г. Центральным институтом курортологии и физиотерапии и в 1964 г. — В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым.

\*\* По Н. А. Плотникову (1952 г.) и по Инструкции Госхимкомитета.

В номенклатуру минеральных вод по микрокомпонентам авторы внесли некоторые усовершенствования (Зайцев и др., 1963). В соответствии с этими усовершенствованиями воды, имеющие только лечебное значение по содержанию в них специфических компонентов, названы йодистыми, бромистыми, мышьяковистыми и т. д. (см. табл. 3), а воды, содержащие промышленно ценные специфические микрокомпоненты в более высоких концентрациях, чем лечебные воды, получили на карте название йодных, бромных и т. п. Разумеется, что промышленно ценные по специфическим микрокомпонентам воды (например, бромные) могут быть и лечебными, тогда как воды бромистые являются только лечебными, ибо содержание в них брома не отвечает кондициям промышленных бромных вод.

**Оценка минеральных вод по кислотнo-основным и окислительно-восстановительным свойствам** (по pH и Eh). Степень геохимической активности воды может быть охарактеризована величинами pH, Eh и концентрациями растворенных кислорода и сероводорода. Оценивая природную воду по этим четырем параметрам, можно судить о кислотнo-основных, окислительно-восстановительных свойствах и о характере геохимических изменений среды, с которой взаимодействует вода.

В 1961 г. было предложено подразделение минеральных вод в зависимости от величины pH на шесть групп (Иванов, Невраев; 1964). Оно является, однако, произвольным и не обосновано физико-химически. Можно рекомендовать поэтому обоснованное физико-химически предложение А. Н. Павлова и В. Н. Шемякина (1967) подразделять минеральные воды на семь групп:

Сильнокислые воды . . . . .	pH менее 1,9
Кислые воды . . . . .	1,9 < pH < 4,1
Слабокислые воды . . . . .	4,1 < pH < 7
Нейтральные воды . . . . .	pH = 7
Слабощелочные воды . . . . .	7 < pH < 8,3
Щелочные воды . . . . .	8,3 < pH < 10,3
Сильнощелочные воды . . . . .	pH ≥ 10,3

Примером классификации, сочетающей кислотно-основные и окислительно-восстановительные свойства воды с концентрацией сероводорода и кислорода является геохимическая классификация, одновременно предложенная теми же исследователями (Павлов и Шемякин, 1967). В соответствии с этой классификацией выделяются геохимические типы воды: окислительный, переходный, восстановительный и редко встречающийся — сверхокислительный и сверхвосстановительный. Типы вод подразделяются на группы и классы. Оценка минеральных вод по этой геохимической классификации — дело ближайшего будущего.

**Оценка минеральных лечебных вод по радиоактивности.** При оценке минеральных лечебных вод по радиоактивности, исходя из рекомендаций Центрального института курортологии и физиотерапии (Щепотьева, 1961; Иванов и Невраев, 1964), приняты следующие критерии (табл. 4).

Таблица 4

Нормы минеральных вод по радону

Наименование вод	С/л	едн. Махе
Слаборадонные (с малой концентрацией радона)	От 5 до 40	14—110
Среднерадонные (со средней концентрацией радона)	» 40 » 200	110—550
Высокорадонные (с высокой концентрацией радона)	Свыше 200	Свыше 550

**Оценка минеральных вод по кислотности — щелочности (рН).** Концентрация водородных ионов определяет многие важные свойства минеральных вод, а также возможность наличия в них форм слабых кислот:  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4$ , органических кислот.

По величине рН минеральные воды в соответствии с классификацией В. В. Иванова и Г. А. Невраева разделяются на шесть групп:

- сильнокислые рН менее 3,5
- кислые » 3,5—5,5
- слабокислые » 5,5—6,8
- нейтральные » 6,8—7,2
- слабощелочные » 7,2—8,5
- сильнощелочные » более 8,5

Сильная кислотность (рН менее 3,5) типична для fumarольных, рудничных и сверхкрепких рассолов; слабая кислотность (рН от 3,5 до 5,5) — для большинства углекислых вод; нейтральность и слабая щелочность (рН от 6,8 до 8,5) — для терм; сильная щелочность (рН более 8,5) — для рапы содовых озер.

**Оценка минеральных вод по газовому составу.** В составе газов минеральных источников содержатся газы главные, составляющие основу газовой струи. Таковы — азот, метан, углекислота. В зависимости от преобладания тех или иных главных газов различаются газы: азотные, метановые, углекислые. Кроме основных различают газы-примеси, иногда составляющие существенную часть общего количества газов. Таковы, например, сероводород, кислород, водород. Наконец, к газовому составу в небольшом количестве всегда примешиваются тяжелые и легкие газы, имеющие большое геохимическое значение в познании происхождения вод. Из газов промышленного значения могут быть названы гелий, метан; из лечебных — сероводород; из газов лечебного и промышленного значения — углекислота.

Вулканические углекислые и сероводородно-углекислые газы наиболее типичны для областей современной и недавно угасшей вулканической деятельности (Камчатско-Курильская область, Кавказ, Забайкалье и др.).

Биохимические газы (метан и др.) в больших массах (в том числе и горючие газы) в основном связаны с осадочными толщами, богатыми органикой. Угольные месторождения характеризуются присутствием в них метана, а иногда и тяжелых углеводородов, образовавшихся в процессе метаморфизма углей. Таковы, например, газы Донбасса, Кузбасса. Особенно типичны крупные (промышленные) скопления углеводородных газов в нефтеносных бассейнах. Таковы внутренние части Волго-Камского, Терско-Кумского, Закаспийского, Амударьинского, Ферганского, Западно-Сибирского артезианских бассейнов. Крайне редко значительные скопления таких газов встречаются в изверженных породах. Происхождение их магматическое (Кольский полуостров).

Азот воздушного происхождения характерен для верхних оболочек Земли, встречается в гидрогеологических массивах и в тех частях артезианских бассейнов, которые бедны органикой. Лишь в областях молодого орогенеза по тектоническим разломам этот газ проникает на глубину 2 км и более. Реже в артезианских бассейнах встречаются скопления азота биохимического происхождения.

На карте минеральных вод показаны провинция углекислых вод, провинция глубокого проникновения в недра азота и нередко высокого содержания в газах гелия, не имеющих скоплений промышленного значения; показаны также районы распространения сероводородных, метановых и азотных вод, в пределах провинции азотно-метановых вод.

Общая классификация газов строилась с учетом тех газов, содержание которых составляло свыше 10% от общего объема. Содержание углекислоты и сероводорода учитывалось исходя из принятых медицинских норм (табл. 3 и 5), причем минеральные воды с содержанием сероводорода менее 100 мг/л относились к некрепким сероводородным, а воды с содержанием сероводорода свыше 100 мг/л к крепким сероводородным (см. легенду в карте и табл. 5). При классификации сероводородных вод учитывались принятые в СССР нормы (Иванов и Невраев, 1964).

Классификация сероводородных вод

Таблица 5

Наименование вод	Содержание общего $H_2S$ . мг/л	Разделение сероводородных вод на группы
Слабосульфидные	10—50	Некрепкие сероводородные
Сульфидные средней концентрации	50—100	
Крепкие сульфидные	100—250	
Очень крепкие сульфидные	Свыше 250	

При pH менее 6,5 воды относятся к сероводородным; при pH от 6,5 до 7,5 — к сероводородно-гидросульфидным или гидросульфидно-сероводородным; при pH свыше 7,5 — к гидросульфидным.

**Оценка минеральных вод по содержанию органических веществ.** Среди источников минеральных вод, содержащих лечебные органические вещества, выделяется только источник Нафтуса курорта Трускавец. Содержание органических веществ в других минеральных источниках имеет значение как среда для образования сероводорода и при составлении карты не учитывалось.

**Оценка минеральных вод по температуре.** По температуре природные воды могут быть разделены на следующие группы (табл. 6). В этой таблице приводится общая классификация вод по температуре, медицинская и термознергетическая. При составлении карты принята общая классификация вод по температуре, как более универсальная.

На карте показаны как месторождения термальных вод, так и отдельные проявления гидротерм; выделены гидротермические зоны и

пояса. По линейному расположению некоторых термальных источников можно судить о термальных линиях.

Таблица 6  
Классификации природных вод по температуре, (°С)

Наименование вод по температуре		Общая, принятая на карте	Медицинская (Иванов и Черраев, 1934)	Термоэнергетическая (1963)
Холодные	Сверххолодные (перехолажденные)	Ниже 0		
	Очень холодные	0—4		
	Холодные	4—20	Менее 20	
Термальные	Теплые	20—35	20—35	Весьма низкопотенциальные (25—50)
	Горячие	35—50	35—42*	
	Очень горячие	50—70	Свыше 42	Низкопотенциальные (50—70)
	Весьма горячие	70—100		Среднепотенциальные (70—100)
	Сверхгорячие (перегретые)	Свыше 100		Высокопотенциальные (более 100)

\*В группе горячих вод выделяется подгруппа вод, соответствующих температуре тела человека, гомотермальные воды — 35—42°С.

**О химической нумерации минеральных вод.** В процессе работы над Гидрохимической картой СССР (1966) при типизации минеральных вод была использована новая нумерация их, с которой можно познакомиться в статьях Н. И. Толстихина (1964—1967).

**О гидрохимических зонах и поясах.** В основу выделения гидрохимических зон гидрогеологических структур как в настоящей монографии, так и на гидрохимических картах СССР (1957, 1966) положена степень минерализации подземных вод в тех классификационных подразделениях, которые даны в табл. 1. Выделяются воды пресные, соленые и рассольные и соответствующие им гидрохимические зоны, т. е. части геологического разреза, в пределах которых распространены воды данной минерализации: зона пресных вод (А); зона соленых вод (Б); зона рассольных вод (В). В основе расчленения гидрохимических зон на подзоны лежат подгруппы подземных вод, выделенные по степени минерализации (см. табл. 1). Таким образом, в пределах зоны А (пресных вод) выделяются подзона очень пресных вод с минерализацией до 0,1 г/кг (А<sub>0,1</sub>); подзона осолобленных вод с минерализацией 0,1—0,3 г/кг (А<sub>0,3</sub>); подзона нормальнопресных вод с минерализацией 0,3—0,5 г/кг (А<sub>0,5</sub>); подзона пресноватых вод с минерализацией 0,5—1,0 г/кг (А<sub>1,0</sub>). В пределах зоны Б (соленых вод) выделяются три подзоны: подзона солоноватых (слабосоленых) вод с минерализацией 1,0—3,0 г/кг (Б<sub>3</sub>); подзона сильносолоноватых (среднесоленых) вод с минерализацией 3,0—10,0 г/кг (Б<sub>10</sub>); подзона сильносоленых вод с минерализацией 10,0—35,0 г/кг (Б<sub>35</sub>).

В пределах зоны В (рассольных вод) выделяются следующие подзоны: подзона весьма слабых рассолов с минерализацией 35,0—70,0 г/кг (В<sub>70</sub>); подзона слабых рассолов с минерализацией 70,0—140,0 г/кг (В<sub>140</sub>); подзона крепких рассолов с минерализацией 140,0—270,0 г/кг (В<sub>270</sub>); подзона весьма крепких рассолов с минерализацией 270,0—350,0 г/кг (В<sub>350</sub>); подзона сверхкрепких рассолов с минерализацией больше 350,0 г/кг (В<sub>более 350</sub>).

Обоснование для выделения и объяснение геохимического значения перечисленных групп и подгрупп подземных вод и соответствующих им

зон и подзон неоднократно публиковалось в более ранних работах автора настоящего раздела монографии (Зайцев, 1961, 1967).

Кратко охарактеризованные выше геохимические зоны и подзоны в разрезе земной коры расположены в разной последовательности и в разных сочетаниях. Мощность и глубина расположения отдельных гидрохимических зон также изменяются в широких пределах, что зависит от гипсометрического положения и соотношения различных частей гидрогеологических структур, глубины вреза гидрографической сети, степени водопроницаемости и насыщенности пород растворимыми солями, характера тектонических структур, условий питания и разгрузки водонесных горизонтов и истории геологического и гидрогеологического развития района.

То или иное сочетание гидрохимических зон в вертикальном разрезе гидрогеологической структуры как в отношении последовательности в расположении, так и их мощности может служить основой для гидрохимического районирования обширных территорий. Районы, выделенные по указанному признаку, мы называем гидрохимическими поясами, так как в пределах артезианских бассейнов они имеют отчетливо поясное расположение. Таким образом, под гидрохимическим поясом подразумевается участок литосферы, характеризующийся определенной сменой гидрохимических зон в вертикальном разрезе и отличающийся в этом отношении от соседних участков.

## II. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Закономерности распространения и формирования минеральных, как и неминеральных, подземных вод определяются взаимодействием сложного комплекса геологических и физико-географических (в том числе и палеогеографических) факторов, проявившихся в течение длительной геологической истории развития отдельных участков земной коры. Основными факторами являются: геологическое строение и геоструктурные особенности отдельных регионов, фации, вещественный состав и коллекторские свойства пород, глубина залегания и степень изоляции подземных вод от дневной поверхности, интенсивность горообразовательных сейсмических и вулканических процессов в различные геологические эпохи, гидродинамический и гидротермический режим соответствующих участков земной коры, и, наконец, современная физико-географическая обстановка (климат, рельеф и др.), определяющая условия питания и дренирования водоносных пород.

В результате сложного взаимодействия перечисленных выше факторов формируются конкретные гидрогеологические условия геологических структур, т. е. характер гидрогеологических формаций, формы скоплений подземных вод, их степень минерализации, химический состав, распределение в вертикальном разрезе земной коры и режим.

### ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ СССР

На основании преобладающего распространения тех или иных гидрогеологических формаций и скоплений подземных вод территория СССР подразделяется на ряд артезианских областей и бассейнов, т. е. структур, в пределах которых господствуют скопления пластовых артезианских вод, и гидрогеологических складчатых областей, в пределах которых преобладающую роль играют скопления трещинно-жильных вод (И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин, 1963). Ниже характеризуются главнейшие гидрогеологические структуры.

#### Артезианские области и бассейны

На территории СССР расположены следующие артезианские области: Восточно-Европейская, Печорская, Каспийско-Черноморская \*, Арало-Каспийская, Алакуль-Балхашская, Западно-Сибирская, Восточно-Сибирская, Яно-Индигорская, Охотская (рис. 2).

*Восточно-Европейская артезианская область* занимает большую часть Восточно-Европейской платформы и граничит со следующими складчатыми областями: на севере — Балтийской, на северо-востоке —

---

\* Для удобства изложения материала в состав этой области условно включены артезианские бассейны: Причерноморский, Приазовский, Терско-Кумский и Дагестанский с Кубинским.

Тиманской, на востоке — Уральской, на юге — Украинской областью и Донецкой системой артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов. На крайнем юго-западе граница этой области условно проводится по Брестскому поднятию, а еще далее к западу она уходит за границу СССР. Отсутствует отчетливая граница рассматриваемой области и к востоку от Донбасса. По-видимому, ее надо условно проводить по «валу Карпинского», являющемуся продолжением Донбасса. На севере, между Тиманской и Балтийской складчатыми областями Восточно-Европейская артезианская область погружается в сторону Белого моря, на юго-востоке — в направлении к Каспийскому морю, а на северо-западе — в сторону Балтийского моря, выходя за пределы СССР по Датско-Польскому прогибу.

Фундамент Восточно-Европейской артезианской области сложен докембрийскими, в основном нижнепротерозойскими и архейскими сильно дислоцированными и метаморфизованными кристаллическими породами разнообразного состава и генезиса.

Чехол области сложен спокойно залегающими, преимущественно терригенными и карбонатными малоизмененными породами, от верхнепротерозойских и кембрийских до четвертичных, с отчетливым преобладанием палеозойских.

Характерной особенностью чехла рассматриваемой артезианской области является широкое участие в его строении терригенных, карбонатных, галогенных, нефтеносных и угленосных формаций. Соленосные отложения пермского возраста занимают обширные площади в восточной половине области и в Донбассе, а девонского — в пределах Днепровско-Донецкой впадины, Московской синеклизе и других местах. Гипсоносные отложения и доломиты разного возраста (пермского, каменноугольного и девонского) распространены еще более широко и встречаются в разрезе чехла во многих районах описываемой территории. Нефтеносные отложения широко распространены в восточной части области и Днепровско-Донецкой впадине.

Общая мощность чехла изменяется от десятков и сотен метров по окраинам области до 1500—2000 м на относительно приподнятых выступах фундамента внутри области и до 3000—4000 м (а иногда и более) в самых глубоких частях синеклиз. В пределах Днепровско-Донецкой впадины его мощность превышает 7,0 км, а в Прикаспийской — 15 км.

К чехлу приурочены многочисленные водоносные горизонты трещинно-пластовых, порово-пластовых и карстово-пластовых напорных вод, образующие водоносные комплексы, в разной степени изолированные друг от друга относительно водоупорными толщами.

В пределах области выделяются следующие артезианские бассейны первого порядка: Прибалтийский, Русский (включающий Ленинградский, Московский, Северо-Двинский), Волго-Камский, Сурско-Хоперский, Днепровско-Донецкий, Припятский, Львовский и условно Прикаспийский (Северо-Каспийский). Для чехла всех названных бассейнов характерна отчетливо выраженная гидрохимическая зональность, которая зависит от мощности и состава осадочного покрова, возраста депрессий, гидродинамики и наличия галогенных отложений. В соответствии с этим на окраинах области, прилегающих к Балтийскому и Украинскому кристаллическим щитам, а также на хорошо дренируемых Воронежском и Литовско-Белорусском поднятиях фундамента прослеживается однозональный гидрохимический пояс А. По мере погружения поверхности фундамента и ухудшения условий водообмена с земной поверхностью однозональный пояс постепенно переходит в двух- и трехзональные пояса с появлением все более концентрированных рассолов, вплоть до весьма крепких.

Иная закономерность наблюдается по восточной границе области, т. е. вдоль западных склонов Урала. Здесь постепенный переход одно-

зонального пояса склонов Урала к трехзональному поясу артезианских бассейнов не установлен. Возможно, что это объясняется недостаточной изученностью восточной окраины описываемой области, но скорее всего — влиянием Предуральского передового прогиба, в котором по направлению от Уральских гор очень быстро увеличивается глубина залегания фундамента артезианской области и соответственно минерализации воды.

В областях развития более мощного покрова осадочных пород пояс А прослеживается на севере Прибалтийского и северо-западе Русского артезианского бассейнов. По южному склону Балтийского щита мощность зоны А изменяется от 150 м на Карельском перешейке (четвертичные отложения, нижний кембрий) до 400 м в южной части Эстонии (в пределах силурийских, ордовикских и кембрийских отложений). В этом районе зона А охватывает залегающие непосредственно на фундаменте нижнекембрийские — протерозойские водоносные горизонты. Опреснение этих горизонтов на Карельском перешейке обусловлено питанием атмосферными осадками, поступающими через покров четвертичных отложений в кембрийские песчаники, и отчасти — переливом пресных вод из кристаллического фундамента. В Эстонии формирование сравнительно мощной зоны А обусловлено поступлением пресных вод из ордовикских известняков и четвертичных отложений через локальные размыты водоупорной кровли кембрийских глин. Поэтому в этой части области ширина пояса А довольно значительна: от 75 км на Карельском перешейке до 150 км в западной части Эстонии.

На территории, примыкающей к Украинскому щиту, граница пояса А примерно совпадает с нулевой изогипсой кровли фундамента, смещающаяся в юго-западном направлении в районы, дренируемые гидрографической системой Днепра, где мощность зоны пресных вод достигает 200 м и больше.

В поясе А в основном распространены гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные и другие, преимущественно кальциевые, реже натриевые и другие воды. В юго-восточной части Украинского щита и прилегающих к нему краевых частях артезианских бассейнов зона А замещается зоной Д.

На остальной части описываемой артезианской области гидрохимическая зона А не образует самостоятельного гидрохимического пояса, а располагается в верхней части разреза более сложных гидрохимических поясов. Мощность ее повсеместно сравнительно небольшая и изменяется преимущественно от 100—150 м на выровненных, гипсометрически невысоких участках территории до 250—350 м (редко больше) на возвышенных участках. Так, в пределах Северо-Двинского артезианского бассейна мощность зоны пресных вод на площади распространения пермских и триасовых отложений обычно находится в пределах 50—100 м, что объясняется загипсованностью, а местами и засоленностью названных пород и слабым дренирующим воздействием гидрографической сети. На площади распространения каменноугольных отложений мощность зоны пресных вод в Северо-Двинском бассейне увеличивается до 150 м.

В Московском артезианском бассейне зона пресных вод прослеживается до глубины 200—300 м на площади распространения каменноугольных отложений. На большей же части бассейна она не превышает 150 м, уменьшаясь до 100—50 м в районах развития пермских и девонских гипсоносных отложений.

В Волго-Камском артезианском бассейне пресные воды прослеживаются до глубины 200—350 м, причем мощность зоны этих вод увеличивается в восточных районах бассейна и близ долин крупных рек. Указанная мощность зоны обычно связана с четвертичными, татарскими и казанскими отложениями. На площади же распространения татарских

красноцветных пород и кунгурских загипсованных и соленосных отложений она значительно меньше.

Наименьшую мощность зона пресных вод имеет в Прикаспийском артезианском бассейне, где она изменяется от нуля до нескольких десятков метров.

Наибольшая мощность описываемой зоны установлена в западных районах Днепровско-Донецкого артезианского бассейна, где она достигает 500 м и больше. В этом бассейне зона пресных вод охватывает всю толщу кайнозойских, мезозойских и частично палеозойских пород.

Изменение мощности зоны пресных вод на всей площади Восточно-Европейской артезианской области можно видеть на прилагаемой схематической карте (рис. 3).

Эта зона является основным источником получения подземных вод для водоснабжения. Некоторые данные о водообильности водоносных горизонтов, расположенных в зоне пресных вод, приведены в табл. 7.

Таблица 7

Некоторые данные о пресных подземных водах Восточно-Европейской артезианской области

Артезианский бассейн	Основные горизонты питьевых вод		
	Возраст	Глубина эксплуатации скважин, м	Дебит скважин, л/сек
Прибалтийский	Q	0—100	0,1—1
	Pg	50—100	0,1—5
	Cr	50—200	1,0—20
	I	50—100	0,1—1
	T+P	50—100	0,1—10
	D <sub>3</sub>	50—150	0,1—20
	D <sub>2</sub>	100—200	1,0—10
	O+S	50—150	1,0—25
	Cm	150—200	3,0—10
Северо-Двинский	P <sub>2</sub> T <sup>1</sup>	50—100	0,1—1
	P <sub>2</sub> kz	50—100	1,0—10
	C	50—150	1,0—20
Московский	N <sub>2</sub>	50—100	1,0—10
	Cr+I	50—250	0,1—10
	C	50—250	1—50
Волго-Камский	Q+P <sub>2</sub> <sup>t</sup>	10—190	0,2—15
Северо-Прикаспийский	Q	1—50	0,01—10
	N <sub>2</sub>	5—100	0,1—1
Днепровско-Донецкий	Pg	50—200	0,1—5
	Cr <sub>2</sub>	50—600	1,0—15
	N	5—60	1,0—30
	Pg	50—60	0,1—5
	Cr	3—200	1—40
	Cm	50—200	1—10

Пресные воды по мере увеличения глубины повсеместно сменяются солеными водами. Там, где соленые воды распространены до фундамента бассейнов, образуется гидрохимический пояс АБ, заканчивающийся разными подзонами соленых вод. Таким образом, пояс А по направлению от краевых к центральным частям артезианских бассейнов постепенно переходит в пояс АБ. При этом в гидрохимическом разрезе сначала появляется подзона Б<sub>3</sub>, а далее по мере увеличения глубины залегания фундамента появляются подзоны Б<sub>10</sub> и Б<sub>35</sub>. Наиболее отчетливо такая последовательность расположения гидрохимических подзон и поясов установлена на южном склоне Балтийского щита, на площади

распространения кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложений. Ширина пояса здесь изменяется от нескольких десятков километров в районе к востоку и югу от Онежского озера до 200—250 км в Прибалтике.

Такая же поясность хорошо устанавливается на склонах Воронежского поднятия, в пределах девонских, каменноугольных и мезозойских отложений. На северном склоне этого поднятия ширина пояса достигает 150—200 км, на южном 70—100 км.

Значительные площади этот пояс занимает на склонах Литовско-Белорусского поднятия и на склоне Тиманской складчатой области. Мощность пояса АБ в Прибалтике изменяется в пределах около 350—500 м, на склонах Воронежского поднятия увеличивается до 700 м, а на склонах Украинского щита местами, вероятно, достигает 700—800 м.

В гидрохимической зоне Б рассматриваемого пояса вод имеет различный, но преимущественно хлоридный натриевый химический состав.

Нередко в вертикальном разрезе пояса АБ наблюдается переход от пресных гидрокарбонатных вод зоны А к слабосолевым сульфатным, а глубже — к хлоридным средне- и сильносоленым. В южных районах наблюдается значительная, хотя и меньшая пестрота в составе вод, чем в зоне А.

В поясе АБ местами имеются минеральные лечебные воды. На юго-восточном склоне Воронежского поднятия известен источник лечебных вод Белая Горка с высоким содержанием борной кислоты (96 мг/л). На силурийском плато, в р-не Ленинграда и на Карельском перешейке, имеются радоновые воды. Воды с метановым газом широко распространены в межледниковых отложениях на Карельском перешейке и к СВ от Онежского озера и в дочетвертичных отложениях на северных склонах восточной части Украинского щита и в других районах. Сравнительно редко встречаются сероводородные воды.

При наличии гипсоносных отложений (верхний девон) в верхних частях разреза, в условиях достаточно интенсивного водообмена, в пределах подзоны Б<sub>3</sub> наблюдаются иногда своеобразные гидрохимические аномалии, заключающиеся в том, что под гипсовыми водами с минерализацией 2—3 г/кг распространены воды смешанного состава с минерализацией меньше 2 г/кг (Кемери, Хилово и др.).

Зона Б за пределами гидрохимического пояса АБ развита повсеместно на всей территории описываемой артезианской области, залегая под зоной А и подстилаясь зоной В. Мощность ее сильно меняется от десятков до сотен метров. Наибольшую мощность (до 300—700 м) она имеет в Прибалтике и в районе Пскова (рис. 4).

В пределах Северо-Двинского, Московского и Волго-Камского бассейнов мощность этой зоны довольно выдержана и достигает порядка 400—500 м с некоторыми отклонениями в различных районах.

Гидрохимический пояс АБ на склонах поднятий по мере погружения фундамента сменяется гидрохимическим поясом АБВ<sub>70</sub>, затем поясами АБВ<sub>140</sub> и АБВ<sub>270</sub>. При этом пояса АБВ<sub>70</sub> и АБВ<sub>140</sub> окаймляют поднятия сравнительно узкими полосами, тогда как поясом АБВ<sub>270</sub> занята большая часть площади описываемой артезианской области. Пояс АБВ<sub>270</sub> сменяется поясом АБВ<sub>350</sub> только в Северо-Каспийском и Припятском артезианских бассейнах. Можно предполагать, что этот пояс также имеется в восточной части Волго-Камского бассейна (Предуральский прогиб), в Северо-Двинском бассейне, в районе городов Котлас, Великий Устюг, Днепровско-Донецком бассейне, в наиболее глубокой части Литовской впадины, т. е. во всех глубоких погружениях фундамента, в разрезе которых развиты мощные толщи галогенных отложений. В названных структурах гидрохимическая подзона В<sub>350</sub> пока не вскрыта из-за отсутствия достаточно глубоких скважин, но можно предполагать, что она в соленосных и в подсоленосных отложениях сменяет подзону В<sub>270</sub>.

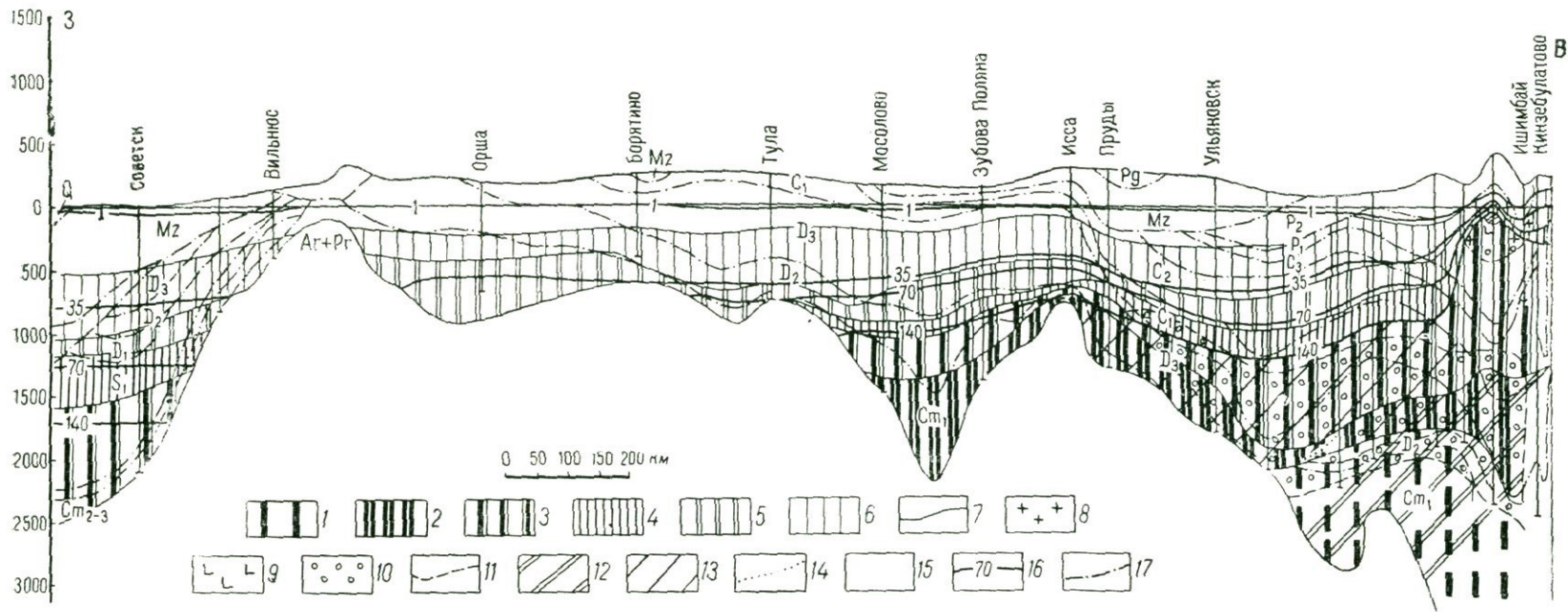


Рис. 6. Схематический гидрохимический разрез по линии Советск — Тула — Ишимбай (по Б. Н. Архангельскому с добавлениями Н. И. Сырица)

Воды с содержанием брома (в г/кг): 1 — до 2,0; 2 — до 1,0; 3 — до 0,5; 4 — до 0,25; 5 — до 0,15; 6 — до 0,1; 7 — границы распространения подземных вод с разным содержанием брома.

Воды с содержанием йода (в г/кг): 8 — до 0,030; 9 — до 0,015; 10 — до 0,010; 11 — границы распространения подземных вод с разным содержанием йода.

Воды с содержанием калия (в г/кг): 12 — до 5,0; 13 — до 1,0; 14 — границы распространения подземных вод с разным содержанием калия.

15 — воды с неизученным содержанием брома, йода и калия; 16 — изолинии минерализации подземных вод (в г/кг), 17 — границы распространения стратиграфических комплексов

Площади распространения гидрохимических поясов можно видеть на рис. 5. Опорные гидрохимические разрезы по отдельным бассейнам даны в таблицах: по Прибалтийскому в табл. 8, Северо-Двинскому — 9, Московскому — 10, Волго-Камскому — 11, Северо-Каспийскому — 12, 13, Днепровско-Донецкому — 14, Припятскому — 15, Львовскому — 16.

Анализ имеющихся данных показывает, что зона В господствует в описываемой артезианской области не только по площади распространения, но и в вертикальном разрезе. На рис. 6 видно, что зоны А и Б занимают лишь незначительную часть гидрохимического разреза, мощность которой измеряется немногими сотнями метров, тогда как мощность зоны В достигает нескольких километров. При этом отчетливо устанавливается та общая (преобладающая) закономерность, что мощность зоны и степень минерализации рассолов постепенно увеличиваются по мере погружения фундамента артезианских бассейнов, достигая максимума в наиболее глубоких впадинах, выполненных мощной толщей осадочных пород, среди которых существенную роль играют гипсоносные и соленосные отложения. Районы распространения тех и других также показаны на карте гидрохимических зон и поясов.

Гипсоносные отложения, связанные с девонскими и пермскими отложениями, занимают обширные площади в пределах Прибалтийского, Московского, Северо-Двинского и Волго-Камского бассейнов, а соленосные — в Северо-Каспийском (пермские и, возможно, девонские), Днепровско-Донецком (девонские и пермские), Северо-Двинском (пермские), Московском (девонские), Волго-Камском (пермские) и Прибалтийском (пермские, девонские) артезианских бассейнах.

Сопоставление площадей распространения гидрохимических подзон рассолов различной крепости с площадями распространения галогенных отложений показывает, что между ними существует определенная зависимость. Следовательно, это указывает на генетическую связь рассолов с галогенными отложениями.

Следующая закономерность заключается в том, что на большей части артезианской области с ростом глубины залегания водоносных пород происходит постепенное увеличение минерализации и изменение химического состава воды (табл. 8—14).

В табл. 8 показан гидрохимический разрез Прибалтийского артезианского бассейна по наиболее глубокой скважине, расположенной в районе г. Советская, т. е. на северном склоне Литовского прогиба.

Таблица 8  
Гидрохимический разрез Калининградского района Прибалтийского артезианского бассейна\* (по С. В. Егорову)

Глубина опробования, м	Возраст опробованных горизонтов	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов $\frac{мг/кг}{мг/л}$		Температура водн., °С
				Ј	Br	
1072—1077	D <sub>1</sub>	72	Cl97 SO <sub>4</sub> 3	—**	—	28
		15,0	Na73 Ca24 Mg3	0,7	253	
1903—1921	S <sub>1</sub>	57	Cl95 SO <sub>4</sub> 4	—	—	60
		59	Na90 Ca9	0,7	210	
2012—2041	O <sub>1</sub>	152,0	Cl100	—	—	—
		169,7	Na51 Ca42 Mg6	0,8	223	
2012—2112	Сm—0	149,0	Cl100	—	—	60
		165,8	Na49 Ca41 Mg10	0,6	607	

\* Верхняя часть разреза в гидрохимическом отношении не изучена.

\*\* Прочерк в данной и последующих таблицах — сведения отсутствуют.

Таблица 9

## Гидрохимический разрез Вологодского района Северо-Двинского артезианского бассейна (по С. В. Егорову)

Глубина опробования, м	Возраст опробованных горизонтов	М, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{г}{л}$		Температура воды, °С
				Ј	Вг	
234	P <sub>1</sub>	$\frac{11,0}{11,3}$	$\frac{Cl77 SO_422}{Na66 Ca19 Mg15}$	3,7	195	8,5
596—600	C <sub>1</sub>	$\frac{45,5}{47,0}$	$\frac{Cl90 SO_410}{Na82 Ca11 Mg7}$	—	—	12
1147—1151	D <sub>3</sub>	$\frac{177}{203,0}$	$\frac{Cl100}{Na72 Ca20 Mg8}$	—	509	17
1145—1471	D <sub>2</sub>	$\frac{210}{246,4}$	$\frac{Cl100}{Na71 Ca21 Mg8}$	—	645	25
1636—1641	Ст <sub>2</sub>	$\frac{202}{230,0}$	$\frac{Cl100}{Na70 Ca22 Mg8}$	—	629	35
2266—2408	Ст <sub>1</sub>	$\frac{224}{106,37}$	$\frac{Cl100}{Ca54 Na45}$	—	594	54

Таблица 10

## Гидрохимический разрез Московского артезианского бассейна (по С. В. Егорову)

Глубина опробования, м	Возраст опробованного горизонта	М, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{мг}{л}$		Температура, °С
				Ј	Вг	
430	C <sub>1</sub>	4,5	$\frac{SO_494}{Ca39 Na31 Mg30}$	—	—	
732	D <sub>3</sub>	$\frac{76}{80,8}$	$\frac{Cl99}{Na74 Ca17 Mg9}$	3	320	18
831	D <sub>3</sub>	$\frac{74}{77,5}$	$\frac{Cl99}{Na74 Ca17 Mg9}$	—	234	17—20
1140—1169	D <sub>2</sub>	$\frac{220}{260,0}$	$\frac{Cl99}{Na86 Ca9 Mg5}$	0,8	347	24
1193—1330	Ст <sub>1</sub> —D <sub>2</sub>	$\frac{218}{256,0}$	$\frac{Cl99}{Na85 Ca9 Mg6}$	1,0	340	25
1333—1416	Ст <sub>1</sub>	$\frac{230}{274,2}$	$\frac{Cl100}{Na78 Ca15 Mg7}$	2,0	480	334

В указанном районе минерализация воды возрастает очень медленно и на глубинах 1072—1921 м находится в пределах 57—72 г/кг (59—75 г/л), а затем сравнительно быстро увеличивается и на глубине 2012—2112 м в кембро-ордовикских отложениях достигает 149—152 г/кг. Наблюдающиеся отклонения от закономерного увеличения минерализации, вероятно, объясняются погрешностями опробования скважины. По химическому составу вода на всем опробованном интервале хлоридная кальциево-натриевая, причем на глубинах около 2000 м количество кальция увеличивается до 41—42% от катионного состава. По мере увеличения глубины растет также количество в воде брома, тогда как количество йода практически не изменяется. Следует отметить, что в Литовском прогибе соленосные породы известны в пермских и девонских отложениях, но в районах, расположенных южнее г. Советска, т. е. в центральных частях прогиба. Поэтому можно предполагать, что в соответствующих частях разреза указанного района имеются более крепкие рассолы с более высоким содержанием брома, а возможно, и бора.

Таблица 11

## Гидрохимические разрезы Волго-Камского артезианского бассейна (по Н. И. Сырца)

Глубина опробования, м	Возраст опробован- ного горизонта	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов. г/кг	
				Ј	Вг
<i>Вятская зона поднятий</i>					
77,0	P <sub>2</sub> <sup>kz</sup>	$\frac{3,0}{3,0}$	$\frac{SO_4 80 Cl 12 HCO_3 8}{Ca 89 (Na + K) 7 Mg 4}$	—	—
330,0	P <sub>1</sub> <sup>a</sup>	$\frac{9,4}{9,4}$	$\frac{SO_4 97 HCO_3 2,2 Cl 0,8}{(Na + K) 88 Ca 10 Mg 2}$	—	—
837—841	C <sub>2</sub> <sup>vr</sup>	$\frac{132,0}{145,0}$	$\frac{Cl 97 SO_4 3}{(Na + K) 79 Ca 16 Mg 5}$	0,011	0,218
1010—1020	C <sub>1</sub> <sup>b</sup>	$\frac{190,0}{218,0}$	$\frac{Cl 99 SO_4 1}{(Na + K) 79 Ca 13 Mg 8}$	0,011	0,380
1980—1987	P <sub>3</sub> <sup>pasch</sup>	$\frac{216,0}{257,0}$	$\frac{Cl 99}{(Na + K) 69 Ca 25 Mg 6}$	0,015	0,530
2351—2355	PCm	Нет сведений	Нет сведений	—	—
<i>Южно-Куйбышевский район</i>					
578—600	P <sub>1</sub> <sup>ks</sup>	$\frac{96,3}{112,0}$	$\frac{Cl 98,1 SO_4 1,3 HCO_3 0,6}{Ca 39,2 Mg 38,3 (Na + K) 22,5}$	Следы	Следы
651—656	P <sub>1</sub> <sup>a</sup>	$\frac{186,6}{212,0}$	$\frac{Cl 98,5 SO_4 1,2 HCO_3 0,3}{(Na + K) 60,2 Mg 28,8 Ca 11}$	0,006	0,326
1081—1086	C <sub>3</sub>	$\frac{208,0}{243,0}$	$\frac{Cl 99,5}{(Na + K) 82,2 Ca 13,5 Mg 4,3}$	0,008	0,338
1730—1733	Cr <sup>vr</sup>	$\frac{196,0}{228,0}$	$\frac{Cl 99,4}{(Na + K) 82,1 Ca 13,4 Mg 4,5}$	0,005	—
1825—1834	Cr <sup>b</sup>	$\frac{219,3}{258,0}$	$\frac{Cl 99,9}{(Na + K) 87,8 Ca 8,2 Mg 4,0}$	0,006	0,272
2038—2046	C <sub>1</sub> <sup>ok</sup>	$\frac{203,3}{237,0}$	$\frac{Cl 99,6}{(Na + K) 88,0 Ca 9,5 Mg 2,5}$	0,006	0,320
2265—2280	C <sub>1</sub> <sup>b</sup>	$\frac{216,3}{254,0}$	$\frac{Cl 99,4}{(Na + K) 92,6 Ca 5,8 Mg 1,6}$	0,005	0,169
3405—3408	D <sub>2</sub> <sup>qv</sup>	$\frac{223,6}{223,6}$	$\frac{Cl 99,9}{Ca 55,91 (Na + K) 37,2 Mg 6,9}$	0,010	1,63
<i>Самаркинские дислокации</i>					
573—581	P <sub>2</sub> <sup>kz</sup>	$\frac{273,3}{334,0}$	$\frac{Cl 99,8}{Ca 45,3 (Na + K) 36,6 Mg 18,1}$	0,21	2,13
255—871	P <sub>1</sub> <sup>kv</sup>	$\frac{217,5}{255,0}$	$\frac{Cl 99,4}{(Na + K) 76,6 Ca 16,3 Mg 7,1}$	0,009	0,276
882—898	P <sub>1</sub> <sup>a</sup>	$\frac{89,5}{96,0}$	$\frac{Cl 95,4 SO_4 4,5}{(Na + K) 87,0 Ca 10,2 Mg 2,8}$	—	—
1204	C <sub>3</sub>	$\frac{169,8}{190,0}$	$\frac{Cl 98,7 SO_4 1,2}{(Na + K) 76,7 Ca 15,6 Mg 7,7}$	—	—
1758—1767	C <sub>2</sub> <sup>vr</sup>	$\frac{152,5}{170,0}$	$\frac{Cl 98,4}{(Na + K) 88,4 Ca 7,8 Mg 3,8}$	0,001	0,216
1777—1782	C <sub>2</sub> <sup>l</sup>	$\frac{189,7}{216,0}$	$\frac{Cl 98,3 SO_4 1,6}{(Na + K) 94,5 Ca 3,8 Mg 1,7}$	—	0,104
2591—2594	C <sub>1</sub> <sup>l</sup>	$\frac{224,9}{262,0}$	$\frac{Cl 99,4}{(Na + K) 93 Ca 4,8 Mg 2,2}$	0,004	0,176

Глубина опробования, м	Возраст опробован- ного горизонта	M, $\frac{\text{г/кг}}{\text{г/л}}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				J	Br
<i>Верхне-Камский район</i>					
405—407	$P_2^{kz}$	$\frac{43,0}{44,4}$	$\frac{\text{Cl}95 \text{ SO}_4 4 \text{ HCO}_3 1}{(\text{Na} + \text{K}) 71 \text{ Ca}17 \text{ Mg}12}$	0,004	0,169
687—719	$P_1^3$	$\frac{50,0}{52,2}$	$\frac{\text{Cl}93 \text{ SO}_4 6 \text{ HCO}_3 1}{(\text{Na} + \text{K}) 69 \text{ Ca}19 \text{ Mg}12}$	—	0,173
1345—1350	$C_2^{vz}$	$\frac{97,3}{114,0}$	$\frac{\text{Cl}99,6}{(\text{Na} + \text{K}) 73,3 \text{ Ca}19,4 \text{ Mg}7,3}$	0,008	0,510
1396—1406	$C_2^b$	$\frac{162,1}{186,2}$	$\frac{\text{Cl}99,4 \text{ SO}_4 0,52}{(\text{Na} + \text{K}) 70,4 \text{ Ca}21,6 \text{ Mg}8,0}$	0,007	0,500
1602—1624	$C_1^{2-1}$	$\frac{213,8}{251,6}$	$\frac{\text{Cl}99,6 \text{ SO}_4 0,36}{(\text{Na} + \text{K}) 73,0 \text{ Ca}19,8 \text{ Mg}7,2}$	0,008	0,500
1884—1907	$D_3^{\text{tr}2}$	$\frac{181,9}{209,0}$	$\frac{\text{Cl}99,4 \text{ SO}_4 0,5}{(\text{Na} + \text{K}) 73,7 \text{ Ca}19,2 \text{ Mg}7,1}$	0,007	0,435
2045—2063	$D_3^{\text{pasch}}$	$\frac{222,5}{256,9}$	$\frac{\text{Cl}99,7}{(\text{Na} + \text{K}) 74,1 \text{ Ca}19,1 \text{ Mg}6,8}$	0,009	0,510
2185—2200	$C_{m1} - D_1^1$	$\frac{230,9}{271,9}$	$\frac{\text{Cl}99,7}{(\text{Na} + \text{K}) 70,2 \text{ Ca}24,1 \text{ Mg}5,7}$	0,006	0,615
2221—2254		$\frac{195,8}{222,7}$		0,006	1,520

*Самаро-Луцкий район, Жигулевско-Пугачевский свод*

Проба с глубины 543 960,2—970,0	$C_2^k$	$\frac{145,5-195,0}{158,9-225,7}$	$\frac{\text{Cl}98,8-99,3}{(\text{Na} + \text{K}) 82,8-88,7}$	—	—
1008—1009,5 1046—1050 1061—1064	$C_1^b$	$\frac{214,7-228,9}{250,5-266,0}$	$\frac{\text{Cl}98,8-99,3}{\text{Ca}12,8-7,0 \text{ Mg}4,2-5}$ $\frac{\text{Cl}98,3-99,6}{(\text{Na} + \text{K}) 80,7-84,8}$	0,004— 0,007	0,292— 0,386
1516—1520 1474—1478,2	$P_3 - P_3^{\text{kn}}$	$\frac{219,3-221,9}{257,8-268,0}$	$\frac{\text{Cl}98,3-99,6}{\text{Ca}10,1-13,5 \text{ Mg} 4,2-8,8}$ $\frac{\text{Cl}99,9-100}{(\text{Na} + \text{K}) 72,8-75,9}$	0,00006 0,007	0,510 0,605
1898	$P_3^{\text{pasch}}$	$\frac{218,4}{256,8}$	$\frac{\text{Cl}100}{(\text{Na} + \text{K}) 66,2 \text{ Ca}27,7 \text{ Mg}6,1}$	—	—
1919—1935	$P_2^{\text{zv}}$	$\frac{253,0}{306,0}$	$\frac{\text{Cl}99,9}{(\text{Na} + \text{K}) 62,4 \text{ Ca}31,1 \text{ Mg}6,5}$	0,008	1,058

Глубина опробования, м	Возраст опробован- ного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				J	Br
<i>Чапаевский район; Жигулевско-Пугачевский свод</i>					
1092—1100	C <sub>3</sub>	173,1	Cl99,3	0,008	0,280
		195,0	(Na + K) 79,9 Ca13,8 Mg6,8		
1560—1563	C <sub>2</sub> <sup>1</sup>	212,3	Cl99,3	0,004	0,197
		247,0	(Na + K) 88,5 Ca7,7 Mg3,8		
2070—2082	C <sub>1</sub> <sup>tl</sup>	201,7	Cl99,8	0,006	0,276
		234,0	(Na + K) 83,2 Ca12,9 Mg3,9		
2160—2170	C <sub>1</sub> <sup>t</sup>	214,5	Cl98,7 SO <sub>4</sub> 0,7	0,005	0,183
		250,0	(Na + K) 91,6 Ca6,0 Mg2,4		
2922—2927	D <sub>3</sub> <sup>kn</sup>	211,7	Cl99,9	0,008	0,874
		248,0	(Na + K) 53,1 Ca40,1 Mg6,8		
2963—2968	D <sub>3</sub> <sup>pasch</sup>	229,0	Cl99,9	0,011	1,20
		273,0	(Na + K) 55 Ca40,4 Mg4,6		
3078—3086	D <sub>2</sub> <sup>qv</sup>	231,4	Cl99,9	—	—
		277,0	Ca49,4 (Na + K) 45,5 Mg5,1		

\* Сведений об опробовании верхней части разреза в нашем распоряжении нет.

В табл. 9 приведен гидрохимический разрез Вологодского района Северо-Двинского бассейна по наиболее полно опробованной скважине. В ней минерализация воды на глубинах 234—600 м изменяется от 11 до 45 г/кг, а затем до глубины 1151 м быстро возрастает до 177 г/кг. Глубже увеличение минерализации замедляется, и на глубине до 2400 м она достигает всего 224 г/кг. По мере увеличения глубины и минерализации изменяется и химический состав рассолов — от сульфатно-хлоридных магниевых-кальциевых-натриевых до хлоридных натриево-кальциевых.

В табл. 10 приведен разрез по Боевской скважине г. Москвы, характеризующий соответствующий район Московского артезианского бассейна. В отличие от ранее приведенных разрезов в районе г. Москвы на глубине 430 м распространены солоноватые сульфатные натриево-кальциевые воды, которые глубже сменяются хлоридными (кальциевыми-натриевыми) рассолами с минерализацией до 230 г/кг (274 г/л). По мере увеличения минерализации повышается количество брома, но количество йода практически не меняется.

В табл. 11 приведены гидрохимические разрезы для различных структур Волго-Камского артезианского бассейна. Во всех случаях они более или менее однообразны и отличаются друг от друга главным образом быстротой возрастания минерализации рассолов и процентного содержания в них хлоридов кальция по мере углубления. На глубинах около 3000 м (Южно-Куйбышевский, Чапаевский районы) хлоридные кальциевые-натриевые рассолы переходят в хлоридные натриево-кальциевые при минерализации больше 200 г/кг.

Следует особо подчеркнуть, что наряду с обычными гидрохимическими разрезами, характеризующимися последовательным увеличением минерализации рассолов по мере углубления, в отдельных районах Волго-Камского бассейна наблюдаются более сложные гидрохимические разрезы. Например, на Ероховской площади района Самаркинского бассейна (см. табл. 11) на глубине 573—581 м минерализация рассолов достигает 273,3 г/кг, а затем она уменьшается до 170 г/кг на глубине около 1200 м и до 152 г/кг на глубине 1758—1767 м. При дальнейшем

## Гидрохимические данные по Эмбенской нефтеносной области Прикаспийского артезианского бассейна (по М. П. Распопову)

Глубина опробования, м	Возраст опробован- ного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л			
				Ј	Br	Si	К
<i>Средняя Эмба — Западное Примугоджарье</i>							
199—220	Cr <sub>1</sub> <sup>nc</sup>	$\frac{2,2}{2,2}$	$\frac{SO_4 46 \quad Cl 45 \quad HCO_3 9}{Na 92 \quad Mg 4 \quad Ca 4}$	0,045	1,7—4,8		
310—502	J <sub>2</sub>	$\frac{41,2-74,9}{42,3-78,5}$	$\frac{Cl 96,5-98,1 \quad HCO_3 1,7-3,1 \quad SO_4 0,1-0,4}{(Na + K) 96,2-98,3 \quad Mg 1,1-2 \quad Ca 0,6-1,9}$	0,3—0,7	4,1—5,3		
544—683	T	$\frac{89-206,5}{94,5-238,8}$	$\frac{Cl 98,4-99,2 \quad HCO_3 0,2-1,6 \quad SO_4 0-1,4}{(Na + K) 97,8 \quad Mg 0,5-1,5 \quad Ca 0,2-1,1}$	0,2—1,4	4,2—33,5		
<i>Южная часть Южной Эмбы</i>							
1,3—1,5	m — Q <sub>V</sub> <sup>mk</sup>	$\frac{117,2}{127,7}$	$\frac{Cl 86 \quad SO_4 4}{(Na + K) 75 \quad Mg 25}$				
26—39	Cr <sub>2</sub> <sup>ml</sup> + Pg	$\frac{125,1}{136,5}$	$\frac{Cl 98 \quad SO_4 2}{(Na + K) 84 \quad Ca 15 \quad Mg 1}$	3,4	176		
97—107	Cr <sub>2</sub> <sup>mst</sup>	$\frac{46,3}{47,7}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 88 \quad Ca 8 \quad Mg 4}$	0,7	61		
309—362	Cr <sub>1-2</sub> <sup>alb<sub>3</sub>-cm</sup>	$\frac{40,4-54,1}{41,5-55}$	$\frac{Cl 99 \quad HCO_3 1 \quad SO_4 1}{(Na + K) 86-90 \quad Ca 6-9 \quad Mg 4-5}$	1,2—1,6	70—113	14	114
450—720	Cr <sub>1</sub> <sup>al<sub>1</sub>-2</sup>	$\frac{65,8-108,6}{68,8-117,4}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 84-87 \quad Mg 7-11 \quad Ca 5-8}$	2—4	133—200	23—43	214—346
721—817	Cr <sub>1</sub> <sup>ap</sup>	$\frac{126,3-131}{138,1-143,7}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 86-87 \quad Ca 6-8 \quad Mg 6-7}$	4—5	185—187	58—147	211—295
712—872	Cr <sub>1</sub> <sup>nc</sup>	$\frac{119,7-145,7}{130,1-161,7}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 85-87 \quad Ca 6-9 \quad Mg 6-7}$	2*10—24	192—224	41—57	251—324
1180—1182	J <sub>2</sub> <sup>bt</sup>	$\frac{187,7}{213}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 90 \quad Ca 6 \quad Mg 4}$	1,6	259	66	580—663

Глубина опробования, м	Возраст опробован ного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л			
				J	Br	Sr	K
<i>Южно-Эмбенское поднятие</i>							
205—210	Pg	$\frac{89,5}{95,4}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 78 Ca12 M10}$	1,8	247,5	953	—
636—650	Cr <sub>1+2</sub> <sup>alb<sub>3</sub>+cm</sup>	$\frac{30,3}{31}$	$\frac{Cl98 SO_4 1 HCO_3 1}{(Na + K) 89 Ca7 Mg4}$	0,4	60	139	55,7
835—845	Cr <sub>1</sub> <sup>alb<sub>3</sub></sup>	$\frac{63,4}{66}$	$\frac{Cl99 Br1}{(Na + K) 84 Ca11 Mg5}$	0,8	113	6,6	—
1770—1788	Cr <sub>1</sub> <sup>pc</sup>	$\frac{101,3-128,0}{108,8-141,5}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 86-87 Ca9-11 Mg3-4}$	3—31	160—161	452,6	—
2117—2451	J <sub>2</sub>	$\frac{166,4-217}{206,3-248,6}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 88-92 Ca5-9 Mg3}$	0,4—7,6	192—210	447	199
2734—2765	T <sub>2</sub>	$\frac{198,2-190,8}{229,3-220}$	$\frac{Cl99 SO_4 1}{(Na + K) 83-84 Ca4 Mg5}$	4,6	265	—	—
2837—2842	T <sub>1</sub>	$\frac{176}{200,6}$	$\frac{Cl99 SO_4 1}{(Na + K) 82 Ca11 Mg7}$	0,5	—	—	—
<i>Южно-Эмбенское поднятие, восток</i>							
623—645	Cr <sub>1+2</sub> <sup>alb<sub>3</sub>+cm</sup>	$\frac{3,6}{3,6}$	$\frac{Cl71 HCO_3 15 SO_4 14}{(Na + K) 97 Ca3 Mg1}$	0,4	13,3	—	—
2172—2195	J <sub>2</sub> <sup>bl</sup>	$\frac{201}{201}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 89 Ca8 Mg3}$	3,4	—	—	—
2367—2372	C <sub>3</sub>	$\frac{186}{217}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 89 Ca9 Mg2}$	3,3	—	—	—
2367—2720	C <sub>2</sub>	$\frac{146,3-186,1}{162,5-223,8}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 89 Ca8-9 Mg2-3}$	3,1—35	134—185	—	—

Глубина опробования, м	Возраст опробован- ного горизонта	М, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л			
				J	Br	Sr	K
2805—2955	C <sub>1</sub>	$\frac{115-158,6}{125,5-177,8}$	$\frac{Cl91-99 SO_41-7 HCO_30-2}{(Na+K) 89-94 Ca6-8 Mg3}$	2,5—3,1	12		
<i>Актюбинско-Биштамакская площадь</i>							
79—121	J <sub>2</sub>	0,4—10,3	$\frac{Cl10,93,8 SO_44,9-45 HCO_31,3-45}{(Na+K) 39-90,8 Ca5,2-36 Mg4-25}$				
9—13	J <sub>1</sub> курайл свита	0,84	$\frac{HCO_344 SO_441 Cl15}{(Na+K) 73 Ca14 Mg13}$				
0 (источник)	P <sub>2</sub> <sup>tal</sup>	0,42	$\frac{HCO_349,6 SO_431 Cl21,4}{Ca57,2 Mg36,2 (Na+K) 6,6}$				
912—1560	P <sub>1</sub> <sup>kg</sup>	$\frac{61-203}{63-234}$	$\frac{Cl92-99 SO_40,5-5 HCO_30-2}{(Na+K) 83-99 Ca0-16 Mg0-2}$	1—23	5—82		
1815—2327	P <sub>1</sub> <sup>art</sup>	$\frac{84-114}{89,3-123}$	$\frac{Cl97,7-98,8 SO_41-2,2 HCO_30,1-0,2}{(Na+K) 76-78,3 Ca17,3-19,3 Mg4-6,7}$	15—20	52—101		
<i>Жиланская площадь</i>							
15—24	J <sub>2</sub>	12,36	$\frac{Cl83,4 SO_416,2 HCO_33}{(Na+K) 84,4 Ca11,4 Mg4,2}$	—	—		
234—348	P <sub>1</sub> <sup>kg</sup>	1,1—52,6	$\frac{Cl54,3-90,3 SO_49,5-29,9 HCO_30,2-15,8}{(Na+K) 49,1-87,0 Ca8-29,7 Mg5-21,9}$				
124—1100	P <sub>1</sub> <sup>art</sup>	$\frac{13,3-34,7}{13,4-34,7}$	$\frac{Cl88-99 SO_41-8 HCO_30,5-5}{(Na+K) 91-100 Ca0,2-7 Mg0,2-6}$	7—44	48,81		
1138—2004	P <sub>1</sub> <sup>ak</sup>	$\frac{22}{22,5}$	$\frac{Cl95,1 SO_44,3 HCO_30,6}{(Na+K) 91,6 Ca6,5 Mg1,9}$	30,6	70,7		

\* На участке юга Эмбы (глубина 720—730 м) содержание йода 10—24 (среднее 15—17 мг/л) — аномальное для всего Южно-Эмбенского района.

Гидрохимические данные по междуречью Волги и Урала Северо-Каспийского артезианского бассейна (по М. П. Распопову)

Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{мг/кг}{мг/л}$		*С воды; глубина замеров
				J	Br	
<i>Новоузенская скважина (межкупольная впадина)</i>						
2949—2954	J <sub>1-2</sub>	$\frac{280,5}{338,6}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 82 Ca12 Mg6}$	$\frac{1}{(1)}$	340 (391)	$\frac{41,9}{2400}$
<i>Курловская скважина 17</i>						
1843—1854	PT	$\frac{219,4}{257,5}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 61 Ca36 Mg5}$	$\frac{27,7}{(32,2)}$	$\frac{471,8}{(558,7)}$	—
<i>Актюбинская площадь (запад области)</i>						
681—793	J <sub>2</sub>	$\frac{143,2-170,5}{162,2-194,2}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 85,8-87,9 Ca8 Mg5}$	$\frac{1-6,2}{(1-7)}$	$\frac{126-177}{(143-201)}$	—
843—848	PT	$\frac{173,3}{197,1}$	$\frac{Cl100}{(Na + K) 70 Ca23 Mg7}$	$\frac{10,5}{(12,1)}$	$\frac{212}{(241)}$	—
<i>Ушкультас-Аукитайнагылская площадь (соляные купола)</i>						
138—149	N <sub>2</sub> <sup>ap</sup>	$\frac{20,3}{20,3}$	$\frac{Cl99 HCO_31}{(Na + K) 58 Mg26 Ca15}$	$\frac{8,7}{(8,9)}$	$\frac{26,7}{(26,3)}$	—
600—822	T <sub>1</sub>	$\frac{218-233,4}{252,8-275,5}$	$\frac{Cl99,2-100 SO_40-0,6 HCO_30-0,2}{(Na + K) 89-97 Ca2-6 Mg1-5}$	$\frac{2-13}{(2-15)}$	$\frac{67-210}{76-248}$	—
<i>Соляной купол; юго-запад области</i>						
620—623	C <sub>1+2</sub> <sup>alb<sub>3</sub>-cm</sup>	$\frac{69,5}{66,1}$	$\frac{Cl99 SO_40,7 HCO_30,2}{(Na + K) 92,7 Ca7 Mg0,3}$	$\frac{5}{(5,2)}$	$\frac{44,5}{46,2}$	$\frac{40}{(42)}$

Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{мг/кг}{мг/л}$		°С воды; глубина замеров
				Ј	Вг	
723—728	J <sub>3</sub> + Cr <sub>1</sub> <sup>nc</sup>	$\frac{102}{109,5}$	$\frac{Cl98 HCO_3I SO_4I}{Na9I Ca5 Mg3}$	$\frac{11}{(11,9)}$	$\frac{56}{(60)}$	$\frac{87}{(94)}$
1100—1122	J <sub>2</sub>	$\frac{216,0}{292,2}$	$\frac{Cl99 SO_4I}{(Na + K)97 Ca2 Mg1}$	—	$\frac{43}{(49)}$	—

Район Астрахани (северный прогиб вала Карпинского)

608—810	Cr <sub>2</sub>	$\frac{32-40}{33-41,2}$	$\frac{Cl88-100 CO_3I-12}{(Na + K)40-69 Ca9-51 MI0-21}$	$\frac{11,7}{(12)}$	$\frac{58-170}{(60-176)}$	$\frac{41,5}{880}$
1047—1108	Cr <sub>1</sub> <sup>al</sup>	$\frac{97,8-102}{102-112}$	$\frac{Cl100}{(Na + K)87-88 Ca8-9 Mg4}$	$\frac{3,7}{(4,0)}$	$\frac{162}{(175)}$	
1196—1233	Cr <sub>1</sub> <sup>nc</sup>	$\frac{125,0-129,6}{134,4-134,9}$	$\frac{Cl100}{(Na + K)85 Ca1I Mg4}$	$\frac{15-27}{(17-30)}$	$\frac{132-165}{(150-181)}$	$\frac{50,4}{1200}$
1300—1350	J <sub>3</sub>	$\frac{126,0-142,5}{131,2-153,7}$	$\frac{Cl100}{(Na + K)85-88 Ca10-11 Mg2-4}$	$\frac{15}{(17)}$	$\frac{132-160}{(150-177)}$	
1370—1473	J <sub>2</sub>	$\frac{144,0-152,5}{165,0-170,5}$	$\frac{Cl100}{(Na + K)86-88 Ca10-11 Mg1-4}$	$\frac{7,5-19}{(8-21)}$	$\frac{161-172}{(184-192)}$	$\frac{58,5}{1460}$
1732—1736	P <sub>1</sub> <sup>kg</sup>	$\frac{258,4}{(308)}$	$\frac{Cl98 SO_4I HCO_3I}{Na5I Mg30 Ca19}$	$\frac{16}{(19)}$	$\frac{50}{(541)}$	$\frac{78,4}{2034}$

углублении минерализация снова начинает увеличиваться и достигает 225 г/кг на глубине 2591—2594 м. При этом в данном гидрохимическом разрезе рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава расположены в верхней его части, а затем они постепенно переходят в кальциево-натриевые. Минимальное количество хлоридов кальция в этом разрезе приурочено к интервалу 1777—2594 м и составляет 4—5%-экв. Такого же типа гидрохимические разрезы установлены и в пределах других разведочных площадей Самаркинских дислокаций. Следует отметить, что в верхней части геологического разреза, вскрытого на Ероховской площади, имеются соленосные отложения, к которым и приурочены рассолы, обладающие максимальной минерализацией.

Таблица 14

Гидрохимические разрезы Днепровско-Донецкой впадины (по В. М. Морозову)

Скважина, интервал опробования	Возраст опробованного горизонта	M, $\frac{\text{г/кг}}{\text{г/л}}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{\text{г/кг}}{\text{г/л}}$	
				Ж	Вг
1	2	3	4	5	6

Зачепиловская структура

Скв. 27; 587—589	C <sub>2</sub>	63	Cl100	0,0002	0,054
		66	(Na + K) 76 Ca14 Mg10	0,0002	0,057
Скв. 27; 646—649	C <sub>2</sub>	69	Cl100	0,005	0,060
		72	(Na + K) 76 Ca15 Mg9	0,006	0,063
Скв. 14; 971—976	C <sub>1</sub>	79	Cl100	0,003	0,047
		83	(Na + K) 76 Ca16 Mg8	0,004	0,050
Скв. 22; 1295—1312	C <sub>1</sub> <sup>v</sup>	132	Cl100	0,012	0,001
		145	(Na + K) 94 Ca4 Mg2	0,013	0,001
Скв. 20; 1452—1457	C <sub>1</sub> <sup>t</sup>	145	Cl100	0,129	0,010
		162	(Na + K) 75 Ca20 Mg5	0,143	0,011
Скв. 23; 1678—1684	C <sub>1</sub> <sup>t</sup>	143	Cl100	0,013	0,014
		157	(Na + K) 76 Ca20 Mg4	0,014	0,021
Скв. 1; 1960—1963	C <sub>1</sub> <sup>t</sup>	222	Cl100	0,066	0,153
		262	(Na + K) 54 Ca45 Mg1	0,078	0,180
Скв. 1; 2009—2017	C <sub>1</sub> <sup>t</sup>	212	Cl100	0,074	0,158
		249	(Na + K) 53 Ca45 Mg1	0,089	0,185
Скв. 2; 2222—2230	C <sub>1</sub> <sup>t</sup>	210	Cl100	0,075	0,219
		246	(Na + K) 57 Ca40 Mg3	0,089	0,256
Скв. 2; 2413—2424	D <sub>3</sub>	191	Cl100	0,103	0,218
		226	(Na + K) 56 Ca43 Mg1	0,122	0,250
Скв. 2; 2350—2477	D <sub>3</sub>	189	Cl100	0,024	0,314
		217	Ca51 (Na + K) 39 Mg10	0,027	0,363
2567—2578	D <sub>3</sub>	244	Cl100	0,103	0,079
		286	(Na + K) 55 Ca42 Mg1	0,119	0,092

Скважина, интервал опробования	Возраст опробован- ного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{г/кг}{г/л}$	
				J	Br
1	2	3	4	5	6

## Ичнянская структура

156—186	Pg	$\frac{0,7}{0,7}$	$\frac{HCO_3 87 Cl 9 SO_4 4}{(Na + K) 82 Ca 9 Mg 9}$	—	—
502—514	J—Cr	$\frac{6,0}{6,0}$	$\frac{Cl 157 HCO_3 42 SO_4 1}{(Na + K) 71 Ca 27 Mg 2}$	—	—
800—802	J	$\frac{11,2}{11,2}$	$\frac{Cl 90 SO_4 5 HCO_3 5}{(Na + K) 98 Ca 1 Mg 1}$	0,029	—
1287—1297	T	$\frac{46}{48}$	$\frac{Cl 98 SO_4 2}{(Na + K) 90 Ca 8 Mg 2}$	—	0,055
2468—2473	C <sub>1</sub>	$\frac{195}{223}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 87 Ca 10 Mg 3}$	0,003	0,154
2654—2657	C <sub>1</sub>	$\frac{218}{253}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 84 Ca 13 Mg 3}$	0,002	0,723
Скв. 3; 2888—2894	C	$\frac{179}{202}$	$\frac{Cl 99}{(Na + K) 78 Ca 17 Mg 5}$	0,004	0,320
Скв. 3; 2937—1944	C	$\frac{148}{164}$	$\frac{Cl 100}{(Na + K) 80 Ca 15 Mg 5}$	0,005	0,525

## Кибинцевская структура (группа скважин)

Скв. 2; 844—850	T	$\frac{50}{52}$	$\frac{Cl 99 SO_4 1}{(Na + K) 67 Ca 7 Mg 6}$	—	0,031
1202—1204	C <sub>2-3</sub>	$\frac{36}{37}$	$\frac{Cl 97 SO_4 2}{(Na + K) 96 Ca 3}$	—	—
Скв. 12; 1612—1621	C <sub>1</sub>	$\frac{147}{163}$	$\frac{Cl 95 O_4 2}{(Na + K) 99 Ca 1}$	—	0,011
Скв. 8; 1794—1797	C <sub>1</sub>	$\frac{155}{175}$	$\frac{Cl 98 O_4 2}{(Na + K) 96 Ca 3}$	—	0,006
Скв. 9; 1599—2004		$\frac{265}{317}$	$\frac{Cl 99}{(Na + K) 100}$	—	0,007
				—	0,918
				—	0,922

Значительно слабее изучена гидрохимическая зональность Прикаспийского артезианского бассейна, в пределах которого почти повсеместно распространены мощные соленосные отложения пермского и, возможно, девонского возраста, а также многочисленные солянокупольные структуры. Многочисленные глубокие скважины, пробуренные в этом бассейне, в гидрохимическом отношении слабо опробованы (обычно с разных глубин в разных скважинах получены одна-две пробы воды). Поэтому ориентировочное представление о гидрохимической зональности отдельных районов бассейна можно составить только в результате сопоставления данных по нескольким скважинам. При этом следует учитывать, что подавляющее большинство скважин пробурено с целью поисков нефти, т. е. на купольных и других положительных структурах. Межкупольные же пространства почти совершенно не изучены. Кроме того, южная часть бассейна находится на субаквальном этапе развития и еще не исследована.

Наиболее полные гидрохимические разрезы имеются по Эмбенской нефтяной площади (табл. 12 и рис. 7).

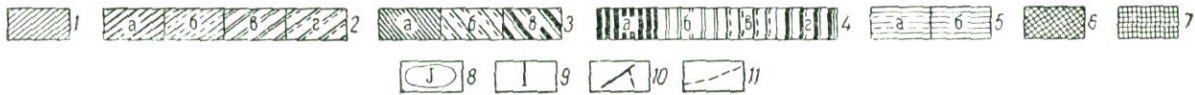
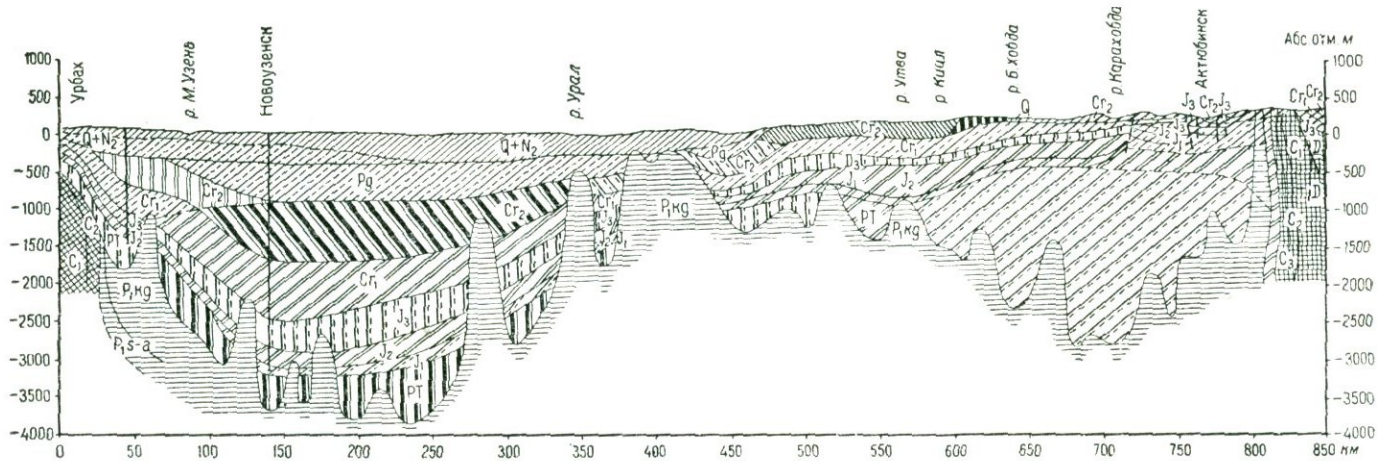


Рис. 7 Гидрохимический профиль по линии Урбах — Новоузенск — Актюбинск (по М. П. Распову)

*Гидрогеохимические типы водоносных комплексов*

1 — терригенные несцементированные породы ( $Q+N_1$ ) с порово-пластовым и порово-трещинным (по трещинам усыхания) обводнением; воды: пестрые по степени минерализации и солевого составу, в аллювиальных долинах преимущественно пресные и слабосоленоватые, а на водораздельных равнинах морских каспийских трансгрессий в основном соленые и слабые рассолы (минерализация от 3 до 70 г/кг, в сорах до 140 г/кг и выше);

2 — преимущественно терригенные слабосцементированные и сцементированные надсолевые кайнозойские, мезозойские и верхнепермские, а по восточному обрамлению впадины подсолевые верхнепалеозойские породы (песчаные, песчано-глинистые, глинисто-песчаные, песчано-опоквые и глинисто-опоквые песчанки, аргиллиты, алевролиты) с порово-пластовым и порово-трещинно-пластовым обводнением;

воды: а) пресные и слабосоленоватые (минерализация 0,5—3 г/кг), гидрокарбонатные и сульфатные натриевые и кальциевые, реже хлоридные; б) соленые (минерализация от 1 до 35 г/кг), преобладают хлоридные натриевые, местами с повышенным содержанием гидрокарбонатов, сульфатов и магния в надсолевых комплексах, обычно с низким обогащением микрокомпонентами, иногда в пределах норм для лечебных вод, преимущественно азотные, а в подсолевых отложениях (Актюбинское Приуралье) с повышенным содержанием йода, азотно-метановые и метановые; в) слабые рассолы (минерализация 35—140 г/кг), преимущественно хлоридные натриевые, иногда с повышенным содержанием сульфатов и магния, обогащены бромом, обычно с низкой концентрацией йода в надсолевых отложениях и высокой в подсолевых осадках по восточному и юго-восточному обрамлению впадины, азотные, азотно-метановые и метановые; г) крепкие рассолы (минерализация свыше 140 г/кг), преимущественно хлоридные, натриевые, часто хлоридные, кальциево-натриевые, нередко с повышенным содержанием брома и невысоким содержанием йода, азотно-метановые и метановые;

3 — преимущественно карбонатные верхнемеловые породы (мергельные, мергельно-меловые, мергельно-известняковистые, реже известняки и доломиты), с трещинно-пластовым и трещинно-карстово-пластовым обводнением;

воды: а) пресные и слабосоленоватые (минерализация до 3 г/кг) зоны свободного водообмена, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, а также сульфатные натриевые, реже хлоридные кислородно-азотные и азотные; б) сильносоленоватые и соленые (минерализация 3—35 г/кг) зоны затрудненного водообмена, хлоридные, сульфатно-хлоридные и сульфатные натриевые, с весьма низким обогащением микрокомпонентами, азотные и метаново-азотные; в) слабые рассолы (минерализация 35—140 г/кг) зоны весьма затрудненного водообмена и сферы разбавления растворами выщелачивания соляных пород куполов, хлоридные натриевые, местами с повышенным содержанием сульфатов и магния, иногда с повышенным обогащением бромом и обычно низкой концентрацией йода, азотные, азотно-метановые, на участках нефтегазовых месторождений метановые;

4 — терригенные и карбонатные верхнемеловые, верхнеюрские и пермо-триасовые породы с трещинно-пластовым, реже с карстово-пластовым обводнением; воды: а) пресные и слабосоленоватые (минерализация до 3 г/кг) зоны свободного водообмена, гидрокарбонатные, иногда сульфатные и хлоридные натриевые, кислородно-азотные и азотные; б) сильно соленоватые и соленые (минерализация 3—35 г/кг) зоны затрудненного водообмена, преобладают хлоридные натриевые, иногда с повышенным содержанием сульфатов и калия, с неравномерным обогащением микрокомпонентами, обычно ниже кондиционного; в) слабые рассолы (минерализация 35—140 г/кг) зоны затрудненного водообмена, преимущественно хлоридные натриевые, местами с повышенным содержанием калия, в разной степени обогащены микрокомпонентами, иногда с повышенной концентрацией брома; азотные, азотно-метановые и метановые; г) крепкие рассолы (минерализация 140 г/кг) глубинных закрытых структур, обычно межкупольных понижений, преимущественно хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, бессиюльфатные, с повышенным обогащением бромом, в ряде участков калием и стронцием и обычно весьма низким йодом, азотно-метановые и метановые;

5 — галогенные породы кунгура — соляной комплекс (преобладает каменная соль, к периферии впадины замещающаяся ангидритами и доломитами) с пластами и прослоями терригенных, реже карбонатных пород с трещинно-карстово-пластовым и карстово-пластовым обводнением;

воды: а) обычно слабые рассолы и б) крепкие рассолы, хлоридные натриевые, бессиюльфатные, нередко с повышенной концентрацией брома, калия, а на ряде участков йода и др.;

6 — терригенные и карбонатные сцементированные породы верхнего палеозоя (подсолевые комплексы) с трещинно-пластовым обводнением, с неисследованной гидрогеохимией; предположительно заключают в себе рассолы хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, бессиюльфатные, обогащенные микрокомпонентами, азотно-метановые и метановые;

7 — метаморфизованные осадочные и вулканогенные палеозойские породы, сильнодислоцированные и уплотненные с пластово-трещинным, трещинным, трещинно-жильным и трещинно-карстовым обводнением; с неисследованной гидрогеохимией; предположительно слабоминерализованные, возможно обогащены растворами металлов (медь, железо и др.).

*Прочие обозначения*

8 — границы между стратиграфическими толщами водоносных комплексов и их геологические индексы; 9 — опорные скважины; 10 — тектонические разломы; 11 — границы между разными гидрогеохимическими типами водоносных комплексов в пределах одной стратиграфической обводненной толщи

Данные, приведенные в табл. 12, позволяют говорить об увеличении степени минерализации воды по мере углубления только как об очень общей закономерности, от которой имеются существенные отклонения. Так, в разрезе по площади Каратон в самой его верхней части на глубине до 40 м установлены рассолы с минерализацией до 125 г/кг, сформировавшиеся на поверхности земли под влиянием процессов континентального засоления. В интервале глубин от 97 до 450 м минерализация рассолов находится в пределах 46,32—65,8 г/кг, а затем сравнительно быстро увеличивается и на глубине 1180 м достигает 187,7 г/кг.

Еще более сложно выглядит разрез на площади Баранкуль, расположенной на северном склоне Южно-Эмбенского поднятия, где галитовые отложения нижней части перми постепенно переходят в ангидрит и гипс, а затем выклиниваются. В этом разрезе на глубине 205—210 м минерализация рассолов составляет 89,5 г/кг, на глубине 636—650 м — 30 г/кг, затем на глубине 2117—2451 м достигает 166—217 г/кг и на глубине 2837—2842 м уменьшается до 176 г/кг. Некоторое уменьшение минерализации рассолов происходит и в нижней части разреза по Турсайской площади.

Гидрохимические разрезы по периклинальному прогибу Актюбинского Приуралья (см. табл. 12) также характеризуются сперва увеличением минерализации рассолов с глубиной, а затем — некоторым уменьшением. Можно отметить, что в этом районе наиболее высокая минерализация приурочена к соленосным кунгурским отложениям, а в подстилающих артинских породах она несколько уменьшается.

Данные о гидрохимических разрезах по Волго-Уральскому междуречью Северо-Каспийского бассейна приведены в табл. 13. Большинство из них относятся к солянокупольным структурам и характеризуются данными двух-трех анализов. Более полным является только разрез по скважине в районе Астрахани. В нем минерализация рассолов до глубины 1370—1473 м увеличивается сравнительно медленно, а на глубине 1732—1736 м (всего через 300—400 м) в соленосных кунгурских отложениях она достигает 258 г/кг.

При оценке рассолов купольных структур по степени минерализации следует учитывать, что купола, как правило, нарушены глубокими тектоническими разрывами в результате движения соляных масс. По этим разрывам рассолы, сформировавшиеся в пермских соленосных породах, залегающих на большой глубине, поднимаются вверх и пропитывают породы, слагающие верхние части куполов (триас, юра, мел). При неглубоком залегании соляных куполов также происходит выщелачивание слагающих их солей инфильтрационными водами, циркулирующими в отложениях мезозойского и кайнозойского возраста.

Следует обратить внимание на рассолы из Новоузенской опорной скважины, пробуренной в межкупольном пространстве. В ней на глубине около 300 м вскрыты юрские отложения, к которым приурочены рассолы с минерализацией до 280 г/кг. Эти данные, так же как и теоретические предпосылки, позволяют предполагать, что к глубоким частям разреза межкупольных пространств Северо-Каспийского бассейна приурочены наиболее крепкие рассолы (возможно более крепкие, чем в куполах), так как они там, вероятно, менее подвижны и не разбавлены.

По химическому составу рассолы описываемого бассейна весьма однообразны: преимущественно хлоридные натриевые, иногда кальциево-натриевые и еще реже кальциево-магниевые-натриевые (см. разрез по району Астрахани).

Днепровско-Донецкий артезианский бассейн в гидрохимическом отношении также изучен слабо. Имеющиеся разрозненные данные позволяют полагать, что и для этого бассейна характерны гидрохимические закономерности того же типа, что и для Северо-Каспийского бассейна,

так как и в нем развиты мощные соленосные толщи и многочисленные солянокупольные структуры.

На разрезе Кибинцевской структуры (табл. 14) можно видеть, что в верхней части разреза (до глубины 1204 м) степень минерализации рассолов сравнительно небольшая (50—36 г/кг), а затем резко возрастает, достигая на глубине 1447 м 142 г/кг. Второй резкий скачок в увеличении минерализации (до 265 г/кг) происходит на глубине 1600—2000 м при вскрытии девонских соленосных отложений.

В разрезе Ичнянской структуры Днепровско-Донецкого бассейна минерализация рассолов постепенно увеличивается до глубины 2654—2657 м, где она достигает 218 г/кг, а затем снижается и на глубине 2937—2944 м составляет лишь 148 г/кг.

Следует обратить особое внимание на разрез Зачепиловской структуры Днепровско-Донецкого бассейна, в котором верхний девон опробован в трех интервалах глубин. В этом разрезе последовательное увеличение минерализации воды происходит до глубины примерно 1960 м, а затем она несколько уменьшается и снова начинает увеличиваться с глубины около 2500 м. При этом по всему разрезу в химическом составе рассолов существенное значение имеют хлориды кальция, количество которых в общем увеличивается по мере углубления, а на глубине 2413—2424 м, в верхнедевонских отложениях, они составляют большую часть солевого состава, и хлоридный кальциево-натриевый рассол превращается в натриево-кальциевый. В этом же разрезе в отдельных его интервалах отмечено высокое содержание йода, что, однако, нуждается в проверке, так как высокая концентрация йода в подземных водах обычно не наблюдается.

Характер гидрохимического разреза Мозырского района Припятской впадины иллюстрируется табл. 15.

Таблица 15

Гидрохимический разрез Припятского артезианского бассейна (по В. М. Морозову)

Глубина опробования	Возраст опробованного горизонта	М. г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпонентов.			
				г/кг /л			
				Ј	Br	Sr	К
482—490	Г	37/38	Cl97 SO <sub>4</sub> 2	0,0004	0,013		0,072
			(Na + K) 97 Mg2 Ca1	0,0004	0,013	—	0,073
580—586	Г	58/61	Cl98 SO <sub>4</sub> 2	0,0003	0,026	0,009	0,104
			(Na + K) 95 Ca3 Mg1	0,0003	0,028	0,009	0,108
636—652	Г	74/78	Cl98 SO <sub>4</sub> 2	0,0001	0,031	0,009	0,175
			(Na + K) 93 Ca3 Mg3	0,0001	0,033	0,009	0,186
670—708	P <sub>2</sub>	88/99	Cl98 SO <sub>4</sub> 2	0,0001	0,040	0,046	0,205
			(Na + K) 94 Mg3 Ca3	0,0001	0,043	0,049	0,219
745—750	P <sub>2</sub>	102/109	Cl98 SO <sub>4</sub> 2	0,0001	0,044	0,062	0,203
			(Na + K) 94 Ca3 Mg3	0,0001	0,047	0,067	0,219
905—925	P <sub>1</sub>	135/147	Cl99 SO <sub>4</sub> 1	0,0004	0,061	0,010	0,256
			(Na + K) 94 Ca4 Mg2	0,0005	0,065	0,011	0,281
2129—2147	C <sub>1</sub>	235/278	Cl100	0,008	0,482		
			(Na + K) 85 Ca11 Mg2	0,010	0,569	—	—
2500—2573	D <sub>3</sub>	257/309	Cl100	0,0003	0,270		
			(Na + K) 87 Ca10 Mg3	0,0004	0,325		
2575—2600	D <sub>3</sub>	262/318	Cl100	0,0003	0,336	0,025	0,473
			(Na + K) 86 Ca11 Mg3	0,0004	0,407	0,031	0,568
2610—2800	D <sub>3</sub>	262/319	Cl100	0,0001	0,952	0,016	0,447
			(Na + K) 88 Ca9 Mg3	0,0001	1,143	0,019	0,536

Данные таблицы показывают, что в этом районе минерализация рассолов по мере углубления увеличивается и достигает максимума на глубине 2600—2800 м в девонских соленосных отложениях. К рассолам девонских отложений рассматриваемого разреза приурочены также максимальные количества брома.

Во Львовском артезианском бассейне (юго-западная окраина Русской платформы) гидрохимический разрез (в районе поселка Великие Мосты) характеризуется табл. 16. В этом районе максимальная минерализация рассолов на глубине 2844—2958 м не превышает 139 г/кг. Однако при такой сравнительно небольшой минерализации содержание брома в рассолах достигает значительной величины.

Таблица 16

Гидрохимический разрез Львовского артезианского бассейна (по В. М. Морозову)

Скважина; глубина опробования	Возраст опробованного горизонта	М, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{г/кг}{г/л}$	
				Ј	Br
950—1005	C <sub>1</sub> + D <sub>3</sub>	$\frac{9}{9}$	SO <sub>4</sub> 70 Cl90	0,006	0,028
		$\frac{30}{9}$	(Na + K) 88 Mg10 Ca2	0,006	0,028
1150—1220	D <sub>3</sub>	$\frac{30}{31}$	Cl97 SO <sub>4</sub> 3	0,010	0,100
		$\frac{54}{31}$	(Na + K) 76 Ca21 Mg3	0,011	0,103
1798—1840	D <sub>3</sub>	$\frac{54}{56}$	Cl92 SO <sub>4</sub> 4 HCO <sub>3</sub> 4	0,006	0,113
		$\frac{90}{56}$	(Na + K) 80 Ca14 Mg6	0,006	0,118
1898—1904	D <sub>2</sub>	$\frac{90}{93}$	Cl98 SO <sub>4</sub> 2	0,006	0,257
		$\frac{128}{93}$	(Na + K) 75 Ca12 Mg8	0,006	0,276
2009—2080	D <sub>1</sub>	$\frac{128}{141}$	Cl100	0,006	0,573
		$\frac{147}{141}$	Na68 Ca26 Mg6	0,007	0,630
Скв. 5; 2386—2493	D <sub>1</sub>	$\frac{147}{185}$	Cl100	0,011	0,820
		$\frac{139}{185}$	(Na + K) 63 Ca32 Mg5	0,013	0,915
Скв. 13; 2844—2958	S + D <sub>1</sub>	$\frac{139}{185}$	Cl100	0,024	0,694
		$\frac{185}{185}$	(Na + K) 62 Ca31 Mg7	0,028	0,789

Приведенные данные по гидрохимическим разрезам артезианских бассейнов Восточно-Европейской области позволяют отметить, что минерализация рассолов во всех бассейнах увеличивается с глубиной. Однако это только общая закономерность. В районах распространения соленосных отложений наблюдаются гидрохимические разрезы, в которых степень минерализации рассолов увеличивается с глубиной только в досоленосных и соленосных отложениях, а в подсоленосных — уменьшается. Можно также отметить, что при общем сравнительно однообразном характере гидрохимических разрезов различных районов нет среди них полностью одинаковых. Все они в деталях отличаются друг от друга, что обусловлено разными гидрогеологическими условиями их формирования и распространения в конкретных геологических структурах.

По химическому составу рассолы описываемой артезианской области преимущественно хлоридные натриевые. Количество сульфатов в рассолах зоны В обычно не превышает нескольких процентов от анионного состава, в редких случаях превышает 10—12% (в верхней части разреза зоны). По мере углубления их количество уменьшается до следов.

Отчетливо также устанавливается еще одна общая закономерность, заключающаяся в том, что в рассолах по мере увеличения степени их

минерализации и глубины залегания все большее значение приобретают хлориды кальция. Однако преобладающее значение в солевом составе рассолов они достигают только в отдельных районах Волго-Камского и Днепровско-Донецкого артезианских бассейнов.

Следует подчеркнуть, что в пределах описываемой артезианской области сравнительно редко встречаются рассолы, богатые хлоридами магния. Обычно натрий и кальций существенно преобладают над магнием, количество которого измеряется единицами процентов (2—3%), редко достигая 10—12% и больше. Наиболее часто сравнительно богатые магнием рассолы встречаются в южных районах Волго-Камского бассейна и в отдельных куполах Северо-Каспийского бассейна.

Рассолы с преобладанием хлоридов магния над другими компонентами установлены в районе Ташлы, Челкарском соляном куполе и в солях Илецка. Данные об их химическом составе приведены в табл. 17.

Таблица 17

Химический состав хлоридных магниевых рассолов

Район и возраст пород	Глубина опробования, м	Химический состав
Илецкое месторождение соли (пермь)	10—130	$M_{359} \frac{Cl_{197,8} SO_4 1,4 Br_{0,8}}{Mg_{70,1} Na_{25,4} K_{4,5}}$
Челкарский соляной купол (пермь)	850	$M_{370} \frac{Cl_{199}}{Mg_{98} Ca_{1}}$
Ташлы (пермские соленосные отложения)	815	$M_{300} \frac{Cl_{199}}{Mg_{84} Ca_{10} (Na + K)_9}$

Следует обратить внимание на то, что рассолы, охарактеризованные в табл. 17, хотя и получены из соленосных отложений, но имеют не хлоридный натриевый, а хлоридный магниевый состав. Это обстоятельство необходимо учитывать при объяснении генезиса рассолов.

Рассмотрим кратко основные закономерности распространения брома и йода в подземных водах данной артезианской области.

Имеющиеся фактические данные позволяют отметить ту общую закономерность, что количество брома в подземных водах довольно определенно зависит от степени минерализации воды. На это обращалось внимание почти всеми исследователями, изучавшими рассматриваемый вопрос.

В силу указанной зависимости распределение брома в подземных водах подчинено той же гидрохимической зональности, что и залегание и минерализация самих вод: его содержание в общем случае возрастает по мере увеличения минерализации и глубины залегания вод, а также по мере приближения к местам развития мощных толщ галогенных отложений. Это хорошо видно на рис. 6 и 7.

В соответствии с этой закономерностью количество брома в водах зоны А обычно не превышает нескольких мг/кг, в подзонах Б<sub>3</sub> и Б<sub>10</sub> оно местами достигает нескольких десятков мг/кг, в подзоне Б<sub>35</sub> его количество измеряется одной-двумя сотнями мг/кг, а в различных подзонах рассолов (зоны В) оно увеличивается до нескольких сотен мг/кг и даже до г/кг.

О максимальных количествах брома в рассолах различных бассейнов можно судить по данным табл. 18. Эти данные, хотя и очень схематичны, но достаточно отчетливо указывают на то, что максимальным количеством брома, как и максимальной минерализацией, обладают рассолы, приуроченные к кунгурским отложениям Северо-Каспийского бассейна и разных районов Волго-Камского бассейна, т. е. к отложениям, с которыми связаны соленосные породы. Повышенным количе-

Максимальные количества брома и йода в рассолах Восточно-Европейской артезианской области (г/кг)

Артезианский бассейн, район	Возраст водоносных пород	Глубина опробования пород, м	Сумма минерализации	Содержание микрокомпонентов	
				Br	J
Прибалтийский	A <sub>2</sub> + O	730,0—2112,0	99,0—169,7	0,25—0,542	0,0—0,001
Северо-Двинский	Pt <sub>3</sub> —C <sub>2</sub>	330,0—1250,0	112,0—172,0	0,101—0,516	0,004—0,029
Московский	Cm <sub>1</sub> —D <sub>2</sub>	840,0—1600,0	96,0—217,0	0,196—0,490	0,002—0,005
Волго-Камский:					
а) Пермское Приуралье	P <sub>1+2</sub>	280,0—719,0	49,0—260,0	0,043—1,60	0,004—0,073
	{ C <sub>1</sub> + C <sub>2</sub>	714,0—1604,0	93,0—268,0	0,186—1,152	0,0—0,023
	{ D <sub>2</sub> + D <sub>3</sub>	1339,0—2989,0	80,0—250,0	0,616—1,700	0,018—0,057
б) Башкирское Приуралье	{ P <sub>1+2</sub>	120,0—1120,0	97,0—270,0	0,021—2,540	0,002—0,062
	{ C <sub>1-3</sub>	530,0—1784,0	88,0—264,0	0,1—1,570	0,001—0,015
	{ D <sub>2+3</sub>	1526,0—1864,0	192,0—245,0	0,480—2,00	0,003—0,031
	{ Cm — D <sub>1</sub>	1977,0—2220,0	190,0—220,0	0,74—1,00	0,006—0,009
в) Куйбышевское Заволжье	{ C <sub>1-2</sub>	540,0—1628,0	78,0—235,0	0,2—0,7	0,001—0,012
	{ D <sub>3</sub>	1756,0—2449,0	202,0—267,0	0,272—1,48	0,003—0,014
	{ Cm — D <sub>1</sub>	2248,0—2520,0	201,0—261,0	0,77—0,98	0,005—0,014
г) северо-западная часть Волго-Камского бассейна	{ C <sub>1</sub> — C <sub>3</sub>	160,0—1020,0	60,0—195,0	0,07—0,383	0,0—0,010
	{ D <sub>2</sub> + D <sub>3</sub>	303,0—2063,0	138,0—218,0	0,150—0,80	0,0—0,011
Северо-Каспийский артезианский бассейн:					
а) юго-западное обрамление (северный прогиб вала Карпинского)	Cr <sub>1</sub>	934,0—2860,0	61,0—134,0	0,061—0,191	0,004—0,031
б) междуречье Волги и Урала (Прикаспийская низменность)	J <sub>3</sub> + Cr <sub>1</sub>	720,0—1050,0	102,0—140,0	0,056—0,120	0,002—0,010
Индер	PT	До 900	280,0—300,0	0,090—0,115	—

Артезианский бассейн, район	Возраст водоносных пород	Глубина опробования пород, м	Сумма минерализации	Содержание микрокомпонентов	
				Br	J
в) Челкар	$P_T$ (кунг.)	850,0—2536,0	172,0—321,0	0,038—6,20	До 0,019
г) Актюбинское Приуралье (южная часть Предуральского прогиба)	$P_1$ (кунг.)	912,0—2100,0	263,0—272,0	0,05—0,190	0,001—0,020
	$P_1$ (арт.)	500,0—2100,0	11,0—120,0	0,034—0,095	0,019—0,043
	$P_1$ (сокм.)	1300,0—2480,0	15,0—34,0	0,060—0,084	0,030—0,034
д) Предуральское меловое плато	$J_2$	158,0—502,0	12,0—40,0	0,003—0,004	Нет св.
	$P_1 + P_T$	116,0—1015,0	37,0—230,0	0,004—0,230	0,0—0,008
е) Южно-Эмбенский район	$P_g$	95,0—220,0	31,0—89,0	0,106—0,247	0,002—0,004
	$C_{1+2}$	25,0—1788,0	10,0—250,0	0,003—0,350	0,0—0,015
	$J_{1+3}$	117,0—2415,0	101,0—222,0	0,035—0,690	0,0—0,007
	$P_2$	167,0—2850,0	111,0—261,0	0,073—0,360	0,0—0,007
	$C_1$	2360,0—2960,0	146,0—178,0	0,124—0,162	0,0—0,003
Припятский Днепровский	$D_3 - T$	480,0—2800,0	37,0—334,0	0,130—1,93	0,0—0,073
	$P$	1867,0—1938,0	149,0—191,0	0,152—0,263	Следы
	$C$	705,0—3038,0	10,2—255,0	0,017—0,328	0,0—0,087
	$D$	1320,0—1345,0	125,0—209,0	0,161—0,261	0,003—0,005
Донецко-Донской	$P$	1293,0—2940,0	210,0—253,0	0,344—723,0	0,006—0,016
Львовский	$N$ (тортон)	520,0—1152,0	16,0—23,1	0,078—0,230	0,035—0,049
	$C_2$	1236,0—1386,0	До 111,0	До 0,210	До 0,035
	$J_2$	1127,0—2208,0	110,0—127,0	0,202—0,260	0,018—0,025
	$D_{1+3}$	1150,0—2493,0	30,0—147,0	0,1—0,8	0,010—0,011
	$S + D_1$	2844,0—2958,0	До 140,0	До 0,690	До 0,024

ством брома характеризуются также девонские отложения Пермского Приуралья, Башкирского Приуралья, Куйбышевского Заволжья, Припятского прогиба и Львовского бассейна. Высокое количество брома в рассолах девонских отложений данных районов объясняется повышенной соленостью названных пород, что во многих районах уже установлено (Припятский, Днепровско-Донецкий, Московский, Северо-Каспийский артезианские бассейны).

В той же таблице можно видеть и основные закономерности распространения в подземных водах йода, причем эти закономерности менее определенные, чем для брома.

В Волго-Камском бассейне в наибольшем количестве йод встречается в рассолах тех же отложений, к каким приурочены рассолы с наиболее высоким содержанием брома.

В Северо-Каспийском бассейне в рассолах, богатых бромом, количество йода невелико, тогда как рассолы пермских отложений Актюбинского Приуралья характеризуются, наоборот, малым количеством брома и относительно большим содержанием йода.

Сравнительно высоким количеством йода и небольшим содержанием брома характеризуются также мезозойские отложения Львовского бассейна и каменноугольные образования Днепровского бассейна.

*Печорская сложная артезианская область* расположена между Тиманской и Уральской складчатыми областями. Она погружается на севере в Баренцево море. Чехол этой области сложен в основном палеозойскими породами, которым подчинены мезозойские и четвертичные, а фундамент — верхнепротерозойскими и кембрийскими образованиями. В пределах рассматриваемой артезианской области выделяются следующие артезианские бассейны первого порядка: Верхне-Печорский, Шугорско-Печорский, Усинский, Каротайхинский, Притиманский, Большеземельский.

В гидрогеологическом и особенно в гидрохимическом отношении область изучена недостаточно и о ее гидрохимической зональности приходится судить на основании теоретических предположений, лишь частично подкрепленных разрозненными фактическими данными. Последняя наиболее полная сводка имеющихся материалов выполнена Б. Н. Любимовым, с учетом которой и дается ниже характеристика гидрохимической зональности области.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что гидрохимическая зона пресных вод (А) в Печорской области развита слабо. Мощность ее до нескольких десятков, иногда до одной-двух сотен метров. Причем на большей северной площади зона (А) скована вечной мерзлотой, за исключением таликов, приуроченных к долинам крупных рек и впадинам озер. Эта зона образует вдоль подножия Тиманских и Уральских гор сравнительно узкий пояс А, который в направлении к центральной части артезианской области сменяется поясами соленых вод и рассолов, вплоть до подзоны В<sub>270</sub>. Более крепкие рассолы пока не известны, но можно предполагать, что они имеются в более глубоких частях разреза, еще не вскрытых скважинами. Мощность зоны соленых вод (Б<sub>35</sub>) изменяется от 100—200 до 600—700 м (Нижняя Омра). Глубже следуют подзоны рассолов В<sub>70</sub>, В<sub>140</sub> и В<sub>270</sub>. Причем основная часть разреза, начиная с глубины примерно 800—1100 м и до залегания фундамента 1500—2600 м, занята крепкими рассолами В<sub>270</sub>. Данные об изменении минерализации и химического состава рассолов приведены в табл. 19 и 20, составленных по Б. Н. Любимову. Эти данные достаточно убедительно указывают на то, что и в этой области минерализация рассолов в общем увеличивается по мере углубления, но даже на глубинах около 2500—3000 м не превышает 240—260 г/кг. Химический состав рассолов довольно однообразный, хлоридный кальциево-натриевый, причем процентное содержание хлоридов кальция отчетливо возрастает по мере

увеличения степени минерализации и глубины распространения рассолов. На глубинах свыше 400 м во всех пунктах отмечено значительное содержание брома при низком содержании йода.

Таблица 19

**Химический состав рассолов верхнего и среднего девона Печорской артезианской области (по Б. Н. Любимову)**

Глубина опробования, м	Разведочная площадь	Минерализация, г/кг	Химический состав	Cl/Br
102—187	Ярега	14,0	Cl 97 HCO <sub>3</sub> 28 Na 8,3 Ca 9 Mg 7	
745—725	Вой-Вож	157,0	Cl 100 Na 64 Ca 27,0 Mg 8,6	186,7
1050—1252	Кына-Поль	180,0	Cl 100 Na 64,3 Ca 27 Mg 8,5	170,1
1970—1980	Западный Табук	236,0	Cl 100 Na 60,0 Ca 31 Mg 9	157,0
2125—2119	Южный Джебол	225,0	Cl 100 Na 56 Ca 34 Mg 10	171,6
2181—2212	Велью	232,0	Cl 100 Na 68 Ca 24 Mg 8	159,9
2294	Лемью	202,0	Cl 99,5 Na 67 Ca 25 Mg 8	211,2

Таблица 20

**Минерализация рассолов Печорской артезианской области (по Б. Н. Любимову)**

Возраст пород	Литологический состав пород	Глубина залегания пород, м	Общая минерализация воды, г/л	Содержание микрокомпонентов, г/л	
				Br	I
1	2	3	4	5	6
Сг, J, Т	Пески, песчаники, глины, известняки	0,0—400,0	1,0—10,0	Следы	Следы
P <sub>2</sub>	Песчаники, алевролиты, красноцветные глины	0,0—700,0	1,0—93,0	0,083—0,143	До 0,006
P <sub>1</sub>	Песчаники, алевролиты, глины, местами гипсоносные	200,0—800,0	80,0—150,0	—	—
P <sub>1</sub> , C <sub>3</sub> , C <sub>2</sub>	Известняки, доломиты, местами гипсы	400,0—1300,0	1,0—120,0	От 0,0 до 0,600	До 0,008
C <sub>1</sub>	Песчаники, алевролиты, прослой карбонатных пород	400,0—2000,0	23,0—231,0	0,36—0,94	0,005—0,010
D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	Известняки, доломиты, мергели	100,0—2200,0	1,0—0,185	До 0,41	До 0,004
D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Песчаники, алевролиты, глины	200,0—2500,0	15,0—260,0	0,15—0,93	До 0,015
S	Известняки, доломиты	850,0—2800,0	126,0—221,0	0,78—0,88	0,004—0,003
Pg <sub>2</sub> , Cm	Песчаники и красноцветные глины	700,0—3000	130,0—215,0	0,79—0,93	0,007—0,011
Pg	Кварцево-сланцевые сланцы, кварциты	0,0—3000 и больше	13,0—240,0	—	—

В целом, как подчеркивалось, гидрохимическая зональность Печорской области изучена еще очень слабо и отмеченные выше закономерности следует рассматривать как самые общие.

*Каспийско-Черноморская артезианская область* расположена между складчатыми областями: Украинской и Донецкой на севере, Крымско-Кавказской на юге, Карпатской на западе. На востоке она погружается в Каспийское море.

Эта область вытянута в широтном направлении и включает Скифскую платформу и Причерноморскую впадину Русской платформы.

Геологическое строение ее сложное. В пределах Причерноморской впадины фундамент имеет допалеозойский возраст, а чехол сложен палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами. В пределах же Скифской платформы фундамент имеет палеозойский, а чехол — мезозойский и кайнозойский возраст. В строении чехла участвуют терригенные и карбонатные отложения общей мощностью от нескольких десятков метров по окраинам области до 2,0—2,5 м в Причерноморской впадине и до 4,0—8,0 км в пределах Предкавказского прогиба. Среди юрских пород встречаются гипсоносные и соленосные. К чехлу приурочено большое количество напорных водоносных горизонтов и комплексов преимущественно порово-пластового и реже трещинно-пластового и трещинно-карстово-пластового типов, которые образуют обширные артезианские бассейны первого порядка: Причерноморский, Приазовский и Терско-Кумский.

Многие из горизонтов пресных вод, расположенные в верхней части геологического разреза, широко используются для водоснабжения населенных и промышленных пунктов (табл. 21).

Т а б л и ц а 21

**Некоторые данные о подземных водах Каспийско-Черноморской артезианской области**

Артезианские бассейны	Основные горизонты питьевых вод		
	Возраст	Глубина эксплуатационных скважин, м	Дебит скважин, л/сек
Причерноморский	N <sub>2p</sub>	6,0—50,0	0,5—35,0
	N <sub>1m</sub>	10,0—100,0	1,0—15,0
	N <sub>1S</sub>	40,0—300,0	1,0—16,0
	Pg	20,0—200,0	0,6—10,0
Приазовский	Q	2,0—100,0	0,1—20,0
	N <sub>2</sub> + N <sub>1</sub>	10,0—250,0	0,1—10,0
Терско-Кумский	Q	5,0—250,0	0,5—10,0
	N	50,0—500,0	0,1—10,0
	Cg	До 450	До 35

Водоносные толщи пород, слагающие бассейны в пределах краевых частей, примыкающих к Кавказской складчатой области, залегают на сравнительно высоких отметках (в пределах склонов горных хребтов). К этим участкам приурочены области питания отдельных водоносных комплексов бассейнов, вследствие чего гидрохимическая зональность в краевых частях бассейнов приобретает сложный характер. Здесь нередко наблюдается чередование горизонтов пресных и соленых подземных вод, что объясняется разной степенью водопроницаемости и проницаемости отдельных толщ и разным высотным положением их областей питания.

Близость к молодым складчатым и вулканическим областям обуславливает и другую характерную особенность бассейнов рассматриваемой области — относительно неглубокое залегание высокотермальных подземных вод. В ряде районов Приазовского и Терско-Кумского бассейнов уже на глубине 900—1500 м распространены воды с температурой до 90—150°С. Дебит некоторых самоизливающихся скважин,

вскрывших эти воды, измеряется десятками л/сек. При этом во многих районах теплые и горячие воды являются ценными в бальнеологическом и промышленном отношении благодаря высокому содержанию йода, брома и многих других элементов. Таким образом, к различным частям геологического разреза рассматриваемой артезианской области приурочены весьма мощные скопления пресных вод, пригодных для водоснабжения; соленоватых и соленых теплых и горячих вод, пригодных для теплофикации, лечебных целей и промышленного извлечения йода и некоторых других компонентов.

Гидрохимическая зональность области существенно отличается от гидрохимической зональности Восточно-Европейской и Печорской артезианских областей. Это обусловлено главным образом наличием очень мощной зоны соленых вод и подзоны весьма слабых рассолов вследствие медленного нарастания степени минерализации по мере углубления. Однако общая закономерность увеличения минерализации воды по мере движения от периферических частей области к центральной наблюдается и здесь. В соответствии с этим пояс пресных вод наиболее широко развит по южным склонам Украинского кристаллического щита и у северного подножия Кавказа. Мощность его не превышает 150—200 м. Значительно шире развит гидрохимический пояс АБ, причем мощность зоны Б достигает нескольких сотен, а иногда и тысяч метров. Центральные части артезианских бассейнов области заняты гидрохимическими поясами АБВ<sub>70</sub> и АБВ<sub>140</sub>. Гидрохимические подзоны рассолов с минерализацией больше 140 г/кг буровыми скважинами глубиной более 3000 м в пределах области пока не вскрыты. Характерной особенностью описываемой области является наличие гидрохимического пояса АБ<sub>70</sub>Б<sub>35</sub>, который тянется сравнительно широкой полосой вдоль Кавказа почти от Азовского моря до Каспия. В разрезе этого пояса в мощной толще неогена и палеогена (до 300 м и больше) наблюдается чередование гидрохимических зон соленых и рассольных вод разной минерализации. Некоторое представление о гидрохимических разрезах разных частей области дают табл. 22 и карта гидрохимических зон и поясов.

В табл. 22 приведены данные о гидрохимических разрезах Причерноморского артезианского бассейна, который еще очень слабо изучен, особенно на больших глубинах. Однако и эти недостаточные данные все же позволяют отметить, что в Причерноморском бассейне зона соленых вод и зоны весьма слабых рассолов (Б<sub>35</sub> и В<sub>70</sub>) прослеживаются в пределах всей толщи мезозоя на глубину свыше 1000 м. Причем в Каховской скважине намечается даже уменьшение минерализации соленых вод с 39 г/кг на глубине 582—587 м до 20 г/кг на глубине 1230—1260 м. Химический состав воды отчетливо хлоридный кальциево-натриевый с незначительной примесью сульфатов или гидрокарбонатов и невысоким содержанием брома и йода.

В табл. 23 показаны гидрохимические данные по нескольким районам Приазовского артезианского бассейна.

Несмотря на отрывочность этих данных вследствие неполного опробования скважин, они все же позволяют составить ориентировочное представление о гидрохимических разрезах соответствующих районов. Общим для них является то, что степень минерализации воды при глубине скважин до 2000—3000 м обычно не превышает 50—60 г/кг. Только на Баркаевской площади в юрских отложениях вскрыты слабые рассолы с минерализацией до 90—130 г/кг (подзона В<sub>140</sub>), что, очевидно, связано с выщелачиванием солей (гипс, галит) из титонских отложений.

В большинстве разрезов минерализация воды хотя и очень медленно, но все же увеличивается по мере углубления, за исключением разреза по Ахтыро-Бугундырской площади, расположенной на южном склоне Западно-Кубанского прогиба. В этом разрезе минерализация воды увеличивается до глубины 1511—1549 м (г/кг), затем уменьшается

до глубины 1984—2553 м (12,6 г/кг), после чего снова увеличивается до глубины 3200—3500 м (58,0 г/кг).

Химический состав воды во всем бассейне преимущественно хлоридный, натриевый, реже гидрокарбонатно-хлоридный. Среди катионов второе место занимает кальций, но его количество обычно не превышает нескольких процентов. Почти во всех разрезах отмечается повышенное содержание в воде йода при общем низком содержании брома.

Таблица 22

Гидрохимические разрезы Причерноморского артезианского бассейна (по В. М. Морозову)

Глубина опробова- ния, м	Возраст опробова- нного горизонта	М, $\frac{\text{г/кг}}{\text{л/г}}$	Химический состав	Содержание микро- компонентов, г/кг / г/л	
				I	Br
0			<i>Молдавская ССР (первый район)</i>		
Источник	Не указан	26/26	$\frac{\text{Cl}99 \text{ HCO}_3 \text{ 1}}{(\text{Na}+\text{K})79 \text{ Ca}18 \text{ Mg}3}$	$\frac{0,003}{0,003}$	$\frac{0,010}{0,010}$
			$\frac{\text{Cl}93 \text{ SO}_4,6 \text{ HCO}_3,1}{(\text{Na}+\text{K})83 \text{ Ca}9 \text{ Mg}8}$	$\frac{0,005}{0,005}$	$\frac{0,064}{0,065}$
678—722	J—Cr	34/35	$\frac{\text{Cl}93 \text{ SO}_4,6 \text{ HCO}_3,1}{(\text{Na}+\text{K})83 \text{ Ca}9 \text{ Mg}8}$	$\frac{0,005}{0,005}$	$\frac{0,076}{0,079}$
808—883	J	42/44	$\frac{\text{Cl}93 \text{ SO}_4,6 \text{ HCO}_3,1}{(\text{Na}+\text{K})82 \text{ Ca}10 \text{ Mg}8}$	$\frac{0,005}{0,003}$	$\frac{0,099}{0,103}$
975—1008	T <sub>2</sub>	51/53	$\frac{\text{Cl}95 \text{ SO}_4,5}{(\text{Na}+\text{K})79 \text{ Ca}12 \text{ Mg}9}$	$\frac{0,005}{0,007}$	$\frac{0,217}{0,232}$
1429—1594	Cm	96/104	$\frac{\text{Cl}99 \text{ SO}_4,1}{(\text{Na}+\text{K})73 \text{ Ca}19 \text{ Mg}8}$	$\frac{0,004}{0,005}$	$\frac{0,206}{0,221}$
1422—1701	Cm <sub>1</sub> <sup>?</sup>	95/102	$\frac{\text{Cl}99 \text{ SO}_4,1}{(\text{Na}+\text{K})75 \text{ Ca}20 \text{ Mg}5}$	$\frac{0,003}{0,004}$	$\frac{0,172}{0,180}$
			<i>Молдавская ССР (второй район)</i>		
592—621	S <sub>2</sub>	25/26	$\frac{\text{Cl}87 \text{ SO}_4,8 \text{ HCO}_3,5}{(\text{Na}+\text{K})77 \text{ Ca}22 \text{ Mg}1}$	$\frac{0,001}{0,001}$	$\frac{0,091}{0,093}$
854—858	S <sub>1</sub>	42/44	$\frac{\text{Cl}94 \text{ SO}_4,6}{(\text{Na}+\text{K})77 \text{ Ca}22 \text{ Mg}1}$	$\frac{0,003}{0,003}$	$\frac{0,101}{0,104}$
1019—1028	S	54/56	$\frac{\text{Cl}99 \text{ SO}_4,1}{(\text{Na}+\text{K})68 \text{ Ca}32}$	$\frac{0,004}{0,004}$	$\frac{0,131}{0,135}$
?	PCm	59/62	$\frac{\text{Cl}99 \text{ SO}_4,1}{(\text{Na}+\text{K})66 \text{ Ca}34}$	$\frac{0,005}{0,005}$	$\frac{0,172}{0,180}$
			<i>Район Каховки</i>		
582—587	Pg <sub>2</sub>	39/40	$\frac{\text{Cl}99}{(\text{Na}+\text{K})83 \text{ Mg}10 \text{ Ca}7}$	$\frac{0,011}{0,012}$	$\frac{0,084}{0,086}$
633—637	Cr <sub>2</sub> +Pg <sub>1</sub>	30/31	$\frac{\text{Cl}99}{(\text{Na}+\text{K})83 \text{ Mg}10 \text{ Ca}7}$	$\frac{0,008}{0,008}$	$\frac{0,067}{0,069}$
1233—1260	Cr <sub>1</sub>	20/20	$\frac{\text{Cl}100}{(\text{Na}+\text{K})84 \text{ Ca}10 \text{ Mg}5}$	$\frac{0,009}{0,009}$	

В табл. 24, 25, 26 даны гидрохимические разрезы отдельных частей Терско-Кумского, Дагестанского и Кубанского артезианских бассейнов. Они показывают, что и в этих бассейнах скважинами до 3500 м пока не вскрыты рассолы с минерализацией больше 140—150 г/кг. При этом рассолы, характеризующиеся наиболее высокой минерализацией в названных бассейнах, приурочены к нижнему мелу, юре и более древним отложениям.

## Гидрохимический разрез Терско-Кумского артезианского бассейна (по М. П. Располову)

Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	М, г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л		Температура воды, °С, глубина, м
				Ж	Вг	

## Ставропольское поднятие

## Северо-Ставропольская площадь

640—743	Pg <sub>3</sub> <sup>1</sup> ch (хадум)	21,8—75,0	Cl93—99 HCO <sub>3</sub> 1—7	19—56	40—180	28,4 238
		22—36,1	Na92—98 Ca1—5 Mg1—3			
744—1198	Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> бел. свит.	20,0—26,9	Cl94—98 HCO <sub>3</sub> 1—4 SO <sub>4</sub> 0—1	40—46	80—143	
		20,3—27,1	Na95—97 Ca2—3 Mg1—2			
1012—1014	Pg <sub>2</sub> <sup>1+2</sup>	7,5	Cl85 HCO <sub>3</sub> 15	4	15	60,9 803
		7,6	Na97 Ca2 Mg1			
967—1099	Pg <sub>1</sub>	13,9—39,5	Cl91—99 HCO <sub>3</sub> 6 CO <sub>3</sub> 2 SO <sub>4</sub> 1	39	30—48	80 1790
		14,1—40,8	Na80—98 Ca1—18 Mg1			
1791—1797	Cr <sub>2</sub>	55,0	Cl99 SO <sub>4</sub> 1	14	24	
		57,0	Na97 Mg2 Ca1			
1789—1795	Cr <sub>1</sub>	42,0—55,5	Cl98—99 SO <sub>4</sub> 1—2 HCO <sub>3</sub> 0,4—1	11—14	24—50	
		43—58	(Na + K)96—98 Ca0,6—3 Mg0,2—2			

Большинство гидрохимических разрезов характеризуются очень медленным, но все же последовательным увеличением минерализации. Так, в Дагестанской моноклинали, на площади Ялыма, на глубине 3100—3200 м минерализация рассолов не превышает 80 г/кг; в Затеречной равнине, на площади Озек-Суат, на глубине 3430—3450 м — 69 г/кг, на площади Русский Хутор, на глубине 3360—3540 м — 137 г/кг, на Праксоевской площади, на глубине больше 3500 м — 30—90 г/кг.

По химическому составу воды преимущественно хлоридные натриевые, с небольшой примесью гидрокарбонатов и кальция (до нескольких, редко до десятков процентов).

Содержание йода в рассолах почти всех разрезов повышенное (до нескольких десятков мг/л) при небольшом количестве брома (до 100—200 мг/л, редко больше).

Заканчивая краткую характеристику гидрохимической зональности Черноморско-Каспийской артезианской области, следует подчеркнуть, что для нее характерна большая мощность зон соленых вод и слабых рассолов, отсутствие крепких рассолов даже на глубинах (до 3000 м и больше), повышенное количество в соленых водах и рассолах йода при небольшом содержании брома. Все это находится в полном соответствии с историей геологического развития этой области, отсутствием в геологическом разрезе кайнозоя и мела соленосных отложений при наличии мощных и широко распространенных нефтегазоносных пород. Галогенные отложения некоторыми скважинами вскрыты только в юре в пределах вала Карпинского и в некоторых других районах. По-видимому, именно этим объясняется, что наиболее минерализованные воды описываемой области связаны с юрскими и залегающими на них нижнемеловыми отложениями.

Гидрохимический разрез некоторых районов Приазовского бассейна (по М. П. Распопову)

Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	М, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л		Температура воды, °С; глубина, м
				Ж	Вг	
<i>Скифская платформа</i>						
120—150	N <sub>1</sub> <sup>2</sup> понт.	$\overline{2,8}$	$\frac{SO_4 78 \ HCO_3 16 \ Cl 9}{(Na + K) 49 \ Mg 30 \ Ca 21}$	Следы	106	$\frac{55}{1300}$
1282—1390	Pg <sub>1</sub>	$\overline{16,7-27,1}$	$\frac{Cl 99 \ HCO_3 1}{(Na + K) 96 \ Ca 3 \ Mg 1}$	24—58,4	50—92	
1540—1560	Cr <sub>2</sub>	$\frac{21,5}{21,6}$	$\frac{Cl 95 \ SO_4 4 \ HCO_3 1}{(N + K) 93 \ Ca 4 \ Mg 3}$	100	45	
2060—2312	Cr <sub>1</sub>	$\frac{11,6-65}{11,8-68,3}$	$\frac{Cl 18-100 \ SO_4 0-19 \ HCO_3 1-3}{(Na + K) 83-93 \ Ca 5-12 \ Mg 2-5}$	2—20	4—72	$\frac{78}{2250}$
<i>Каневская площадь</i>						
1441—1509	Cr <sub>2</sub>	$\frac{15,3-22,5}{15,4-22,9}$	$\frac{Cl 81-95 \ SO_4 3-16 \ (HCO_3 + CO_3) 2-3}{(Na + K) 95-99 \ Ca 1-3 \ Mg 0-2}$	36,0—36,7	6,40—71,5	
1756—1821	Cr <sub>1</sub>	$\overline{20-22,9}$	$\frac{Cl 93,6-96 \ HCO_3 4-5,6}{Na 98}$	14,4—18,2	42,6—69,3	$\frac{85}{1800}$
<i>Западно-Кубанский прогиб</i>						
1523—2290	N <sub>1</sub> <sup>3</sup> мэотис	$\overline{27,6-37,6}$	$\frac{Cl 82,8-98,8 \ HCO_3 1,2-17,2}{Na 94,8-98,4 \ Ca 2,4-2,6 \ Mg 3,5}$	48,2—66,5	10,7—111,9	$\frac{80}{2290}$
2237—2299	N <sub>1</sub> <sup>3</sup> сармат	$\overline{62,2}$	$\frac{Cl 99}{Na 94,4 \ Ca 3}$	59,8	133	$\frac{80}{2299}$
<i>Южный борт прогиба</i>						
471—454	N <sub>2</sub> понт.	$\frac{24,4}{29,9}$	$\frac{Cl 85 \ HCO_3 15}{(Na + K) 97 \ Ca 2 \ Mg 1}$	20	67	—

1100—1024	N <sub>1</sub> чокр.	$\overline{23,8}$	$\frac{Cl84 \text{ HCO}_3 16}{(Na + K)91 \text{ Mg6 Ca3}}$	52	171	—
1511—1540	Pg <sub>3</sub> майкоп	$\frac{42,3}{43,9}$	$\frac{Cl90 \text{ HCO}_3 10}{(Na + K)96 \text{ Mg3 Ca1}}$	59	125	—
1741—1869	Pg <sub>2</sub> <sup>im</sup> зыбз	$\overline{7,9-13,3}$	$\frac{Cl75-90,4 \text{ HCO}_3 9,6-24,8}{Na95,8-99,2 \text{ Mg0-2}}$	20,7—23,5	80,8—90,4	—
1984—2553	Pg <sub>1</sub> ильск.	$\overline{12,6}$	$\frac{Cl157 \text{ HCO}_3 42,4}{(Na + K)98,6 \text{ Mg2}}$	12—37,2	67,6—128	—
2030—2742	Pg <sub>1</sub> горяч ключ	$\overline{11,9-33,9}$	$\frac{Cl170-98 \text{ HCO}_3 2-26}{(Na + K)97 \text{ Mg2 Ca1}}$	15—60	59—187	—
3200—3500	Pg <sub>1</sub> цице	$\frac{58,0}{60,2}$	$\frac{Cl198,6}{Na93,8 \text{ Ca3,8 Mg2,4}}$	18	112	—

*Адыгейский выступ*

Север выступа

925—343	N <sub>1</sub> караган-чокрак	$\overline{4,9}$	$\frac{Cl170 \text{ HCO}_3 28,6}{Na98,6}$	3,8	10,7	$\frac{55}{943}$
2213—2320	Pg <sup>1+2</sup>	$\overline{14,6}$	$\frac{Cl167,6 \text{ HCO}_3 31}{(Na + K)99,8}$	19,9	48	$\frac{1255}{2300}$
2598—2658	Cr <sub>1</sub> <sup>al</sup>	$\overline{6,3-13}$	$\frac{Cl178-89 \text{ HCO}_3 11,2 \text{ SO}_4 72}{Na96,8-98,8}$	Следы	12—24,5	$\frac{117,7}{2650}$
2750—2878	Cr <sub>1</sub> <sup>ap</sup>	$\overline{13,0-44,6}$	$\frac{Cl181,2-98,2 \text{ HCO}_3 1,0-13}{Na90,8-99,6 \text{ Ca6,8}}$	3,2—16,9	20,2—102,3	$\frac{123}{2850}$
2784—2825	Cr <sub>1</sub> <sup>hl</sup>	$\overline{53}$	$\frac{Cl198,8}{Na90,4 \text{ Ca7,8}}$	13,2	125,8	—
3100—3104	J <sub>2</sub>	$\overline{31}$	$\frac{Cl197,2}{Na90 \text{ Ca6}}$	21,2	56,5	$\frac{140}{3100}$

Глубина опробова- ния, м	Возраст пород опробован- ного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л		Температура воды, °С; глубина, м
				Ј	Вг	
Юг выступа						
424—1310	Cr <sub>1</sub> <sup>ar</sup>	$\frac{2,1-12,5}{}$	$\frac{Cl 19,4-92,4 \text{ HCO}_3 7,2-75}{Na 94,2-99}$	1,3—18,1	3,7—28,6	—
1287—2022	Cr <sub>1</sub> <sup>br</sup>	$\frac{3,6-32,0}{}$	$\frac{Cl 43-97,4 \text{ HCO}_3 2,4-56,0}{Na 94,4-98,6 \text{ Ca} 3}$	1,3—29,7	3,2—74,5	$\frac{66,5}{1400}$
1487—1885	Cr <sub>1</sub> <sup>igt</sup>	$\frac{6,6-30,0}{}$	$\frac{Cl 74,8-96,4 \text{ HCO}_3 3,5-21,6}{Na 94-98}$	62,6—74,4 (до 10)	8,5—44,8	$\frac{1630}{}$
1600—2140	J <sub>3</sub> <sup>1</sup>	$\frac{12,4-34,0}{}$	$\frac{Cl 83,2-95,4 \text{ HCO}_3 4,6-13 \text{ SO}_4 2,6}{(Na + K) 90,6-97,2 \text{ Ca} 3-4 \text{ Mg} 2}$	2,2—29,4	17—112	$\frac{76}{2000}$
1945—2780	J <sub>3</sub> ol—km	$\frac{50,3}{36,2-52,0}$	$\frac{Cl 97,2-97,8 \text{ HCO}_3 2,4-2,8}{Na 89,4-94 \text{ Ca} 4-8 \text{ Mg} 2}$	21,6—95,2	11,2—55,9	—
Восточно-Кубанская впадина						
Север впадины						
968—973	N <sub>1</sub> караган-чокрак	$\frac{4,9}{}$	$\frac{Cl 70 \text{ HCO}_3 28,6}{Na 98,6}$	7,2	19,2	$\frac{47}{970}$
1090—1107	Pg <sup>1+2</sup>	$\frac{12,0}{}$	$\frac{Cl 80 \text{ HCO}_3 14}{Na 99,2}$	38,1	44,8	$\frac{87,5}{1100}$

2267—2384	Cr <sub>1</sub> <sup>al</sup>	$\frac{11,2-34,5}{}$	$\frac{Cl97,4}{Na91,6-95,8 Ca3,4}$	5,5—12,7	32—76,2	—
2430—2701	Cr <sub>1</sub> <sup>ap</sup>	$\frac{20,2-40,2}{}$	$\frac{Cl91,8-98,6 HCO_3,1-4,0 SO_4,3,4}{Na95,2-96 Ca2-3 Mg2,8}$	5,1—12,7	42,6—70,8	$\frac{124,5}{2700}$
2748—2749	J <sub>3</sub> <sup>t</sup>	$\frac{24,4}{}$	$\frac{Cl94,4 HCO_3,5,4}{(Na + K) 98 Ca2}$	10,5	56,4	—

Юг впадины

1998—2135	Cr <sub>1</sub> <sup>ap</sup>	$\frac{2,5-4,1}{}$	$\frac{Cl37,8-51,4 HCO_3,33-43,8 SO_4,4-18,6}{Na97,2}$	Her	8,1	—
2676	J <sub>3</sub> <sup>t</sup>	$\frac{43,5}{}$	$\frac{Cl99,8}{Ca42 Mg33 (Na + K)24,6}$	63,4	692	—

Т о же (юг впадины)

1087—1300	J <sub>3</sub> <sup>kl</sup>	$\frac{31,0-93,6}{}$	$\frac{Cl91,4-99,4 SO_4,4-7,4}{Na80,4-91,2 Ca4,8-18,8}$	13—38,2	91—128	$\frac{42}{1285}$
1250—1550	J <sub>2</sub>	$\frac{73,5-113}{77,8-124,2}$	$\frac{Cl93,4-98,8 SO_4,0-6,6}{Na90,4-93,6 Ca5,4-6,4 Mg2,4}$	16,5—83,9	50,6—218	$\frac{47,5}{1530}$

## Гидрохимический разрез Затеречной равнины Терско-Кумского артезианского бассейна (по М. П. Распопову)

Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	M, $\frac{g/Kc}{cm^3}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л		Температура воды, °С, глубина, м
				J	Bг	
Восток Затеречной равнины						
350—358	N <sub>2</sub> ap	$\frac{0,6}{0,6}$	$\frac{HCO_3 87,8 \text{ Cl} 5,4}{Na 93,2 \text{ Ca} 3,4 \text{ Mg} 3,4}$	0,4	0,5	25
2492—2486	Cr <sub>2</sub>	$\frac{40,6}{40,8}$	$\frac{Cl 96 \text{ HCO}_3 2 \text{ SO}_4 2}{(Na + K) 94 \text{ Ca} 5 \text{ Mg} 1}$	24,1	82,5	—
2637—3324	Cr <sub>1</sub>	$\frac{64,1-124,8}{67,5-135,0}$	$\frac{Cl 98,7-100 \text{ HCO}_3 0,1-1,2 \text{ SO}_4 0,2}{(Na + K) 79-92,7 \text{ Ca} 4-18,7 \text{ Mg} 0,1-3,3}$	1,4—23,7	128—510	—
3364—3537	J <sub>2</sub>	$\frac{103,9-136,7}{112-145,8}$	$\frac{Cl 99,5-99,8 \text{ HCO}_3 0,1-0,5 \text{ SO}_4 0,1}{(Na + K) 79-82,6 \text{ Ca} 5,8-19,4 \text{ Mg} 0,1-2,8}$	1,4—15	197—510	—
Центр Затеречной равнины						
550—570	N <sub>2</sub> <sup>3</sup> ak	$\frac{11,0-15,7}{11,1-15,9}$	$\frac{Cl 77,5-78,9 \text{ SO}_4 11,3-20 \text{ HCO}_3 8,8}{Na 75,3-86,5 \text{ Ca} 7-17 \text{ Mg} 7-8}$	0,8—108	3—16,9	$\frac{38}{591}$
1917—2350	Pg <sub>3</sub> + N <sub>1</sub> <sup>1</sup> (хадум)	$\frac{25,2-85,1}{25,8-89,2}$	$\frac{Cl 95-98 \text{ CO}_3 1,2-4,2}{Na 88,6-98,3 \text{ Ca} 1,2-10 \text{ Mg} 1}$	12,5—25,4	77	$\frac{47,4}{800}$
2643—3441	Cr <sub>1</sub>	$\frac{65,7-102,0}{69,0-110,0}$	$\frac{Cl 98-100 \text{ HCO}_3 0-2}{(Na + K) 70-98 \text{ Ca} 2-28 \text{ Mg} 0,3-4,7}$	$\frac{1,1-83}{(10-15)}$	$\frac{13-303}{(100-150)}$	$\frac{125,5}{2634}$
3335—3509	J	$\frac{70-102}{73,0-109,0}$	$\frac{Cl 98-100 \text{ HCO}_3 0,5-1}{(Na + K) 57-79 \text{ Ca} 18-20 \text{ Mg} 2-20}$	2,5—23,4	130—2300	—
3431—3451	Pz (фундамент)	$\frac{68,7}{72,1}$	$\frac{Cl 98,7 \text{ CO}_3 1,2}{(Na + K) 71,8 \text{ Ca} 26,3 \text{ Mg} 1,9}$	5,9	140—230	—
Запад Затеречной равнины						
Скв. 36 734—754	N <sub>1</sub> <sup>2</sup> (чокрак)	$\frac{10,2}{10,3}$	$\frac{Cl 86,6 \text{ SO}_4 12,5}{Na 67,6 \text{ Mg} 27,8 \text{ Ca} 4}$	12	20	$\frac{24,5}{390}$
Скв. 9 1942—2265	Pg <sub>3</sub> + N <sub>1</sub>	$\frac{25,8-29,9}{26,5-30,4}$	$\frac{Cl 95,8-96,8 \text{ HCO}_3 2,9-7,4}{Na 92-93,3 \text{ Ca} 3,5-4,8}$	16,5—19,9	75,9—90,2	$\frac{50,7}{970}$

Скв. 18 2483—2505	$Pg_2^3$ km	8,0 8,3	$\frac{Cl83 SO_4 10,6 HCO_3 5,3}{Na 89,2 Ca 9,8}$	8,4	25	—
Скв. 18 2448—2460	$Pg_2^2$	25,4 26,0	$\frac{Cl96 HCO_3 2,9}{Na 95 Ca 4,2}$	14,8	84,4	—
Скв. 17 2647—2660	$Pg_2^{1+2}$	11,3 11,4	$\frac{Cl94,8 HCO_3 4}{Na 76,5 K 14 Ca 5,5}$	5,8	22,3	$\frac{128,8}{2584}$
Скв. 2 2676—2683	$Pg_1$	32,0 31,9	$\frac{Cl92 HCO_3 2,8 SO_4 0,8}{Na 97,8 Ca 2}$	7,7	77,9	—
Скв. 8, 9, 14 2356—2886	$Cr_2$	28,6—53,0 29,1—54,7	$\frac{Cl96,7—98,4 HCO_3 1,4—3,3 SO_4 0,2—1,0}{(Na + K) 94,8—97,5 Ca 2,3—4,6 Mg 0,2—1,4}$	2,8—15,2	10—96	$\frac{142}{2639}$
Скв. 6, 5, 26, 16, 23 2625—3615	$Cr_1$	29,4—88,5 30—94,5	$\frac{Cl95,3—99,8 HCO_3 0—2,9}{Na 91—96 Ca 3,3—8}$	1—19,8	5—352	$\frac{150,2}{2888}$
Скв. 16, 23 3405—3696	J	26,0—74,1 26,4—78,1	$\frac{Cl96,6—99,4 HCO_3 1,6—2,2 SO_4 1,3}{Na 89,3—97,1 Mg 2—3}$	4,8—10,4	44—162	—
1780—1790	Pz (фундамент)	42,3 43,7	$\frac{Cl98 HCO_3 1 SO_4 1}{Na 96 Ca 3 Mg 1}$	12	50	—
<i>Вал Карпинского</i>						
Запад вала						
280—288	$Pg$ (нижний миоцен)	14,9 15,1	$\frac{Cl81,3 SO_4 17 HCO_3 1,7}{(Na + K) 89 Ca 7,6 Mg 3,4}$	4	19,6	—
325—375	$Cr_2$	44,0—74 45,3—77,4	$\frac{Cl99—100 HCO_3 0,2—0,1 SO_4 0,5}{(Na + K) 88—91 Ca 7—9 Mg 2—3}$	6,5—42	2—80	—
361—674	$Cr_1$	15—78 79,5—82,1	$\frac{Cl99—100 SO_4 0,1—0,7 HCO_3 0,1—0,2}{(Na + K) 88,4—89 Ca 8—8,3 Mg 3}$	12	24—151	—
1475—1479	J	107 115,6	$\frac{Cl99,8 SO_4 0,1 Er 0,1}{(Na + K) 84,2 Ca 11,3 Mg 94}$	—	221	—
Восток вала						
545—549	$Cr_2$	42 43,2	$\frac{Cl98,3 HCO_3 1,7}{(Na + K) 90,6 Mg 6,3 Ca 2,5}$	3,4	927	—

Глубина опробова- ния, м	Возраст пород опробован- ного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л		Температура воды, °С. глубина, м
				Л	Вг	
758—1157	Cr <sub>1</sub>	$\frac{71-119}{74,7-130}$	$\frac{Cl99-100 \text{ HCO}_3 0,2-1 \text{ SO}_4 0,2}{(Na+K) 82-99 \text{ Ca}1-13 \text{ Mg}0-5}$	4,4—13,7	47—306	—
1874—1956	J	$\frac{123-150}{134-166,0}$	$\frac{Cl100}{(Na+K) 77-86 \text{ Ca}11-17 \text{ Mg}2-6}$	4,6—9,6	36—368	—
1886—2040	PT	$\frac{113-148}{123,8-164,4}$	$\frac{Cl99,8-100 \text{ HCO}_3 0-0,1}{(Na+K) 77,5-93,6 \text{ Ca}12,5-16,8 \text{ Mg}3,9-5,9}$	4,6—9,2	23—82	—
<i>Область Передовых хребтов</i>						
Терско-Сунженский район						
1671—1729	Pg <sub>3</sub> + N <sub>1</sub> <sup>1</sup> (майкоп)	$\frac{23,7-29,8}{24,3-30,1}$	$\frac{Cl97 \text{ HCO}_3 2,7 \text{ SO}_4 0,2}{Na94 \text{ Ca}2,7 \text{ K}0,7 \text{ Sr}0,2}$	10—37	111	$\frac{46,8}{1151}$
2242—2270	Pg <sub>2</sub> Im	$\frac{26,1}{26,5}$	$\frac{Cl94 \text{ CO}_3 6}{(Na+K)95,5 \text{ Ca}2,8 \text{ Mg}1,7}$	—	73	$\frac{81,0}{2150}$
2303—2710	Cr <sub>2</sub>	$\frac{44,8-52,0}{45,2-53,8}$	$\frac{Cl97-99,1 \text{ SO}_4 0,5-1,9 \text{ CO}_3 0,4-1,4}{Na72,7-97,7 \text{ Ca}0-25,3 \text{ Mg}0,9-28}$	20,3—45,3	68—176	$\frac{85,5}{2317}$
2546—3055	Cr <sub>1</sub>	$\frac{60,4-70,2}{63,0-73,0}$	$\frac{Cl98-99 \text{ SO}_4 0,7-1,5 \text{ HCO}_3 0,1-0,8}{(Na+K) 83-90 \text{ Ca}7-13 \text{ Mg}1,5-3}$	До 36	115—141	—
Черногорский предгорный прогиб						
680—740	Pg <sub>3</sub> + N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	$\frac{28,7-40,2}{29,3-41,5}$	$\frac{Cl97-97,8 \text{ HCO}_3 1,1-2,3}{Na94-95 \text{ Ca}3-5 \text{ Mg}1-1,8}$	24—34	90—114	—
895—1356	Cr <sub>2</sub>	$\frac{45,0-52,1}{46,6-53,2}$	$\frac{Cl98-99 \text{ CO}_3 0,6-0,3 \text{ SO}_4 0,6-0,8}{Na87,4-92 \text{ Ca}6-10 \text{ Mg}1,4-2}$	29,4—31,8	121	$\frac{77}{950}$
1562—2390	Cr <sub>1</sub>	$\frac{25,1-64,5}{26,0-68,0}$	$\frac{Cl97-98 \text{ SO}_4 0,2-2,4}{Na81-86 \text{ Ca}11-89 \text{ Mg}1-3}$	12,7—32	25,8	$\frac{77}{1600}$
2526—2580	J <sub>3</sub>	$\frac{69,2}{73,0}$	$\frac{Cl99,7 \text{ SO}_4 0,2 \text{ HCO}_3 0,1}{(Na+K) 83,2 \text{ Ca}14,7 \text{ Mg}2,1}$			

Гидрохимический разрез Дагестанского и Кубанского артезианских бассейнов  
(по М. П. Распопову)

Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/л				Температура, °С
				J	Br	Sr	K	
<b>Центральная часть моноклинали</b>								
300—305	N <sub>1</sub> <sup>3</sup> сред. сармат.	3,0	Cl78,8 HCO <sub>3</sub> 20	1	4,3	—	13,0	22
355—367		3,0	Na95,4 Mg2,6					
169—175	N <sub>1</sub> <sup>2</sup> чокрак	17,3	Cl99,5	8,4	54,1	8,3	19,1	24
		17,6	(N + K)91,4 Ca4,3					
809—820	Cr <sub>2</sub>	70,1	Cl99,4	15	181,5	—	218,8	43
		72,0	Na89,5 Ca6,0 Mg3,1					
640—643	Cr <sub>1</sub>	58,6	Cl98,7	16,5	164,7	—	258,5	34
		60,1	(Na + K)89,4 Ca6,1 Mg4,0					
766—891	J <sub>1—2</sub>	67,0	Cl99,76	164	179	—	220,4	28
		69,6	Na89,4 Ca6,4 Mg2,8					
<b>Кусарская равнина</b>								
900	N <sub>2</sub> <sup>ak</sup>	14,3	Cl90 HCO <sub>3</sub> 9	35	253	—	—	—
		14,7	Na95 Mg3 Ca2					
1724—1853	N <sub>1</sub> <sup>чокр.</sup>	35,0	Cl96 HCO <sub>3</sub> 3	28	—	—	—	—
		36,0	Na96 Mg4					
2159—2163	Pg <sub>3</sub> — N <sub>1</sub>	64,8	Cl98	20	—	—	—	—
		66	Na92 Ca8					
2635—2850	Cr <sub>2</sub>	64,8	Cl98	18	—	—	—	—
		66	Na88 Ca10					
3157—3162	Cr <sub>1</sub> <sup>af</sup>	80	Cl99	18	—	—	—	—
		83	Na90 Ca9					

Сравнительные данные о степени минерализации воды и содержания в ней специфических компонентов приведены в табл. 27.

Таблица 27

Содержания микрокомпонентов в соленых водах и рассолах Азово-Каспийской системы артезианских бассейнов (по данным В. С. Котова, В. М. Николаева, Г. М. Сухарева, М. П. Распопова, В. Н. Корценштейна)

Бассейны	Возраст пород опробованного горизонта	Глубина опробования, м	Минерализация, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Br	J
Приазовский	N Pg Cr <sub>1</sub> + Cr <sub>2</sub>	348—2628	1,2—51	0,002—0,189	0,003—0,085
		251—2930	2—65	0,004—0,200	Следы—0,122
		169—2312	2—73	0,003—0,138	Следы—0,1
		308—1550	1—147	0,002—0,225	Следы—0,085
		1551—1710	21—23	До 0,050	До 0,1
Терско-Кумский	N <sub>2</sub> Pg Cr C <sub>1</sub>	101—130	7—18	0,010—0,060	—
		138—1585	3—87	0,005—0,290	0,001—0,052
		465—2869	1—100	0,003—0,150	0,001—0,042
		1780—2020	44—67	0,050—0,158	0,004—0,012
Межгорные бассейны передовых хребтов (Притеречный прогиб, Дагестанская моноклинали)	N Pg Cr J	23—2855	1—95	0,001—0,555	Следы—0,088
		117—3250	1,4—71,1	0,001—0,279	0,002—0,037
		100—2960	1—69	Следы—0,170	Следы—0,038
		100—2473	5—77	0,015—0,23	0,006—0,018

*Арало-Каспийская артезианская область* расположена в основном в пределах Туранской плиты эпигерцинской платформы. Она ограничена следующими складчатыми областями: Копетдагской, Тяньшаньской, Центрально-Казахстанской, Уральской. На западе область погружается в Каспийское море. Складчатый фундамент рассматриваемой артезианской области имеет герцинский возраст, а осадочный чехол сложен терригенными и карбонатными породами мезозойского и кайнозойского возраста, среди которых в отдельных районах имеются мощные толщи галогенных отложений преимущественно юрского возраста. В пределах области расположены следующие артезианские бассейны первого порядка: Амударьинский, Сырдарьинский, Западно-Туркменский, Тургайский, Чуйский.

На формирование солевого состава и степени минерализации подземных вод этой области большее влияние оказывает засушливый климат степей и пустынь, а также сравнительно широкое распространение соленосных и гипсоносных отложений в геологическом разрезе (особенно на юге области). Все это обуславливает большое засоление вод даже в зоне свободного водообмена. В результате этого во всем разрезе чехла области преобладают соленые воды и рассолы. В верхней части разреза пресные, солоноватые и слабосоленые воды широко распространены в альб-сеноманских, а на отдельных участках и в других породах. Довольно часто они также встречаются в четвертичных отложениях, где образуют относительно небольшие артезианские бассейны или линзы пресных вод, плавающие на соленых водах и рассолах. Пресные и солоноватые воды водоносных горизонтов и линз широко используются для водоснабжения. Некоторые сведения о пресных водах области приведены в табл. 28.

Таблица 28

**Пресные воды некоторых бассейнов Арало-Каспийской артезианской области**  
(по Л. Е. Михайлову)

Артезианские бассейны	Основные горизонты питьевых вод		
	Возраст	Глубины эксплуатируемых скважин, м	Дебиты скважин, л/сек
Западно-Туркменский . . . . .	N <sub>1</sub> S	10,0—120,0	0,1—10,0
Амударьинский . . . . .	Q	10,0—200,0	1,0—10,0
Сырдарьинский . . . . .	Q	1,0—300,0	0,1—65,0
	Сг	400,0—2000,0	10,0—50,0

В краевых частях бассейнов, примыкающих к горным сооружениям, наблюдаются сложные гидрохимические разрезы, в которых пресные воды чередуются с водами разной солености. Наиболее важное значение для водоснабжения населения и орошения в этих районах имеют воды пролювиальных отложений, покрывающих подошвы гор. В конусах выноса сконцентрированы весьма крупные ресурсы пресных вод. В западной части артезианской области, в пределах Устюрта и равнинной части Мангышлака, пресные и солоноватые воды часто встречаются в сарматских известняках на глубинах 80—100 м.

На отдельных участках рассматриваемой области в глубоких частях разреза (Ташкентский, Чимкентский и другие районы) вскрыты минеральные термальные солоноватые, соленые воды и рассолы, представляющие большую ценность в бальнеологическом и термоэнергетическом отношении. Рассолы во многих районах имеют повышенное содержание йода, брома и других полезных ископаемых и вследствие этого являются перспективными источниками разнообразного химического сырья.

Следует отметить, что глубокие части разреза рассматриваемой артезианской области начинают только разбуриваться, изучены еще слабо. Однако уже известные данные о них позволяют полагать, что они богаты рассолами разнообразного химического состава и минерализации.

Гидрохимическая зональность области изучена неравномерно, в общем слабо, но, по данным бурения глубоких скважин, можно заключить, что она существенно различна в разных структурах. Характер гидрохимической зональности Арало-Каспийской области достаточно полно описан в работах Б. Б. Митгарц и др. Последнее описание сделано Л. Е. Михайловым. Основные его данные показаны на карте гидрохимических зон и поясов. Анализ всех этих данных показывает, что гидрохимическая зона пресных вод в описываемой области имеет сравнительно небольшое распространение. На большей части территории она замещена гидрохимической зоной Д, т. е. зоной пестрого распространения вод разной минерализации — от пресных до рассольных. Широкое развитие зоны Д обусловлено аридным климатом, господствующим на всей территории области. Гидрохимический пояс А небольшой мощности развит только вдоль складчатых областей, ограничивающих область. В отличие от этого очень широко распространен гидрохимический пояс соленых вод. Он занимает всю центральную часть Тургайского артезианского бассейна и большую часть Сырдарьинского. По мере погружения фундамента Туранской плиты к западу и юго-западу от Амударьи появляются гидрохимические пояса различных подзон рассолов, вплоть до сверхкрепких в юго-восточной части Амударьинского артезианского бассейна. При этом в пределах многих районов описываемой области развиты гидрохимические пояса, характеризующиеся разным чередованием пресных, соленых и рассольных вод.

Восточно-Прикаспийская система артезианских бассейнов включает Западно-Туркменскую равнину, Красноводский полуостров, равнинную часть Мангышлака. Названные районы образуют артезианские бассейны второго порядка.

Закаспийский (Западно-Туркменский) артезианский бассейн занимает восточную часть Южно-Каспийской впадины с фундаментом на глубине 8000—10 000 м.

Вследствие большой сложности гидрогеологических условий отдельные части бассейна обладают различными гидрохимическими разрезами. Однако в целом для всего бассейна, по Михайлову, характерна следующая схема зональности. Вверху расположена зона Д, т. е. зона пестрых по химическому составу и степени минерализации вод от солоноватых до крепких рассолов. Она охватывает толщу четвертичных и верхи неогеновых отложений мощностью 50—250 м. Ниже следует зона хлоридных кальциево-натриевых рассолов, приуроченная к толще морских акчагыльских и континентальных плиоценовых отложений. Эта зона начинается подзоной крепких (до 270 г/кг) рассолов мощностью в разных районах 600—2000 м. Ниже следуют подзоны слабых (140 г/кг) и весьма слабых (70 г/кг) рассолов общей мощностью от 300 до 1800 м. Еще глубже рассолы сменяются солеными (35—20 г/кг) водами. С уменьшением степени минерализации вод изменяется и их химический состав: они претерпевают изменение от хлоридных кальциево-натриевых (в подзонах В<sub>270</sub> и В<sub>140</sub>) до хлоридных натриевых с небольшим количеством гидрокарбонатов натрия и сульфатов (табл. 29). Наряду с существенным уменьшением степени минерализации воды по мере увеличения глубины содержание йода в воде практически остается постоянным по всему разрезу. Исключение представляет интервал глубин 1426—1444 м, где его количество заметно увеличивается. В отличие от содержания йода количество брома от относительно повышенных значений в верхней части разреза понижается до минимальных значений в нижней его части.

Гидрохимический разрез Закаспийского (Западно-Туркменского) артезианского бассейна  
(по Л. Е. Михайлову)

Скважина	Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизон- та	М, г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпо- нентов, г/кг		Темпера- тура во- ды, °С
					Ж	Вг	
1-ГРП	564—591	N <sub>2</sub> Kг I пачка	227,7 268,7	Cl99,7 (Na + K)74 Ca21	0,022	0,446	68—69
10	659—675	То же	226,8 267,7	Cl99,6 (Na + K)73 Ca23	0,022	0,436	69—70
12	669—694	N <sub>2</sub> Kг II пачка	216,3 250,9	Cl99,6 (Na + K)90 Ca6	0,023	0,283	—
16	714—747	То же	229,9 271,3	Cl99,8 (Na + K)75 Ca21	0,022	0,42	—
19	304—308	»	79,3 83,3	Cl99,8 (Na + K)84 Ca13	0,024	0,098	—
7	1160—1163	N <sub>2</sub> Kг III пачка	23,1 23,6	Cl98,9 (Na + K)96 Ca3	0,024	0,035	80
23	1426—1444	То же	18,9 19,3	Cl92 HCO <sub>3</sub> 8 (Na + K)99	0,022	0,04	—
150		N <sub>2</sub> Kг IV пачка	53,8 56,0	Cl95 SO <sub>4</sub> 5 (Na + K)85 Ca12	0,014	0,053	—
59	1928—1960	N <sub>2</sub> Kг V пачка	35,5 36,6	Cl95 HCO <sub>3</sub> 4 (Na + K)98 Mg1	0,022	0,033	—
52	2043—2111	N <sub>2</sub> Kг VI пачка	26,9 27,5	Cl99 SO <sub>4</sub> 9 (Na + K)90 Ca7	0,019	0,034	90
96	2300	То же	21,0 21,5	Cl90 SO <sub>4</sub> 5 HCO <sub>3</sub> 5 (Na + K)95 Ca3	0,021	0,042	—
29	2669—2674	N <sub>2</sub> Kг	33,2 34,2	Cl88 SO <sub>4</sub> 11 (Na + K)97	0,024	0,034	—

Приведенный гидрохимический разрез является характерным только для районов Восточно-Прикаспийского бассейна, сравнительно спокойных в тектоническом отношении.

Для районов со сложной тектоникой (при наличии многочисленных тектонических разломов) характерно более сложное распределение подземных вод разной минерализации, но общая тенденция уменьшения минерализации с глубиной сохраняется и в этих районах. Так, в Небит-Даге минерализация воды с увеличением возраста пород (а следовательно, и глубины их залегания) уменьшается (табл. 30).

Об изменении степени минерализации воды с глубиной в Краснодарском бассейне дает представление табл. 31. Из этой таблицы видно, что гидрохимический разрез данного бассейна в пределах разведанной глубины не имеет отчетливо выраженной закономерности изменения минерализации воды в зависимости от глубины. До глубины 570 м минерализация воды в общем увеличивается, затем в интервале глубин 615—1020 м несколько уменьшается, после чего снова увеличивается.

Амударьинская система артезианских бассейнов (Каракумский сложный артезианский бассейн) включает ряд разнообразных тектонических структур, каждая из которых обладает своеобразными гидрогеологическими условиями и существенно различными гидрохимическими разрезами.

## Изменение минерализации воды в Небит-Даге (по Л. Е. Михайлову)

Ярус	Минерализация воды, г/кг	Содержание микрокомпонентов г/кг	
		Ј	Br
<i>Центральный Небит-Даг</i>			
Апшеронский . . . . .	59—185	0,008—0,026	0,12—0,17
Акчагыльский . . . . .	38—188,7	0,01—0,03	0,1—0,2
Красноцветная толща . . . . .	23,4—165,7	0,01—0,036	0,04—0,30
<i>Западный Небит-Даг</i>			
Апшеронский . . . . .	74,5—90	0,012—0,045	0,10—0,19
Акчагыльский . . . . .	23,2—107,1	0,002—0,021	0,03—0,2
Красноцветная толща (верхняя часть) . . . . .	20,8—79	0,011—0,054	0,022—0,160
Красноцветная толща (нижняя часть) . . . . .	20,6—39,6	0,030—0,045	0,03—0,074

Таблица 31

## Минерализация воды Красноводского артезианского бассейна (по Л. Е. Михайлову)

Район	Глубина опробования, м	Возраст водоносной породы	Минерализация, г/кг
Кызыл-Куп . . . . .	До 256	Альб-сеноман	До 28
Северный Карши . . . . .	570	То же	50—73
Кошоба . . . . .	802,0—905,0	»	22
Омчалы . . . . .	615,0—1020,0	»	20—47
Аджигир . . . . .	602,0—1110,0	»	16—125

Представление о гидрохимических разрезах отдельных районов дает табл. 32.

Данные о гидрохимическом разрезе западного борта Каракумского бассейна указывают на постепенное и сравнительно медленное увеличение минерализации рассолов до глубины 1687—1705 м, где отмечен максимум около 150 г/кг. В интервале глубин 1705—2425 м минерализация рассолов составляет 143—148 г/кг, т. е. практически не изменяется, а затем несколько уменьшается и на глубине 2722—2823 м падает до 108 г/кг. По мере углубления меняется и химический состав рассолов. В них преобладают хлориды натрия по всему разрезу, но в верхней его части они существенно сульфатны и только с глубины 1346—1426 м сульфаты почти полностью исчезают. Примерно с этой же глубины заметно увеличивается количество кальция, достигая 30—40% (от суммы катионов) на глубинах 2660—2820 м. Содержание йода в рассолах практически не меняется по всему разрезу, а брома — несколько увеличивается.

Гидрохимический разрез центральной части Каракумского бассейна характеризуется в общем постепенным, но медленным увеличением минерализации по мере углубления с некоторым понижением ее в интервале 1122—1246 м. На глубине 1807—1861 м степень минерализации рассолов достигает 163,4 г/кг, а количество кальция увеличивается до 48% от суммы катионов. Содержание йода не превышает 0,010—0,015 г/кг, брома — 0,4—0,46 г/кг.

В табл. 32 приведены также гидрохимические разрезы Керки-Дагского района юго-восточной части Каракумского бассейна. В этом районе минерализация рассолов до глубины 2123—2139 м увеличивается (220 г/кг), затем до глубины 239—2401 м несколько уменьшается. При вскрытии юрских соленосных отложений минерализация рассолов то

увеличивается, то уменьшается. Максимум ее отмечен на глубине 2908 м (в соленосных отложениях юрского возраста, где она составляет 395 г/кг). Этот рассол характеризуется хлоридным магниево-кальциевым составом и высоким содержанием брома.

Таблица 32

Гидрохимические разрезы Каракумского артезианского бассейна  
(по Л. Е. Михайлову)

Скважина	Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг				Температура, град. С
					Na	Br	Sr	K	
<i>Западный борт бассейна</i>									
3	366—533	Pg + Cr <sub>2</sub> sn	10,5	Cl62 SO <sub>4</sub> 37	—	0,006	—	—	39—44
			10,97	(Na + K)85 Ca10 Mg5					
	546—652	Cr <sub>2</sub> sn	12,9	Cl64 SO <sub>4</sub> 34	—	—	—	—	48
			13,06	(Na + K)90 Ca7					
	661—747	»	10,5	Cl59 SO <sub>4</sub> 40	0,0	0,012	0,011	—	50
			10,62	(Na + K)74 Mg13 Ca11					
	770—831	Cr <sub>2</sub>	11,6	Cl67 SO <sub>4</sub> 32	—	0,019	—	—	51—53
			11,76	(Na + K)91 Ca6					
	845—921	»	20,06	Cl78 SO <sub>4</sub> 21	0,012	0,057	—	—	54—56
			20,46	(Na + K)90 Ca7					
	1053—1081	»	16,0	Cl94 SO <sub>4</sub> 6	0,0005	0,035	—	—	60—61
			16,4	(Na + K)83 Ca13					
1	1161—1310	Cr <sub>2</sub> cm	56,5	Cl96 SO <sub>4</sub> 3	—	0,14	—	—	64—69
			58,79	(Na + K)82 Ca14					
	1346—1426	Cr <sub>1</sub> al	72,2	Cl99	0,004	0,17	0,22	—	70—72
			75,82	(Na + K)77 Ca17					
	1687—1705	Cr <sub>1</sub> ap	154,9	Cl99	0,016	0,4	—	—	—
			173,49	(Na + K)70 Ca24					
	1722—1749	»	143,4	Cl99,5	0,012	0,3	0,4	—	82—83
			157,8	(Na + K)70 Ca24					
	1968—2062	Cr <sub>1</sub> nc	147,1	Cl99	—	0,25	—	—	86—92
			161,81	(Na + K)76 Ca19					
	1790—1882	Cr <sub>1</sub> nc	143,4	Cl99,5	0,012	0,3	0,8	—	—
			157,78	(Na + K)70 Ca24					
	2354—2425	J <sub>3</sub> <sup>c1</sup> + 0	148,0	Cl99	0,012	0,24	0,44	—	99
			162,80	(Na + K)70 Ca17					
	До 500	Pg	34	Cl77 SO <sub>4</sub> 23	—	—	—	—	—
			35,02	(Na + K)74 Ca17 Mg9					
1	580—601	Cr <sub>2</sub> sn	92,03	Cl99	0,027	0,23	—	0,23	—
			98,48	(Na + K)74 Ca16 Mg10					
	613—634	»	93,5	Cl99	0,024	0,23	—	0,22	—
			100,10	(Na + K)74 Ca16 Mg10					
5	916—1016	Cr <sub>2</sub> cm + t	150,0	Cl99,6	0,017	0,16	—	—	—
			168,09	(Na + K)85 Ca12					
	1135—1216	»	136,2	Cl99,8	0,013	0,17	—	0,5	—
			151,18	(Na + K)77 Ca19					
	1312—1455	Cr <sub>2</sub> cm	110,8	Cl99,6	0,013	0,12	—	—	—
			119,7	(Na + K)71 Ca22					

Скважина	Глубина опробования, м	Возраст пород опробован- ного горизонта	M <sub>1</sub> — г/г	Химический состав	Содержание микроком- понентов, г/кг				Темпера- тура, град. —С
					Na	K	Sr	Ca	
5	1746—1850	Cr <sub>1a1</sub>	148,2	Cl99,7	0,016	0,07	—	—	—
			166	(Na + K)73 Ca20					
	2025—2078	Cr <sub>1a1</sub>	160,6	Cl99	0,06	0,14	—	—	—
			179,9	(Na + K)74 Ca23					
	2123—2139	»	220,3	Cl99,8	0,013	0,11	—	—	—
			262,2	(Na + K)69 Ca25					
	2174—2220	Cr <sub>1ne</sub>	175,6	Cl99,8	0,01	0,15	—	—	—
			202	(Na + K)72 Ca25					
	2220—2246	»	120,7	Cl99	0,007	—	—	—	—
			132,82	(Na + K)89 Ca7 Mg4					
	2246—2268	»	191,5	Cl99,9	0,009	0,24	—	—	—
			224	(Na + K)94 Mg4 Ca2					
	2268—2301	Cr <sub>1v</sub> + h	127,6	Cl99,5	—	0,24	—	—	—
			140,37	(Na + K)75 Ca23					
	2390—2401	Cr <sub>1v</sub> + h	137,6	Cl98,6	0,008	0,17	—	—	—
			152,7	(Na + K)98 Ca2					
2401—2427	»	215,4	Cl99	—	0,16	0,4	—	—	
		254,2	(Na + K)91 Ca7						
2463—2535	J <sub>3km</sub> — t	246,0	Cl99	0,003	0,29	0,8	—	—	
		300,2	(Na + K)74 Ca21 Mg5						
2450—2524	J <sub>3cl</sub> + ox	110,4	Cl99	—	0,32	—	—	—	
		121,50	(Na + K)77 Ca18						
2540—2650	»	129,3	Cl99	0,019	0,5	0,2	0,1	—	
		142,70	(Na + K)71 Ca23						
2663—2695	J <sub>5</sub>	114,5	Cl99	0,008	0,36	0,25	0,1	—	
		126,0	(Na + K)63 Ca33						
2743—2798	J <sub>2+1</sub>	129,6	Cl99	0,012	0,49	0,29	0,204	—	
		142,56	(Na + K)61 Ca37						
2722—2823	»	108,1	Cl99 7	0,012	0,46	0,56	—	—	
		118,88	(Na + K)57 Ca40						

## Центральная часть бассейна

114	31	N <sub>1</sub>	33,4	Cl83 SO <sub>4</sub> 17	—	—	—	—	—
			34,4	(Na + K)72 Mg18 Ca10					
71	362—369	Cr <sub>2</sub> +	13,1	Cl75 SO <sub>4</sub> 23	0,0009	0,015	0,008	0,043	—
			13,3	(Na + K)93 Ca4 Mg3					
63	593—626	Cr <sub>2cm</sub>	38,7	Cl94 SO <sub>4</sub> 6	—	0,078	0,052	0,105	—
			39,9	(Na + K)75 Ca15 Mg10					
71	779—680	Cr <sub>1a13</sub>	42,6	Cl97	0,002	0,097	0,124	0,25	—
			43,9	(Na + K)65 Ca25 Mg10					
847—852	Cr <sub>1a12</sub>	»	71,2	Cl99,8	0,003	0,22	—	—	—
			74,8	(Na + K)75 Ca19 Mg6					
902—967	Cr <sub>1ap2</sub>	»	93,1	Cl100	0,01	0,3	—	—	—
			98,7	(Na + K)71 Ca21 Mg8					
1090—1098	Cr <sub>1ap1</sub>	»	125,5	Cl99,9	0,01	0,4	—	—	—
			136,8	(Na + K)70 Ca21 Mg9					

Скважина	Глубина опробования, м	Возраст пород опробован- ного го- ризонта	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микроком- понентов, г/кг				Темпера- тура до- ды, °С
					J	Br	Sr	K	
2	1112—1136	C <sub>1</sub> ar <sub>1</sub>	149,9	Cl99,8	0,015	0,465	—	—	—
			159,4	(Na + K)89 Ca23 Mg8					
	1204—1210	C <sub>1</sub> b	130,5	Cl99	0,012	0,391	0,231	—	—
			143,6	(Na + K)71 Ca23					
	1235—1246	»	118,5	Cl98,8	0,012	0,325	0,22	—	—
			129,2	(Na + K)74 Ca21					
	1256—1275	C <sub>1</sub> h	116,1	Cl99	0,012	0,326	0,279	—	—
			126,6	(Na + K)73 Ca21					
	1403—1407	J <sub>3</sub>	127,9	Cl99	0,012	0,37	0,38	—	—
			139,5	(Na + K)68 Ca27					
1535—1575	J <sub>1+2</sub>	141,7	Cl99,7	0,015	0,45	0,46	—	—	
		157,3	(Na + K)65 Ca32						
4	1807—1861	Pz	153,4	Cl99	0,004	—	—	—	—
			184,6	(Na + K)49 Ca48					

Прочерк — отсутствие данных.

Большой выдержанностью обладает разрез по Мары-Байрамалийскому району, в котором на глубине 3279 м также в юрских соленосных отложениях вскрыты рассолы хлоридного магний-кальцевого состава с минерализацией 336 г/кг и высоким содержанием брома.

Сырдарьинский и Тургайский артезианские бассейны характеризуются сравнительно неглубоким залеганием фундамента и отсутствием на глубине гидрохимической зоны рассолов. Эти рассолы широко распространены в самой верхней части разреза, где они вместе с пресными и солеными водами образуют зону Д. Максимальная минерализация воды на глубине не превышает 35 г/кг, тогда как в зоне Д встречаются грунтовые рассольные воды с минерализацией до 100 г/кг, а иногда и больше.

В пределах Приташкентского, Чимкентского и Восточно-Кызылкумского гидрогеологических районов Сырдарьинского артезианского бассейна (по данным Б. Б. Митгарц, Л. Е. Михайлова, А. Б. Бедера и др.) развит гидрохимический пояс, в разрезе которого сверху расположены зоны А и Д, а под ними распространены солоноватые воды (до 3 г/кг), гидрокарбонатного и сульфатного натриевого состава. В юго-западной части этого бассейна (юг Южного Приаралья) под зоной Д следуют подзоны солоноватых и слабосоленых вод (до 10 г/кг), а в Северном Приаралье (Тургайский бассейн) под зоной Д распространены соленые воды различной крепости (до 35 г/кг).

Центральная часть Сырдарьинского бассейна приурочена к глубокой депрессии. В гидрохимическом отношении она не изучена, но в нижней части ее разреза в мезозойских отложениях, возможно, имеются рассолы.

Следует также отметить, что в Приташкентской части бассейна в меловых отложениях минерализация вод меньше минерализации вышележащей части разреза — обычно порядка 0,6—0,8 г/кг (табл. 33). Воды здесь имеют гидрокарбонатный натриевый состав, характеризуются повышенным количеством кремнекислоты (20—30 мг/кг), присутствием железа, молибдена, меди, марганца и других микрокомпонентов. Они имеют высокую температуру и используются в качестве лечебных («ташкентские минеральные воды»).

**Гидрохимический разрез верхней части Приташкентского  
артезианского бассейна (по А. Б. Бедеру)**

Местонахождение скважины	Глубина опробования, м	Возраст пород опробован- ного го- ризонта	M, г/кг г/л	Химический состав
Скважина в 1,5 км к СВ от Сары-Агач	752—802	Pg <sub>2+3</sub>	2,2	SO <sub>4</sub> 82
			2,2	Ca57 (Na + K)40
	872—992	Cг <sub>2</sub>	3,1	SO <sub>4</sub> 85 Cl8
			3,1	(Na + K)63 Ca29
	1017	Cг <sub>1</sub>	0,5	SO <sub>4</sub> 63 HCO <sub>3</sub> 25
0,5			(Na + K)60 Ca11	
1264	Cг <sub>1</sub>	0,5	SO <sub>4</sub> 79 Cl16	
		0,5	(Na + K)78 Ca21	
Скважина в Ташкенте, лесопарк «Победа»	1634—1787	Cг <sub>1</sub>	0,8	HCO <sub>3</sub> 56 SO <sub>4</sub> 23 Cl21
			0,8	Na92
Скважина в Ташкенте, ста- дион «Пищевик»	2088—2215	Cг <sub>1</sub>	0,75	HCO <sub>3</sub> 55 SO <sub>4</sub> 24 Cl20
			0,75	Na90

В подземных водах Сырдарьинского и Тургайского бассейнов повышенных концентраций йода и брома не зарегистрировано.

Чуйский бассейн в гидрохимическом отношении почти не изучен. Скважины, пробуренные в его пределах, вскрыли только верхнюю часть разреза до глубины 300—400 м.

В этой части разреза под зонами А и Д распространены солоноватые и соленые воды с минерализацией до 15—28 г/кг. По восточной окраине бассейна в загипсованных каменноугольных отложениях встречаются рассольные воды с минерализацией до 50 г/кг, а в источниках, вытекающих из тех же отложений, зафиксирована минерализация до 120—190 г/кг. Это указывает на то, что в основании разреза Чуйского бассейна расположена зона рассолов, особенно в северной его части, где установлено наличие мощных соленосных отложений, образующих соляные купола.

Приведенные данные показывают, что для гидрохимической зональности Арало-Каспийской артезианской области характерно широкое распространение гидрохимических поясов, в вертикальном разрезе которых по мере углубления наблюдается чередование вод разной минерализации (Восточно-Прикаспийская система артезианских бассейнов, Приташкентский район Сырдарьинского бассейна и др.). По химическому составу подземные воды и рассолы преимущественно хлоридные кальциево-натриевые и только в районах распространения мощных соленосных отложений вскрыты весьма крепкие рассолы хлоридного магниевое-кальциевого состава.

В табл. 34 приведены данные для сравнительной характеристики отдельных частей рассматриваемой области в отношении глубины разведанности, степени минерализации и содержания микрокомпонентов.

*Алакуль-Балхашская артезианская область* в гидрохимическом отношении изучена весьма слабо. По геологическим и геофизическим данным, максимальная мощность чехла в этой области (900—1000 м) приурочена к району г. Баканас. В других районах она значительно меньше; местами палеозойский фундамент выходит на поверхность.

В самой верхней части разреза Алакуль-Балхашской области расположена зона Д с пестрым распространением пресных, соленых и рассольных вод. Зона Д сменяется солоноватыми и солеными водами. На большей части территории области соленые воды распространены до

фундамента. Рассолы пока нигде не зарегистрированы. Повышенного количества специфических компонентов в подземных водах рассматриваемой области также пока не установлено. Они имеются в рассолах самосадочных озер.

Таблица 34

Соленые и рассольные воды Арало-Каспийской артезианской области  
(по Л. Е. Михайлову)

Районы	Возраст пород водоносного горизонта	Глубина опробования, м	Минерализация, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Br	J
<i>Закаспийский (Западно-Туркменский) артезианский бассейн</i>					
Челекен	N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	350—2447	23—260	0,025—0,688	0,017—0,046
Котур-Тепе	N <sub>2</sub>	1800—2963	16—160	0,050—0,493	0,020—0,034
Небит-Даг	N <sub>2</sub> <sup>2+3</sup>	100—2646	20—219	0,031—0,527	0,003—0,056
Монжуклы	N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	1249—2563	21—111	0,055—0,139	0,007—0,041
Кызыл-Кум	N <sub>2</sub> <sup>3</sup>	929—1880	160—229	0,305—0,576	0,012—0,034
Кум-Даг	N <sub>2</sub> <sup>2+3</sup>	399—1547	70—196	0,087—0,359	0,009—0,074
Окарем	N	1358—3004	34—180	0,020—0,425	0,015—0,038
Кеймыр	N	1094—1260	27—286	0,067—0,516	0,020—0,032

*Амударьинская система артезианских бассейнов*

Южно-Приаральский	Cr <sub>2</sub>	11—620	0,3—20,0	До 0,002	До 0,003
	Cr <sub>1</sub>	255—737	3,0—4,0	До 0,001	—
Бухаро-Каршинский	Cr <sub>2</sub>	365—921	7,0—20,0	0,003—0,058	До 0,012
	Cr <sub>1</sub> al+Cr <sub>2</sub> сп	572—1490	1,6—60,0	0,003—0,174	0,0—0,008
	Cr <sub>1</sub> nc+al	667—1880	3,3—220,0	0,0—0,362	0,0—0,024
	J <sub>2</sub>	599—2016	30,0—108,0	0,008—0,466	0,003—0,025
	J <sub>1</sub>	895—2883	42,0—220,0	0,001—0,717	0,0—0,030
Бадхыз-Карабийский	Cr <sub>2</sub>	327—1818	10,0—140,0	0,002—0,251	0,008—0,2
	Cr <sub>1</sub>	1955,0—2372	141,0—174,0	0,185—0,252	0,012—0,018
	J <sub>3</sub>	2308,0—3530	150,0—395,0	0,176—1,742	0,007—0,032

*Восточно-Прикаспийская система артезианских бассейнов*

Красноводский	Cr (альб-сеноман)	До 256	28	0,035—0,037	0,001—0,002
а) Кызыл-Куп	»	570	50—73	0,078—0,170	0,003
б) Сев. Карши	»	615—1020	20—47	0,035—0,089	0,002
в) Омчаны	»	До 2—905	22	0,057—0,092	—
г) Кошоба	»	602—1110	16—125	0,159—0,173	0,001—0,012
д) Алжигир	»	111—430	2—30	0,004—0,008	0,001
Южно-Мангышлакский	»				
Устюртский (южная часть)	N	32—101	7—28	0,001—0,008	До 0,004
	Cr <sub>2</sub>	510	23—66	0,008	0,002
Бузачинский	Cr <sub>2</sub>	110—1000	10—70	0,011—0,347	До 0,003

*Западно-Сибирская артезианская область* расположена в пределах Западно-Сибирской плиты эпигерцинской платформы, между Уральской, Центрально-Казахстанской, Алтайской и Енисейской складчатыми областями. На севере она погружается в Карское море, а на юге граничит с Арало-Каспийской артезианской областью, отделяясь от нее Кустанайским тектоническим валом, который расположен в пределах Тургайской впадины. Чехол области сложен преимущественно терригенными породами юрского, мелового и кайнозойского возраста, а фундамент — палеозойскими и более древними образованиями разнообразного состава

и генезиса. Мощность чехла в наиболее крупных впадинах (по геофизическим данным) достигает 3,0—3,5 км на юге, 4—5 км на севере. Область представляет собой сложный бассейн, состоящий из многих напорных водоносных горизонтов, приуроченных к алевролитам и песчаникам, которые разделяются пластами и толщами глинистых, относительно водоупорных пород. В северной половине области распространена многолетняя мерзлота мощностью от нескольких метров на юге до 300—400 м на севере (к северу от линии Салехард — Дудинка). Под руслами многоводных рек и на севере мерзлота часто отсутствует, что создает благоприятные условия для связи поверхностных вод с подземными. К югу от Полярного круга на отдельных участках верхняя граница мерзлоты находится на глубине 10—50 м от поверхности земли.

В пределах рассматриваемой области по геоструктурным условиям выделяются следующие бассейны: Прикарский, Обский, Иртышский, Чулымо-Енисейский, Кулундино-Барнаульский, Тобольский. Все они имеют сравнительно однообразное геологическое строение.

Западно-Сибирская артезианская область имеет отчетливо выраженную широтную и вертикальную в глубину зональность. Первая обусловлена изменением климата в направлении с севера на юг. На севере, где развита мощная мерзлота, подземные воды в верхней части разреза характеризуются низкими температурами и невысокой минерализацией. Это преимущественно кремнеземисто-гидрокарбонатные кальциевые воды. На юге, в Тобольском, Кулундино-Барнаульском и в большей части Иртышского бассейнов, грунтовые воды четвертичных образований и артезианские воды более древних пород, характеризуются непостоянным составом и пестрой минерализацией, что в значительной мере обусловлено сухим климатом.

Вертикальная гидрохимическая зональность области изучена сравнительно хорошо благодаря исследованиям М. С. Гуревича (1945, 1954, 1956, 1958 гг.), Н. М. Кругликова (1960—1964 гг.), С. В. Егорова (1963 г.), Б. Ф. Маврицкого (1960 г.), И. В. Гармонова (1960 г.). Последняя сводка всех материалов по рассматриваемой области сделана Л. Г. Учителевой.

Имеющиеся данные отчетливо показывают, что степень минерализации и химический состав подземных вод в общем изменяются как в вертикальном разрезе, так и по мере погружения водоносных пластов от краевых к центральным частям артезианской области. Однако в пределах большей части области процесс нарастания минерализации заканчивается появлением соленых и рассольных вод весьма слабой концентрации (до 70 г/кг). В соответствии с этим в пределах области выделены только различные зоны пресных, соленых вод и весьма слабых рассолов. Сравнительные данные о мощности названных зон и подзон приведены в табл. 35 и на рис. 8.

Зона А в отдельных районах области имеет наибольшую мощность по сравнению с такими же зонами других артезианских областей. В Среднем Приуралье ее мощность равна 150—200 м, на северо-западе области 100—600 м, на юго-востоке до 2 км. На юге бассейна зона А в верхней части разреза заменяется зоной Д. По химическому составу воды в зоне А преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, а в зоне Д — разнообразные по химическому составу (гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные) и минерализации (0,3—10 г/кг).

Растворенные газы в зоне А изменяются от кислородно-азотных в верхней части зоны до метаново-азотных и азотно-метановых в нижней ее части в районах большой ее мощности. Мощность зоны Б также изменяется в широких пределах, что можно видеть из данных табл. 35.

Указанная зона расчленяется на подзоны Б<sub>3</sub>, Б<sub>10</sub>, Б<sub>35</sub>. Подзоны Б<sub>3</sub> и Б<sub>10</sub> наиболее полно развиты на востоке области, в Чулымском и Кулундинском районах, тогда как на западе, юге и в центральных районах

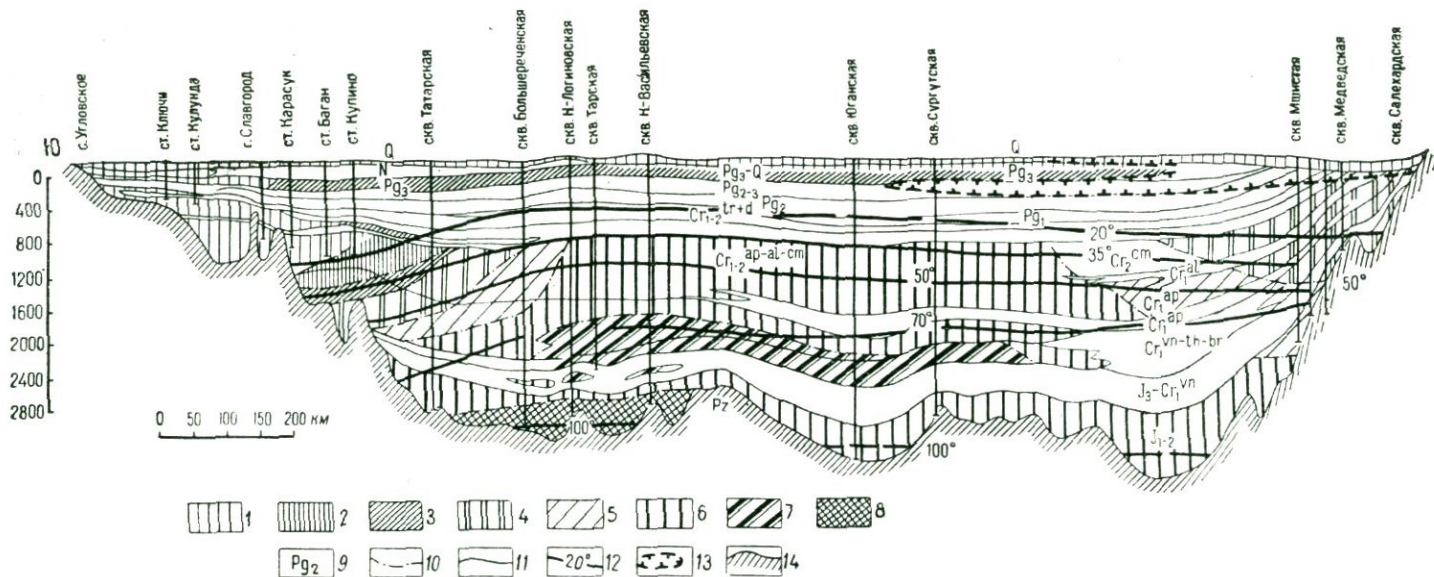


Рис. 8. Схематический гидрохимический профиль с. Угловское — скв. Салехардская

1 — воды пресные; гидрокарбонатные натриевые, азотные; йод и бром отсутствуют; 2 — воды с минерализацией до 3 г/кг; гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, метаново-азотные и азотно-метановые; повышенное содержание брома до 3 мг/кг; йод отсутствует; 3 — воды с минерализацией до 3 г/кг; преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, азотно-метановые; повышенное содержание брома, йод отсутствует; 4 — воды с минерализацией 3—10 г/кг хлоридно-натриевые, метановые; повышенное содержание йода и брома; 5 — воды с минерализацией 10—35 г/кг: хлоридные натриевые, метановые; повышенное содержание брома и йода; 6 — воды с минерализацией 10—35 г/кг; хлоридные натриевые, метановые; повышенное содержание брома и йода; 7 — воды с минерализацией 10—35 г/кг; хлоридные, кальциево-натриевые (Са от 15 до 40% экв), метановые, повышенное (местами высокое) содержание брома и йода; 8 — воды с минерализацией 35—80 г/кг: хлоридные, натриевые, метановые; высокое содержание брома и повышенное содержание йода; 9 — глинистые практически неводоносные породы; 10 — границы между водами различной минерализации и состава; 11 — стратиграфические границы; 12 — изотермы; 13 — границы распространения «вечно» мерзлых пород; 14 — палеозойский фундамент

области господствует подзона Б<sub>35</sub> и соответствующий ей гидрохимический пояс.

Таблица 35

Гидрохимические зоны и подзоны в Западно-Сибирской артезианской

области  $\left( \frac{\text{глубины, м}}{\text{мощности, м}} \right)$

Районы	А <sub>1</sub> на юге Д	Б <sub>3</sub>	Е <sub>10</sub>	Е <sub>35</sub>	В <sub>70</sub>
Северо-западный борт (Салехард, Березово, Ляпино и др.)	0	100—600	До 1200	300—1600	
	100—600	До 600	400—1300	200—1600	
Западный борт (Кузнецово, Тюмень и др.)	0	50—200	100—300	200—400	
	50—200	40—100	100—300	500—1600	
Южный борт (Викулово, Петропавловск и др.)	0	5—25		100—700	
	До 25	100—200		100—2000	
Юго-восточный борт (Кулундинский район; Татарск, Барбинск и др.)	0	50—1100	1000—1800	1000—1800	
	500—1000	300—1350	100—400	600—1800	
Восточный борт (Колпашево, Чулым и др.)	0	1000—1900	1000—2400	1400—2600	2200—2400
	1000—1900	200—1000	100—600	200—800	200—300
Центральная часть области	0	До 400		300—400	2500—2600
	До 100	200—300		2000—3200	200—400

Химический состав воды в подзоне Б<sub>3</sub> преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный, реже хлоридный. Среди катионов обычно отчетливо преобладает натрий. Следует подчеркнуть, что сульфаты в водах подзоны Б<sub>3</sub> имеют резко подчиненное значение: обычно их количество не превышает 10—15% и только в южных районах достигает 25% и больше. Растворенные газы имеют азотный, метаново-азотный и азотно-метановый составы.

Воды подзон Б<sub>10</sub> и Б<sub>35</sub> преимущественно хлоридные натриевые, с небольшим количеством гидрокарбонатов и сульфатов, причем на большой глубине большинства районов сульфаты практически отсутствуют.

По газовому составу это преимущественно азотно-метановые и метановые воды.

Характерной особенностью Западно-Сибирской артезианской области является почти полное отсутствие в ее пределах рассолов. В настоящее время известны только весьма слабые рассолы (40—70 г/кг), которые распространены в восточной части области на глубинах 2100—2700 м. Они обычно приурочены к основанию осадочного чехла — юрским отложениям наиболее глубоких впадин. Химический состав этих рассолов хлоридный натриевый и кальциево-натриевый при почти полном отсутствии сульфатов.

В районе Колпашево вблизи фундамента обнаружены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 76 г/кг. Это наиболее крепкие рассолы области. Можно предполагать, что в фундаменте могут быть встречены и более крепкие рассолы.

Характер изменения степени минерализации и химического состава воды отдельных районов по мере углубления можно проиллюстрировать данными табл. 36.

Приведенные в таблице данные показывают, что в Западно-Сибирской артезианской области минерализация воды в большинстве случаев увеличивается сверху вниз. Только на Мальцевской структуре установлен более сложный разрез (табл. 37).

## Гидрохимические разрезы Западно-Сибирской артезианской области

Количество скважин, вскрывших интервал	Глубина интервала опробования, м	Возраст опробованных пород	М, $\frac{\text{г/кг}}{\text{г/л}}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/кг				Температура воды, °С
					J	Br	Sr	K	

## Восточная часть области (скв. 1, 2, 3, 5)

	0—924	Не изучен							
1	924—944	Cr <sub>2</sub> cm	$\frac{0,9}{0,9}$	$\frac{\text{HCO}_376 \text{ Cl}17 \text{ CO}_37}{\text{Na}98 \text{ Ca}2}$	Нет	Нет	Нет	Нет	43
2	1188—1470	Cr <sub>1</sub> <sup>apt</sup>	$\frac{1,8}{1,8}$	$\frac{\text{Cl}60 \text{ HCO}_339}{\text{Na}97 \text{ Ca}3}$	»	0,3	—	—	56—69
2	1694—2094	Cr <sub>1</sub> <sup>ht-br</sup>	$\frac{1,7-4,5}{1,7-4,5}$	$\frac{\text{Cl}95 \text{ HCO}_34 \text{ SO}_41}{\text{Na}86 \text{ Ca}13 \text{ Mg}1}$	1	0,8—10	—	1—10	80—94
2	2122—2249	Cr <sub>1</sub> <sup>yn</sup>	$\frac{5,7-14,3}{5,7-14,5}$	$\frac{\text{Cl}93 \text{ HCO}_36 \text{ SO}_41}{\text{Na}90 \text{ Ca}10}$	—	13	—	—	72—79
3	2360—2723	J <sub>1-2</sub>	$\frac{22,2-76}{22,6-79,8}$	$\frac{\text{Cl}100}{\text{Na}77 \text{ Ca}19 \text{ Mg}4}$	1	46—130	—	345	82—132

## Южная часть области (скв. 1, 2, 3)

	0—946	Не изучен							
3	946—1241	Cr <sub>2</sub> <sup>cm</sup>	$\frac{7,9-14,3}{7,9-14,5}$	$\frac{\text{Cl}95 \text{ HCO}_35}{\text{Na}94 \text{ Ca}4 \text{ Mg}2}$	3—11	22—33	—	—	33—56
2	1180—1373	Cr <sub>1</sub> <sup>apt</sup>	$\frac{13,1-15,4}{13,2-15,6}$	$\frac{\text{Cl}98 \text{ HCO}_32}{\text{Na}90 \text{ Ca}6 \text{ Mg}3}$	5—15	33—36	—	—	41—63
3	1808—2035	Cr <sub>1</sub> <sup>ht-br</sup>	$\frac{19-22,4}{19,1-22,8}$	$\frac{\text{Cl}99 \text{ HCO}_31}{\text{Na}77 \text{ Ca}33 \text{ Mg}1}$	8—19	42—65	—	—	70—80
2	2236—2374	Cr <sub>1</sub> <sup>yn</sup>	$\frac{19,7-21,6}{20-22}$	$\frac{\text{Cl}98 \text{ HCO}_32}{\text{Na}85 \text{ Ca}14 \text{ Mg}1}$	13—14	44—73	—	—	69—87

Количество скважин, вскрывших интервал	Глубина интервала опробования, м	Возраст опробованных пород	М, $\frac{г/кг}{д/г}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/кг				Температура воды, °С
					І	Br	Sr	K	
3	2596—3107	J <sub>1-2</sub>	$\frac{26-51}{27-53}$	$\frac{Cl99 HCO_31}{Na68 Ca28 Mg3}$	7—17	72—154	—	—	87—112
1	3136—3164	Pz	$\frac{51}{53}$	$\frac{Cl100}{Na66 Ca31 Mg3}$	8	208	—	—	—

## Центральная часть области (Среднее Приобье)

1	0—963	Не изучен	—	$\frac{Cl99 HCO_31}{Na89 Ca8 Mg4}$	15	59	—	—	—
8	963—973	Cr <sub>1</sub> <sup>sm</sup>	$\frac{—}{17,1}$	$\frac{Cl98 HCO_32}{Na94 Ca5 Mg1}$	15—32	42—62	—	—	64
12	2047—2115	Cr <sub>1</sub> <sup>ht-br</sup>	$\frac{—}{13,8-17,9}$	$\frac{Cl95 HCO_35}{Na93 Ca6 Mg1}$	16—43	41—78	—	—	61—68
1	2100—2363	Cr <sub>1</sub> <sup>vn</sup>	$\frac{—}{12,0-18,2}$	$\frac{Cl90 HCO_310}{Na98 Ca2 Mg1}$	—	—	—	—	87—90
1	2802—3020	J <sub>1-2</sub>	$\frac{—}{16-18}$						

## Северо-западная часть области

5	50—100	Q	$\frac{—}{0,2-1,8}$	$\frac{HCO_384 Cl15}{Na57 Ca27 Mg16}$	0,9—5,3	0,2—5,3	—	—	3—7
6	250—350	Cr <sub>2</sub> <sup>sp-cn</sup>	$\frac{—}{7,7-8,6}$	$\frac{Cl98 HCO_32}{Na81 Ca11 Mg7}$	2—2,4	13—32	—	—	—
1	652—660	Cr <sub>1</sub> <sup>alb</sup>	$\frac{9,2}{9,3}$	$\frac{Cl97 HCO_32}{Na90 Ca7 Mg3}$	14	27	0,23	39	25
2	758—882	Cr <sub>1</sub> <sup>apt</sup>	$\frac{13,3-15,4}{13,5-15,6}$	$\frac{Cl98 HCO_32}{Na90 Ca8 Mg2}$	13—15	49—55	0,05—0,77	37—48	29—33,5

Количество скважин, вскрывших интервал	Глубина интервала опробования, м	Возраст опробованных пород	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/кг				Температура воды, °С
					Li	Bt	Sr	K	
6	950—1142	Cr <sub>1</sub> <sup>ht</sup> -Gr	$\frac{12,0-16,2}{12,1-16,4}$	$\frac{Cl99 HCO_3 1}{Na90 Ca8 Mg2}$	13—15	39—57	0,08—0,12	33—62	37—46,5
8	1276—1345	J <sub>3</sub>	$\frac{11,9-16,4}{11,6-16,6}$	$\frac{Cl98 HCO_3 2}{Na90 Ca8 Mg2}$	9—7	29—62	0,10—0,14	55—78	45—54
	1300—1350	J <sub>3</sub> +Pg	12—17	$\frac{Cl99 HCO_3 1}{Na87 Ca1 Mg3}$	10—18	50—60	—	209	50—56

## Западная часть области

1	0—694 694—741	Cr <sub>2</sub> <sup>cm</sup>	$\frac{14,8}{15}$	$\frac{Cl98 HCO_3 2}{Na86 Ca8 Mg5}$	8	29	—	43	45
1	865—871	Cr <sub>1</sub> <sup>alb</sup>	$\frac{13,9}{14,1}$	$\frac{Cl98 HCO_3 1}{Na88 Ca9 Mg3}$	6	45	—	68	47
1	1013—1025	Cr <sub>1</sub> <sup>apt</sup>	$\frac{17,1}{17,4}$	$\frac{Cl98 HCO_3 2}{Na90 Ca9 Mg1}$	12	45	—	57	48
3	1210—1333	Cr <sub>1</sub> <sup>ht-br</sup>	$\frac{18,1-18,8}{18,4-18,9}$	$\frac{Cl99 HCO_3 1}{Na88 Ca9 Mg2}$	6—17	59—64	—	10—49	45—51
2	1277—1343	Cr <sub>1</sub> <sup>yn</sup>	$\frac{18,7}{19}$	$\frac{Cl90 HCO_3 10}{Na87 Ca10 Mg3}$	13—14	50	—	78	53—61
5	1425—1610	J <sub>3</sub>	$\frac{17,7-19,7}{18-20}$	$\frac{Cl98 HCO_3 2}{Na85 Ca12 Mg3}$	14—15	50—60	—	13—92	53—73,5
1	1455—1603	J <sub>3</sub> +Pg	$\frac{16,8}{17}$	$\frac{Cl99 HCO_3 1}{Na89 Ca8 Mg3}$	—	—	—	—	45

## Гидрохимический разрез Среднего Приуралья (по Л. Г. Учителевой)

Количество скважин, вскрывших горизонт	Интервал опробования, м	Возраст водоупорных пород	Минерализация, г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/кг		Температура воды, °С
					Ж	Вг	
3	482—653	Cr <sub>2</sub> cm	— 11—13	Cl98 HCO <sub>3</sub> 2 Na88 Ca8 Mg4	3—4	22—24	28—37
5	681—861	Cr <sub>1</sub> <sup>apt</sup>	— 8—10	Cl98 HCO <sub>3</sub> 2 Na91 Ca6 Mg3	1—5	15—27	39—48
3	745—905	Cr <sub>1</sub> <sup>ht</sup>	— 6,5—7,4	Cl95 HCO <sub>3</sub> 5 Na93 Ca5 Mg2	1—4	6—22	35—65
2	876—1000	Pz	— 6,8—8	Cl95 HCO <sub>3</sub> 5 Na93 Ca5 Mg2	2—3	12—18	48
2	1000—1210	Pz	— 12,6—18,9	Cl99 Ca53 Na45 Mg2	5—9	25—40	36—48

Как видно из этой таблицы, на данной структуре наибольшая минерализация воды наблюдается на глубине 482—653 м, затем она несколько уменьшается, а на глубине 1000—1200 м снова увеличивается.

Заканчивая краткую характеристику гидрохимической зональности Западно-Сибирской области, следует подчеркнуть, что от других областей она отличается: 1) отсутствием рассолов с минерализацией больше 76 г/кг; 2) незначительной, в большинстве районов ничтожной, сульфатностью вод; 3) небольшой бромносоленостью и повышенным количеством йода в подземных водах (табл. 38).

Таблица 38

Некоторые данные о соленых водах и весьма слабых рассолах Западно-Сибирской артезианской области (по С. В. Егорову, Л. Г. Учителевой и др.)

Возраст водоносных пород	Глубина опробования водоносных пород, м	Минерализация, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
			Вг	Ж
Сеноман (уватская свита)	425,0—1242,0	1,9—17,0	0,024—0,055	0,004—0,021
Апт (викуловская свита)	745,0—1728,0	1,8—19,0	0,006—0,080	0,001—0,019
Готерив-баррем (кляминский горизонт)	807,0—2360,0	3,1—23,7	0,001—0,083	0,001—0,019
Валанжин (тарская свита)	930,0—2242,0	5,0—25,0	0,006—0,096	0,003—0,054
Юра (томенская и татарская свиты)	1122,0—2803,0	4,7—56,0	0,010—0,160	0,001—0,025
Нижняя часть томенской свиты — верхняя часть фундамента	843,0—3064,0	8,0—53,0	0,005—0,208	Следы—0,031

Все эти положения находятся в полном соответствии с историей геологического развития области.

Восточно-Сибирская артезианская область расположена в пределах Сибирской платформы и обрамляется следующими складчатыми областями: Енисейской, Саянской, Байкальской, Витимо-Патомской, Верхоянской, Таймырской. Севернее Енисейской складчатой области она на значительном протяжении соединяется с Западно-Сибирской артезианской областью.

Фундамент области сложен преимущественно сильно дислоцированными архейскими и протерозойскими породами, а чехол — породами позднепротерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста общей мощностью 3000—7000 м, а в отдельных районах и больше. В чехле широко (в неординарных соотношениях в разных районах) развиты терригенные, карбонатные, галогенные, угленосные и вулкано-

генные формации пород. Особенно большое влияние на формирование солевого состава подземных вод оказывают галогенные породы, пользующиеся в этой области наиболее широким распространением по сравнению с их распространением в других областях. Они приурочены к кембрийским, главным образом нижнекембрийским, отложениям и в меньшей степени к девонским (Нордвик и другие районы). Весьма широкое распространение галогенных отложений обуславливает столь же широкое распространение в рассматриваемой области подземных рассолов с очень высокой концентрацией.

Восточно-Сибирская артезианская область подразделяется на следующие бассейны первого порядка: Хатангский, Оленекский, Котуйский, Тунгусский, Ангаро-Ленский и Якутский.

Геологическое строение, а в соответствии с этим и гидрогеологические условия названных бассейнов, существенно различны.

Хатангский бассейн сложен преимущественно карбонатными и терригенными породами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. В отдельных районах известны и мощные галогенные отложения девонского и, возможно, более древнего возраста, образующие соляные купола (Нордвикский и другие районы). Весь бассейн расположен в области распространения мерзлоты, мощность которой достигает 300—500 м. Вследствие этого зона пресных вод бассейна заморожена на всю мощность, за исключением отдельных таликов. Скважинами вскрываются межмерзлотные и подмерзлотные соленые воды и рассолы с температурой в отдельных случаях, не превышающей ноль — минус 10° С.

Гидрохимический разрез бассейна изучен очень слабо. Имеющиеся данные показывают, что он существенно неодинаков в разных районах. О характере гидрохимического разреза отдельных куполов Нордвикского района некоторое представление дает табл. 39.

Таблица 39

Гидрохимический разрез соляных куполов Нордвикского района  
(по В. П. Резниченко, П. Д. Сиденко, В. М. Пономареву)

Место взятия пробы воды	Глубина отбора пробы, м	Водоносные породы	Химический состав
Нордвикская структура, скв. 38	50,0	Верхняя юра	$M_{369} \frac{Cl_{199,4} SO_4 1,2}{Na_{98,2} Ca 1,4}$
Там же, скв. 41-Р	130,0	Верхний триас	$M_{298} \frac{Cl_{198,4} SO_4 1,5}{Na_{97,9} Ca 1,5}$
» скв. 43-Р	145,0	Нижняя юра	$M_{286} \frac{Cl_{198,4} SO_4 1,5}{Na_{98} Ca 1,7}$
» скв. 60	300,0	» »	$M_{306} \frac{Cl_{198,7} SO_4 1,2}{Na_{97,3} Ca 1,9}$
» скв. 48-Р	540,0	Верхняя пермь	$M_{238} \frac{Cl_{199,8}}{Na_{96} Ca 3,0}$
» скв. 42-Р	1700,0— 2437,0	Нижний карбон + верхний девон	$M_{240} \frac{Cl_{198,6} SO_4 1,3}{Na_{95,5} Ca 4,0}$
Ильинская структура, скв. 12-Р	1180,0	Верхняя пермь	$M_{52} \frac{Cl_{195,3} HCO_3 4,2}{Na_{95,1} Ca 4,2}$
Там же, скв. 1-Р	1380,0	» »	$M_{140} \frac{Cl_{199,8} HCO_3 0,16}{Na_{83,8} Ca 15,6}$
» скв. 11	1650	» »	$M_{148,5} \frac{Cl_{199,8} HCO_3 0,2}{Na_{97,9} Mg 1,8}$

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что в глубоких частях восточной площади бассейна залегают крепкие рассолы с минерализа-

цией до 200—270 г/кг, преимущественно хлоридного кальциево-натриевого состава, вероятно, с высоким содержанием брома и калия, реже йода и других специфических компонентов. В западной части бассейна на значительную глубину (до 700—800 м) распространены соленые воды (табл. 40).

Таблица 40

Гидрохимический разрез Усть-Енисейского района (по Н. И. Обидину)

Пункт взятия пробы воды	Глубина отбора пробы, м	Водоносные породы	Химический состав
Скв. 24	368	Верхний мел	$M_{6.1} \frac{HCO_3 75 \quad Cl 25}{Na 93 \quad Ca 5}$
Скв. 7-Р	556	Нижний мел	$M_{6.7} \frac{Cl 96 \quad SO_4 3.24}{Na 97.1 \quad Ca 2.3}$
Скв. 7-Р	561	» »	$M_{7.3} \frac{Cl 59.12 \quad SO_4 30.2}{Na 94.16 \quad Mg 3.6}$
Скв. 7-Р	578—583	» »	$M_{9.0} \frac{Cl 78.5 \quad HCO_3 21}{Na 93.7 \quad Ca 4}$
Скв. 7-Р	625	Верхняя юра	$M_{4.7} \frac{Cl 85 \quad HCO_3 9.1}{Na 98 \quad Ca 2}$
Скв. Р-13	810—815	Юра	$M_{5.8} \frac{Cl 58.4 \quad HCO_3 41}{(Na+K) 97.6 \quad Ca 1.4}$
Скв. Р-13	906—908	»	$M_{7.6} \frac{Cl 68.6 \quad HCO_3 31}{(Na+K) 97.8 \quad Ca 1.2}$
Скв. 2-ГБГ	811,5	Нижняя юра	$M_{9.8} \frac{Cl 89 \quad HCO_3 7}{Na 93.6 \quad Mg 5.1}$
Скв. 2-ГБГ	848	» »	$M_{12.4} \frac{Cl 91 \quad HCO_3 6}{Na 87 \quad Mg 2}$

Крепкие рассолы в этой части бассейна до глубины 1500—2000 м пока не известны. Данные о микрокомпонентах в подземных водах бассейна отсутствуют. Учитывая большое сходство геологического и гидрохимического разреза западной части рассматриваемого бассейна и Западно-Сибирской артезианской области, можно предполагать, что и по содержанию микрокомпонентов в подземных водах они должны быть близкими, т. е. воды должны иметь повышенное количество йода и низкое брома и бора.

В Тунгусском бассейне верхняя часть разреза сложена терригенными, угленосными и вулканогенными породами позднепалеозойского раннетриасового возраста, а нижняя — терригенными, карбонатными и галогенными породами средне- и раннепалеозойского возраста. Глубокие достаточно хорошо опробованные скважины в пределах бассейна пока отсутствуют, но можно предполагать, что к верхней части разреза приурочена зона пресных вод мощностью до 400—500 м и больше, промороженная в пределах северной и восточной окраин бассейна на глубину до 150—250 м и больше. Соленые воды и рассолы в центральных частях бассейна распространены на глубине свыше 400—500 м, а в районе плато Пупорана на глубине больше 1000 м. По окраинам бассейна на участках неглубокого залегания кембрийских отложений соленые воды и рассолы выходят на поверхность в виде многочисленных источников.

В долине р. Дьявольской пробурена глубокая скважина, из которой на глубине 2500 м из пород платоновской свиты верхнего докембрия получен рассол следующего состава:

$M_{374} \frac{Cl 99}{Ca 47 \quad Na 32 \quad Mg 13 \quad K 8}$ ; Br — 4,150, J — 0,008, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 4,950, Sr — 0,800.

Таким образом, высказанные нами еще в 1954 г. предположения о развитии в глубоких частях Тунгусского бассейна крепких и весьма крепких рассолов (Зайцев, 1956) начинают подтверждаться данными глубокого бурения.

Оленекский и Котуйский бассейны сложены преимущественно карбонатными и меньше терригенными породами силурийского, ордовикского и кембрийского возраста. В гидрохимическом отношении бассейны изучены очень слабо, но имеющиеся разрозненные сведения позволяют предполагать, что зона пресных (а возможно, и соленых) вод в их пределах заморожена на всю мощность, за исключением отдельных таликов, приуроченных к долинам рек и к сильно обводненным тектоническим разломам.

Скважины, пробуренные в Оленекском бассейне (в связи с разведкой кимберлитовых трубок), вскрывают под мерзлотой рассолы разной крепости. Имеющиеся сведения о химическом составе этих рассолов в районе верхнего течения р. Мархи приведены в табл. 41 (по Е. А. Баскову). Эти рассолы весьма интересны по своему химическому составу. Даже при сравнительно небольшой концентрации (до 46—84 г/кг) они хлоридные кальциево-магниево-натриевые, а при большей концентрации хлоридные магниевые-кальциевые и натриево-кальциевые. Заслуживает также внимания и то, что при сравнительно небольшой концентрации (до 94 г/кг) в них содержится значительное количество брома, обычно свойственное более крепким рассолам (270—350 г/кг). Напрашивается предположение, что все эти рассолы образовались из более концентрированных рассолов, распространенных на большой глубине, например подобных тому, который вскрыт скважиной I-O (см. табл. 41).

Таблица 41

Гидрохимический разрез района верхнего течения р. Мархи (притока Вилюя) в южной части Оленекского бассейна (по Е. А. Баскову)

Скважина, ее местонахождение; глубина опробования, м	Возраст опробованных горизонтов	М. г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Л	К
Скв. 3-В; 8 км СЗ трубки «Удачной»	Ст <sub>2-3</sub>	46,7	$\frac{\text{Cl}97 \text{ SO}_4 2,4}{\text{Mg}39,8 \text{ Ca}32,8 \text{ Na}27,4}$		
Скв. 117; трубка «Удачная», глуб. 206 м	Кимберлиты среди пород Ст <sub>2-3</sub>	$\frac{48}{50}$	$\frac{\text{Cl}97 \text{ SO}_4 1,5}{\text{Mg}41,7 \text{ Ca}37 \text{ Na}18}$	—	0,55
Скв. 99; трубка «Удачная»; глуб. 218 м	Кимберлиты среди пород Ст <sub>2-3</sub>	$\frac{84}{90}$	$\frac{\text{Cl}97,9 \text{ SO}_4 1,2}{\text{Mg}38 \text{ Ca}37 \text{ Na}20}$	0,0047	1,0
Скв. 3-К; Мархинская площадь; глуб. 175 м	Ст <sub>2-3</sub>	$\frac{89,8}{95,9}$	$\frac{\text{Cl}99}{\text{Ca}79 \text{ Na}19,8}$		
Скв. I-O; Мархинская площадь; глуб. 1810—1830 м	р <sup>Ст</sup> , бияльская свита	$\frac{311}{398}$	$\frac{\text{Cl}99}{\text{Ca}65,1 \text{ Mg}18 (\text{Na} + \text{K})16}$	0,004	4,5

Имеющиеся данные показывают, что в Оленекском и Котуйском бассейнах на больших глубинах под мерзлотой и в толще мерзлоты господствуют рассолы своеобразного химического состава.

Геологическое строение Якутского бассейна в разных частях различное. Южные районы его сложены преимущественно карбонатными и

галогенными породами раннепалеозойского возраста, а центральные и северные — терригенными, местами угленосными породами мезозойского и кайнозойского возраста общей мощностью до 7 км и больше. В соответствии с таким геологическим строением южные районы бассейна характеризуются весьма широким распространением карстово-пластовых и трещинно-карстовых вод и рассолов разной крепости. Зона пресных вод в этой части бассейна обычно не превышает 150—250 м, а рассолы заполняют нижнюю часть разреза мощностью до 2000—3000 м, при этом на глубине они достигают большой концентрации (270—350 г/кг) и характеризуются высоким содержанием брома, калия и других специфических компонентов.

В районах бассейна, сложенных мощной толщей мезозойских пород, зона пресных и солоноватых вод имеет мощность до 500—900 м, причем заморожена она на глубину 200—550 м. Наибольшую мощность мерзлота имеет в районе нижнего течения р. Вилюя.

Данные о гидрохимических разрезах отдельных районов Якутского бассейна приведены в табл. 42.

Таблица 42

Гидрохимические разрезы Якутского бассейна (по Е. А. Баскову)

Глубина опробования, м	Возраст опробованных горизонтов	М, г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг		
				Ж	Br	К
<i>Камская площадь</i>						
1671—1681	Сг	$\frac{2,3}{2,3}$	$\frac{Cl161 HCO_338}{Na98}$	—	—	—
1861—1866	Сг	$\frac{4,1}{4,1}$	$\frac{Cl173,7 HCO_326}{Na98}$	—	0,006	—
2098—2100	Ж	$\frac{15,6}{15,8}$	$\frac{Cl195 HCO_34,6}{Na94 Ca3}$	0,0009	0,026	0,06
2194—2200	Ж	$\frac{30,1}{30,5}$	$\frac{Cl198}{Na94,8 Ca4,4}$	—	0,04	—
2364—3003	Ж	$\frac{21,2}{21,5}$	$\frac{Cl197}{Na97}$	—	0,08	—
<i>Усть-Вилюйская площадь</i>						
Скв. 6-К; 50	Сг	$\frac{0,8}{0,8}$	$\frac{HCO_377 Cl19}{Na97}$	—	—	—
Скв. 9-К; 251	Сг	$\frac{8,7}{8,7}$	$\frac{Cl194,8 SO_44,9}{Na99}$	—	—	—
Скв. 3-Р; 2049—2055	Сг	$\frac{86}{91}$	$\frac{Cl199}{Na80 Ca17}$	0,01	0,095	0,39
Скв. 5-Р; 2211—2230	Ж	$\frac{78}{82}$	$\frac{Cl199}{Na82 Ca14}$	0,008	0,1	0,31
<i>Наманинская площадь</i>						
Скв. 1-Р; 90	Ст <sub>1</sub> I	5,5	$\frac{Cl159 SO_438}{Na90}$	—	—	—
Скв. 1-Р; 280	Ст <sub>1</sub> I	$\frac{178}{201}$	$\frac{Cl198}{Na97}$	—	—	—
Скв. 2-Р; 1310—1663	Ст (толбинская свита)	$\frac{300,7}{383}$	$\frac{Cl199 Br0,9}{Ca72 Mg12 Na14}$	—	—	3,0

Ангаро-Ленский бассейн сложен преимущественно нижнепалеозойскими карбонатными, терригенными и галогенными отложениями общей мощностью до 3000—4000 м. В соответствии с геологическим строением на большей части названного бассейна мощность зоны пресных вод не превышает 150—300 м, причем верхняя часть ее заморожена (в разных районах) на глубину 50—150 м. Пресные воды на глубине сменяются солеными водами и рассолами общей мощностью до нескольких тысяч метров.

В табл. 43 приведены данные о гидрохимическом разрезе Тыретьской площади, который является более или менее типичным для центральных районов Ангаро-Ленского бассейна.

Таблица 43

Гидрохимический разрез Ангаро-Ленского бассейна

Индекс скв. глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	М, г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг			
				J	Br	Sr	K
Скв. 2-С; 12—141	Ст <sub>1</sub> 1	0,6	$\frac{\text{HCO}_3 51 \text{ SO}_4 42}{(\text{Na}+\text{K})42 \text{ Ca}31 \text{ Mg}25}$	—	—	—	—
Скв. 14-С; 110—170	Ст <sub>1</sub> 1	2,2	$\frac{\text{Cl}48 \text{ SO}_4 37}{\text{Na}48 \text{ Ca}32}$	—	—	—	—
Скв. 10-Р; 480	Ст <sub>1</sub> 1	$\frac{62,8}{65,7}$	$\frac{\text{Cl}93 \text{ SO}_4 6,3}{\text{Na}89 \text{ Ca}6,6}$	0,0004	0,056	—	0,22
Скв. 12-С; 487—602	Ст <sub>1</sub> 1	$\frac{257}{313}$	$\frac{\text{Cl}99}{\text{Na}81 \text{ Ca}17}$	—	—	—	3,8
Скв. 6-Р; 1675—1730	Ст <sub>1а</sub> (усольская свита)	$\frac{393}{539}$	$\frac{\text{Cl}97 \text{ Br}1,1}{\text{Ca}78 \text{ Mg}13,8 \text{ K}3,4}$	0,012	6,1	3,1	10,8
Скв. 6-Р 2126—2465	Ст <sub>1а</sub> (мотская свита)	$\frac{259}{322}$	$\frac{\text{Cl}98 \text{ Br}1}{\text{Ca}65 \text{ Mg}21 \text{ Na}8,9}$	—	4,3	—	2,8
Скв. 4-Р; 2345—2385	Ст (ушаковская свита)	$\frac{257,5}{300}$	$\frac{\text{Cl}99}{\text{Na}95 \text{ Ca}3,7}$	—	0,24	—	0,7
Скв. 9-Р; 2349—2368	Ст (ушаковская свита)	$\frac{315,5}{390}$	$\frac{\text{Cl}99}{\text{Ca}47 \text{ Na}38 \text{ Mg}12,9}$	—	4,0	—	2,9

Наиболее концентрированные рассолы (до 350—450 г/кг) вскрыты в кембрийских соленосных и подсоленосных отложениях. По составу это хлоридные или бром-хлоридные натриево-кальциевые, калиево-кальциевые или магниевое-кальциевые рассолы с высокой концентрацией разнообразных специфических компонентов. Во многих районах Ангаро-Ленского бассейна соленые воды и рассолы содержат весьма значительное количество сероводорода и имеют высокую температуру (до 40—50° С), что делает их пригодными для лечебных целей.

Гидрохимическая зональность области изучена весьма неравномерно, но в общем слабо, особенно в северных районах. Имеющиеся данные по гидрохимии области обобщены в ряде сводных работ (Зайцев, 1956, 1957, 1963; Басков, 1961; Пиннекер, 1966). Последняя сводка материалов по всей артезианской области выполнена Е. А. Басковым. Общее представление о гидрохимической зональности области можно составить на основании данных, приведенных на профилях (рис. 9).

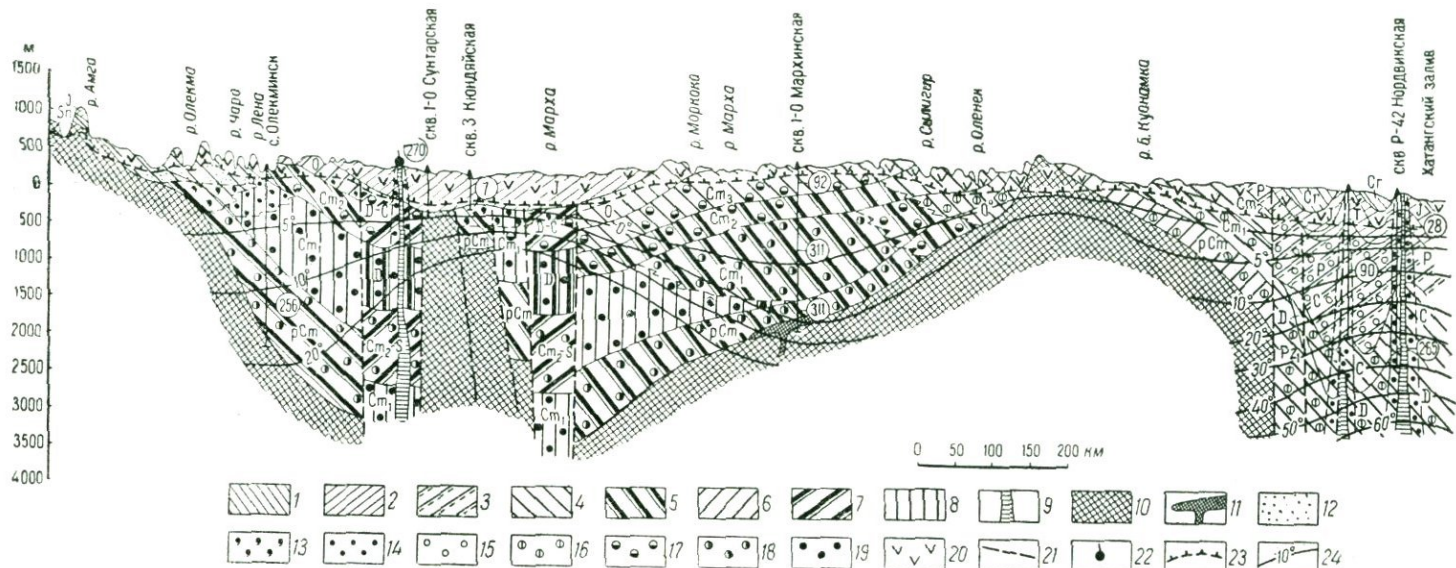


Рис. 9. Схематический гидрогеологический профиль по линии г. Олекминск, Сунтарская (св. 1-О), Мархинская (св. 1-О), Нордвикская (св. Р-42); по Е. А. Баскову, 1965 г.

*Порово-трещинно-пластовые воды*

1 — в континентальных терригенных и угленосных породах — песчаниках, переставляющихся с алевролитами, аргиллитами и углями; в морских и прибрежно-морских областях и реже в угленосных породах; 2 — преимущественно в песчаниках, содержащих пласты алевролитов, аргиллитов и углей; 3 — в песчаниках и алевролитах, чередующихся с глинами, аргиллитами и углями.

*Трещинно-карстово-пластовые воды*

4 — преимущественно в карбонатных породах; 5 — в карбонатных породах, содержащих пласты гипсов и ангидритов; 6 — в карбонатных и терригенных породах; 7 — в карбонатных и терригенных породах, содержащих пласты гипсов и ангидритов; 8 — в карбонатных и терригенных породах, содержащих пласты каменной соли; 9 — трещинно-карстовые и жилные воды в штоках каменной соли; трещинные воды зоны выветривания; 10 — в метаморфических кристаллических породах; 11 — в силах и дайках долеритов

*Воды с показателями минерализации*

12 — с минерализацией до 1 г/кг, кислородно-азотные, реже азотные, гидрокарбонатные кальциевые (магниевые) и натриевые; 13 — с минерализацией до 10 г/кг, реже до 35 г/кг, азотные и метаново-азотные, сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые; 14 — с минерализацией до 250—260 г/кг, азотные и метаново-азотные, хлоридные, натриевые, с содержаниями калия до 0,1—0,2 г/кг; 15 — с минерализацией до 35 г/кг; азотно-метановые и метановые, хлоридные натриевые; 16 — с минерализацией до 70 г/кг, азотно-метановые и метановые, хлоридные, кальциево-натриевые; 17 — с минерализацией до 140 г/кг, азотно-метановые и метановые, хлоридные, кальциево-натриевые и натриево-кальциевые (магниевые); 18 — с минерализацией до 270—320 г/кг, азотно-метановые и метановые, хлоридные, кальциевые, с содержаниями калия до 2—3 г/кг; 19 — с минерализацией до 350 г/кг и более, хлоридные, кальциевые, с содержаниями калия до 10—15 г/кг.

*Прочие обозначения*

20 — замороженные породы; 21 — зоны разломов; 22 — источники; 23 — нижняя граница мерзлой зоны; 24 — гидроизотермы

Зона пресных вод (А) имеет в области повсеместное распространение, но мощность ее невелика — на большей части территории не превышает 200—500 м. На площади Хатангского, Котуйского, Оленекского и северных районов Якутского бассейнов зона пресных вод проморожена на всю мощность, за исключением таликов, приуроченных к долинам крупных рек и котловинам озер. В южных районах, на площади распространения нижнепалеозойских терригенных и карбонатных отложений с пластами гипса и каменной соли, зона А распространена спорадически. Она отсутствует, например, по левобережью р. Ангары в районах Балаганска, Нукуты, Залари, Тырети. Наибольшую мощность (до 300—500 м) зона имеет в южных краевых приподнятых частях артезианской области, характеризующихся сильной расчлененностью рельефа. Можно предполагать, что очень большую мощность эта зона имеет в северной части Тунгусского бассейна, в пределах плато Путорана.

По химическому составу воды зоны А преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, часто со значительной примесью сульфатов. В угленосных толщах широко распространены пресные гидрокарбонатные натриевые воды. Растворенные газы имеют в основном кислородно-азотный, реже азотный состав.

Пресные воды зоны А во многих районах могут служить надежным источником водоснабжения, так как содержащие их водоносные породы часто имеют хорошую водоотдачу (табл. 44).

Таблица 44

Некоторые данные о пресных водах Восточно-Сибирской артезианской области

Артезианский бассейн	Основные горизонты питьевых вод		
	Возраст	Глубина эксплуатационных скважин, м	Дебит скважин, л/сек
Ангаро-Ленский	Q	10—50,0	0,1—15,0
	J	До 300,0	До 10,0
	S + O	» 250,0	» 50,0
	Сm <sub>1</sub>	» 150,0	» 20,0
Якутский	Сг	До 400	До 10,0
	J	» 800,0	» 10,0
	Сm <sub>1</sub>	» 250,0	» 10,0

Зона соленых вод (Б) в пределах области распространена почти повсеместно, причем мощность ее изменяется от нескольких десятков метров до 3000—4000 м, а иногда и больше (см. рис. 9).

Наибольшая мощность зоны приурочена к центральным районам Якутского бассейна, сложенным терригенными и угленосными отложениями мезозойского возраста. Эта зона наименее развита в районах выхода на поверхность нижнепалеозойских гипсоносных и соленосных отложений, в которых соленые воды сменяются рассолами на глубине нескольких десятков или первых сотен метров. В Котуйском, Оленекском и по западной окраине Якутского бассейнов соленые воды, по-видимому, полностью проморожены, так как скважины, пробуренные в районах алмазных трубок, вскрыли только рассолы.

По химическому составу воды зоны Б весьма разнообразны, особенно в пределах подзон Б<sub>3</sub> и Б<sub>10</sub>, что в значительной мере определяется составом водосодержащих пород.

В угленосных отложениях Ангаро-Ленского, Якутского и Тунгусского бассейнов воды указанных подзон сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные, преимущественно натриевые. В карбонатных породах, содержащих пласты гипса и ангидрита, они преимущественно сульфатные кальциевые, а в галогенно-карбонатных породах — хлоридные натриевые.

Воды подзоны В<sub>35</sub> всюду преимущественно хлоридные натриевые, с различной примесью сульфатов, гидрокарбонатов, магния и кальция. Растворенные газы в верхних частях зоны В, залегающих выше базиса эрозии, т. е. в гидродинамической зоне свободного водообмена, имеют кислородно-азотный состав. По мере углубления они сменяются метано-во-азотными, азотно-метановыми и метановыми.

Зона рассолов В распространена также весьма широко, причем мощность ее в отдельных районах области достигает 3000—4000 м. В этой зоне преобладают крепкие (подзона В<sub>270</sub>) и весьма крепкие рассолы (подзона В<sub>350</sub>). На отдельных участках Ангаро-Ленского бассейна вскрыты сверхкрепкие рассолы (подзона В более 350). Названные подзоны приурочены к районам распространения галогенных отложений.

Следует особо подчеркнуть, что в верхней части разреза (до соленосных отложений включительно) Ангаро-Ленского бассейна и юго-западной части Якутского бассейна степень минерализации рассолов увеличивается, а глубже — заметно уменьшается с соответствующим изменением химического их состава.

На основании анализа имеющихся данных можно утверждать, что в Ангаро-Ленском бассейне и в юго-западной части Якутского бассейна ниже региональных базисов эрозии распространены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 250—260 г/кг. Рассолы, приуроченные к пластам доломитов и доломит-ангидритов, переслаивающихся с каменной солью (Ст<sub>1</sub>), имеют хлоридный кальциевый состав с минерализацией до 370—415 г/кг. Рассолы, распространенные в подсолонных терригенных и карбонатных толщах кембрийского и докембрийского возраста, имеют преимущественно хлоридный кальциево-натриевый и натриево-кальциевый состав с минерализацией до 200—300 г/кг.

В западной части Ангаро-Ленского бассейна (район Абанской структуры и др.), где галогенно-карбонатные толщи погружены на глубины 800—1000 м и перекрыты терригенными и карбонатными породами (с наличием гипса и ангидрита), гидрохимический разрез зоны В начинается хлоридными кальциево-натриевыми рассолами с минерализацией до 140 г/кг (реже до 200—250 г/кг). Рассолы галогенно-карбонатной толщи названного района имеют хлоридный кальциевый состав с минерализацией до 370—415 г/кг и больше. Минерализация подсолонных рассолов уменьшается до 200—300 г/кг, что сопровождается значительным увеличением хлоридов натрия в их солевом составе.

В южных районах Якутского бассейна по направлению от г. Олекминска к среднему течению р. Амги и к г. Якутску подзона весьма крепких рассолов В<sub>350</sub> выклинивается и замещается подзоной слабых рассолов В<sub>140</sub> (Басков, 1965). При этом мощность зоны В уменьшается от 2000 до 200—300 м, а в Нижне-Амгинской опорной скважине — до 50—100 м. В тех районах, в которых мезозойские отложения залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте, зона рассолов практически отсутствует. Так, в Джарджанской опорной скважине на глубине 1500 м установлены лишь весьма слабые рассолы (40—50 г/кг), а в Намской и Бахынской опорных скважинах на глубине 2000—2500 м минерализация рассолов юрских отложений не превышает 30—42 г/кг. Однако в Усть-Вилюйском районе в тех же юрских отложениях вскрыты рассолы с минерализацией до 85—92 г/кг, появление которых в этой части разреза объясняется подтоком рассолов по глубоким тектоническим разломам из нижнепалеозойских отложений. Эти отложения, возможно соленосные, в указанном районе залегают на глубине многих тысяч метров.

Химический состав рассолов Восточно-Сибирской артезианской области в зависимости от их минерализации различный, но преимущественно хлоридный натриевый и кальциево-натриевый, а состав сверх-

крепких рассолов — хлоридный и бром-хлоридный кальциевый, магниевый-кальциевый или калиево-кальциевый, обычно с высоким содержанием брома и повышенным содержанием бора, стронция и других специфических компонентов.

По газовому составу рассолы в зависимости от глубины залегания также весьма разнообразны. В глубоких частях разреза растворенные газы преимущественно азотно-метановые и метановые.

Сравнительные данные о рассолах Якутского и Ангаро-Ленского бассейнов показаны в табл. 45.

Таблица 45

Сравнительные данные о рассолах Ангаро-Ленского и Якутского бассейнов Восточно-Сибирской артезианской области (по Е. А. Баскову, Е. В. Пиннекеру и др.)

Бассейны	Возраст водоносных пород	Глубина опробования, м	Минерализация, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Br	J
Ангаро-Ленский	Сп <sub>1</sub> (усольская свита)	830—2000	238—418	2,07—7,34	0,001—0,011
	Сп <sub>1</sub> (мотская свита)	1685—2290	167—331	1,44—5,56	0,001—0,023
	Сп <sub>1</sub> (ушаковская свита)	2349—2544	182—312	0,49—4,02	Следы—0,001
Якутский	Мезозой Сп <sub>1</sub>	2040—2439	15—98	0,026—0,102	0,001—0,01
		280—2729	58—302	0,02—3,63	До 0,001

Заканчивая краткую характеристику зональности Восточно-Сибирской артезианской области, следует указать, что она от гидрохимической зональности других областей отличается очень широким распространением весьма крепких и сверхкрепких рассолов хлоридного кальциевого состава (с очень высоким содержанием брома и калия), тесно связанных с районами, в пределах которых распространены мощные толщи галогенных отложений.

Яно-Индибирская артезианская область расположена на Северо-Востоке СССР. Она представляет собой обширную низменность, сложенную с поверхности мощной толщей четвертичных отложений. В гидрогеологическом отношении она почти совершенно не изучена. Даже геологический разрез скважинами вскрыт только до глубины 50—60 м. До этой глубины он представлен верхнечетвертичными суглинками и супесями, реже песками, включающими крупные и мелкие клинья подземного льда. Полная мощность четвертичных отложений, вероятно, достигает 250—300 м, а может быть и больше. Судя по отдельным редким обнажениям, под толщей четвертичных пород залегают неогеновые, палеогеновые, меловые и верхнеюрские терригенные и эффузивные породы, достигающие большой суммарной мощности.

Верхняя часть геологического разреза рассматриваемой области заморожена на глубину до 300—400 м, за исключением отдельных подрусовых и подозерных таликов. Среди последних преобладают замкнутые талики.

Характерной особенностью этой области является весьма широкое распространение подземного льда (линзы, жилы и др.) в пределах толщи четвертичных отложений.

Есть основания предполагать, что в пределах области имеются значительные скопления подмерзлотных напорных вод, по-видимому, слабоминерализованных на значительную глубину.

*Охотская артезианская область* расположена на крайнем востоке СССР. Она почти полностью погружена под уровень Охотского моря, из которого выступают только восточные и юго-западные окраины ее в пределах Западных прибрежий Камчатки и Сахалина. Эти окраины сложены мощной толщей палеогеновых и неогеновых, в основном терригенных отложений. В гидрохимическом и вообще в гидрогеологическом отношении глубокие части геологического разреза Камчатки и Сахалина изучены слабо. Имеющиеся разрозненные данные и теоретические соображения позволяют предполагать, что в западных бассейнах Камчатки рассолы на глубинах до 2500 м вообще отсутствуют, а в бассейнах Сахалина до тех же глубин вскрыты только весьма слабые рассолы. Это предположение в известной мере подтверждается данными по восточным бассейнам рассматриваемых регионов. Скважины, пробуренные в северо-восточной части Сахалина до глубины 1500—2400 м, вскрыли только воды с минерализацией до 35,0—48,0 г/кг, а скважина, пробуренная в Восточно-Камчатском бассейне до глубины 2380 м, вскрыла соленоватые воды с минерализацией не выше 12—13 г/кг.

С учетом палеогеографических условий можно предполагать, что на Камчатке и на Сахалине в пределах толщи пород кайнозойского (а вероятно, и мезозойского) возраста рассолы отсутствуют даже на глубинах, значительно превышающих 2000 м. В табл. 46 приведены гидрохимические разрезы по бассейнам Камчатки и Сахалина. Вероятно, они являются представительными и для западных бассейнов, так как геологическое строение и палеогеографические условия восточных и западных бассейнов Камчатки и Сахалина более или менее одинаковы.

Таблица 46

Гидрохимические разрезы бассейнов Схотской артезианской области (по Н. А. Петровой)

Скважина	Глубина опробования, м	Возраст опробованных горизонтов	Минерализация, г/кг	Химический состав воды
<i>Северо-Сахалинский артезианский бассейн</i>				
Месторождение Колендо				
2	1024—1039		15,0	$\frac{\text{Cl}96 \text{ HCO}_34}{\text{Na}92 \text{ Ca}4 \text{ Mg}2}$
2	1336—1355	N <sub>2</sub>	26,0	$\frac{\text{Cl}98 \text{ HCO}_32}{\text{Na}90 \text{ Ca}6 \text{ Mg}2}$
2	1416—1430	N <sub>2</sub>	35,0	$\frac{\text{Cl}99 \text{ HCO}_31}{\text{Na}94 \text{ Ca}4 \text{ Mg}1}$
25	1620—1658		18,3	$\frac{\text{Cl}97 \text{ HCO}_33}{\text{Na}95 \text{ Ca}3 \text{ Mg}2}$
25	1711—1744		15,6	
Месторождение Тунгор				
14	558—572	N <sub>2</sub>	0,6	$\frac{\text{OH}73 \text{ CO}_317 \text{ Cl}6 \text{ SO}_44}{\text{Na}57 \text{ Ca}43}$
14	931—939	N <sub>2</sub>	1,4	$\frac{\text{HCO}_393 \text{ Cl}16}{\text{Na}100}$
14	1558—1590	N <sub>2</sub>	5,0	$\frac{\text{HCO}_378 \text{ CO}_315 \text{ Cl}6}{\text{Na}72 \text{ Ca}28}$
14	1992—2019	N <sub>1</sub> <sup>3</sup>	7,8	$\frac{\text{HCO}_389 \text{ Cl}11}{\text{Na}99 \text{ Mg}1}$
14	2083—2096	»	12,6	$\frac{\text{HCO}_360 \text{ Cl}27 \text{ CO}_312}{\text{Na}99}$

Скважина	Глубина опробования, м	Возраст опробованных горизонтов	Минерализация, г/кг	Химический состав воды
14	2248—2260	N <sub>1</sub> <sup>3</sup>	19,9	$\frac{\text{HCO}_3,52 \text{ Cl}43 \text{ CO}_3,4}{\text{Na}99}$
19	1920—1958		31,6	$\frac{\text{HCO}_3,70 \text{ Cl}30}{\text{Na}99}$
19	2141—2233		48,4	$\frac{\text{HCO}_3,81 \text{ Cl}19}{\text{Na}100}$
24	2090—2130		32,9	$\frac{\text{HCO}_3,55 \text{ Cl}34 \text{ CO}_3,8}{\text{Na}100}$
24	2249—2259		24,2	$\frac{\text{HCO}_3,62 \text{ Cl}38}{\text{Na}100}$
24	2389—2400		10,4	$\frac{\text{HCO}_3,68 \text{ Cl}31}{\text{Na}98 \text{ Mg}1}$

*Восточно-Камчатский бассейн*

P-2	1021,0	Pg <sub>3</sub> — N <sub>1</sub>	0,6	$\frac{\text{HCO}_3,56 \text{ SO}_4,28 \text{ Cl}16}{\text{Na}52 \text{ Ca}45}$
P-2	1322,0	Pg <sub>3</sub>	0,9	$\frac{\text{Cl}75 \text{ SO}_4,12,5 \text{ HCO}_3,12,5}{\text{Na}90}$
P-2	1385,0	Pg <sub>3</sub>	2,4	$\frac{\text{HCO}_3,76 \text{ Cl}12 \text{ SO}_4,12}{\text{Na}92}$
P-2	1771,0—1787,0	Pg <sub>3</sub>	7,2	$\frac{\text{Cl}63,5 \text{ HCO}_3,34}{\text{Na}54 \text{ Ca}45}$
P-2	2373,0—2380,0	Pg <sub>3</sub>	12,4	$\frac{\text{Cl}96}{\text{Ca}51 \text{ Na}46}$
5	50,0	Pg <sub>3</sub>	15,4	$\frac{\text{Cl}96}{\text{Na}61 \text{ Ca}9}$

*Западно-Камчатский бассейн*

## Ваямпольская площадь

26-1	45,0	Pg	2,2	$\frac{\text{HCO}_3,68 \text{ Cl}32}{\text{Na}97}$
26-1	210,0	Pg	5,8	$\frac{\text{Cl}80 \text{ HCO}_3,20}{\text{Na}98}$

**Гидрогеологические складчатые области**

Складчатые области представляют собой системы массивов трещино-жилльных подземных вод и различных артезианских бассейнов (межгорных, внутригорных и др.). При этом те и другие настолько отличаются по гидрогеологическим условиям, что их целесообразно характеризовать раздельно.

*Артезианские бассейны складчатых областей*

Межгорные и внутригорные артезианские бассейны приурочены к впадинам различного происхождения и формы, выполненным сравнительно спокойно залегающими, главным образом осадочными отложениями разной, преимущественно значительной мощности (до нескольких сотен и даже тысяч метров). По своему строению эти бассейны похожи на бассейны артезианских областей. Они также характеризуются наличием чехла и фундамента и господствующим распространением пласто-

вых (порово-пластовых и трещинно-пластовых) вод. Однако в большинстве случаев они отличаются от бассейнов артезианских областей меньшими размерами, глубиной и лучшей проточностью и промытостью. Вследствие этого многие межгорные и внутригорные артезианские бассейны обладают мощной зоной пресных вод, иногда пропитывающих весь чехол до фундамента (бассейны Прибайкальский, Тункинский, Буренский и др.). В других же межгорных бассейнах (содержащих галогенные породы) наряду с пресными водами вскрыты и сильноминерализованные воды вплоть до рассолов (бассейны Карпатский, Минусинский, Ферганский и др.) или только до слабосоленых вод (Зайсанский). Гидрохимическая зональность бассейнов складчатых областей в основном имеет такой же характер, как и зональность бассейнов артезианских областей.

Многие межгорные и внутригорные бассейны в нижней части разреза чехла заполнены термальными водами (бассейны Тункинский и Баргузинский в Сибири, Кура-Араксинский на Кавказе).

Среди межгорных бассейнов наряду с типичными артезианскими, т. е. характеризующимися слабой дислоцированностью пород и господствующим распространением порово-пластовых и трещинно-пластовых вод, имеются бассейны, сложенные в значительной мере относительно сильнодислоцированными и метаморфизованными породами, к которым приурочены пластово-трещинные воды (нижние ярусы Карагандинского, Кузнецкого и других бассейнов). В таких бассейнах чехол обычно имеет отчетливо выраженное двухъярусное строение. Верхний ярус сложен сравнительно слабодислоцированными и слабоцементированными породами мезозойского и кайнозойского возраста, а нижний — сильнодислоцированными и уплотненными, более древними породами, залегающими на породах еще более дислоцированных и метаморфизованных. Такие бассейны называются адартезианскими бассейнами (Зайцев, Толстихин, 1961).

В районах широкого распространения эффузивных пород (лав и туфов) встречается еще один тип бассейнов, которые названы нами вулканогенными супербассейнами, т. е. бассейнами, сложенными мощными толщами вулканогенных пород, перекрывающими другие гидрогеологические структуры, в том числе и типичные артезианские бассейны. Супербассейны имеются на Малом Кавказе (Армянское вулканическое плато), на Камчатке и Курильских островах, на Сибирской платформе (плато Путорана), на Северо-Востоке СССР, в Забайкалье и других районах.

Предкарпатский бассейн\* приурочен к Предкарпатскому краевому прогибу. В соответствии со структурой этого прогиба бассейн подразделяется на две зоны; внешнюю, сформировавшуюся в тортонсармате на юго-западной окраине мезозойской платформы, и внутреннюю, залеженную в начале неогена на северо-восточном борту Карпатской геосинклинали.

Внешняя зона Предкарпатского бассейна сложена в основном тортонскими и сарматскими породами, трансгрессивно залегающими на осадках верхнего мела и верхней юры. Максимальная мощность отложений тортона и сармата достигает до 3000 м. Названные породы представлены глинами, песчаниками, конгломератами, причем среди тортонских отложений имеются пропластки ангидритов и гипсов мощностью 15—20 м. К тортонсарматской толще приурочены мощные скопления горючих газов.

Толща пород, слагающая внешнюю зону Предкарпатского бассейна, подразделяется на несколько водоносных комплексов (табл. 47).

\* На севере он сливается с Львовским артезианским бассейном.

## Водоносные комплексы внешней зоны Предкарпатского бассейна (по В. М. Морозову)

Водоносные комплексы, их преобладающий состав	Глубина вскрытия, м	Дебит скважин, л/сек	Минерализация воды, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				J	Br
Сарматский; преимущественно с прослоями песчаников	—	Незначительный	1—3	0,04—0,1	0,5—0,27
Верхнетортонский; известковистые глины, песчаники, пески, гипсы	100,0—1700,0	0,02—2	До 20—270	0,008—0,05	0,005—0,28
Нижнетортонский; мергели и глины с прослоями песчаников	—	0,3—0,45	До 122	0,008—0,067	0,011—0,27
Верхнемеловой; песчаники, известняки	800,0—1700,0	0,01—7,9	10—154	0,01—0,08	0,005—0,4
Юрский; песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки, гипсы, ангидриты	250,0—2700,0	1,0—4,6	35—270	0,003—0,046	0,087—0,43
Палеозойский; аргиллиты, песчаники, алевролиты	880,0—2350,0	—	35—181	До 0,012	До 0,457

Гидрохимический разрез бассейна изучен слабо, но можно предполагать, что он характеризуется закономерным нарастанием минерализации воды с глубиной.

По данным Г. А. Голевой, Г. К. Антоненко, В. М. Морозова и др., гидрохимическая зона А развита во всем бассейне; максимальная ее мощность 100—150 м. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниево-сульфатные, кислородно-азотные и азотные.

Соленые воды зоны Б — сульфатные и хлоридные с минерализацией до 35 г/кг, во многих районах азотно-метановые и метановые. Мощность зоны в центральной части описываемого бассейна 700—800 м, а в западной — до 500 м. Зона В начинается с глубины 700—800 м. Воды ее имеют минерализацию от 35 до 270 г/кг, состав их хлоридный натриевый или кальциево-натриевый, азотно-метановый и метановый.

Более конкретное представление о гидрохимическом разрезе одного из районов внешней зоны Предкарпатского бассейна дает табл. 48.

Внутренняя зона Предкарпатского бассейна сложена породами мела, палеогена и неогена. Она имеет сложную тектоническую структуру с перемещением пород по надвигам до нескольких десятков километров. Породы смяты в узкие складки, вытянутые с юго-востока на северо-запад и нарушены многочисленными тектоническими разломами.

Сведения о водоносных комплексах данного бассейна приведены в табл. 49.

Гидрохимическая зональность внутренней зоны Предкарпатского бассейна изучена очень слабо. Сложная же тектоническая структура и наличие большого количества тектонических разломов особенно затрудняют ее характеристику. В этой связи можно наметить лишь очень грубую схему такой характеристики.

Зона пресных вод, по-видимому, расположена только выше уровня рек, т. е. до глубины 50—150 м. Глубже следуют соленые воды с минерализацией до 35 г/кг. Мощность этой зоны в местах распространения соленосных миоценовых отложений не превышает 20—50 м, а в местах отсутствия указанных пород она увеличивается до 280—350 м. Содержание брома в соленых водах обычно не превышает 0,055, йода 0,010 г/кг.

## Гидрохимический разрез внешней зоны Предкарпатского бассейна (по В. М. Морозову)

Скважина; глубина опробования, м	Возраст опробованного горизон- та	М, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микро- компонентов, $\frac{г/кг}{г/л}$	
				Ј	Вг
Скв. 21; 400—508	N <sub>1</sub> <sup>Si</sup>	35	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,028	0,063
		37	(Na + K) 91 Ca6 Mg3	0,030	0,067
Скв. 17; 739—754	N <sub>1</sub> <sup>Si</sup>	40	Cl100	0,047	0,033
		41	(Na + K) 83 Ca9 Mg8	0,049	0,034
Скв. 19; 910—945	N <sub>1</sub> <sup>Si</sup>	44	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,031	0,087
		45	(Na + K) 87 Ca7 Mg6	0,032	0,089
Скв. 3; 1326—1342	N <sub>1</sub> <sup>h</sup> + N <sub>1</sub> <sup>t</sup>	92	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,038	0,202
		98	(Na + K) 87 Ca12 Mg1	0,040	0,210
Скв. 11; 1380—1530	Cr <sub>2</sub> Sp	100	Cl100	0,035	0,266
		119	(Na + K) 90 Ca7 Mg3	0,038	0,289
Скв. 14; 1750—1770	Cr <sub>2</sub> Sp	122	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,033	0,291
		134	(Na + K) 87 Ca10 Mg3	0,036	0,320
Скв. 11; 1858—1882	J <sub>3</sub>	124	Cl100	0,023	0,272
		136	(Na + K) 84 Ca12 Mg4	0,025	0,298
2153—2185	Pz	153	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,014	0,332
		170	(Na + K) 81 Ca16 Mg3	0,015	0,369
2495—2505	Pz	151	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,011	0,394
		170	(Na + K) 75 Ca19 Mg6	0,013	0,443
2629—2642		159	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,011	0,406
		179	(Na + K) 79 Ca19 Mg2	0,018	0,457

## Водоносные комплексы внутренней зоны Предкарпатского прогиба (по В. М. Морозову)

Водоносные комплексы; состав слагающих их пород	Глубина вскрытия, м	Дебит скважин, л/сек	Минерализа- ция, г/кг	Содержание микрокомпонентов г/кг	
				Ј	Вг
Среднемиоценовый; конгломераты, глины, песчаники, каменная соль	—	0,1—0,4	0,6—120,0	—	—
Нижний миоцен; соленосные глины, песчаники	До 1000	0,01—0,02, редко до 3,0—18,0	0,6—350,0	До 0,025	До 0,243
Олигоценый; флишевые отложения	600,0—2500,0	До 0,001, редко до 6,0	10,0—350,0	» 0,060	» 1,1
Эоценовый; флишевые отложения	2090—2500,0	0,06—0,7	86,0—350,0	» 0,023	» 0,8
Палеоценовый; песчаники	288—2700	0,02—1,0	42,0—312,0	» 0,024	» 0,720
Меловой; аргиллиты и песчаники	470,0—500,0	До 0,01	140,0—150,0	» 0,021	» 0,094— 0,107

Рассолы в зависимости от степени засоленности нижнемиоценовых пород и промытости разреза вскрываются на различной глубине. Глубина залегания крепких рассолов В<sub>270</sub> изменяется от нескольких десятков метров в районах соленосных отложений до 2000—2500 м в области развития палеогеновых складок.

Весьма крепкие рассолы (до 350 г/кг) встречены только в районах распространения соленосных отложений на глубинах порядка 150—1000 м.

## Гидрохимический разрез Внутренней зоны Предкарпатского прогиба (по В. М. Морозову)

Скважины; интервалы опробования, м	Возраст опробованного горизонта	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, $\frac{г/кг}{г/л}$	
				Ж	Вг
Скв. 24; 1053—1063	Pg <sub>3</sub>	76	Cl <sub>98</sub> HCO <sub>3</sub> 2	0,014	0,036
		80	(Na + K) 96 Mg <sub>3</sub> Ca1	0,015	0,100
Скв. 24; 1970—1562	Pg <sub>2</sub>	81	Cl <sub>100</sub>	0,013	0,095
		86	(Na + K) 88 Ca12	0,014	0,100
Скв. 9; 1820—1830	Pg <sub>3</sub>	104	Cl <sub>99</sub> SO <sub>4</sub> 1	0,016	0,165
		111	(Na + K) 86 Ca14	0,017	0,177
Скв. 9; 1886—1930	Pg <sub>3</sub>	130	Cl <sub>99</sub> HCO <sub>3</sub> 1	0,023	0,152
		131	(Na + K) 82 Ca14 Mg4	0,025	0,165
Скв. 9; 1955—1970	Pg <sub>3</sub>	149	Cl <sub>100</sub>	0,025	0,212
		167	(Na + K) 88 Ca15 Mg3	0,028	0,234
Скв. 4; 2458—2468	Pg <sub>3</sub>	55	Cl <sub>93</sub> HCO <sub>3</sub> 6 SO <sub>4</sub> 1	0,019	0,031
		56	(Na + K) 96 NH <sub>4</sub>	0,018	0,030
Скв. 4; 2473—2510	Pg <sub>3</sub>	51	Cl <sub>94</sub> HCO <sub>3</sub> 5 SO <sub>4</sub> 1		
		52	(Na + K) 98 Ca1 Mg1		
Скв. 1; 2500—2530	Pg <sub>3</sub>	179	Cl <sub>100</sub>	0,013	0,164
		206	(Na + K) 75 Ca20 Mg5	0,015	0,188

В рассолах, связанных с отложениями калийных солей, содержание калия достигает 16 г/кг (Трускавецкий и Стебникский районы), магния до 30 г/кг (рудничные воды Калушского месторождения).

Данные о гидрохимическом разрезе одного из районов внутренней зоны Предкарпатского бассейна приведены в табл. 51.

Таблица 51

## Гидрохимический разрез скважины 12 в Солотвинской впадине Закарпатского прогиба

Глубина опробования, м	Возраст опробованного горизонта	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Ж	Вг
0—2860	Не опробовано	210	Cl <sub>100</sub>	0,013	0,289
2860	Юра	256	(Na + K) 85 Ca12 Mg3	0,015	0,334
3527—3547	»	234	Cl <sub>100</sub>	0,015	0,295
		274	(Na + K) 87 Ca12 Mg1	0,018	0,346
3679—3774	»	210	Cl <sub>99</sub> SO <sub>4</sub> 1	0,019	0,240
		241	(Na + K) 88 Ca10 Mg2	0,021	0,270

Закарпатский бассейн приурочен к Закарпатскому прогибу, сложенному породами палеогенового и неогенового возраста, залегающими на палеозойских и мезозойских дислоцированных образованиях. Прогиб разделяется на две впадины — Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую. Тектоника обеих впадин сложная. В Солотвинской впадине развита система складок, ядра которых образованы соленосными отложениями верхнего тортона — миоцена. Осевая часть складок обычно разорвана продольными сбросами, к которым приурочены многочисленные источники соленых вод. Гидрогеологические условия и гидрохимия бассейна изучены еще слабо, но имеющиеся данные позволяют отметить, что в Солотвинской впадине пресные воды распространены

в четвертичных отложениях на глубину до 20—30 м. По мере приближения к участкам распространения соленосных отложений минерализация воды возрастает и в пределах соляных месторождений даже на глубине 50—100 м увеличивается до 350 г/кг.

Некоторые данные о химическом составе рассолов Солотвинской впадины приведены в табл. 51.

В Чопской впадине Закарпатского бассейна пресные воды вскрываются скважинами в центральных районах на глубине 200—232 м. Глубже встречаются соленые воды и рассолы, но для суждения о закономерностях их распространения во всей впадине данных недостаточно.

В табл. 52 приведены сводные данные по скважинам Залужской разведочной площади.

Таблица 52

Гидрохимический разрез Чоп-Мукачевской впадины Закарпатского прогиба

Скважины; глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микро- компонентов, $\frac{г/кг}{г/л}$	
				Ж	Вг
Скв. 103; 415	N <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	—	Cl100	—	—
		$\frac{47}{—}$	$\frac{(Na + K) 87 Ca7 Mg6}{—}$	—	—
Скв. 209; 445—475	N <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	109	Cl100	0,015	0,328
		$\frac{117}{—}$	$\frac{(Na + K) 86 Ca10 Mg5}{—}$	$\frac{0,016}{—}$	$\frac{0,350}{—}$
Скв. 6; 556—594	N <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	180	Cl100	0,004	0,062
		$\frac{206}{—}$	$\frac{(Na + K) 95 Ca4 Mg1}{—}$	$\frac{0,005}{—}$	$\frac{0,070}{—}$
Скв. 10; 1044—1056	N <sub>1</sub> T <sub>2</sub>	235	Cl100	Сл.	0,105
		$\frac{268}{—}$	$\frac{(Na + K) 96 Ca3 Mg1}{—}$	Сл.	$\frac{0,120}{—}$
Скв. 3; 1960—1980	N <sub>1</sub> T <sub>2</sub>	216	Cl100	0,007	0,045
		$\frac{254}{—}$	$\frac{(Na + K) 87 Ca12 Mg1}{—}$	$\frac{0,004}{—}$	$\frac{0,053}{—}$
Скв. 1; 2110—2150	Сг <sub>2</sub>	149	Cl100	0,004	0,075
		$\frac{169}{—}$	$\frac{(Na + K) 81 Ca19}{—}$	$\frac{0,005}{—}$	$\frac{0,084}{—}$
Скв. 1; 2159—2171	Сг <sub>2</sub>	152	Cl100	0,005	0,193
		$\frac{170}{—}$	$\frac{(Na + K) 86 Ca14}{—}$	$\frac{0,006}{—}$	$\frac{0,214}{—}$
Скв. 1; 2200—2315	Т	157	Cl99 SO <sub>4</sub> I	0,034	0,068
		$\frac{172}{—}$	$\frac{(Na + K) 88 Ca12}{—}$	$\frac{0,038}{—}$	$\frac{0,076}{—}$

Эти данные показывают, что на указанной площади минерализация воды в общем возрастает примерно до глубины 1044—1050 м, а затем заметно понижается до глубины 2150—2170 м.

В целом в отношении артезианских бассейнов Карпатской складчатой области можно заметить, что, несмотря на их слабую изученность, довольно отчетливо устанавливается влияние соленосных отложений на гидрохимию этих бассейнов.

Система бассейнов Апшеронского полуострова и Рионо-Куринской межгорной впадины Кавказской складчатой области сложена мощной толщей (больше 10 км) мезозойских и кайнозойских преимущественно терригенных и карбонатных отложений.

Рионо-Куринская впадина имеет сложную тектоническую структуру. Дзирульским массивом и Сачхеро-Окрибским поднятием (Закавказский (срединый массив) она разделяется на две части (бассейны второго порядка): западную (Рионский межгорный прогиб) и восточную (Куринский прогиб), каждая из которых также имеет сложную тектоническую структуру и геологическое строение. Все это предопределило большую сложность и разнообразие гидрогеологических условий и

## Гидрохимический разрез Апшеронского полуострова

Глубина опробования, м	Возраст	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/кг		Температура, °С
				Ж	Вг	глубина замера
<b>Площадь Биби-Эйбат</b>						
100—500	N <sub>2</sub> ПТ, сураханская и са- бунчинская свиты	$\frac{87-121}{92-133}$	$\frac{Cl98-100}{Na78-92 Ca6-15 Mg2-15}$	21—33	200—230	—
500—700	N <sub>2</sub> ПТ, сабунчинская и ба- лаханская свиты	$\frac{50-106}{49-114}$	$\frac{Cl98-100}{Na89-95 Ca2-5 Mg2-5}$	10—30	90—230	$\frac{34}{763}$
700—1200	N <sub>2</sub> ПТ, балаханская свита, НКГ	$\frac{25-70}{25-74}$	$\frac{Cl70-100 HCO_31-30}{Na89-100 Ca1-5 Mg1-5}$	10—43	50—130	$\frac{51}{1246}$
1200—1800	НКГ, НКП и КС	$\frac{29-70}{29-73}$	$\frac{Cl65-92 HCO_32-35 SO_410}{Na9-100 Mg0-6 Ca0-5}$	12—19	20—70	$\frac{55}{1433}$
1800—2200	КС и ПК	$\frac{13-25}{13-25}$	$\frac{Cl60-90 HCO_310-40}{Na98-100}$	8—18	До 50	$\frac{63}{1820}$
2200—2500	ПК	$\frac{13-17}{13-17}$	$\frac{Cl60-70 HCO_328-40}{Na98-100}$	18—23	До 40	$\frac{67}{2137}$
<b>Площадь Сураханы</b>						
100—500	N <sub>2</sub> ПТ, сураханская свита (А, В, С, D)	$\frac{86-141}{92-156}$	$\frac{Cl100}{Na78-86 Ca7-11 Mg8-12}$	25—28	140—240	—
500—700	N <sub>2</sub> ПТ, сураханская свита	$\frac{112-122}{121-134}$	$\frac{Cl100}{Na80-85 Ca8-10 Mg5-10}$	26—28	180—230	—
700—1200	N <sub>2</sub> ПТ, сабунчинская и ба- лахонская свиты	$\frac{47-114}{48-124}$	$\frac{Cl88-100 HCO_31-11}{Na80-98 Ca1-11 Mg1-5}$	23—27	60—230	—
1200—1800	НКГ, НКП и КС	$\frac{25-42}{25-43}$	$\frac{Cl40-70 HCO_330-60}{Na98-100}$	5—21	30	—
1800—2200	КС и ПК	$\frac{13-28}{13-28}$		6—23	40—150	—

Глубина опробования, м	Возраст	M, $\frac{g/kg}{g/l}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/кг		Температура, °C
				J	Br	глубина замера
<b>Площадь Давгиль</b>						
400—1000	N <sub>2</sub> и IV—VIII горизонты	$\frac{14-57}{14-59}$	$\frac{Cl90-98 \ HCO_30-7}{Na70-93 \ Ca1-22 \ Mg \ до \ 6}$	20—63	45—80	—
1000—1500	N <sub>2</sub> ПТ и VI—IX горизонты	$\frac{11-41}{11-42}$	$\frac{Cl73-97 \ SO_41-26 \ HCO_31-3}{Na65-85 \ Ca1-23 \ Mg1-11}$	22—45	50—60	—
1500—2100	N <sub>2</sub> ПТ и VIII—X горизонты	$\frac{11-37}{11-38}$	$\frac{Cl89-92 \ SO_47-8 \ HCO_31-2}{Na82-92 \ Ca8-16 \ Mg1}$	20—30	—	—
2600—2950	N <sub>2</sub> ПТ и VII горизонт	$\frac{14-24}{-}$	$\frac{Cl84-91 \ SO_42-6 \ HCO_36-15}{Na93-97 \ Ca1-5 \ Mg3}$	22—28	—	—
<b>Площадь Арзани-Клыч</b>						
100—500	N <sub>2</sub> rp и N <sub>1</sub> чокрак	$\frac{12-23}{-}$	$\frac{Cl63-69 \ HCO_325-37 \ SO_41-5}{Na94-96 \ Ca1-2 \ Mg2-3}$	27—32	—	—
500—1000	N <sub>2</sub>	$\frac{10}{-}$	$\frac{Cl94 \ SO_44 \ HCO_31}{Na95 \ Ca5}$	21,5	—	—
1000—1500	N <sub>2</sub> ПТ и N <sub>1</sub> s	$\frac{9-33}{-}$	$\frac{Cl83-97 \ SO_41-8 \ HCO_33-9}{Na95-96 \ Ca2-7}$	20—36	До 150	—
1500—2000	N <sub>2</sub> ПТ и P <sub>g3</sub> — N <sub>1</sub>	$\frac{10-15}{-}$	$\frac{Cl56-95 \ HCO_32-43 \ SO_41-2}{Na97-100}$	25—26	—	—

гидрохимии отдельных частей впадины и Апшеронского п-ва. Относительно детальная характеристика этой системы бассейнов приведена Г. И. Пустоваловой.

Гидрохимические особенности данной системы бассейнов изучены еще слабо. Имеющиеся разрозненные данные позволяют сделать вывод, что гидрохимические разрезы различных частей рассматриваемого региона существенно неодинаковы.

Наиболее полно изучен гидрохимический разрез Апшеронского полуострова. Он характеризуется постепенным уменьшением степени минерализации воды по мере погружения (табл. 53). На разведочной площади Биби-Эйбат наиболее минерализованные воды (87—121 г/кг) приурочены к верхней части разреза (100—150 м). Ниже минерализация воды уменьшается и на глубине 2200—2500 м равна 13—17 г/кг. Примерно такой же гидрохимический разрез наблюдается и на разведочной площади Сураханы. Однако в Куринской впадине установлены разрезы, характеризующиеся увеличением минерализации с глубиной (табл. 54). Недостаточная изученность Куринской впадины не позволяет определить господствующие для нее разрезы. Учитывая имеющиеся разрозненные данные, можно только высказать предположение, что для большей части Куринской впадины характерны нормальные гидрохимические разрезы, т. е. увеличение минерализации по мере углубления.

Таблица 54

Гидрохимический разрез восточной части Рионо-Куринского межгорного бассейна в пределах Кабыстана-Шемахинского и Прикуринского районов

Скважины; глубина определения, м	Возраст водоносных пород	Химический состав
<i>Кабыстана-Шемахинский район</i>		
Пл. Арзани-Клыч		
Скв. 6; 954—1024	N <sub>2</sub> ПГ — Т	M <sub>14</sub> $\frac{Cl84 \ SO_48 \ HCO_38}{Na95 \ Ca3 \ Mg2}$
1088—1116	N <sub>2</sub> ШПГ Г — Т	M <sub>9</sub> $\frac{Cl89 \ HCO_310 \ SO_41}{Na96 \ Ca2 \ Mg1}$
1374—1377	N <sub>1</sub> <sup>S</sup> ПГ	M <sub>33.5</sub> $\frac{Cl96 \ HCO_34}{Na96 \ Mg2 \ Ca2}$
<i>Прикуринский район</i>		
Пл. Дуровдаг		
Скв. 4; 1437—1448	N <sub>2</sub> ПГ	M <sub>46</sub> $\frac{Cl100}{Na92 \ Ca7 \ Mg1}$
2365—2387	N <sub>2</sub> ПГ	M <sub>47</sub> $\frac{Cl100}{Na81 \ Ca17 \ Mg2}$
2971—2990	N <sub>2</sub> ПГ	M <sub>29</sub> $\frac{Cl98 \ SO_42}{Na93 \ Ca7}$
3040	N <sub>2</sub> ПГ	M <sub>55</sub> $\frac{Cl100}{Na82 \ Ca16 \ Mg2}$
Пл. Мишовдаг		
Скв. 7; 1561—1583	N <sub>2</sub> ПГ	M <sub>16</sub> $\frac{Cl95 \ SO_44}{Na93 \ Ca7}$
1726—1762	N <sub>2</sub> ПГ	M <sub>17</sub> $\frac{Cl100}{Na86 \ Ca12 \ Mg2}$
1900—1890	N <sub>2</sub> ПГ	M <sub>30</sub> $\frac{Cl100}{Na96 \ Ca3 \ Mg1}$

Можно также предполагать, что и в Рионской впадине преобладают нормальные гидрохимические разрезы, примером которых могут служить разрезы разведочных площадей Квалони и Зап. Чаладиди (табл. 55).

Таблица 55

Гидрохимический разрез Колхидской зоны Рионского межгорного бассейна

Глубина опробования, м	Возраст пород водоносного горизонта	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, мг/кг	
				Ж	Вг
<b>Площадь Квалони</b>					
2048	Cr <sub>1</sub> a1 + cm	$\frac{31}{31}$	$\frac{Cl95 SO_44}{Na67 Ca33}$	4	14
2881—3098	Cr <sub>1</sub> v + h	$\frac{13,8-14,8}{13,8-14,8}$	$\frac{Cl92 SO_46}{Na73 Ca19 Mg8}$	—	—
3276	Cr <sub>1</sub> v + h	$\frac{71,9}{75,3}$	$\frac{Cl99 SO_41}{Na61 Ca51 Mg8}$	5	42
<b>Площадь Зап. Чаладиди</b>					
600—1890	N <sub>1-2</sub> bn — m	$\frac{33-52}{33-54}$	$\frac{Cl96-99 SO_4 \text{ до } 4}{Na72-82 Ca14-20Mg1-6}$	3—9	8—30
1900—2455	Cr <sub>1-2</sub> a1 — t	$\frac{55-95}{58-101}$	$\frac{Cl96-99 SO_4 \text{ до } 3}{Na75-95 Ca4-24}$	5—18	10—80
<b>Сухуми</b>					
428—500	Pg <sub>1</sub>	$\frac{3,8}{3,8}$	$\frac{Cl89 HCO_310}{Na85 Mg7 Ca7}$	1	8
600	Cr <sub>2</sub> d — m	$\frac{15,3}{15,3}$	$\frac{Cl97 HCO_33}{Na90 Ca5 Mg5}$	15	5
1700—1716	Cr <sub>1</sub>	$\frac{1,7}{1,7}$	$\frac{SO_452 Cl30 HCO_318}{Na70 Ca22 Mg8}$	—	—

Наряду с этим, в западной краевой части Рионского бассейна (Сухуми) наблюдается сперва некоторое увеличение минерализации воды (с 3,8 до 15 г/кг), а затем уменьшение (до 1,7 г/кг). Следует также отметить, что в Колхидской зоне Рионской впадины отдельные скважины вскрывают солоноватые воды (1,2—2,5 г/кг) на глубинах 800—2660 м, в известняках и доломитах нижнемелового возраста.

Химический состав этих вод хлоридно-сульфатный кальцево-натриевый (см. табл. 55).

Характер распространения этих вод и причины их появления на глубине пока не изучены. Возможно, что они имеют локальное распространение и приурочены к отдельным зонам тектонического дробления пород, по которым происходит более или менее интенсивный водообмен с дневной поверхностью.

Не останавливаясь здесь на рассмотрении генезиса этих вод, отметим, что их наличие указывает на большую сложность и разнообразие гидрохимических разрезов отдельных частей Рионской впадины, для выяснения характера которых необходимы дальнейшие исследования.

В целом для Рионо-Куриного бассейна следует подчеркнуть, что для него характерно наличие сложных и разнообразных гидрохимических разрезов (табл. 56), преобладание в разрезе зоны соленых вод и слабых рассолов, мощность которых измеряется тысячами метров при сравнительно небольшом распространении пресных вод и крепких

рассолов; полное отсутствие весьма крепких рассолов (в изученной части разреза); повышенное содержание йода и сравнительно низкое брома.

Таблица 56

Химический состав сульфатных глубинных вод (по Г. И. Пустоваловой)

Районы, скважины	Глубина опробования, м	Химический состав	Температура воды, °С
Новые Пашши, скв. 1	800,0	M <sub>1,7</sub> $\frac{SO_4 54 \quad Cl 32 \quad HCO_3 14}{Ca 46 \quad Na 40 \quad Mg 11}$	81,0
Сухуми, скв. 4-К	1080,0	M <sub>1,2</sub> $\frac{SO_4 42 \quad Cl 33 \quad HCO_3 25}{Na 78 \quad Ca 14 \quad Mg 18}$	39,0
Сухуми, скв. 1-К	1456—1716	M <sub>1,7</sub> $\frac{SO_4 56 \quad Cl 26 \quad HCO_3 20}{Na 67 \quad Ca 23 \quad Mg 10}$	45,0
Квалони, скв. 8	2664—2674	M <sub>2,5</sub> $\frac{SO_4 47 \quad Cl 45 \quad HCO_3 8}{Ca 45 \quad Na 40 \quad Mg 15}$	70,0

Некоторые обобщенные гидрохимические данные о Куринском и других артезианских бассейнах Кавказской складчатой области приведены в табл. 57, 58.

Из межгорных бассейнов Средней Азии наиболее крупным и хорошо изученным бассейном Тяньшаньской складчатой области является Ферганский артезианский бассейн. Он приурочен к обширной межгорной впадине, вытянутой в широтном направлении. На севере, востоке и юге впадина ограничена высокими горными хребтами, а на западе она переходит в равнину Голодной степи. Впадина выполнена толщей мезозойских и кайнозойских отложений общей мощностью 7000—8000 м. К ним приурочено большое количество водоносных горизонтов и комплексов. Краткие сведения о породах, выполняющих Ферганский бассейн, приведены в табл. 59.

Таблица 57  
Схематические гидрохимические разрезы некоторых зон Рисно-Куринского и Апшеронского бассейнов (по Г. И. Пустоваловой)

Зоны (районы)	Индекс зоны	Мощность зоны, м	Возраст пород, распространенных в зоне
Колхидская зона	A <sub>1</sub>	100—300	Q <sub>1</sub>
	B <sub>35</sub>	300—1600	N <sub>1</sub> —C <sub>Г2</sub>
	B <sub>140</sub>	400	C <sub>Г1</sub> , J
Каралинская зона	B <sub>3</sub>	200—1000	N <sub>1-2</sub>
	B <sub>10</sub>	100—200	N <sub>1-2</sub>
	B <sub>35</sub>	400—1300	N <sub>1-2</sub> , P <sub>Г3</sub>
	B <sub>70</sub>	400—1600	N <sub>1</sub>
Апшеронский полуостров	D	—	Q
	B <sub>35</sub>	До 200	N <sub>2</sub>
	B <sub>140</sub>	700—1300	N <sub>2</sub>
	B <sub>70</sub>	400—1200	N <sub>2</sub>
	B <sub>35</sub>	500	N <sub>2</sub>
Приморская полоса Прикаспия	D	—	N <sub>2</sub>
	B <sub>35</sub>	—	N <sub>2</sub>
	B <sub>140</sub>	100—600	N <sub>2</sub>
Северный Кабыстав	B <sub>70</sub>	700—1000	N <sub>2</sub>
	D	—	N <sub>2</sub>
	B <sub>35</sub>	100—1100	N <sub>2</sub>
	B <sub>70</sub>	До 3500	N <sub>2</sub>
B <sub>35</sub>	До 1500	P <sub>Г</sub> , N <sub>1-2</sub>	

В дополнение к данным таблицы следует указать, что среди меловых, палеогеновых и неогеновых отложений сравнительно широко распространены гипсоносные и соленосные породы, особенно в северо-западной части бассейна, где гипсоносные и соленосные пласты имеют мощность до нескольких десятков, а иногда и сотен метров. Наличие галогенных отложений определило широкое распространение в бассейне рассолов с минерализацией до 270 г/кг. Более крепкие рассолы пока не известны. Гидрохимическая зональность бассейна характеризуется постепенным усложнением гидрохимического разреза в направлении от краевых частей к центральным

частям бассейна. На периферии бассейна, на площади выхода на поверхность мезозойских и палеогеновых отложений, развит гидрoхимический пояс АБ<sub>35</sub>. Далее к центру, в адырной части бассейна, развит сложный гидрoхимический пояс АВ<sub>140</sub>—В<sub>270</sub>—В<sub>70</sub>.

Таблица 58

Соленые и рассольные воды межгорных артезианских бассейнов Кавказской складчатой области (по Г. И. Пустоваловой)

Бассейны и район	Возраст пород родоносного горизонта	Глубина опробования, м	Минерализация, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Br	J
Восточная часть Куринского бассейна и Апшеронский полуостров:					
а) Апшеронский район	Продуктивная толща	200,0—2300,0	14,0—150,0	0,020—0,260	0,005—0,020
б) Прикуринский район	То же	650,0—2600,0	6,0—170,0	0,046—0,0370	0,013—0,055
в) Кабыстано-Шемахинский район	;	300,0—2900,0	8,0—57,0	0,030—0,155	0,013—0,063
г) Прикаспийско-Кубинский район	Майкопская свита То же	1000,0—1900,0 80,0—1750,0	8,0—23,0 21,0—50,0	0,08—0,139 0,007—0,189	0,014—0,031 0,023—0,083
Малые артезианские бассейны молассовой зоны (Алазанский, Карталинский и др.)		341,0—3060,0	2,4—74,6	0,006—0,141	0,010—0,077

Таблица 59

Родоносные комплексы Ферганского артезианского бассейна (по Л. Е. Михайлову)

Водоносные комплексы	Глубина залегания комплекса, м	Мощность комплекса, м	Минерализация воды, г/кг	Температура воды °С
Четвертичные пески, песчаники, галечники, конгломераты	До 500	—	До 1г /кг	14,0—25,0
Неогеновые (бактрийский ярус) глины, мергели, песчаники, конгломераты, каменная соль (в западной части бассейна)	350—900	—	От пресных до соленых	28—43
Неогеновые (массагетский ярус) глины, пески, песчаники, редко конгломераты; в северо-западной части соль, гипс, ангидрит	600—3500	2500—3500	35—270	40
Палеогеновые известняки, мергели, песчаники, глины; местами соленосные и гипсоносные	400—3500	400—500	35—270	40
Меловые пески, песчаники, глины, известняки, конгломераты; местами соль и гипс	100—3500	До 600	2—210	25—50
Юрские песчаники и глины, на юге угленосные	1000 и больше	—	От пресных до рассолов	—
Палеозойские известняки, песчаники и сланцы	5000	—	Не изучена	20

Зона А в этом поясе распространена до глубины 200—500 м, в пределах четвертичных и неогеновых отложений. Ниже под толщей водупорных неогеновых пород до глубины 600—900 м следует зона В<sub>140</sub>, а еще глубже (до 1200—2100 м) — зона В<sub>270</sub>, расположенная в толще палеогеновых и частично верхнемеловых отложений. Еще глубже крепкие рассолы (В<sub>270</sub>) обычно сменяются слабыми рассолами (В<sub>70</sub>), которые

прослежены в отдельных районах до глубины 1700—2500 м. Зона В<sub>70</sub> расположена в пределах верхнемеловых отложений и часто отделена от зоны крепких рассолов водоупорными породами.

В табл. 60 и 61 приведены конкретные данные о гидрохимических разрезах северо-восточной и северо-западной частей Ферганского бассейна.

Таблица 60

Гидрохимические разрезы Ферганского артезианского бассейна

Глубина опробования, м	Возраст пород опробованного горизонта	М, $\frac{г/кг}{г/л}$	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				J	Br
<i>Северо-восточная часть бассейна</i>					
20	N (бактрийский ярус)	1,3—3,0	SO <sub>4</sub> 52 Cl30 HCO <sub>3</sub> 18	—	—
		1,3—3,0	(Na + K) 70 Mg18 Ca12		
600	То же	1,3—3,0	Cl56 HCO <sub>3</sub> 24 SO <sub>4</sub> 20	—	0,0023
		1,3—3,0	(Na + K) 85 Ca8 Mg7		
840	»	До 3	SO <sub>4</sub> 38 HCO <sub>3</sub> 34 Cl28	0,002	0,0007
		До 3	(Na + K) 84 Ca8 Mg8		
1140	»	До 3	Cl74 SO <sub>4</sub> 14 HCO <sub>3</sub> 12	—	—
		До 3	(Na + K) 94		
1840	Pg — N (массагетская свита)	До 5	Cl94	0,002	0,0014
		До 5	(Na + K) 76 Ca18 Mg6		
2340	Pg sins	68	Cl92	0,012	0,018
		72	(Na + K) 70 Ca13		
2450	Pg trk	59	Cl92	0,012	0,03
		62	Na64 Ca23		
2540	Pg szk	76	Cl92	0,012	0,012
		80	(Na + K) 68 Ca32		
2580	Pg sch	81	Cl93	0,004	0,08
		85	(Na + K) 58 Ca24 Mg18		
2660	Cr <sub>2</sub>	23	Cl88 SO <sub>4</sub> 8	0,005	0,035
		24	(Na + K) 76 Ca16 Mg8		
<i>Северо-западная часть бассейна</i>					
532, скв. 3	Pg <sub>3</sub> — N <sub>1</sub> (массагетская свита)	108	Cl96	0,045	0,029
		116,64	Na80 Ca13		
590, скв. 7	То же	112	Cl97	0,037	—
		121	Na83 Ca13		
1199, скв. 1	»	109	Cl98	0,041	0,022
		118	Na83 Ca12		
1305, скв. 7	»	111	Cl98	0,036	0,022
		120	Na82 Ca13		
1577, скв. 2	»	114	Cl98	0,037	0,023
		123	Na83 Ca13		
1830—1850, скв. 5	»	93	Cl98	—	—
		100	Na85 Ca11		
2563, скв. 4	»	99	Cl98	—	—
		100	Na84 Ca12		

Как показывают данные этой таблицы, в северо-восточной части бассейна слабосоленоватые воды (до 5 г/кг) распространены до глубины 1840,0 м; на глубине 2340 м появляются слабые рассолы, минерали-

зация которых увеличивается до глубины 2580 м (с 68 до 81 г/кг); затем на глубине 2660 м отмечены весьма слабые рассолы с минерализацией 23 г/кг. На структуре Чус-Тап (северо-западная часть бассейна) максимальная минерализация рассолов (108—112 г/кг) наблюдается на глубинах 500—600 м, а затем она медленно уменьшается и на глубине 2563 м падает до 99 г/кг.

Таблица 61  
Соленые воды и рассолы Ферганского артезианского бассейна  
(по Б. А. Бедеру, Б. Б. Митгарц и др.)

Районы	Возраст водоносных пород	Глубина опробования, м	Минерализация, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Br	J
Чус-Тап	Pg <sub>3</sub> + N <sub>1</sub>	532—2563	90—105	0,019—0,066	0,019—0,051
Чаргак	To же	945—2858	22—95	0,015—0,034	0,001—0,028
Избаскент	N <sub>2</sub>	20—850	0,27—1	Следы—0,005	Следы
»	Pg <sub>3</sub> + N <sub>1</sub>	1195—2009	1,5—16,8	Следы—0,002	»
Южный Алымшик	To же	353—580	66—72	0,012—0,02	0,012—0,014
»	Cr <sub>1</sub>	1141—1709	11,2—78	0,040—0,08	0,002—0,006
Палванташ	Pg	800—911	156—248	0,027—0,275	0,005—0,023
»	Cr <sub>2</sub>	1262—2441	65—93	0,080—0,285	0,004—0,005

Следует отметить, что рассолы структуры Чус-Тап, по сравнению с рассолами других районов рассматриваемого бассейна, характеризуются повышенным содержанием йода.

Сурхандарьинский, Кафирниганский и Яванский бассейны Таджикской системы артезианских бассейнов и массивов трещинно-жилых вод сложены мощной толщей мезозойских и кайнозойских пород, смятых в сравнительно пологие складки, но местами разорванных сбросами и надвигами. Бассейны выполнены терригенными, карбонатными и галогенными образованиями общей мощностью до многих тысяч метров. Галогенные породы наиболее широко развиты в лагунно-морской толще верхней юры, но имеются также в меловых, палеогеновых и неогеновых толщах.

Гидрохимический разрез бассейнов данной системы изучен еще очень слабо. Совершенно отсутствуют скважины с несколькими интервалами опробования. Разрозненные данные по отдельным районам сведены в табл. 62, 63.

Таблица 62  
Гидрохимический разрез Сурхандарьинского артезианского бассейна  
(по Л. Е. Михайлову)

Глубина опробования, м	Возраст опробованного горизонта	M, г/кг г/л	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/кг		Температура воды, °C
				J	Br	
До 200	Q+N	$\frac{0,5-4,5}{0,5-5,0}$	Сульфатные натриевые и кальциевые и хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды			16—18
200—300	Pgab	$\frac{27,4}{28}$	Cl92 (Na + K)89 Mg6	0,019	0,064	28
400—600	Pgbh	$\frac{28,4}{29}$	Cl77 SO <sub>4</sub> 16 (Na + K)78 Ca14	0,010	0,055	30—35
1000—1100	Cr <sub>2</sub>	$\frac{237}{285}$	C.100 (Na + K)67 Ca29	0,014	0,208	50—60

Соленые воды и рассолы Таджикской системы артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов (по Л. С. Балашову, Б. А. Бедеру, Б. Б. Митгарц, А. П. Поспелову и др.)

Районы (бассейны)	Возраст водоносных пород	Глубина опробования, м	Минерализация, г/кг	Содержание микрокомпонентов, г/кг	
				Br	I
Кугитангский район	$C_{1+2}$	4—387	0,6—34	До 0,009	Не обнаружен
	$J_3 km$	35—523	14,7—360	0,01—1,576	Следы—0,01
	$J_3 cl + ox$	65—620	35—180	0,167—0,202	0,008—0,011
Сурхандарьинский бассейн	$Pg$	180—2100	8—130	0,013—0,527	0,001—0,0042
	$C_{T2}$	750—1600	74—239	0,250—0,605	0,014—0,028
Кафирниганский бассейн	$C_{T2}$	355—826	157—187	0,478—0,531	0,025—0,047
Яванский (Вахский) бассейн	$Pg$	350—1277	28—120	0,028—0,484	0,004—0,019
	$C_{T2}$	1419—1566,3	139—142	0,063—0,429	0,036—0,039

Можно предполагать, что гидрохимический разрез описываемых бассейнов начинается зоной Д, развитой в толще четвертичных и верхней части неогеновых пород. Глубже названная зона сменяется солеными водами зоны Б, а еще глубже — рассолами ( $B_{70}$ ,  $B_{140}$ ,  $B_{270}$ ). Наиболее крепкие рассолы ( $B_{350}$ ) вскрыты в соленосной толще Кугитангского района. Таким образом, и в бассейнах Таджикской депрессии наиболее крепкие рассолы связаны с соленосными отложениями.

Минусинский адартезианский бассейн Саяно-Алтайской складчатой области включает межгорные впадины герцинского возраста: Минусинскую, Чебаково-Балахтинскую и Назаровскую. Впадины выполнены мощной толщей палеозойского, а на отдельных участках и мезозойского возраста разнообразного состава. Отложения среднего и позднего палеозоя (девон, карбон) в основном представлены красноцветными континентальными толщами, которым подчинены сравнительно маломощные лагунные, прибрежно-морские и морские образования, причем лагунные породы в значительной мере засолены. Гидрохимическая зональность Минусинского бассейна изучена слабо, но все же изменяющиеся отрывочные данные по глубоким скважинам позволяют составить ориентировочное представление об изменении минерализации подземных вод с глубиной. По данным Е. Е. Беляковой и А. В. Зуева, мощность зоны пресных вод в краевых частях бассейна доходит до 500—1000 м, а в центральных — не превышает 300 м. Под пресными водами преимущественно гидрокарбонатной кальциевого, натриевого или магниевого состава на глубинах 800—1000 м вскрыты соленые воды и рассолы с минерализацией в пределах 18—70 г/кг.

На Быстрянской структуре на глубине 1985—2035 м обнаружены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 258 г/л, а на глубине 2281—2395 м — хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией до 304 г/л. Более глубокие части разреза Минусинского бассейна не изучены, но можно предполагать, что они заполнены крепкими рассолами.

Байкальский артезианский бассейн приурочен к Байкалу и его берегам. Он сложен породами кайнозойского (в основном палеогенового и неогенового) возраста общей мощностью больше 2000 м. В этом бассейне опробован ряд глубоких скважин, вскрывших неогеновые и палеогеновые отложения, что дает возможность составить ориентировочное представление о его гидрохимическом разрезе (табл. 64).

## Гидрохимические разрезы Байкальского и Нижнезейского артезианских бассейнов

Месторасположение и индексы скважин	Глубина отбора воды, м	Химический состав	Температура воды, °С
<i>Байкальский бассейн</i>			
Пос. Ключи-Сваловая, скв. 3	32	$M_{0,1} \frac{HCO_3 81,8 \quad Cl 9 \quad SO_4 9}{Na 53,6 \quad Ca 46,4}$	—
Пос. Сухая-Загза, скв. 1209	284,1	$M_{0,58} \frac{HCO_3 75 \quad Cl 25}{Na 97 \quad Ca 1,8}$	27
С. Посольское, скв. 1205	428	$M_{0,3} \frac{HCO_3 82 \quad Cl 9,4}{Ca 70,3 \quad Na 29,7}$	—
С. Колесово, скв. 2Д	1280—1360	$M_{0,2} \frac{HCO_3 85,3 \quad SO_4 7,8}{Na 58,5 \quad Ca 24,3}$	—
С. Творогово, скв. 1	1635—1650	$M_{1,2} \frac{HCO_3 95,4 \quad SO_4 3,1}{Ca 62,8 \quad Na 31,4}$	—
Там же	1825	$M_{1,1} \frac{HCO_3 98,8 \quad Cl 1,5}{Ca 67 \quad Na 31}$	—
С. Истоковская, скв. 3	2732—2741	$M_{1,4} \frac{Cl 71,8 \quad HCO_3 27,7}{(Na + K) 71,3 \quad Ca 28,5}$	45,0
Там же	2885—2895	$M_{3,3} \frac{Cl 183,9 \quad HCO_3 14 \quad SO_4 2,1}{(Na + K) 170,6 \quad Ca 24,3 \quad Mg 4,9}$	44,0
« «	2920—2925	$M_{3,4} \frac{Cl 183,7 \quad HCO_3 14,1 \quad SO_4 2,2}{(Na + K) 65,8 \quad Ca 26,5 \quad Mg 7,5}$	50,0

*Нижнезейский бассейн*

С. Михайловка, скв. 170 (южная часть бассейна)	343—367	$M_{0,27} \frac{HCO_3 100}{Na 85 \quad Ca 10 \quad Mg 3}$	—
Там же	471—533	$M_{0,35} \frac{HCO_3 100}{Na 88 \quad Ca 7 \quad Mg 4}$	—
С. Белогорская, скв. I-C	765—782	$M_{1,1} \frac{Cl 65 \quad HCO_3 39}{Na 97 \quad Ca 1}$	—
Там же	1495—1519	$M_{1,2} \frac{HCO_3 54 \quad Cl 41}{Na 91 \quad Mg 3 \quad K 3}$	—
»	1914—1922	$M_{2,2} \frac{HCO_3 48 \quad Cl 46}{Na 92 \quad K 4 \quad Mg 4}$	40

Минерализация воды в Байкальском артезианском бассейне даже на глубине 2900 м не превышает 3,4 г/л. Наряду с этим в отдельных районах Байкальского бассейна установлено наличие метановых газов и признаков нефти, вскрываемых скважинами на разной глубине. Это указывает, что степень промытости пород, выполняющих бассейн, не очень велика. Следовательно, существующий гидрохимический разрез бассейна не может быть объяснен только интенсивностью водообмена. Очевидно, немаловажную роль в сохранении пресных вод на столь большой глубине играет и характер пород, выполняющих бассейн.

Нижнезейский артезианский бассейн в гидрохимическом отношении характеризуется данными табл. 64. В его меловых отложениях до глубины 1922 м распространены воды с минерализацией до 2,2 г/кг.

Описание других межгорных артезианских бассейнов, располагающихся в Казахстане, Сибири и на Дальнем Востоке, здесь не приводится вследствие слабой изученности их гидрохимических разрезов на более или менее значительную глубину.

### *Гидрогеологические массивы складчатых областей*

Гидрогеологические массивы складчатых областей приурочены к различным поднятиям, образующим горные хребты, разделенные межгорными и внутригорными впадинами — артезианскими бассейнами. Высота этих поднятий различна, но изменяется в значительно меньших пределах, чем глубина артезианских бассейнов. Если глубина залегания фундамента в пределах разных артезианских бассейнов изменяется от нескольких сотен метров до 10—12 км (Прикаспийский бассейн и др.), то наиболее высокие горные сооружения в пределах СССР не превышают 5—7 км (Памир, Тянь-Шань). Преобладающие высоты горноскладчатых сооружений значительно меньше указанных величин, что хорошо видно на карте «Глубины артезианских бассейнов и высот гидрогеологических массивов».

Независимо от высоты общей чертой для всех гидрогеологических массивов является господствующее распространение трещинно-жильных подземных вод. Из других типов вод сравнительно широко развиты порово-пластовые, приуроченные к аллювиальным, делювиальным и пролювиальным отложениям. Роль трещинных вод особенно велика для осевых частей складчатых сооружений, сложенных наиболее древними метаморфическими и изверженными породами. На склонах некоторых массивов сравнительно широко распространены осадочные и вулканогенные сильнодислоцированные и метаморфизованные породы с пластово-трещинными, а часто и с трещинно-карстовыми водами. У подножия массивов обычно распространены сравнительно молодые, слабометаморфизованные породы, содержащие трещинно-пластовые воды, иногда образующие мелкие артезианские бассейны.

Наиболее мощными ресурсами обладают бассейны трещинно-карстовых вод и участки распространения порово-трещинных вод в молодых базальтах, а также зоны разломов.

В гидрогеологических массивах сток подземных и поверхностных вод направлен в общем от центральных частей к периферическим, что соответствующим образом отражается на характере их гидродинамической и гидрохимической зональности. Интенсивность водообмена и степень промытости пород уменьшаются от осевых, наиболее приподнятых частей массивов к их подножию. Вследствие значительной эрозивной расчлененности рельефа и наличия глубоких тектонических разломов интенсивный водообмен захватывает мощные толщи пород, что обуславливает формирование мощной зоны пресных вод (до нескольких сотен, а иногда и тысяч метров). Особенно большой мощности такая зона достигает в древних гидрогеологических массивах, омоложенных вертикальными тектоническими движениями (Саяны, Предбайкалье, Тянь-Шань), и в осевых частях молодых высоких массивов, сложенных или изверженными, или древними метаморфизованными осадочными породами (Памир). В некоторых молодых гидрогеологических массивах, в геологическом строении которых участвуют галогенные формации, пресные воды сравнительно на небольшой глубине сменяются солоноватыми и солеными водами, а иногда и рассолами.

В некоторых массивах весьма широко распространены холодные и термальные минеральные воды, имеющие бальнеологическое значение. Они обычно вытекают на дневную поверхность в виде источников, приуроченных в основном к тектоническим разломам. Все это позволяет считать, что и в гидрогеологических массивах под пресными водами

распространены в разной мере минерализованные холодные и термальные воды разного химического состава. Взаимоотношения всех этих вод пока еще далеко не ясны. Во всяком случае они менее изучены, чем взаимоотношения вод в артезианских бассейнах. Можно предполагать, что закономерности переходов одних вод в другие имеют зональный характер и что зональность различна в разных гидрогеологических массивах. Например, А. М. Овчинниковым и другими установлено, что в наиболее приподнятых частях Большого Кавказа широко распространены пресные гидрокарбонатные воды, среди которых часто встречаются углекислые холодные и термальные воды разного катионного состава. Ниже зоны углекислых вод по склону гор расположена зона азотных холодных и термальных вод, а у подошвы гор и во впадинах следует зона, в нижней части которой широко распространены метановые воды преимущественно гидрокарбонатного натриевого и хлоридного натриевого состава.

Особо следует указать на наличие соленых вод и рассолов своеобразного химического состава, распространенных в порфиритовой толще средней юры в районе северного склона Грузинской глыбы и района г. Кутанси. Данные об этих видах приведены в табл. 65.

Таблица 65

**Воды порфиритовой таблицы средней юры северного края Грузинской глыбы**  
(по Г. И. Пустоваловой)

Местоположение и вид водопункта	Химический состав	Содержание микрокомпонентов, г/л	
		Ж	Вг
Душетский район, источник	$M_3 \frac{Cl90 \ HCO_3 10}{Na76 \ Ca22 \ Mg2}$	—	—
Долина р. Кехви, источник	$M_{22,7} \frac{Cl99}{Na48 \ Ca45}$	0,011	0,036
Знаурский район, источник	$M_6 \frac{Cl80 \ SO_4 12 \ HCO_3 6}{Na64 \ Ca30 \ Mg4}$	—	—
Чиатурский район, источник	$M_9 \frac{Cl80 \ HCO_3 19 \ SO_4 1}{Na54 \ Ca42 \ Mg4}$	—	—
Долина р. Квирилы, источник Мохва	$M_{1,4} \frac{Cl96 \ HCO_3 4}{Ca51 \ Na48}$	—	—
Долина р. Риони, источник Меквена	$M_6 \frac{Cl84 \ SO_4 16}{Ca52 \ Na48}$	—	—
Р. Окуми, источник	$M_{135} \frac{Cl99}{Ca77 \ Na23}$	Следы	0,280
С. Лугела, скважина	$M_{54} \frac{Cl100}{Ca87 \ Na13}$	0,010	0,099
Цхалтубо, скважина	$M_{72} \frac{Cl100}{Ca68 \ Na30 \ Mg2}$		
С. Цхункури, скважина	$M_{89} \frac{Cl100}{Ca86 \ Na15}$	Следы	Следы
С. Окуми, скважина	$M_{231} \frac{Cl100}{Ca81 \ Na19}$	0,009	0,741

Условия распространения этих вод и положение в гидрохимическом разрезе Большого Кавказа еще не ясны, но их наличие указывает на большую сложность гидрохимической характеристики рассматриваемой складчатой области.

На Малом Кавказе, по Г. И. Пустоваловой, в покровах лав и туфов, а также в пределах складчатых хребтов в зоне свободного водообмена

преимущественное развитие имеют пресные углекислые холодные воды различного солевого состава с преобладанием гидрокарбонатных кальциевых, реже магниевых вод. По мере погружения все больше появляются соленоватых вод.

В пределах Сомхето-Кафанской зоны среди соленоватых вод преобладают углекислые гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 3 г/кг. В Аджаро-Триалетской и Армянской зонах развиты холодные и термальные воды разного солевого состава с минерализацией до 10 г/кг, иногда с повышенным количеством мышьяка и других специфических компонентов.

В отдельных наиболее погруженных и менее промытых впадинах (Ордубадская, возможно, Севанская) имеются хлоридные натриевые воды с минерализацией до 35 г/кг. Еще более минерализованные воды (до 140 г/кг и больше) вскрыты в молодых наложенных Ереванской и Нахичиванской впадинах, в геологическом строении которых участвуют гипсоносно-соленосные отложения неогенового возраста.

В целом Малый Кавказ характеризуется весьма сложным распределением подземных вод разного состава, так что установление региональных закономерностей их распространения нуждается в дальнейших исследованиях.

По данным Г. А. Голевой, гидрогеологические массивы Карпатской складчатой области также обладают очень сложными гидрохимическими закономерностями.

В пределах Внешней антиклинальной зоны Карпат пресные воды (зона А) прослеживаются на глубину от 100 м на севере до 500 м на юге. Глубже распространены соленые хлоридно-сульфатные и хлоридные воды с минерализацией до 35 г/кг.

В области надвига Внешней антиклинальной зоны на Внутреннюю зону на глубинах больше 500 м вскрыты рассолы с минерализацией 250—270 г/л, связанные с поднадвиговой толщей соленосных отложений миоценового возраста.

В Центральной синклинали зоне Карпат мощность зоны пресных вод достигает нескольких сотен метров, уменьшаясь от водораздела к склону. Глубже минерализация воды увеличивается и на глубинах 900—1000 м доходит до 100 г/кг. В южной, наиболее погруженной, части Центральной синклинали зоны минерализация воды увеличивается до 70 г/кг.

Во Внутренней антиклинальной зоне Карпат пресные, преимущественно гидрокарбонатные воды вскрываются скважинами до глубины 200—250 м. Залегающие глубже трещинные воды имеют минерализацию до 10 г/кг. Состав их хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридный натриевый.

По глубоким разломам в северной части Внутренней антиклинальной зоны выходят хлоридные воды с минерализацией до 35 г/кг. В соленых углекислых хлоридных водах районов Квасы и Вуцково установлены повышенные количества мышьяка, ртути и других специфических компонентов.

Имеющиеся данные по гидрохимии гидрогеологических массивов Карпат еще недостаточны для выявления общих закономерностей распространения вод той или иной минерализации и химического состава, но они определенно указывают на то, что отмеченные закономерности очень сложны и что в этой складчатой области весьма широко распространены рассолы. Данные обстоятельства находятся в полном соответствии с геологическим строением характеризуемого региона.

Для складчатых сооружений Восточной Сибири ориентировочно намечается определенная зональность. В верхней части разреза трещиноватых пород располагается зона грунтовых вод, для которой типичны воздушный (азотный) газ и гидрокарбонатные, преимущественно каль-

циевые и натриево-кальциевые воды. Глубже располагается зона холодных углекислых гидрокарбонатных натриево-кальциевых подземных вод дарасунского типа, с глубиной переходящих в подзону гидрокарбонатных натриевых вод балейского типа. На значительно большей глубине расположена зона азотных — гидрокарбонатных и сульфатных натриево-термальных вод. Эта зона проявляется термальными источниками в Зачуйском районе и особенно широко в Байкало-Чарской гидротермальной области (Толстихин и Степанов, 1961).

Можно предполагать, что и другие гидрогеологические массивы характеризуются той или иной гидрохимической зональностью, которая еще очень слабо изучена. Однако нет сомнений в том, что гидрохимические разрезы гидрогеологических массивов имеют своеобразный и сложный характер, так как они формируются в результате сложного взаимодействия тектонических, магматических, палеогеографических и гидродинамических факторов на протяжении длительной истории развития соответствующих складчатых областей. Это дает основания подразделять (в грубой схеме) складчатые области на несколько групп и подгрупп.

Складчатые области допалеозойского и раннепалеозойского возраста Балтийская, Украинская, Алданская, Анабарская, Джугджуро-Становая, Байкальская, Саяно-Енисейская и др. Это в большинстве сильно денудированные складчатые сооружения, сложенные в основном древними метаморфическими и изверженными породами разного состава и происхождения. В гидрогеологическом отношении они характеризуются господствующим распространением трещинных вод зоны выветривания и тектонических разломов. В некоторых областях (Алданская, Саяно-Енисейская) широко распространены трещинно-карстовые воды. Меньшее развитие имеют порово-пластовые воды, приуроченные главным образом к породам кайнозойского или мезозойского возраста и образующие в некоторых областях сравнительно небольшие внутригорные артезианские бассейны.

Значительная часть Украинской складчатой области перекрыта относительно маломощными палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, к которым приурочены порово-пластовые воды, обладающие на отдельных участках значительным напором. Анабарская и Алданская, Джугджуро-Становая складчатые области и северная часть Саяно-Енисейской области расположены в пределах мерзлой геозоны мощностью от десятков метров в южных районах до 300—400 м и значительно больше на севере (Анабарская область). Вследствие этого в пределах Анабарской складчатой области и во многих районах других складчатых областей трещиноватая зона выветривания проморожена на всю мощность, так что вода встречается только в таликах, приуроченных к сильно обводненным тектоническим разломам или к долинам крупных рек.

В гидрохимическом отношении складчатые области рассматриваемой группы характеризуются отчетливым преобладанием пресных гидрокарбонатных кальциевых, кислородно-азотных вод, глубина распространения которых измеряется сотнями (а возможно, и тысячами) метров.

В этой группе складчатых областей рассолы почти не известны, а соленые воды встречаются очень редко на небольших участках.

В пределах гранитных массивов сравнительно часто встречаются лечебные радоновые воды. Для Восточного Саяна и Байкальской области характерно развитие глубоких трещинно-жильных вод — щелочных акротерм. В Восточном Саяне встречаются холодные и горячие углекислые минеральные воды, выходы на поверхность которых связаны с тектоническими разломами и молодым вулканизмом.

В пределах Украинской складчатой области как в зоне выветривания кристаллических пород, так и на глубине, в зонах тектонического дробления пород, иногда встречаются соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава с повышенным содержанием брома и других специфических компонентов. Сильно минерализованные воды встречены и на отдельных участках Балтийской складчатой области. Генезис соленых вод и рассолов, вскрытых здесь на глубине, в кристаллических породах трактуется по-разному, но большинство исследователей связывает его с реликтовыми водами древних морских и соседних артезианских бассейнов, просачившимися в кристаллические породы по трещинам и сохранившимся там до настоящего времени.

По южной окраине Алданской складчатой области расположены обширные предгорные прогибы мезозойского возраста, выполненные юрскими и меловыми терригенными отложениями общей мощностью более 1000—1300 м. Эти прогибы представляют собой значительные по размерам внутригорные артезианские и адартезианские бассейны порово-пластовых и трещинно-пластовых, преимущественно подмерзлотных вод (Чульманский, Токкинский и другие прогибы). К названным бассейнам приурочены мощные ресурсы пресных подземных вод, пригодных для водоснабжения.

Складчатые области палеозойского возраста — Тимано-Уральская, Центрально-Казахстанская, Тарбагатайская, Таймырская, Туруханская. По геологическому строению, а следовательно, и по гидрогеологическим условиям эти области весьма разнообразны. Все они сложены сильнодислоцированными и метаморфизованными разнообразными осадочными и изверженными породами, водопроницаемость которых обусловлена трещиноватостью разного генезиса. В соответствии с этим в пределах гидрогеологических массивов господствуют трещинные воды зоны выветривания и тектонических разломов.

В некоторых складчатых областях весьма широко распространены трещинно-карстовые и карстово-пластовые воды (Урал и др.).

К межгорным и внутригорным впадинам приурочены артезианские и адартезианские бассейны разных размеров, содержащие порово-пластовые, трещинно-пластовые, карстово-пластовые и пластово-трещинные подземные воды, часто в большом количестве.

В бассейнах развиты пресные, соленые и рассольные воды, тогда как в гидрогеологических массивах до глубины многих сотен метров господствуют пресные воды, которые сменяются солеными водами разной минерализации. Рассолы в гидрогеологических массивах пока не известны.

Мезозойские, кайнозойские и более древние, но обновленные молодыми тектоническими движениями складчатые области Карпатская, Крымская, Кавказская, Копетдагская, Южно-Таджикская, Памирская, Тянь-шаньская, Алтайская, Хингано-Буринская, Сихотэ-Алинская, Верхояно-Чукотская, Карякская, Камчатская, Курильская, Сахалинская. Гидрогеологические массивы названных складчатых областей сложены разнообразными дислоцированными осадочными, эффузивными и интрузивными породами, к которым приурочены трещинные воды зоны выветривания, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды. Среди последних сравнительно широко распространены холодные и термальные воды разнообразного солевого и газового составов, которые широко используются в лечебных целях. Многие источники термальных вод могут быть использованы также для теплофикации.

В пределах межгорных бассейнов и гидрогеологических массивов складчатых областей альпийского возраста широко распространены пресные соленые и рассольные воды, что объясняется их слабой промытостью.

В целом в заключение характеристики гидрогеологических и гидрохимических особенностей складчатых областей следует подчеркнуть, что глубокие части гидрогеологических массивов, расположенные ниже местных и тем более региональных базисов эрозии еще почти совершенно не изучены. О гидрохимических закономерностях глубоких частей разреза складчатых областей в настоящее время приходится судить только на основании теоретических предпосылок, лишь частично подкрепленных результатами изучения источников, вытекающих по тектоническим разломам. Эти пока еще очень неполные данные позволяют все же предполагать, что гидрохимические разрезы гидрогеологических массивов даже одной складчатой области могут существенно различаться и вследствие трещинно-жильных условий распространения воды иметь очень сложный характер.

## **НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СССР**

Краткая характеристика гидрогеологических условий отдельных гидрогеологических структур СССР указывает на их большое различие, что соответствует большому разнообразию физико-географических условий и геологического строения отдельных частей столь обширной территории. Однако для всех регионов общей чертой является зональность распространения подземных вод, разных по минерализации и химическому составу, хотя в зависимости от конкретных природных условий того или иного региона характер указанной зональности существенно изменяется.

Необходимо различать широтную (географическую) и вертикальную (геологическую) зональности, в разной степени взаимосвязанные и взаимоопределяющие друг друга.

### **Широтная (географическая) зональность подземных вод**

Эта зональность подземных (и в известной мере поверхностных) вод проявляется в пределах СССР в последовательной смене вод зоны свободного водообмена разной минерализации и солевого состава от северных, более увлажненных широт к южным, более засушливым широтам.

На Крайнем севере преобладают весьма слабо минерализованные гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые воды с высоким содержанием кремнекислоты и органических веществ. Эти воды формируются в результате процессов выщелачивания в условиях переувлажнения пород, их сильной промытости и низких температур (воды выщелачивания — по Н. Г. Каменскому). Только в пределах сравнительно узкой полосы вдоль морского побережья (иногда шириной до нескольких десятков километров) распространены сульфатные и хлоридные, а также слабо минерализованные воды, которые образовались под влиянием эолово-морских процессов засоления. В направлении с севера на юг вследствие повышения среднегодовых температур воздуха, уменьшения количества атмосферных осадков и увеличения испарения минерализация грунтовых и верхних горизонтов артезианских вод в зоне свободного водообмена увеличивается. В результате в химическом составе вод начинают преобладать сульфаты, а затем и хлориды, т. е. начинают господствовать сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные, преимущественно натриевые воды.

Особенно высокую минерализацию почвенные и грунтовые воды приобретают на плохо дренированных участках и в бессточных впадинах области аридного климата (Кура-Араксинская низменность, Прикаспийская низменность и др.). В Прикаспийской низменности солевой

## Химический состав рассолов озер ардной области СССР

Т а б л и ц а 66

Озера	Химический состав рассолов	Озера	Химический состав рассолов
Кордуанская группа озер	$M_{75-408} \frac{Cl_{73}-89 \ SO_4_{11}-27}{Mg_{25}-89 \ Na_{7}-92 \ Ca_{0}-5}$	Султан-Санджар (бассейн Аму-дарьи)	$M_{255-285} \frac{Cl_{89}-91 \ SO_4_{9}-11}{Na_{97}-98}$
Бабай-Сюр (Батайское)	$M_{311} \frac{Cl_{65} \ SO_4_{35}}{Mg_{66} \ Na_{34} \ K_1}$	Саракамыш-Куль Долина Узбоя	$M_{282-311} \frac{Cl_{80}-82 \ SO_4_{18}-20}{Na_{12}-84 \ Mg_{10}-67}$
Группа озер Тинаки	$M_{252-306} \frac{Cl_{70}-89 \ SO_4_{11}-30}{Na_{32}-70 \ Mg_{22}-67}$	а) Чарышлинская излучина	$M_{271-285} \frac{Cl_{81}-89 \ SO_4_{10}-18}{Na_{80}-84 \ Mg_{16}-20}$
Басинская группа озер	$M_{277-294} \frac{Cl_{72}-98 \ SO_4_{2}-28}{Na_{50}-80 \ Na_{11}-50}$	б) Куртышские пороги	$M_{273-307} \frac{Cl_{82}-90 \ SO_4_{8}-17}{Na_{14}-76 \ Mg_{23}-85}$
Эльтон	$M_{272} \frac{Cl_{87} \ SO_4_{13}}{Mg_{59} \ Na_{40}}$	Кель-Кор (Солончак)	$M_{123-205} \frac{Cl_{87}-99 \ SO_4_{1}-12}{Na_{68}-83 \ Mg_{20}-32}$
Баскунчак	$M_{258} \frac{Cl_{99} \ SO_4_{1}}{Na_{82} \ Mg_{12} \ Ca_6}$	Куули (Восточный Прикаспий)	$M_{200-298} \frac{Cl_{74}-99 \ SO_4_{1}-25}{Na_{27}-78 \ Mg_{30}-73}$
Развал (в Соль-Илецке)	$M_{261} \frac{Cl_{99}}{Na_{98}}$	Сасык-Сиваш Азово-Черноморское побережье	$M_{83} \frac{Cl_{99}}{Na_{80} \ Mg_{11} \ Ca_9}$
Оз. Индер	$M_{265} \frac{Cl_{98}}{Na_{81} \ Mg_{16}}$	Тургайская равнина: а) Зеньково	$M_{158} \frac{Cl_{94} \ SO_4_{5}}{Na_{72} \ Mg_{22}}$
Группа озер Искене (Южно-Эмбенский район)	$M_{276-329} \frac{Cl_{80}-85 \ SO_4_{10}-15}{Na_{15}-83 \ Mg_{13}-82}$	б) Медвежье Юг Западно-Сибирской низменности:	$M_{225} \frac{Cl_{86} \ SO_4_{16}}{Na_{67} \ Mg_{32}}$
Красное и Белое	$M_{277-311} \frac{Cl_{73}-85 \ SO_4_{15}-27}{Na_{40}-80 \ Mg_{11}-58}$	а) Эбейты	$M_{394} \frac{Cl_{67} \ SO_4_{32}}{Na_{77} \ Mg_{23}}$
Ащиколь и Тузколь (Чуйская впадина)	$M_{274-296} \frac{Cl_{90}-91 \ SO_4 \ 7-10}{Na_{68}-77 \ Mg_7-23}$	б) Киши-Карой	$M_{375} \frac{Cl_{70} \ SO_4_{30}}{Mg_{55} \ Na_{47}}$

Озера	Химический состав рассолов	Озера	Химический состав рассолов
в) Теке	$M_{361} \frac{Cl77 SO_4 25}{Na67 Mg33}$	г) Аджи-Байчи	$M_{282} \frac{Cl85 SO_4 15}{Na63 Mg33 Ca4}$
г) Ажбулат	$M_{345} \frac{SO_4 54 Cl46}{Na82 Mg16}$	д) Куяльницкий Лиман	$M_{174} \frac{Cl97 SO_4 3}{Na69 Mg27}$
д) Б. Яровое	$M_{222} \frac{Cl95 SO_4 4}{Na75 Mg24}$	Мапычская группа:	$M_{408} \frac{Cl88 SO_4 12}{Mg93 Na7}$
Причерноморье:		а) Джама	$M_{329} \frac{Cl90 SO_4 10}{Na73 Mg27}$
а) Чокракское	$M_{280} \frac{Cl87 SO_4 13}{Na63 Mg34}$	б) Трузское	$M_{160} \frac{Cl86 SO_4 16}{Na78 Mg12}$
б) Айгульское	$M_{227} \frac{Cl99}{Na69 Mg25 Ca6}$	Дагестан:	$M_{252} \frac{Cl93 SO_4 6}{Na92 Mg7}$
в; Старое Тузлы	$M_{270} \frac{Cl99}{Mg78 Na12 Ca10}$	а) Большое Туралы	
		б) Большое Дуглах	

состав подземных вод формируется в результате как процессов континентального засоления, так и значительного подтока соленых вод с глубины, из соленосных отложений. Интенсивное накопление солей происходит здесь не только в почвенных и грунтовых водах, но и в водах поверхностных, в результате чего в бессточных впадинах образуется множество соленых озер, в основном хлоридных, реже сульфатных и других, часто самосадочных. Концентрация солей в озерных почвенных и грунтовых водах достигает 50—300 г/кг, иногда больше (табл. 66). При этом почвенные и грунтовые воды, а также почвенные соли (в пределах сухих солончаков) сравнительно часто содержат повышенное количество хлористого кальция, который образуется, очевидно, в результате недостаточного поступления в хлоридный натриевый рассол сульфатов и избыточного приноса глинистого материала, обогащенного кальцием.

Данные о содержании хлоридных кальциевых солей в почвах аридных областей можно найти в работе В. А. Ковды (1947) и других почвоведов.

Накопление высокоминерализованных грунтовых вод и солей в пределах бессточных впадин аридных областей юга СССР происходит в настоящее время в колоссальном количестве. Подсчеты показывают, что только в сравнительно небольшом районе площадью около 17 тыс. км<sup>2</sup>, примыкающем к северному берегу Каспийского моря (между Волгой и Уралом), до глубины 20—25 м содержится около 500 км<sup>3</sup> грунтовых рассольных вод с минерализацией порядка 50 г/кг. На всей же площади юга СССР, характеризующейся аридным климатом, количество рассолов, формирующихся в современную эпоху в зоне свободного водообмена, измеряется многими десятками тысяч км<sup>3</sup>.

Воды многих самосадочных озер этой области содержат высокое количество брома.

В горных областях подземные воды зоны свободного водообмена имеют не широтную, а высотную (вертикальную) поясность, что обусловлено главным образом степенью увлажнения и гипсометрическим положением тех или иных участков гор. На отметках выше 1500—2000 м (а в северных областях и меньше) преобладают весьма пресные воды с минерализацией до 0,2 г/л, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава.

На меньших высотах распространены главным образом воды с минерализацией до 0,5 г/кг, а у подножия гор и в межгорных впадинах южных горных областей появляются пресноватые, солоноватые и соленые воды.

Таким образом, основным фактором, обуславливающим географическую зональность подземных вод, являются климат и степень проточности пород в гидродинамической зоне свободного водообмена. Эти факторы приводят к накоплению в аридных областях колоссального количества соленых и рассольных вод в верхней части разреза, земной коры и поверхностных водоемах.

Других процессов, приводящих к таким же результатам в современную геологическую эпоху на Земле, не установлено. Можно допустить, что они отсутствовали и в минувшие геологические эпохи.

### **Вертикальная (геологическая) зональность подземных вод**

#### *К истории вопроса*

По мере накопления фактических данных о подземных водах глубоких частей земной коры стали складываться представления о вертикальной (геологической) зональности подземных вод.

Еще в 1900 г. С. Н. Никитин и Н. Ф. Погребов указывали на факты повышения жесткости и солености воды по мере увеличения глубины залегания и удаления от областей питания водоносных горизонтов.

Впоследствии в связи с изучением артезианских бассейнов таких факторов появлялось все больше и больше (Плотников, 1934; Семихатов, 1934). В это же время появляются печатные работы, в которых излагаются первые представления о вертикальной зональности подземных вод. Б. Л. Личков (1929) в связи с рассмотрением основ классификации подземных вод отмечал, что температура, состав растворенных в воде газов, способы питания той или иной группы подземных вод зависят от свойств среды, т. е. от свойств основных оболочек твердой части земной коры. «С точки зрения современных воззрений на земную кору, — писал Б. Л. Личков, — последнюю представляют как совокупность более или менее правильных концентрических слоев, каждый из которых отличается от другого особыми физическими, химическими и биохимическими свойствами». Еще более отчетливо вертикальную зональность изменения подземных вод отмечал В. И. Вернадский (1931, 1936).

Обобщая фактические данные при разработке классификации природных вод, он выделил пресные, соленые и рассольные воды и указал как на общую закономерность на то обстоятельство, что по мере углубления в литосферу пресные воды сменяются солеными, а соленые — рассольными. Так, в докладе на I Всесоюзном гидрогеологическом съезде в 1931 г. им были высказаны положения: «чем ближе к поверхности земли... тем яснее — пластовые воды текут, передвигаются... Чем глубже, тем пластовые воды становятся менее подвижными и их режим подчиняется всем геологическим явлениям, доходящим до нас из земных глубин: их движения проявляются только в историческое время, подобно вулканам или землетрясениям, или в продолжении геологического времени». В другом месте того же доклада В. И. Вернадским была высказана мысль: «Прежде всего можно установить общее положение, что с углублением в земную кору пластовые воды становятся все более концентрированными. Пресные пластовые воды (питьевые воды) в общем господствуют среди верховодок и обычны вообще среди пластовых вод биосферы. Но по мере углубления — пресные пластовые воды сходят на нет и начинают преобладать соленые пластовые воды. Наконец, для самых глубоких вод явно начинают преобладать пластовые рассольные воды». Развивая ту же мысль дальше, он указал: «Для глубоких пластовых вод (их капельно-жидкой фазы) наблюдаются подклассы, характеризующиеся газообразными углеводородами; минеральные воды их характеризуются составом  $Cl-Na$  —  $Cl-Na-Ca$ ,  $SO_4-Cl-Ca$ . Ионы  $CO_3$ ,  $HCO_3$  исчезают, так же как  $SO_4$  (временами изменяемый  $HS^1$  и  $S^2$ ). Явно начинают уменьшаться в составе воды натрий и появляться кальций, иногда резко господствующий». При этом В. И. Вернадский считал, что «в тех огромных плоских синклиналях, которые характерны для больших площадей Евразии, пластовые воды в центральных частях подземного рельефа — на дне пластовых бассейнов — должны быть почти неподвижны».

Приведенные цитаты из работы В. И. Вернадского свидетельствуют о том, что он еще в самом начале изучения глубоких подземных вод (главным образом в связи с разведкой нефти) подметил основные закономерности изменения по мере углубления в недра земли таких свойств подземной воды, как их подвижности, степени минерализации и химического состава.

Названные закономерности, отмеченные В. И. Вернадским и Б. Л. Личковым, в дальнейшем по мере накопления фактических данных находили все большее подтверждение. Представления об этих закономерностях несколько уточнялись, детализировались, применительно к отдельным районам, но в основе своей оставались теми же.

В период 1938—1947 гг. появилось несколько работ, в которых рассматривалась гидрохимическая зональность подземных вод отдельных районов в связи с их динамикой (Штильмарк, 1938; Щеголев и

Толстихин, 1939; Зайцев, 1940, 1944, 1945; Игнатович, 1944, 1948; Макаренко, 1948; Маков, 1944; Филатов, 1947; Гуревич, 1947).

В. В. Штильмарк (1938) в работе, посвященной характеристике гидрохимических полей минеральных вод европейской части РСФСР, высказал ряд положений, намечающих основные закономерности формирования минерализации подземных вод в зависимости от степени дренированности и выщелоченности пород, и установил изменение степени и типов их минерализации в связи с глубиной залегания.

Наиболее широкую известность после идей, высказанных В. И. Вернадским, получили взгляды Н. К. Игнатовича. Именно он усмотрел в установленной разными исследователями для отдельных районов гидрохимической зональности подземных вод общую закономерность для всех артезианских бассейнов Русской платформы. Он же сделал попытку объяснить формирование этой зональности.

Н. К. Игнатовичем были выделены три гидродинамические зоны подземных вод разного химического состава, последовательно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе земной коры:

верхняя зона активного водообмена и крупных динамических ресурсов подземных вод, представленная преимущественно пресными водами, находящимися в условиях воздействия факторов поверхности земли (климат, дренаж, речная сеть и пр.);

средняя зона затрудненной циркуляции подземных вод, обычно представленная напорными пресными и повышенной минерализации водами переходного типа (сульфатными, сульфатно-хлоридными, щелочно-хлоридными и др.);

нижняя зона застойного режима (относительного покоя) и накопления солевого комплекса, обладающая огромными статическими запасами рассолов в основном хлор-натриевого кальциевого состава (Игнатович, 1945).

Впоследствии Н. К. Игнатович (1948, 1950) неоднократно возвращался к данной теме, уточняя и развивая приведенную схему зональности. Названия зон и идеи, заложенные в указанной схеме Н. К. Игнатовича, широко восприняты и использованы в гидрогеологической литературе.

В 1937—1939 гг. Ф. А. Макаренко при изучении мацестинских минеральных вод разработал свою схему зональности подземных вод.

Им также были выделены три зоны подземных вод:

1) верхняя зона интенсивного, или «грунтового», стока с нисходящим движением вод, направленных в разные стороны к местным рекам; это — зона окислительного выветривания земной коры; воды ее низкой минерализации, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые; по режиму стока зона расслаивается на подзоны;

2) средняя зона замедленного стока, нисходящего только к крупным рекам и более упорядоченного по направленности; воды ее более минерализованы; на равнинах — это зона цементации рудных месторождений, в горных районах она часто близка к верхней зоне;

3) нижняя зона относительно застойных вод, всегда восходящих к рекам; это — зона гипергенеза, интенсивного сероводородного брожения и других газовых реакций; воды зоны сильно минерализованные, преимущественно хлоридно-натриевые (Макаренко, 1948).

При рассмотрении режима установленных им зон Ф. А. Макаренко отмечал, что «высокая минерализация вод нижней зоны обуславливается слабой химической промытостью пород, высокими температурами, повышенными давлениями и длительной связью ее вод с горными породами... Химический режим зоны совершенно стабилен, а гидродинамический более стабилен относительно верхних зон; стабилизация режимов увеличивается к закрытым и глубоким частям бассейнов, как о том свидетельствуют данные изучения химического и водного режима глубоких вод в буровых скважинах» (1948).

В 1947 г. была опубликована работа К. В. Филатова. В ней автор также указал на наличие в артезианских бассейнах трех гидрохимических зон (сверху вниз), а именно: а) зоны гидрокарбонатных вод; б) зоны сульфатных вод; в) зоны хлоридных вод.

Наличие трех гидрохимических и гидродинамических зон констатировал также в своей работе К. И. Маков (1944) при описании подземных вод Днепровско-Донецкой впадины.

В 1947 г. была издана работа М. С. Гуревича, который, развивая взгляды В. И. Вернадского, отметил наличие в Западно-Сибирском артезианском бассейне отчетливой зональности подземных вод в отношении солевого и газового составов. При этом следует признать, что заслуга данного исследователя состоит в том, что он достаточно внимание уделил выяснению характера зональности газового состава подземных вод столь обширной территории, как Западно-Сибирская артезианская область.

М. С. Гуревич, выделяя все те же три гидрохимические и гидродинамические зоны, сделал шаг вперед по сравнению с другими исследователями в том отношении, что указал на большое диагностическое значение газового состава подземных вод в определении степени связи отдельных частей гидрогеологического разреза с дневной поверхностью, т. е. наиболее полно развил мысль В. И. Вернадского об изменении газового состава подземных вод в зависимости от степени изоляции их от дневной поверхности.

В более поздних своих работах М. С. Гуревич (1956) показал, что с гидродинамической и гидрохимической зональностью в общем совпадает не только газовая, но и биохимическая зональность.

И. К. Зайцевым в ряде предшествующих работ также рассмотрены вопросы гидрохимической зональности подземных вод (1944, 1948, 1953).

В 1953—1956 гг. под его же руководством были составлены гидрохимические карты — сначала Сибири и Дальнего Востока, а затем и всей территории СССР. В основу составления этих карт была положена также гидрохимическая зональность подземных вод, но выделение гидрохимических зон производилось иначе, чем это делалось указанными выше исследователями Русской платформы. Исходя из того, что для установления границ отдельных гидрохимических и гидродинамических зон нет достаточно определенных картировочных признаков и что между этими зонами нет полного и повсеместного совпадения, авторы гидрохимических карт положили в основу выделения зон не химический состав, а степень минерализации воды.

После появления в свет перечисленных работ, начиная с работ В. И. Вернадского, не было опубликовано ни одного крупного регионального гидрогеологического обобщения, в котором бы не рассматривались так или иначе вопросы гидрохимической зональности подземных вод. К таким работам относятся работы: по Волго-Уральской области — А. И. Силина-Бекчурина (1949); Т. П. Афанасьева (1949, 1956), В. А. Кротовой (1956); по северо-западу Русской платформы — М. А. Гатальского (1954); по Кавказу и Предкавказью — А. М. Овчинникова, 1948), Г. М. Сухарева (1942—1962), С. А. Шагоянца (1948 — 1959), И. Г. Кисина (1964); по Западно-Сибирской низменности — М. С. Гуревича (1947, 1954), Б. Б. Маврицкого (1960); по нефтегазовым районам СССР — В. А. Сулина (1935—1948); по Восточной Сибири и всей территории СССР — Н. И. Толстихина (1953, 1959 и др.). По другим регионам СССР имеются работы многих других исследователей.

Следует, однако, заметить, что, признавая наличие вертикальной гидрохимической зональности в артезианских бассейнах, почти каждый автор названных и неназванных работ понимает ее по-своему.

Не имея возможности рассматривать здесь взгляды всех авторов, отметим только, что большинство из них, следуя за Н. К. Игнатовичем, выделяет три гидрохимические зоны, более или менее тесно увязывая их с гидродинамическими зонами, а именно: 1) зону активного водообмена, характеризующуюся преимущественно пресными водами гидрокарбонатного состава; 2) зону затрудненного водообмена, характеризующуюся водами умеренной минерализации и разного химического состава, но преимущественно сульфатными и сульфатно-хлоридными; 3) зону застойного водного режима, характеризующуюся водами высокой минерализации и преимущественно хлоридным натриевым и кальциево-натриевым составом.

Указанное расчленение земной коры на три зоны принципиально может быть признано справедливым в качестве весьма общей схемы и только для отдельных областей СССР. Однако далеко не всюду имеется зона сульфатных вод и не всюду гидродинамические зоны столь тесно увязываются с гидрохимическими. Например, в областях аридного климата, районах широкого распространения галогенных отложений, сложенных молодыми морскими отложениями, слабопроточных областях (Прикаспийская впадина) и верхних гидродинамических зонах, широко распространены воды от пресных до рассольных, от гидрокарбонатно-кальциевых до хлоридных натриевых, а иногда и до хлоридных кальциево-натриевых.

Более тесная зависимость устанавливается между гидродинамическими зонами и газовым составом подземных вод. Однако этому весьма характерному диагностическому признаку интенсивности водообмена в работах по данному вопросу обычно не придавалось должного значения. Исключение составляют лишь работы М. С. Гуревича и И. К. Зайцева (1956). Между тем еще В. И. Вернадский (1931) обращал внимание на то, что по мере углубления в недра земли газы окислительной обстановки сменяются газами восстановительной обстановки.

Другим существенным недостатком схем зональности Н. К. Игнатовича, Ф. А. Макаренко и других исследователей является отсутствие в них признаков для более или менее точного определения границ отдельных зон, вследствие чего и самое выделение данных зон основано на весьма неопределенных качественных характеристиках. Н. К. Игнатович в своих последних работах (1949, 1950) даже указывал на то, что гидрохимические и гидродинамические зоны вообще нельзя ограничивать какими-то пространственными рамками. Под зонами он понимал природные обстановки, характеризующиеся определенными гидродинамическими и гидрохимическими условиями, а не строго очерченными оболочками земной коры.

Ф. А. Макаренко в работах периода 1938—1948 гг. указывал, что границу отдельных гидродинамических, а следовательно, и гидрохимических зон необходимо увязывать с базами дренирования подземных вод.

Наиболее отчетливо это сформулировано в его работе 1948 г., в которой высказано соображение, что нижней границей верхней гидродинамической зоны следует считать региональный базис эрозии, приуроченный к уровню наиболее крупных рек, а за нижнюю границу средней зоны следует принимать уровень моря. Однако с этим вряд ли можно согласиться, так как в таком случае гидрохимические зоны не будут соответствовать гидрохимическим зонам. Как известно, соленые воды хлоридного состава встречаются выше уровня моря и базиса эрозии, а гидрокарбонатные и сульфатные воды во многих районах распространены ниже базиса эрозии и даже ниже уровня моря.

Поэтому при необходимости перейти от построения общих схем зональности к более конкретному выделению и картированию гидрохи-

мических зон отдельных регионов и всей территории СССР возникла потребность в ином гидрохимическом расчленении земной коры.

В 1953 г. при разработке принципов и методики составления Гидрохимической карты Сибири и Дальнего Востока (И. К. Зайцев, М. С. Гуревич, Е. Е. Белякова, под редакцией Н. И. Толстихина, 1956), а также Гидрохимической карты СССР (под редакцией И. К. Зайцева, 1958) коллективом авторов в качестве основного признака для выделения гидрохимических зон была принята степень минерализации подземных вод. В результате этого появилась возможность установить более или менее одинаковые границы отдельных зон в различных регионах, сопоставить зоны различных регионов, выявить общие гидрохимические закономерности на обширных территориях и различия гидрохимических разрезов регионов, даже значительно удаленных друг от друга. Кроме того, степень минерализации в значительной мере определяет свойства воды, от которых зависит ее практическое значение, а также до некоторой степени позволяет установить, в каких геологических и гидрогеологических условиях сформировалась и залегает та или иная вода. В какой-то мере минерализация воды дает также представление о ее химическом составе и гидродинамических условиях нахождения, особенно если наряду с солевым составом учитывается и ее газовый состав. Таким образом, авторы и редакторы названных гидрохимических карт гидрохимической зоной стали называть часть геологического разреза земной коры, в пределах которой распространены воды определенной, условно ограниченной степени минерализации. Было признано целесообразным различать три основные зоны с несколькими подзонами каждая. Зоны и подзоны характеризуются распространением в них соответствующих групп и подгрупп подземных вод, выделенных по степени минерализации.

Данные, приведенные при описании закономерностей распространения подземных вод в артезианских бассейнах СССР, показывают, что мощность зоны пресных вод изменяется от 0 или десятков метров в областях аридного климата до нескольких сотен метров, а в некоторых межгорных бассейнах (Байкальский и др.) и гидрогеологических массивах — до 1000—2000 м (см. рис. 3).

Мощность зоны соленых вод также изменяется от десятков метров до многих сотен метров (см. рис. 4). Особенно большой величины она достигает в Западно-Сибирской артезианской области и Якутском бассейне, выполненных мощной толщей мезозойских осадков морских водоемов нормальной солености. При этом наибольшая мощность зоны соленых вод наблюдается в некоторых из тех бассейнов, в которых хорошо развита зона пресных вод (Западно-Сибирская артезианская область).

Мощность зоны рассолов также меняется в широких пределах (от 0 до нескольких километров), достигая наибольшей величины в Ангаро-Ленском бассейне, южной части Якутского бассейна, Волго-Камском, Северо-Каспийском, Западно-Туркменском, Амударьинском и, вероятно, Предкарпатском артезианских бассейнах (рис. 10).

В табл. 68 показано, что интенсивность нарастания минерализации воды в бассейнах весьма различна и измеряется величиной градиента минерализации от 0,001 до 2,9 г/м.

Следует отметить, что величина градиента минерализации, как и наличие или отсутствие зоны рассолов, находится в определенной зависимости от наличия в геологическом разрезе бассейна галогенных отложений. Так, в бассейнах Западно-Сибирской артезианской области, в центральной части Якутского артезианского бассейна, в бассейнах Охотской артезианской области (Камчатка, Сахалин), а также в межгорных артезианских бассейнах Восточной Сибири и Дальнего

Востока галогенные отложения в разрезе чехла отсутствуют, но как раз в этих бассейнах градиент минерализации имеет малую величину (до 0,01—0,03 г/м), а рассолы или отсутствуют во всей (или почти во всей) толще чехла, или представлены весьма слабыми рассолами (до 70 г/кг), распространенными на сравнительно большой глубине.

Таблица 67

Градиенты минерализации подземных вод некоторых артезианских бассейнов

Области, бассейны	Мощность чехла бассейна, м	Максимальная минерализация воды в бассейне (вскрытая), г/кг	Глубина распространения воды с максимальной минерализацией, м	Градиент минерализации М. г/кг; Н. м	Наличие в разрезе бассейна соленосных или гипсоносных отложений
Восточно-Европейская:					
а) Прибалтийский		152	2112	0,07	Имеются соленосные
б) Северо-Двинский		224	2408	0,09	
в) Московский		230	1416	0,16	
г) Волго-Камский	1553—3500	171—271	581—2200	0,10—0,46	
д) Львовский	до 7000	222	3108	0,071	
е) Днепровско-Донецкий	до 10000	300	784	0,383	Соляной купол
ж) Северо-Каспийский	3000,0—15000	202—310	820—2950	0,09—0,43	
Каспийско-Черноморская:					
а) Причерноморский	—5000	81—100	1210—1500	0,0067—0,07	Нет
б) Азово-Кубанский	2300—10000	42,3—113	1550—3500	0,016—0,07	Возможны гипсоносные
в) Терско-Каспийский	1500—10000	35—150	1790—3500	0,02—0,08	
Западно-Сибирская	2500—3200	16—75	2250—3200	0,01—0,08	Нет
Арало-Каспийская:					
а) Западно-Туркменский (Западный Челекен)		229	747	0,03	Гипсы
б) Амударьинский (фарабская брахисинклиналь)		154	1700	0,09	
в) Керки-Дагский район		395	2908,0	0,10	
Восточно-Сибирская:					
а) Якутский (Центральная часть Тунауской синеклизы и Березовский прогиб)		30—86	899—2194	0,01—0,04	Нет
		206—301	296—1310	0,23—0,88	Соль
б) Ангаро-Ленский		344—418	470—1112	0,37—0,73	Соль
в) Олекминский		91—311	184—104	0,30—0,49	Гипс, возможно соль
Межгорные артезианские бассейны:					
а) Рионо-Куринский (за исключением Апшеронского полуострова)		171	370	0,46	Гипс
б) Предкарпатский: внешняя зона бассейна		202,4	70	2,9	Соль
внутренняя зона бассейна		325	1321	0,25	
в) Закарпатский	235—256	18—1056	18—1056	0,22—14,2	
г) Байкальский	3,4	2925	2925	0,001	
Охотская:					
а) Северо-Сахалинский: месторождение Тунгор, скв. 19		20—48,4	2130—2260	0,01—0,02	
месторождение Колендо		18,3—35	1430—1660	0,01—0,02	
б) Западно-Камчатский		1,8—12,1	210—420	0,004—0,07	
в) Восточно-Камчатский		2,4—12,4	251—2380	0,005—0,016	

В бассейнах же, в разрезе которых участвуют соленосные или гипсоносные отложения, градиент минерализации измеряется десятными долями г/л. Возраст пород, слагающих бассейны, в данном случае никакого значения не имеет, поскольку крепкие и весьма крепкие рассолы известны в бассейнах, сложенных неогеновыми и палеогеновыми образованиями (Карпаты, Малый Кавказ), юрскими отложениями

(Амударьинский бассейн и Таджикская депрессия) и палеозойскими породами (Днепровско-Донецкий, Волго-Камский, Ангаро-Ленский). Они отсутствуют в бассейнах, в чехле которых нет соленосных отложений независимо от возраста пород, слагающих эти бассейны.

Таблица 68

Содержание микрокомпонентов в подземных водах артезианских областей

Артезианские области	Фундамент (возраст)	Соленосные отложения, их возраст	Максимальная минерализация растворов, г/л <sup>3</sup>	Максимальное количество микрокомпонентов, г/кг		
				Br	I	K
Восточно-Европейская	Допалеозойский	Галит и калийные соли, преимущественно девонские и пермские	334	2,0—6,2	0,07	—
Каспийско-Черноморская	На большей части палеозойский, в Причерноморском бассейне — допалеозойский	Соли не известны, гипсы юрские	147	0,55	0,120	1,0
Арало-Каспийская	Палеозойский	Галит, калийные соли преимущественно юрские	395	1,74	0,074	20,0
Западно-Сибирская Восточно-Сибирская	Палеозойский	Не известны	78	0,21	0,05	—
	Допалеозойский	Каменная соль, преимущественно кембрийская, меньше девонская	418	3,0—7,0	0,023	40,0

Как отмечалось, в общем случае минерализация воды последовательно увеличивается по мере углубления. Однако это следует считать только общим правилом, из которого наблюдается немало исключений. Данные, приведенные при описании гидрохимических разрезов отдельных гидрогеологических структур, показывают, что отклонения от указанного правила особенно часты в межгорных артезианских бассейнах (Рионо-Куринский, Ферганский), в краевых частях бассейнов, граничащих со складчатыми областями (Каспийско-Черноморская область, Приташкентский бассейн), в бассейнах с развитием мощной зоны Д (бассейны Арало-Каспийской области), в районах бассейнов, в геологическом разрезе которых участвуют мощные толщи галогенных отложений (Днепровско-Донецкий, Волго-Камский, Прикаспийский, Ангаро-Ленский).

Следует подчеркнуть, что почти все бассейны Каспийско-Черноморской и Арало-Каспийской артезианской областей, как и межгорные бассейны Кавказской и Карпатской складчатых областей, изобилуют гидрохимическими разрезами, имеющими те или иные отклонения от нормальных разрезов, характеризующихся последовательным увеличением минерализации воды с глубиной. Все это можно видеть на Гидрохимической карте СССР м-ба 1 : 5.000.000, в основе которой и лежит признак различия гидрохимических разрезов отдельных регионов. На это же указывает и рис. 5.

Наряду с изменением минерализации воды по разрезу меняется и ее химический состав. Причем в одних случаях в разрезе большое значение приобретают сульфатные, в других — гидрокарбонатные, в третьих — хлоридные натриевые или кальциевые воды.

Таким образом, имеющиеся фактические данные показывают, что гидрохимическая зональность отдельных гидрогеологических структур

существенно неодинакова как по мощности гидрохимических зон и подзон, так и по их количеству и характеру расположения в вертикальном разрезе.

### Зависимость гидрохимической зональности от некоторых физико-географических и геологических факторов

Анализ имеющихся данных позволяет установить определенную зависимость особенностей гидрохимической зональности от ряда физико-географических и геологических факторов.

*Климат* оказывает решающее влияние на формирование минерализации и химического состава подземных вод зоны свободного водообмена. В результате этого существенно изменяется верхняя часть гидрохимических разрезов гидрогеологических структур. В сильно увлажненных областях в зоне пресных вод появляются гидрохимические подзоны весьма пресных ( $A_{0,1}$ ) и особо пресных ( $A_{0,3}$ ) подземных вод. В областях аридного климата на слабодренированных равнинах зона пресных вод ( $A$ ) во многих случаях полностью замещается зоной распространения вод разной минерализации ( $D$ ). На указанных равнинах часто наблюдается полное отсутствие пресных вод и широкое распространение рассолов разной концентрации вплоть до весьма крепких. Гидрохимические разрезы таких районов начинаются солеными или рассольными водами, которые сменяются менее минерализованными водами — вплоть до пресных. Глубже снова появляются более минерализованные воды (артезианские бассейны Арало-Каспийской и Алакуль-Балхашской артезианских областей).

Не менее существенное влияние на формирование химической зональности климат оказывает и в области многолетней («вечной») мерзлоты. Как отмечалось, в северных бассейнах Сибири зона пресных вод во многих районах заморожена полностью и в жидкой фазе сохранились только соленые воды и рассолы.

*Галогенные отложения* являются фактором, в решающей мере определяющим гидрохимическую зональность. Наличие или отсутствие этих отложений в геологическом разрезе конкретной гидрогеологической структуры оказывает решающее влияние на характер ее гидрохимического разреза (см. рис. 5). Фактические данные по гидрохимии бассейнов и гидрогеологических массивов достаточно определенно указывают на то, что крепкие ( $B_{270}$ ), весьма крепкие ( $B_{350}$ ) и особенно сверхкрепкие рассолы имеются в разрезах только тех бассейнов, в геологическом строении которых участвуют соленосные отложения. Слабые ( $B_{140}$ ) и весьма слабые ( $B_{70}$ ) рассолы распространены только в тех бассейнах, в геологическом разрезе которых участвуют или соленосные, или только гипсоносные отложения и первичные доломиты. В тех бассейнах, в геологических разрезах которых галогенные отложения (каменная соль, гипс, ангидрит, доломит) совершенно отсутствуют, не получили развитие и рассолы (Западно-Сибирская артезианская область, мезо-кайнозойская часть чехла Якутского артезианского бассейна, Камчатка, Сахалин, межгорные бассейны Восточной Сибири и Дальнего Востока). Правда, в пределах Западно-Сибирской артезианской области известны весьма слабые рассолы ( $B_{70}$ ), но они появляются у подошвы чехла, т. е. в той части разреза, куда могли сравнительно легко проникнуть из фундамента, в геологическом строении которого, вероятно, принимают участие и галогенные отложения.

В тех бассейнах, в геологическом разрезе которых присутствуют толщи галогенных отложений, гидрохимические разрезы в большинстве случаев приобретают некоторые специфические черты. В них минерализация воды обычно возрастает по мере углубления и достигает

максимума в толще соленосных отложений, глубже которых она заметно уменьшается (Ангаро-Ленский, Волго-Камский и другие бассейны).

Наличие или отсутствие в геологическом разрезе бассейна галогенных отложений того или иного состава не только определяет появление рассольных вод в вертикальном разрезе, но и существенно влияет на их химический состав.

В этой связи можно отметить, что деление гидрохимического разреза на зоны гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных вод, защищавшееся Н. К. Игнатовичем (1944—1948 гг.), справедливо только для тех разрезов, в которых существенное значение имеют гипсоносные отложения, широко распространенные в Московском и Волго-Камском артезианских бассейнах. Именно при изучении гидрохимии этих бассейнов и сложилась точка зрения Н. К. Игнатовича.

В тех же бассейнах, в которых гипсоносные отложения отсутствуют или имеют небольшое распространение, гидрокарбонатные воды по мере погружения сменяются чаще всего хлоридными натриевыми с большим количеством гидрокарбонатов натрия, а иногда с преобладанием последних, особенно в районах широкого распространения угленосных или нефтегазоносных отложений.

Следует также отметить, что весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы хлоридного кальциевого состава известны только в бассейнах, в геологическом разрезе которых участвуют мощные толщи соленосных отложений.

*Возраст гидрогеологических структур* также существенно влияет на гидрохимическую зональность. Данные показывают, что сложные (ненормальные) гидрохимические разрезы наиболее широко распространены в молодых гидрогеологических структурах, т. е. в бассейнах, расположенных в пределах складчатых областей альпийского возраста (Карпаты, Кавказ), или в артезианских бассейнах, имеющих герцинский возраст фундамента (Каспийско-Черноморская и Арало-Каспийская артезианские области). В бассейнах же, развитых на платформах с допалеозойским фундаментом (Восточно-Европейская и Восточно-Сибирская артезианские области), ненормальные гидрохимические разрезы приурочены обычно к районам, в которых имеются мощные толщи соленосных отложений. Это дает основания предполагать, что формирование ненормальных гидрохимических разрезов зависит не только от наличия соленосных отложений, но и от молодых тектонических движений. Однако эта зависимость пока недостаточно ясна.

*Взаимодействие гидрогеологических массивов с артезианскими бассейнами* — мощный фактор, оказывающий важнейшее влияние на гидрохимическую зональность. Сравнение гипсометрического положения фундаментов артезианских бассейнов с высотой граничащих с ними горных хребтов (рис. 11) показывает, что общая амплитуда высот между теми и другими достигает многих километров. Максимальная ее величина наблюдается на территории Среднеазиатских складчатых сооружений и Кавказа. Например, разница высот между поверхностью фундамента Ферганского бассейна и бассейнов Таджикской системы и поверхностью соседних гидрогеологических массивов достигает 15—20 км. При этом во многих случаях породы, представленные в строении чехла бассейнов, участвуют в строении склонов гидрогеологических массивов. Создается большая разница в гипсометрическом положении различных частей одних и тех же комплексов пород. Вследствие этого гидрогеологические массивы и прилегающие к ним артезианские бассейны часто представляют собой единые водонапорные системы, причем первые выполняют роль внешних областей питания по отношению ко вторым. Поэтому в периферических частях многих артезианских бассейнов можно проследить мощное влияние на гидрохимическую зональность потоков подземных вод, поступающих в бассейны с гидрогеологических массивов.

В одних случаях это сказывается на опреснении всех водоносных горизонтов, получающих питание с гор (иногда на расстояниях до сотен километров). Такое опреснение подземных вод можно наблюдать, например, в юго-восточных бассейнах Западно-Сибирской артезианской области, находящихся под воздействием подземных потоков, стекающих с гидрогеологических массивов Алтайской складчатой области.

В других случаях промывание водоносных пород происходит неравномерно: лучше промываются хорошо водопроницаемые породы, хуже — плохо водопроницаемые. Вследствие этого в краевой части бассейнов, примыкающей к гидрогеологическим массивам, наблюдается сложное чередование в вертикальном разрезе подземных вод разной минерализации (от пресных до рассолов). Можно предполагать, что ненормальные гидрохимические разрезы бассейнов Предкавказья, как и межгорного Рионо-Куринского бассейна, объясняются указанными причинами.

В третьих случаях влияние гидрогеологических массивов оказывает существенное влияние на формирование только верхней части гидрохимического разреза пограничных частей бассейнов, что наблюдается, например, на протяжении всего Западного Приуралья. В этих бассейнах подземные рассолы на глубине распространены до подошвы склонов гидрогеологических массивов и даже проникают в гидрогеологические массивы на большие расстояния по глубоким тектоническим разломам.

Особенно сильно влияние гидрогеологических массивов на формирование подземных вод сказывается в межгорных и внутригорных бассейнах, которые часто бывают промыты на большую глубину вплоть до фундамента.

Таким образом, взаимосвязь гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов проявляется по-разному и оказывает различное влияние на гидрохимическую зональность. Все это нуждается в тщательном изучении. В отдельных случаях роль горноскладчатых сооружений в определении динамики подземных вод явно преувеличивается. Примером могут служить взгляды Н. К. Игнатовича (1948), А. И. Силина-Бекчурина (1947), Т. П. Афанасьева (1958) на взаимодействие Уральской складчатой области и примыкающего к ней Волго-Камского бассейна. Названные исследователи неоднократно указывали в своих работах, что западные склоны Урала являются областью питания для всего Волго-Камского бассейна и что воды, стекающие с Урала, движутся по водоносным горизонтам в сторону р. Волги (как наиболее глубокой дрены) и в сторону Каспийской впадины. Однако такой взгляд можно признать справедливым только в отношении вод зон свободного и затруднительного водообмена, тогда как динамика рассолов зоны весьма затрудненного водообмена обусловлена другими факторами.

### **Закономерности распространения бромных, йодных и калиевых подземных вод**

Степень изученности микрокомпонентного состава подземных вод и закономерности их распространения весьма неравномерны. Наиболее полно в настоящее время вырисовываются закономерности распространения брома и йода и менее отчетливо — калия, бора, стронция и других элементов. Данные о распространении этих элементов в обобщенном виде показаны на рис. 12.

Бром широко распространен в подземных водах всех артезианских бассейнов, но концентрация его в них существенно различная. Многие исследователи считают, что между минерализацией воды и количеством брома существует функциональная зависимость. Чем больше минерализация воды, тем больше в ней брома. Обобщенные имеющиеся данные по всей территории СССР показывает, что указанная зависи-

мость действительно существует, но только как очень общая с наличием отклонений.

Эти отклонения от отмеченной зависимости заключаются в том, что далеко не всегда воды с одинаковой минерализацией содержат одинаковое количество брома и не всегда воды меньшей минерализации содержат его меньшее количество. Однако, по-видимому, можно считать, что региональные закономерности распространения брома в подземных водах более или менее соответствуют закономерностям распространения подземных вод разной минерализации, т. е. имеют зональный характер как в вертикальном разрезе гидрогеологических структур (гидрохимические зоны), так и по площади (гидрохимические пояса).

Данные табл. 68 совершенно определенно указывают на то, что наиболее крепкие рассолы в настоящее время известны в Ангаро-Ленском артезианском бассейне (Восточно-Сибирская артезианская область), где их концентрация достигает 418 г/кг (500—600 г/л). К рассолам этого бассейна и приурочены максимальные количества брома. В пределах Арало-Каспийской артезианской области концентрация рассолов приближается к 400 г/кг (Амударьинский бассейн), однако количество брома в них значительно меньше. В Восточно-Европейской области наиболее крепкие рассолы имеют концентрацию до 334 г/кг (Челкарский купол Северо-Прикаспийского бассейна), но концентрация брома в них повышенная. В других бассейнах этой же области концентрация рассолов не превышает 260—275 г/кг, а количество в них брома остается значительным. В пределах Каспийско-Черноморской артезианской области концентрация изученных рассолов не превышает 147 г/кг, а количество брома в них по-прежнему сохраняется значительным. Западно-Сибирская область характеризуется сравнительно высокой концентрацией рассолов и сравнительно низким содержанием в них брома. Все это указывает на то, что между концентрацией рассолов и содержанием в них брома в общем существует определенная зависимость, но наряду с этим существуют и отклонения от нее. Однако это противоречие только кажущееся, так как оно, очевидно, появляется при сравнении рассолов разного генезиса: седиментационных, выщелачивания или смешанных в разной степени друг с другом. В рассолах же одинакового генезиса зависимость между степенью минерализации и количеством брома, вероятно, выдерживается более строго.

Следует отметить, что наиболее крепкие рассолы всегда связаны с соленосными отложениями и могут быть в одних случаях рассолами выщелачивания каменной соли, обедненными бромом, а в других — седиментационными, обогащенными бромом. Соленые воды и слабые рассолы такой области, как Западно-Сибирская, являются более однородными по генезису, преимущественно седиментационными, вследствие чего в них более строго выдерживается зависимость между степенью минерализации и количеством брома.

Йод имеет существенно иные закономерности распространения в подземных водах, чем бром. В наибольшем количестве (до 0,050—0,100 г/кг) он встречается в соленых водах и слабых рассолах, количество брома в которых не превышает 0,250 г/кг. При этом отмечается, что в рассолах с содержанием брома до 2,0 г/кг количество йода обычно меньше 50 мг/кг, а в рассолах с содержанием брома больше 2,7—3 г/кг количество йода обычно меньше 10—20 мг/кг. Это указывает на то, что накопление и сохранение йода в подземных водах обусловлено другими причинами, чем накопление и сохранение брома. Чаще всего наиболее высокие концентрации йода связаны с подземными водами, приуроченными к терригенным отложениям мезозойского и кайнозойского возраста, богатым органическим веществом.

Таким образом, если наиболее высокие концентрации брома связаны с соленосными отложениями, то наиболее высокие количества йода

связаны большей частью (но не всегда) с нефтеносными отложениями. Наиболее высокая концентрация йода отмечается в соленых и слабосоленых водах Каспийско-Черноморской области. В водах Арало-Каспийской и Восточно-Европейской артезианских областей его концентрация заметно меньше, в водах Западно-Сибирской области она еще более снижается, а в Восточно-Сибирской области ее значения минимальные.

Анализ данных о закономерностях распространения йода в подземных водах показывает, что они подчинены не столько гидрохимической, сколько гидродинамической зональности и зональности накопления морских органических осадков. В подземных водах зоны свободного водообмена устанавливаются только следы йода; в водах затрудненного водообмена его количество обычно измеряется единицами *мг/кг*, а в водах зоны весьма затрудненного водообмена при наличии богатых органикой отложений его количество измеряется десятками *мг/кг*.

Калий в подземных водах, как показывают имеющиеся разрозненные данные, распространен в прямой зависимости от их минерализации. Наиболее высокая концентрация калия в рассолах (до 20—40 *г/кг*) установлена в районах наличия мощных толщ соленосных отложений: в Якутском, Ангаро-Ленском и Амударьинском бассейнах. Можно предполагать, что богатые калием рассолы могут быть встречены во всех районах мощного соленакпления, но конкретных данных об этом пока нет.

#### ГИДРОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СССР (ГИДРОТЕРМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ)

Изученность термальных подземных вод отдельных регионов СССР весьма неравномерная, но имеющиеся данные все же позволяют наметить общие гидротермические закономерности почти на всей территории СССР. Эти данные описаны в многочисленных работах, в том числе в крупных сводных трудах и обобщениях по отдельным регионам и всей территории СССР С. А. Красковского, Ф. А. Макаренко, В. В. Иванова, В. А. Покровского, Б. Ф. Маврицкого, К. Ф. Богородицкого, Б. А. Бедера, М. В. Белякова, Г. А. Череманского, В. С. Жеваго. С учетом этих работ, а также первичных фактических материалов по глубоким скважинам и источникам нами составлена схематическая карта гидротермических поясов артезианских областей СССР (рис. 13). На этой карте показаны также гидротермические особенности складчатых областей. Гидротермические пояса выделены по признаку наличия максимальных температур у поверхности фундамента бассейнов. Гидротермические пояса в вертикальном разрезе состоят из одной или нескольких гидротермических зон, причем под гидротермической зоной понимается часть геологического разреза, в пределах которой распространены подземные воды определенной температуры, ограниченной условно принятыми величинами. Градации температур на карте приняты в соответствии с классификацией подземных вод по температурному признаку (см. вводную часть работы).

Таким образом, при выделении гидротермических поясов учитывается наличие в вертикальном разрезе гидротермических зон: сверххолодных вод (ниже 0—1° С), холодных (0—20° С), теплых (до 35° С), слабогорячих (до 50° С), горячих (до 70° С), весьма горячих (до 100° С) и сверхгорячих (перегретых) вод (больше 100° С). Гидротермические пояса имеют те же наименования, что и гидротермические зоны, обладающие максимальной температурой в данном поясе. Так, пояс, в котором до фундамента распространены только холодные воды, называется поясом холодных вод. Если под холодными водами до фундамента распространены теплые воды, то пояс называется поясом теплых вод (при этом подразумевается, что выше теплых вод имеются холодные).

## Геотермические ступени артезианских бассейнов

Артезианские области, бассейны, районы	Максимальная из известных температур, °С	Глубина вскрытия максимальной температур, м	Геотермическая ступень (средняя), м/°С	Артезианские области, бассейны, районы	Максимальная из известных температур, °С	Глубина вскрытия максимальной температур, м	Геотермическая ступень (средняя), м/°С
<i>Восточно-Европейская:</i>				в) Восточный район . . . . .	132	2700	20,4
а) Прибалтийский (Калининградская впадина) . . . . .	60	1600	26,6	г) Южные районы . . . . .	112	3100	27,6
б) Северо-Двинский . . . . .	50	1500	30	д) Северные районы . . . . .	66	2600	39,3
в) Московский . . . . .	45	1650	34,4	<i>Восточно-Сибирская:</i>			
г) Волго-Камский . . . . .	62	2250	36,3	а) Якутский:			
д) Днепровско-Донецкий . . . . .	78	2190	27,9	Бергенский район . . . . .	80,5	3300	41
е) Львовский . . . . .	75	1885	25,1	Бахынайский район . . . . .	59,6	3000	50,3
ж) Северо-Прикаспийский . . . . .	150	2624	17,5	Усть-Виллюйский район . . . . .	88,6	3300	37,3
<i>Каспийско-Черноморская:</i>				Олекминский район . . . . .	13,8	2000	144,9
а) Причерноморский . . . . .	90	2500	27,7	Река Марха, левый приток Виллюя . . . . .	4,2	2010	278
б) Азово-Кубанский . . . . .	110	2500	22,7	б) Хатангский:			
в) Терско-Кумский . . . . .	159,7	3000	18,9	Нордвикский район . . . . .	61,3	3000	48,7
г) Дагестанский . . . . .	110	2800	25,5	Малахетский район . . . . .	35,5	1500	42,2
<i>Арало-Каспийская:</i>				в) Ангаро-Ленский:			
а) Западно-Туркменский:				Тыретский район . . . . .	41	2250	57,9
район Южного Мангышлака . . . . .	104	2502	24	Нукутский район . . . . .	52,2	2250	43,1
район Челекена . . . . .	104	1960	18,4	Жигаловский район . . . . .	41	2250	57,9
район Котур-Тепе . . . . .	79	2956	37,4	Заярская . . . . .	32,3	2000	61,9
б) Амударьинский:				Абанская . . . . .	37,5	2000	53,3
Центрально-Каракумский район . . . . .	62	1062	17,1	<i>Охотская:</i>			
Мары-Байрам-Алийский район . . . . .	102	3279	32,1	а) Западно-Камчатский . . . . .	78	2392	25,4
Бухаро-Каршинский район . . . . .	92	2165	23,5	б) Восточно-Камчатский . . . . .	45	1700	63,2
в) Сурхан-Дарьинский . . . . .	70	2074		в) Северо-Сахалинский:			
г) Приташкентский . . . . .	64	1817	28,4	месторождение Колендо . . . . .	59	1625	33
<i>Западно-Сибирская:</i>				» Тунгур . . . . .	97	3300	31
а) Среднее Приуралье . . . . .	153	2700	17,6	» Арасудан . . . . .	67	1900	33
б) Среднее Приобье . . . . .	153	3210	20,9	г) Сусунский . . . . .	81	1968	27
				д) Татарский . . . . .	90	2399	30

Прилагаемая карта показывает, что основные гидрогеологические структуры СССР по гидротермическим условиям существенно различны. Это находится в полном соответствии с геологической историей развития тех или иных структур.

### Артезианские области и бассейны

*Восточно-Европейская артезианская область* характеризуется широким распространением сравнительно слабо нагретых подземных вод. По северо-западной периферии области и вокруг крупных поднятий фундамента — Воронежского, Белорусско-Литовского, Токмовского, а также по северным склонам Украинского кристаллического массива развит гидротермический пояс с максимальными температурами воды на фундаменте меньше  $20^{\circ}\text{C}$ . Далее по направлению к центральным, наиболее глубоким частям артезианской области появляется пояс с температурой воды до  $35^{\circ}\text{C}$ , а затем до  $50^{\circ}\text{C}$ . Этими двумя поясами занята большая часть области. Гидротермический пояс с температурой воды до  $70^{\circ}\text{C}$  занимает сравнительно небольшую часть Московского артезианского бассейна и еще меньшую — Волго-Камского и Прибалтийского бассейнов и Калининградской впадины. Наиболее высокотемпературные гидротермические пояса (до  $100^{\circ}\text{C}$  и больше) приурочены к Днепровско-Донецкому и Каспийскому артезианским бассейнам области, т. е. к бассейнам, обладающим большой глубиной (мощность чехла до 7—10 км и больше).

Следует отметить, что разница в глубине распространения максимальных температур в описываемой области определяется не только мощностью чехла артезианских бассейнов. Так, в пределах Волго-Камского бассейна на глубинах 2500—3000 м температура пластовых вод обычно не превышает  $40\text{--}50^{\circ}\text{C}$  и только на отдельных участках достигает  $60\text{--}70^{\circ}\text{C}$ , а в Прикаспийском бассейне, в районе Астрахани, на меньших глубинах (около 2600 м) она составляет  $150^{\circ}\text{C}$ .

Данные о максимальных температурах и глубине их вскрытия в различных бассейнах области приведены в табл. 69. Разные бассейны характеризуются разной геотермической ступенью. По данным В. А. Покровского (1960), она широко изменяется в разных районах в зависимости от их геоструктурного положения, увеличиваясь на выступах фундамента и уменьшаясь в глубоких впадинах (причем увеличение ее тем больше, чем моложе впадина).

*Каспийско-Черноморская артезианская область* почти полностью располагается в пределах гидротермических поясов с температурой воды до  $100^{\circ}\text{C}$  и больше. Только по северной периферии Причерноморского бассейна развиты пояса холодных (до  $20^{\circ}\text{C}$ ), теплых (до  $35^{\circ}\text{C}$ ) и слабогорячих вод (до  $50^{\circ}\text{C}$ ). Но большая часть и этого бассейна характеризуется наличием на фундаменте сильно горячих (до  $100^{\circ}\text{C}$ ) и сверхгорячих (перегретых) вод ( $100^{\circ}\text{C}$  и более).

В Приазовском артезианском бассейне воды с наиболее высокими температурами, по данным В. С. Котова, вскрыты на Ново-Дмитриевском месторождении газа. Здесь на глубине 2500—2800 м температура воды  $102\text{--}110^{\circ}\text{C}$ . В. С. Котов (1961), исследовавший гидротермические условия Азово-Кубанского бассейна отметил, что нарастание температур с глубиной идет в разных районах с неодинаковой скоростью. На структурных поднятиях она увеличивается быстрее, чем в понижениях. По его данным, средняя величина геотермической ступени на глубинах от 1000 до 2000 м равна  $25\text{--}28\text{ м}/1^{\circ}\text{C}$ , причем изменяется она в зависимости от интенсивности водообмена. В зоне интенсивного водообмена ее величина составляет 50—60, в зоне замедленного водообмена 28—50, а в зоне «полной изоляции» от дневной поверхности 18—25  $\text{м}/1^{\circ}\text{C}$ .

В пределах Терско-Кумского артезианского бассейна, по данным И. Г. Киссина (1964), в районе Ставропольского поднятия, на глубинах около 2000 м максимальная температура (123,6° С) зафиксирована на Ровненском поднятии.

В районе среднего и нижнего течения р. Кумы максимальная температура (159,7° С) установлена на глубине 3000 м. И. Г. Киссин отмечает, что геотермическая ступень в этом бассейне на разных глубинах различна. В толще майкопских отложений она изменяется от 11,1 до 36,0 м/1° С, причем наиболее низкие ее значения приурочены к центральным районам Ставропольского поднятия. В толще палеоцен-эоценовых отложений геотермическая ступень изменяется от 21,3 до 42 м/1° С.

Приведенные данные указывают на широкое распространение в бассейнах Каспийско-Черноморской области горячих, весьма горячих и сверхгорячих подземных вод и очень сложные закономерности изменений температур как по площади, так и в вертикальном разрезе. На распространение подземных вод с разной температурой и на величину геотермической ступени влияют многие факторы: глубина распространения воды, литологический состав водовмещающих пород, интенсивность водообмена и др.

*Арало-Каспийская артезианская область* в отношении гидротермических условий изучена еще очень слабо. Имеющиеся данные позволяют наметить лишь самые общие черты ее гидротермической зональности (см. карту).

Мощность зоны холодных вод в области сравнительно небольшая, за исключением северной части, приуроченной к Тургайскому бассейну, где она достигает 400—600 м, т. е. несколько превышает мощность чехла в северной части этого бассейна. Ориентировочные данные о мощности гидротермических зон приведены в табл. 70.

Таблица 70

Ориентировочные мощности гидротермических зон Арало-Каспийской артезианской области

Бассейны, районы	Мощность гидротермических зон, м				
	Холодных вод (до 20° С)	Теплых вод (до 35° С)	Слабогорячих вод (до 50° С)	Среднегорячих вод (до 70° С)	Весьма горячих вод (до 100° С)
Западно-Туркменский:					
Челекен	20—300	50—950	150—600	600—750	1000—1100
Южный Мангышлак	150—200	700—850		500	900—1000
Амударьинский:					
Центрально-Каракумский	100	200	300—400	400	—
Мары-Байрам-Алийский	500—800		300—350	700—800	1000
Фараб-Наразымский	300—500		500—600	650—800	1000—1100
Бухаро-Каршинский	50	250—330	300	750—850	—
Сурхан-Дарьинский	35	150	340—400	—	—
Илийский	300—350	700—1000		500—700	800—1000
Северо-Уссурийский	250—300	750—900	500—700	900—1000	—

Пояс холодных вод получил наибольшее развитие в северных районах Тургайского бассейна, откуда он протягивается сравнительно узкой полосой вдоль западной окраины мелкосопочной области Казахстана.

По мере погружения фундамента пояс холодных вод сменяется поясами с участием других гидротермических зон. Вследствие недостаточной изученности, сравнительно быстрого погружения фундамента и нарастания температур с глубиной пояса гидротермических зон теплых и слабогорячих вод в масштабе прилагаемой карты не могли быть разделены и показаны как пояс слабогорячих вод. Этот пояс охватывает большую часть Чуйского бассейна, южные районы Тургайского бассейна и

значительные площади фундамента Сырдарьинского бассейна. Пояс гидротермической зоны среднетемпературных вод развит преимущественно в Сырдарьинском бассейне и отчасти в юго-восточной части Тургайского бассейна.

Амударьинский и Западно-Туркменский артезианские бассейны почти полностью расположены в поясе зоны сверхгорячих (перегретых) и отчасти сильногорячих вод.

Геотермические ступени изменяются в широких пределах в разных районах области и в вертикальном разрезе. Средние величины геотермической ступени для бассейнов указаны в ранее приведенной табл. 69. Как видно из данных этой таблицы, нарастание температур с глубиной в северных районах области происходит существенно медленнее, чем в южных. Это объясняется не только плотностью восходящего теплового потока из недр Земли, но и влиянием климатических условий.

*Алакуль-Балхашская артезианская область* обладает сравнительно небольшой мощностью осадочного чехла. Поэтому большая часть ее занята поясом зоны холодных вод мощностью до первых сотен метров. В наиболее глубоких частях области появляются теплые воды и соответствующий им гидротермический пояс. Он имеет небольшое распространение.

*Западно-Сибирская артезианская область* в геотермическом отношении изучена сравнительно хорошо. Она характеризуется отчетливо выраженной сменой гидротермических поясов, начиная с сверххолодных и холодных вод по периферии до сверхгорячих (перегретых) на большей части области. Следует иметь в виду, что в северной половине области верхние части геологического разреза скованы «вечной» мерзлотой мощностью от нескольких метров до 300—400 м, в пределах которой вода находится или в твердой фазе, или имеет температуру, близкую к 0—4° С. Пояс холодных вод особенно широко развит в юго-восточной части области, где он сформировался под влиянием потоков подземных вод, поступающих со склонов Саяно-Алтайской складчатой области. Значительное развитие он имеет также по границе с другими складчатыми областями, обрамляющими бассейн (Енисейской, Центрально-Казахстанской, Уральской). В Тобольском артезианском бассейне второго порядка холодные воды заполняют весь чехол, мощность которого незначительна.

От периферии к центру области пояс холодных вод сменяется поясом теплых вод, причем и этот пояс наибольшей ширины достигает на юге области, в районах, примыкающих к долинам Иртыша и Тобола. Вероятно, увеличение ширины рассматриваемого пояса в указанных районах произошло под влиянием подтока термальных вод по зонам тектонических разломов. В результате теплые воды как бы вклинились в пояс холодных вод. Таким образом, в южных районах Западно-Сибирской области отчетливо прослеживается влияние на формирование гидротермических поясов в одних случаях горно-складчатого обрамления, с которых поступают холодные воды, а в других — тектонических разломов, по которым поступают термальные воды.

Пояс теплых вод сменяется поясами слабогорячих (до 50° С), горячих (до 70° С) и сильногорячих (до 100° С) подземных вод.

Вся центральная часть области занята поясом сверхгорячих (перегретых) вод, которые насыщают нижнюю часть геологического разреза чехла значительной мощности (см. рис. 13). Максимальные температуры в этом поясе на глубинах 2700—3200 м 130—153° С, а геотермическая ступень равна 17—27 м/1° С, т. е. примерно такая же, как и в бассейнах Каспийско-Черноморской артезианской области. По данным Б. Ф. Маврицкого (1962), геотермическая ступень широко изменяется как по вертикальному разрезу в отдельных районах, так и в разных районах.

Данные о мощности гидротермических зон приведены в табл. 71.

Таблица 71

Мощности гидротермических зон Западной Сибири, м

Районы	Гидротермические зоны					более 100° С
	0—20° С	20—35° С	35—50° С	50—70° С	70—100° С	
Центральные районы	300—600*	200—400	400—450	400—600	600—1200	200—600
Среднее Приуралье	250—400	300—350	400—450	600—700	До 200	До 100?
Восточный район	500—1200	350—400	450—600	600—800	100—500	» 100?
Южные районы	600—1200	400—800	400—600	600—700	До 600	» 200
Северные районы	800—900*	200—350	400—450	300—400	» 1600	Нет данных

\* Мощность зоны в районах развития «вечно» мерзлых пород дана с учетом мощности мерзлой геозоны.

Горизонтальные ряды цифр в этой таблице дают представление о гидротермических разрезах отдельных частей области.

*Восточно-Сибирская артезианская область* в гидротермическом отношении изучена слабее по сравнению с Западно-Сибирской областью, но все же общие черты гидротермической зональности в ней уже намечаются.

Последняя сводка всех имеющихся данных по гидротермике области выполнена Е. А. Басковым. Эта сводка положена нами в основу характеристики гидротермической зональности области.

Вся рассматриваемая территория расположена в области многолетней мерзлоты, на юге островной, а на севере сплошной, прерываемой редкими таликами, приуроченными к долинам крупных рек и озерам. Мощность мерзлоты изменяется от нескольких десятков метров на юге до 400—600 м и больше в центральных и северных районах. Максимальная мощность мерзлоты (до 1500 м) зафиксирована на южных склонах Анабарского щита, в долине р. Мархи. Температура в мерзлом слое и в поясе отрицательных температур изменяется от 0 до минус 11° С. Поэтому в этом слое в жидкой фазе вскрываются только рассолы разной крепости с отрицательной температурой от 0 до минус 10° С.

Большая мощность мерзлой зоны определила и большую глубину распространения холодных вод. По данным Е. А. Баскова, наибольшую мощность (до 2500 м и больше) зона холодных вод имеет в южных районах Оленекского бассейна, в которых она охватывает весь чехол бассейна до фундамента. В соответствии с этим Анабарский щит и Оленекское поднятие окружены поясом холодных и сверххолодных вод, достигающим большой ширины. Пояс холодных вод имеет весьма большое развитие и на склонах Алданского щита, где мощность зоны холодных вод равна или превышает мощность чехла.

В Ангаро-Ленском бассейне мощность зоны пресных вод находится в пределах 500—1000 м, но так как мощность чехла в этом бассейне значительно больше, то пояс холодных вод не получил развития.

Зона теплых вод более или менее изучена только в этом последнем бассейне, где ее мощность изменяется от 500 до 1000 м. В центральной части Якутского бассейна мощность этой зоны находится в пределах 800—1000 м.

В связи с плохой изученностью гидротермических условий области и быстрого погружения фундамента на карте гидротермической зональности пояс теплых вод не может быть выделен и объединен с поясом слабогорячих вод. Зона этих вод имеет мощность до нескольких сотен метров, но обычно не больше 400—500 м. Сравнительно небольшая мощность зоны слабогорячих вод объясняется затуханием влияния сильно охлажденной поверхности и усилением влияния теплового потока из недр Земли.

Мощности гидротермических зон Восточно-Сибирской артезианской области (по Е. А. Баскову)

Разведочные площади, скважины	Мощность осадочного чехла, м	Максимальная температура, °С	Глубина максимальной температуры, м	Геотермическая ступень, м/°С	Мощности гидротермических зон, м						Сверхгорячих (перегретых) вод (более 100° С)
					Сверххолодных (переохлажденных) вод (менее 0° С)	Холодных вод (до 20° С)	Теплых вод (20—35° С)	Слабогорячих вод (35—50° С)	Среднегорячих вод (50—70° С)	Сильногорячих вод (70—100° С)	
<i>Ангаро-Ленский бассейн</i>											
Бельская, 1 . . . . .	1922	23,6	1500	88	—	1176	746	—	—	—	—
Тыретская, 9	2513	32,6	2250	56	—	1084	832	597	—	—	—
Атовская, 1	2709	30,0	2250	97	—	1277	1422	—	—	—	—
Тулунская, 1	4000	35,5	2250	85	—	932	1276	1275	517	—	—
Тайшетская, 1	5000	66,4	2250	39	—	400	604	594	780	1170	1452
<i>Якутский бассейн</i>											
Олекминская, Р-1	2263	13,8	2000	222	95	2163	—	—	—	—	—
Русскореченская, 1	1657	6,6	1000	222	90	1567	—	—	—	—	—
Амгинская, 1-О	1022	12,5	1000	200	230	792	—	—	—	—	—
Вилуйская, 1-Р	более 4000	22,6	1500	38	582	819	570	570	760	более 700	—
Намская, 1-О	более 5000	46,0	2000	31	475	699	577	373	620	930	более 1326
Усть-Вилуйская, Р-5	более 5000	88,6	3300	33	150	581	493	540	753	1159	более 1324
Бахынайская, Р-1	более 4000	59,6	3000	41	650	780	509	627	820	более 614	—
<i>Хатангский бассейн</i>											
Нордвикская	более 7000	61,3	3000	39	580	807	576	595	780	1170	более 2492
Малохетская, Р-10	более 5000	35,5	1500	27	430	659	397	405	540	810	» 1759
<i>Оленекский бассейн</i>											
Мархинская	2129	2,3	1700	91	1460	669	—	—	—	—	—

Пояс теплых и слабогорячих вод (по расчетным данным) широко развит в южной части Ангаро-Ленского бассейна и в отдельных частях Тунгусского (см. карту). Зоны горячих (до  $70^{\circ}\text{C}$ ) и сильногорячих (до  $100^{\circ}\text{C}$ ) вод (которые из-за слабой изученности также не расчленены на карте) в Ангаро-Ленском бассейне имеют суммарную мощность до 1600—1800 м, а в Якутском — до 2000—2200 м. Пояс этих вод (по расчетным данным) должен быть широко распространен в Тунгусском артезианском бассейне (см. карту).

Сверхгорячие воды в настоящее время в Восточно-Сибирской артезианской области еще не вскрыты, однако можно предполагать, что они имеются в нижней части геологического разреза Якутского, Хатангского и Тунгусского бассейнов, где заполняют толщу пород мощностью до нескольких тысяч метров (фундамент указанных бассейнов находится на большой глубине).

Ориентировочные данные о мощности гидротермических зон области приведены в табл. 72.

Геотермическая ступень и в бассейнах Восточно-Сибирской артезианской области изменяется в широких пределах как по вертикальному разрезу отдельных районов, так и в разных районах.

*Охотская артезианская область* граничит со складчатыми областями современного действующего вулканизма. Однако, судя по отрывочным данным, артезианские бассейны области характеризуются сравнительно большой геотермической ступенью (см. табл. 69). Так, в Западно-Камчатском бассейне до глубины 2392 м она в среднем равна  $25,4\text{ м}^{\circ}\text{C}$ , а в Восточно-Камчатском бассейне до глубины 1700 м —  $63,2\text{ м}^{\circ}\text{C}$ . В Сахалинских бассейнах геотермическая ступень (по данным скважин) находится в пределах 27—33  $\text{м}^{\circ}\text{C}$ .

Можно предполагать, что вся Охотская артезианская область расположена в гидротермическом поясе перегретых вод, причем последние начинаются на глубинах порядка 2700—3500 м и больше.

## Гидрогеологические складчатые области

### *Межгорные артезианские бассейны складчатых областей*

В гидротермическом отношении эти бассейны изучены весьма неравномерно; более или менее полно могут быть охарактеризованы только некоторые из них.

Рионо-Куринский бассейн Кавказской складчатой области расположен в области молодых горнообразовательных движений, но характеризуется сравнительно сильной охлажденностью осадочного чехла, особенно в восточной части бассейна. Средние геотермические ступени в этой части бассейна достигают 40—50  $\text{м}^{\circ}\text{C}$ , а в отдельных интервалах по разрезу и больше. В западной части бассейна геотермические ступени заметно уменьшаются, но все же превышают 20—40  $\text{м}^{\circ}\text{C}$  (табл. 73).

По данным Г. М. Сухарева и М. В. Мирошникова (1963), на Апшеронском полуострове геотермические ступени существенно изменяются в зависимости от литологического состава участвующих в разрезе пород. В ачкагельских отложениях, сложенных чередующимися глинами, песками, песчаниками, известняками и конгломератами, геотермическая ступень изменяется от 33,4 до 97,1  $\text{м}^{\circ}\text{C}$ , в среднем 54,3  $\text{м}^{\circ}\text{C}$ . В сураханской и сабунчинской свитах, наиболее глинистых породах разреза, геотермическая ступень находится в пределах от 30,6 до 73,9  $\text{м}^{\circ}\text{C}$ , в среднем около 45  $\text{м}^{\circ}\text{C}$ .

Балаханская свита, обогащенная песчаным материалом, характеризуется геотермическими ступенями, близкими к 57—58  $\text{м}^{\circ}\text{C}$ ; свита НКГ, представленная глинами с прослоями песков — геотермической ступенью,

в среднем 56,3 м/°С; свита НКП — ступенью 58,9; свита КС — ступенью 65,6; свита ПК — ступенью 71,5; КАС — ступенью 75,6, понт — ступенью 79 м/°С.

Таблица 73

Геотермические ступени межгорных артезианских бассейнов

Бассейны, площади	Максимальная температура, °С	Глубина встречи максимальной температуры, м	Геотермическая ступень (средняя на указанную глубину), м/°С
Рионо-Куринский:			
Восточная часть:			
Сураханы	67	2500	37,3
Гоусаны	78,5	3300	43,3
Зыря	74	3400	45,9
о. Песчаный	92	3200	36,6
Западная часть:			
Восточный Чаладиди	131	3500	26,7
Гагра	71	3100	43,6
Квалони	81,8	2500	30,5
Цавши	73,6	1900	24,4
Предкарпатский:			
Северо-западная часть (площадь Кохановска)	77	1800	23,3
Центральная часть (площадь Трыновка)	38	1230	32,3
Юго-западная часть (площадь Каменка)	41	1235	30
Закарпатский:			
Чуп-Мукачевская впадина (площадь Закуж)	127	2360	18,6
Зайсанский	48	1573	32,7
Илийский	96	2682	27,9
Селингийский (скв. Истокская 3)	90	2500	27,7
Тункинский (скв. 2)	52	2000	38,5
Нижнезейский	40	2000	50

На основании всего этого материала Г. М. Сухарев и М. В. Мирошников делают вывод, что для разреза плиоцена Апшеронского полуострова характерны высокая теплопроводность и большие геотермические ступени. Есть основания полагать, что и другие районы Рионо-Куринской впадины сравнительно сильно охлаждены, хотя и в несколько меньшей степени по сравнению с Апшеронским полуостровом.

Однако большая мощность чехла бассейна и очень быстрое погружение фундамента дают основание полагать, что почти весь описываемый бассейн находится в пределах геотермического пояса перегретых вод (см. карту). Ориентировочное представление о мощности отдельных гидротермических зон Рионо-Куринского бассейна дает табл. 74.

Предкарпатский бассейн Карпатской складчатой области характеризуется сравнительно небольшой геотермической ступенью (табл. 75). Сопоставление этой ступени с мощностью чехла бассейна, достигающей многих километров, позволяет считать, что данный бассейн расположен в поясе перегретых вод. Как видно из таблицы, мощность отдельных гидротермических зон в разных частях бассейна существенно различна.

Закарпатский бассейн Карпатской складчатой области в геотермическом отношении изучен слабо. Имеющиеся отрывочные сведения позволяют предполагать, что он относится к наиболее прогретым гидрогеологическим структурам СССР. Так, средняя величина геотермической ступени в пределах Чуп-Мукачевской впадины равна 18,6 м/°С. В соответствии с этим по расчетным данным размеще-

ние гидротермических зон в названной впадине представляется следующим: холодных вод до глубины порядка 350—400 м, теплых — 400—700 м, горячих — 700—1000 м, среднегорячих — 1000—1400 м, сильногорячих — 1400—1900 м и сверхгорячих (перегретых) — больше 2000 м.

Таблица 74

**Ориентировочные мощности геотермических зон Рионо-Куринского бассейна  
(по Г. И. Пустоваловой)**

Зоны	Западная часть бассейна		Восточная часть бассейна	
	Мощность зоны, м	Глубина залегания, м	Мощность зоны, м	Глубина залегания, м
Холодных вод	Редко более 100	До 100	Редко более 100	До 100
Теплых вод	400—500, иногда до 1400	50—500, отдельные участки до 1000—1500	500—600	200—700
Слабогорячих вод	800	500—1300	600—800 может быть больше	700—1500
Среднегорячих вод	1000—1200	1300—2500	До 2300	700—3000
Сильногорячих вод	600	2300—3100	—	3000

Таблица 75

**Мощности гидротермических зон Предкарпатского бассейна  
(по расчетным данным В. М. Морозова)**

Районы	Гидротермические зоны и ориентировочная глубина их распространения, м					
	до 20° С	до 35° С	до 50° С	до 70° С	до 100° С	100° С
Северо-западная часть	До 500	До 850	До 1200	До 1700	До 2500	2500
Центральная часть	» 650	» 1200	» 1700	» 2300	» 3300	3300
Юго-западная часть	» 600	» 1000	» 1400	» 2000	» 3000	3000

Сведения о геотермических условиях других частей Закарпатского бассейна в нашем распоряжении отсутствуют.

Возвращаясь к анализу геотермических условий межгорных артезианских бассейнов (см. табл. 73), отметим, что в межгорных бассейнах Тянь-Шаньской складчатой области (Ферганском, Илийском) геотермическая ступень составляет 28—35 м/°С, а в межгорных бассейнах складчатых областей Сибири и Дальнего Востока она изменяется от 27,7 до 50 м/°С. Большая разница геотермических условий отдельных межгорных артезианских бассейнов объясняется, очевидно, их разной геологической историей развития и различной интенсивностью водообмена в них.

Геотермические условия гидрогеологических массивов изучены еще меньше, чем геотермические условия артезианских бассейнов, так как в этих структурах глубокие скважины не бурились.

Табл. 76 дает ориентировочное представление о средней величине геотермической ступени для некоторых складчатых областей. Несмотря на весьма ориентировочный характер данных таблицы, они все же позволяют сделать вывод, что гидрогеологические массивы складчатых областей допалеозойского возраста охлаждены на значительно большую глубину по сравнению с более молодыми складчатыми областями. Наименьшей геотермической ступенью характеризуются области современного вулканизма и молодые складчатые системы.

В целом по поводу гидротермических условий гидрогеологических структур различного типа следует заметить, что они определяются

В первую очередь возрастом структур и тектонических движений, степенью уплотнения пород, географическим положением и степенью проточности структур. В общем случае можно считать, что чем древнее структуры, тем на большую глубину они охлаждены. Среди гидрогеологических массивов наиболее холодными являются допалеозойские, затем следуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские. Наиболее прогретыми являются структуры в пределах областей современных тектонических движений и вулканизма.

Т а б л и ц а 76

**Геотермические ступени гидрогеологических массивов складчатых областей (по К. Б. Богородицкому)**

Складчатые области	Средняя величина геотермической ступени, м/°С	Возможная глубина распространения перегретых вод, м
Альпийская фаза складчатости:		
Карпаты	33,3—50	3300—5000
Крым	20—33,3	2000—3330
Кавказ	16,5—25	1650—2500
Копет-Даг	20—33,3	2000—3300
Курилы и Камчатка	10—33,3	1000—3330
Герцинская и каледонская фазы складчатости:		5000—6600
Урал	50—66,6	
Тянь-Шань	28,6—44,4	2860—4440
Алтай	33,3—50	3300—5000
Саяны	44,3—50	4430—5000
Допалеозойские фазы складчатости:		
Балтийский шит	133,2—166,4	13320—16640
Украинский шит	111,1—125	11100—12500

Среди артезианских бассейнов наиболее охлажденными являются те, которые расположены на платформах допалеозойского возраста (Восточно-Европейская и Восточно-Сибирская артезианские области), а наиболее прогретыми — артезианские бассейны, расположенные на фундаменте герцинского возраста (Каспийско-Черноморская, Западно-Сибирская, Арало-Каспийская и Охотская артезианские области). Большинство межгорных артезианских бассейнов обладает несколько пониженной геотермической ступенью по сравнению с артезианскими бассейнами платформ, что объясняется, вероятно, разной интенсивностью водообмена в пределах тех и других.

Большое влияние на гидротермические условия структур оказывает их географическое положение, т. е. в конечном итоге — климат, на могущественную роль которого неоднократно указывал Н. И. Толстихин (1953).

Гидрогеологические структуры, расположенные в северных широтах, испытывают значительное охлаждающее влияние отрицательных среднегодовых температур воздуха, что приводит к образованию мощной мерзлой зоны (до несколько сотен, а иногда и тысяч метров).

Следовательно, гидротермический режим указанных областей формируется под влиянием двух взаимодействующих потоков тепла: потока с отрицательными температурами, следующего с поверхности в недра Земли, и потока с положительными температурами, поступающего из недр Земли к поверхности.

Это взаимодействие определяет положение границы нулевых температур и величину геотермической ступени в верхней части геологического разреза, в пределах которой ее величина значительно больше, чем в нижней части (ниже нулевых температур), где она зависит пре-

имущественно от силы теплового потока, поступающего снизу. Иначе формируется гидротермический режим гидрогеологических структур, расположенных в южных областях, в которых среднегодовая температура значительно выше (до 10—15° С) и охлаждающее ее влияние меньше.

В этих условиях на величину геотермической ступени оказывают влияние только теплопроводность и проточность пород. Поэтому в южных областях термальные воды при прочих равных условиях появляются на значительно меньшей глубине, чем в северных.

### Гидротермическая и гидрохимическая зональности

Сопоставление гидрохимической и гидротермической зональностей позволяет отметить, что в их расположении в недрах Земли имеются как черты сходства, так и различия.

Приведенные данные показывают, что в подавляющем большинстве гидрогеологических структур минерализация воды увеличивается по мере углубления последней в недра, хотя и в разной степени. Но наряду с этим имеется значительное количество структур и их отдельных районов, в которых происходит уменьшение минерализации воды с глубиной или чередование в вертикальном разрезе вод разной минерализации. Вследствие этого в природе можно встретить разнообразные гидрохимические разрезы и соответствующие гидрохимические пояса.

В отличие от минерализации температура воды во всех структурах, за очень редким исключением (Янган-Тау), увеличивается с глубиной, хотя и с неодинаковой быстротой, что вызывает изменение геотермической ступени как в разных районах, так и по вертикальному разрезу отдельных районов.

Вследствие этого в районах, в которых происходит уменьшение минерализации воды с глубиной или чередование по вертикальному разрезу вод разной минерализации, наблюдается несоответствие между гидрохимической и гидротермической зональностью, чего, казалось бы, не должно было быть, так как степень растворимости многих элементов химического состава воды зависит от температуры. В силу этого закона минерализация воды, казалось бы, должна быть тем больше, чем выше ее температура. На самом же деле это наблюдается далеко не всюду. Так, на Апшеронском полуострове (площадь Биби-Эйбат) в интервале глубин 100—2500 м температура воды увеличивается от 15—17 до 68° С, тогда как минерализация воды уменьшается с 90—121 до 13—17 г/кг.

В Фарабской структуре Каракумского артезианского бассейна в интервале глубин 1687—2823 м минерализация воды уменьшается от 154 до 108 г/кг, а температура увеличивается с 72—75 до 110—112° С. Количество таких примеров можно было бы увеличить, но ограничимся констатацией того, что в случаях, когда происходит увеличение минерализации воды с глубиной или чередование по разрезу вод разной минерализации, наблюдается несоответствие между гидротермической и гидрохимической зональностями. Такие случаи указывались при описании гидрохимической зональности. Подобное несоответствие становится еще отчетливее при сравнении карт гидрохимических и гидротермических зон и поясов. На этих картах хорошо видно, что гидрохимические пояса весьма крепких и сверхкрепких рассолов не совпадают с гидротермическими поясами сильногорячих и сверхгорячих (перегретых) вод. Так, сверхкрепкие рассолы Ангаро-Ленского бассейна распространены в пределах гидротермического пояса слабогорячих вод, а в пределах гидротермического пояса перегретых вод Западно-Сибирской артезианской области минерализация рассолов обычно не

превышает 40—50 г/кг и только в одном, сравнительно небольшом районе увеличивается до 65—75 г/кг. В пределах Восточно-Европейской артезианской области крепкие и весьма крепкие рассолы распространены в пределах пояса теплых и слабогорячих вод, а в Каспийско-Черноморской артезианской области в поясе сильногорячих и перегретых вод распространены рассолы с минерализацией до 70—140 г/кг. Исключения составляют лишь отдельные, сравнительно небольшие районы, где минерализация достигает несколько большей величины. Только в пределах Арало-Каспийской области, в Днепровско-Донецком бассейне и в небольших районах некоторых других бассейнов пояса наиболее минерализованных и горячих рассолов более или менее совпадают.

Таким образом, на основании сопоставления закономерностей распространения вод, разных по минерализации и температуре, можно сделать вывод о том, что на формирование степени минерализации воды оказывают решающее влияние не температура и обусловленная ею разная растворимость солей, а какие-то другие факторы. Такими факторами, скорее всего, являются степень растворимости и проницаемости слагающих бассейн пород и геологическая история его развития — результат взаимодействия сложного комплекса разнообразных факторов. Температура, очевидно, является только одним из факторов этого комплекса, причем отнюдь не главным.

### ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

О гидродинамической зональности бассейнов писали многие гидрогеологи. Наибольшее влияние на формирование взглядов по этому вопросу оказали работы Н. К. Игнатовича (1945, 1948). Как известно, он различал в вертикальном разрезе артезианских бассейнов три гидродинамические зоны: зону «активного» водообмена и крупных динамических ресурсов подземных вод; зону «затрудненной» циркуляции подземных вод, обычно напорных; зону застойного режима (относительного покоя) подземных вод. О гидродинамической зональности писали также И. К. Зайцев (1941, 1943), Ф. А. Макаренко (1948), К. В. Филатов (1947, 1956), К. И. Маков (1944), Г. М. Сухарев (1948, 1962), В. А. Сулин (1948), А. И. Силин-Бекчурин (1947—1959), М. Г. Гатальский (1958), Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина и Н. И. Толстихин (1959), В. А. Кротова (1962) и др.

В настоящее время всеми признается постепенное замедление движения воды по мере углубления в недра Земли. Это замедление имеет закономерный характер, что позволяет выделить три гидродинамические зоны, различающиеся по интенсивности и условиям водообмена с дневной поверхностью. Однако, признавая это, далеко не все исследователи единодушны в трактовке вопроса о степени и характере движения воды на больших глубинах, т. е. в самой нижней гидродинамической зоне. Одни исследователи называют эту зону зоной «застойного водного режима» (Н. К. Игнатович), другие — зоной «относительного покоя подземных вод» (Ф. А. Макаренко и др.), третьи — зоной «весьма затрудненного водообмена» (И. К. Зайцев). Уже по этим определениям легко заключить, что разные исследователи по-разному оценивают гидродинамику в названной зоне. Однако если не придавать решающего значения деталям, то можно считать, что в настоящее время существуют две основные, в принципе различные гипотезы.

Сторонники одной из них считают, что при наличии определенных условий, которые характерны для наиболее глубоких частей артезианских бассейнов, заполненных рассолами, горизонтальное движение под-

земных вод совершается очень медленно и становится ощутимым только в течение длительных геологических периодов времени. Разгрузка соленых вод и рассолов из таких впадин если и происходит, то настолько медленно, что до наших дней могут сохраниться погребенные воды, синхронные отложениям соответствующего возраста, включая весь палеозой.

Сторонники другой гипотезы считают, что скорость движения подземных вод хотя и уменьшается с глубиной, но остается сравнительно *большой* даже в самых глубоких частях артезианских бассейнов, причем подземные воды, в том числе и рассолы, могут перемещаться на сотни и тысячи километров от областей питания к областям разгрузки. Поэтому не может быть и речи о возможности сохранения очень древних погребенных или реликтовых вод.

Следует отметить, что и между сторонниками каждой из этих гипотез имеются существенные различия и противоречия в представлениях о характере движения подземных вод рассматриваемой зоны. Более того, такие противоречия обнаруживаются и в представлениях одних и тех же авторов.

Так, Н. К. Игнатович в одних случаях утверждает, что движение вод в «зоне застойного водного режима» совершается настолько медленно, что до наших дней могут сохраниться седиментационные воды девонского возраста. В других же случаях, по его соображениям, области питания этой зоны приурочены к Уралу, а основная область разгрузки представленных в ней рассолов приурочена к Каспийскому и другим морям, удаленным от области питания на тысячи километров.

Н. Г. Каменский в некоторых своих работах достаточно определенно высказывает мысль, что в самых глубоких частях артезианских бассейнов платформ движение подземных вод отсутствует, а в одной из работ высказывает соображение, что инфильтрационные пресные воды из областей питания движутся в глубокие части артезианских бассейнов. По одной из его концепций названные воды «выдавливают» из глубоких частей бассейнов рассолы, а по другой — они заканчивают свой путь в центральных частях бассейнов и превращаются в рассолы в результате испарения. Легко видеть, что в данном случае Н. Г. Каменский присоединяется к гипотезе М. Е. Альтовского.

К. В. Филатов отрицает сколько-либо ощутимое горизонтальное перемещение подземных вод в зоне «гравитационной дифференциации», но не допускает возможность сохранения древних погребенных соленых вод и рассолов. При этом он, как и М. Е. Альтовский, не замечает противоречия в своих построениях, заключающегося в том, что если в недалеком прошлом и в настоящее время соленые воды и рассолы могут образоваться в результате гравитационной дифференциации ионов или в результате подземного испарения, то почему же они не могли сформироваться там в результате этих же процессов в минувшие геологические эпохи? А если могли, то что с ними произошло? Если они там сохранились, то это означает, что эти авторы допускают возможность сохранения очень древних, в том числе и седиментационных вод. Или они там не сохранились (как не могли сохраниться, по мнению упомянутых авторов, древние погребенные воды) и были удалены в области разгрузки. Но в таком случае точка зрения К. В. Филатова и М. Е. Альтовского на подвижность рассолов не отличается от точки зрения сторонников гипотезы о невозможности сохранения в артезианских бассейнах древних погребенных вод. Однако при допущении *значительной подвижности* и горизонтального перемещения подземных вод в глубоких зонах артезианских бассейнов исключается условие, необходимое для образования рассолов из пресных инфильтрационных вод путем подземного испарения или путем гравитационной дифференциации ионов.

Не меньше противоречий кроется и во взглядах сторонников второй гипотезы. Часть таких противоречий уже была отмечена при рассмотрении взглядов А. И. Силина-Бекчурина, М. А. Гатальского и др. Остаются необъясненными сторонами второй гипотезы и теми сторонниками первой гипотезы, которые отрицают возможность сохранения древних погребенных вод и допускают возможность перемещения рассолов от областей питания к областям разгрузки артезианских бассейнов. Не объяснены этими исследователями и некоторые другие, принципиально важные вопросы.

Так, А. И. Силин-Бекчурин, М. А. Гатальский и их сторонники процесс перемещения соленых вод и рассолов в глубоких зонах артезианских бассейнов обычно объясняют тем, что поступающие в артезианские бассейны пресные воды в областях питания дают на рассолы и «выжимают», «продавливают» их к областям разгрузки. Следовательно, пресные воды, столб которых измеряется сотнями метров, заставляют перемещаться рассолы, столб которых измеряется тысячами метров, на сотни и тысячи километров, например, из центральной части Московского артезианского бассейна в Балтийское море (М. А. Гатальский), или из Волго-Уральской области, Прикамья и Среднего Поволжья в Каспийское море. При этом данные исследователи единодушны в том, что скорость движения подземных вод в нижней зоне артезианских бассейнов в десятки и сотни тысяч раз меньше, чем в верхних зонах, в том числе, следовательно, и в областях питания.

Можно ли согласовать эти утверждения? Ведь если вода в верхних зонах движется неизмеримо быстрее, чем в нижней, то она не может проникнуть на место «выжатых» рассолов и должна найти себе пути для излияния на поверхность, причем этому, очевидно, не мешает наличие водоупоров. Но если в условиях низких гидростатических давлений, господствующих в областях питания, водоупоры не являются препятствием для сравнительно интенсивного водообмена и в верхних зонах, то почему же в условиях высоких давлений глубоких зон артезианских бассейнов те же водоупоры превращаются в сверхпрочные стенки водопродных труб, способные выдерживать давления, равные многим сотням атмосферы, и создавать условия для направленного движения рассолов на расстоянии в тысячи километров с преодолением колоссальных сопротивлений. Не реальней ли предполагать наличие у рассолов более легких путей для разгрузки в вертикальном направлении. Ведь в этом случае рассолам пришлось бы преодолеть только сопротивление толщи пород мощностью несколько тысяч или даже сотен метров, вместо многих сотен и тысяч километров.

На это можно заметить, что путь движения воды по простиранию пород значительно легче, чем вкрест простирания их. Это конечно так, но ведь, по М. А. Гатальскому, движение рассолов из центральной части Русской синеклизы в Балтийское море направлено против общего падения пород, т. е. вкрест их простирания. То же самое допускают и другие исследователи, утверждающие, что с западных склонов Урала вода движется на платформу через Предуральский прогиб, а затем в Каспийское море. Иначе рассолам пришлось бы проделать совершенно невероятный путь. В частности, они должны были проникнуть в залегающие на поверхности девонские отложения на склонах Урала, опуститься по ним на глубину более 5—8 тысяч метров в Предуральском прогибе, подняться на платформе до глубины 2—3 тысяч метров, продвинуться по ним на этой глубине до Прикаспийской впадины, затем снова погрузиться на глубину более 10 тысяч метров и, наконец, подняться вверх и разгрузиться в Каспийское море или по пути в озера и соры. И все это в результате давления пресных вод в областях питания. Если это невероятно, тогда рассолы должны двигаться какими-то иными путями, т. е. не по каким-то определенным пластам, а вкрест простирания пород, на

протяжении сотен и тысяч километров. Такой маршрут их движения также нереален, поскольку имелся более легкий путь снизу вверх. Можно, конечно, допустить, что такие выражения, как пресная вода «выжимает» или «продавливает» рассолы к областям разгрузки, являются не очень удачными речевыми оборотами. Может быть критикуемые исследователи подразумевают, что пресная вода не «выдавливает» рассолы, а только заполняет место, освобожденное рассолами по каким-то причинам? Но если рассолы освобождают породы со скоростями, о которых пишут М. А. Гатальский, Ф. А. Макаренко, В. А. Кротова и другие, то уже давно все артезианские бассейны полностью заполнились бы пресными водами. А этого на самом деле нет.

Данное противоречие могло бы быть устранено только при допуске, что вместо уходящих рассолов появляются новые, непрерывно образующиеся (например, по способу М. Е. Альтовского — подземное испарение или по способу К. В. Филатова — гравитация ионов). Но в этом случае возникают новые (рассмотренные выше) противоречия.

Сторонники значительной подвижности рассолов на больших глубинах обосновывают свои соображения картами гидроизопъез, убедительно подтверждающими наличие соответствующих перепадов в пластовых давлениях, закономерно уменьшающихся от местных областей питания к местным и главным областям разгрузки, т. е. к морским впадинам. Действительно, перепады пластовых давлений существуют и движение вод и рассолов даже в самых глубоких частях артезианских бассейнов, очевидно, существует, но вряд ли все это имеет тот характер и причины, о которых пишут А. Л. Силин-Бекчурин, М. А. Гатальский, В. А. Кротова, М. Е. Альтовский и др.

Для того чтобы более или менее убедительно ответить на вопросы о степени, характере и путях движения рассолов на больших глубинах, о возможности этого движения, необходимо хотя бы в кратких чертах выяснить роль факторов, определяющих направление, скорость и дальность перемещения рассолов, т. е. роль водоупоров, гидростатического и геостатического пластового давления, вертикальных колебательных движений земной коры, областей питания и стока.

### Гидродинамика и водоупоры

Совершенно очевидно, что перемещение воды и особенно рассолов по водопроницаемым пластам на десятки, а тем более на сотни и тысячи километров может происходить только при наличии больших перепадов давлений в начальных и конечных пунктах движения воды, т. е. при наличии таких гидростатических давлений в водоносном пласте, которые способны преодолеть силы сопротивления движению жидкости в пласте. Такие условия могут появиться только при наличии достаточно надежных водоупоров, способных противостоять давлению воды в пласте. Только в этом случае водоносный пласт можно уподобить сообщающемуся сосуду, в котором движение жидкости будет подчинено классическим законам гидравлики. Как только давление в пласте превысит степень водоупорности пород, изолирующих водоносный пласт, вода начнет перемещаться не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении, т. е. через водоупоры. При определенном соотношении давления в пласте и скорости разгрузки пласта через водоупор образуется местный очаг пониженных давлений, к которому и будет двигаться вода со всех сторон и переливаться через водоупор в другие водоносные породы или на дневную поверхность.

В пользу того, что роль водоупоров весьма относительна, говорят многие данные, появляющиеся все в большем количестве. Одним из первых авторов, обратившим на это внимание, является А. Н. Мятнев (1947). Анализируя результаты опытных работ на одном из участков

Волгостроя, он пришел к выводу, что между валанжинским и аллювиальным водоносными горизонтами, которые разделены водоупорными плотными глинами готерив-барремского яруса мощностью 10,6 м, существует восходящий фильтрационный ток сквозь водоупор. В другом месте указанной работы он пишет, что «Среднерусскую возвышенность следует рассматривать как область питания подземных вод, независимо от того, каковы возраст и литологический состав грунтов и имеют ли водоносные горизонты выход на дневную поверхность или нет». И далее: «Упинский напорный водоносный горизонт в этом районе имеет ясно выраженную выпуклую пьезометрическую поверхность на высоких частях рельефа местности, сменяющуюся на вогнутую в долине рек Дон и Шат». Это указывает, по мнению автора, на разгрузку в названные долины глубже залегающих водоносных горизонтов, несмотря на наличие водоупора. Как отмечалось, такие же выводы о роли водоупоров по существу сделал и М. А. Гатальский, по концепции которого местные области питания подземных вод (в том числе и напорных водоносных горизонтов, залегающих на глубинах до 1000 м и больше) приурочены к современным водоразделам, а местные области разгрузки — к долинам крупных рек. Об этом, по его мнению, свидетельствует характер пьезометров.

Еще более определенно на возможность разгрузки подземных вод через водоупоры указывает при описании Терско-Кумского артезианского бассейна С. А. Шагоянц (1948, 1959). По его построениям, «инфильтрация напорных вод вверх через глинистую толщу происходит вследствие превышения пьезометрического уровня данного горизонта над уровнем вышележащих напорных водоносных горизонтов и в конечном счете над уровнем грунтовых вод, который является базисом дренажа всех напорных водоносных горизонтов. Незначительные величины фильтрации через глинистую толщу кровли компенсируются огромной площадью залегания водоносного горизонта и, следовательно, огромной площадью фильтрации, в силу чего при самых ничтожных коэффициентах фильтрации глинистых пород кровли через последнюю может дренироваться из водоносного горизонта значительное количество воды» (1959). Соображения о разгрузке подземных вод через водоупорные толщи содержатся и в работах по Западно-Сибирскому артезианскому бассейну. Так, И. В. Гармонов и другие (1961) пришли к заключению, что «анализ карт пьезометрических поверхностей неогенового, олигоценового и мелового водоносных горизонтов дает возможность установить, что поверхность глубже залегающего мелового водоносного горизонта изменяется под влиянием крупных форм рельефа, тогда как поверхности водоносных горизонтов, залегающие стратиграфически выше, особенно неогенового, изменяются в соответствии даже с незначительными неровностями рельефа, следуя за гипсометрическим положением зеркала грунтовых вод». Дальше в этой же работе отмечается, что «форма пьезометрической поверхности неогенового, олигоценового и даже мелового водоносных горизонтов закономерно связана с современным рельефом и в меньшей мере зависит от краевой зоны питания, находящейся по общепринятым представлениям в предгорьях Алтая, Салаира и Казахского мелкосопочника»... «Следовательно, для неогенового и олигоценового водоносных горизонтов имеет ряд областей питания и участков дренирования, расположенных по всей площади их распространения, в пределах которой указанные горизонты изолированы друг от друга и от грунтовых вод водоупорными породами. Последнее обстоятельство дает основание предполагать наличие миграции воды в региональном плане через глинистую толщу вверх и вниз и осуществление таким путем питания и дренирования напорных водоносных горизонтов» (1961).

Очень интересные данные о соотношениях пьезометров различных водоносных горизонтов содержатся в работе Н. М. Кругликова. Характеризуя гидродинамические условия в юрско-валанжинском комплексе

Западно-Сибирского артезианского бассейна, данный исследователь выдвигает соображение, что «в общих чертах пьезометрическая поверхность повторяет рельеф земной поверхности. В долинах Оби и Северной Сосьвы уровни располагаются на минимальных отметках, в то время как в направлении к водораздельным участкам намечается их повышение. Одновременно наблюдается снижение уровней вдоль долин рек» (1964). На основании анализа имеющихся в его распоряжении данных автор пришел к выводу, что воды названного горизонта в настоящее время все же могут разгружаться в долинах рек, так как существующий напор в водоносном горизонте этого не обеспечивает. Для других водоносных горизонтов названного района, по данным Н. М. Кругликова, вырисовываются более сложные закономерности в расположении пьезометров как по площади каждого из горизонтов, так и в соотношении пьезометров разных горизонтов. В одних районах эти соотношения указывают на возможность поступления воды через водоупоры из нижних горизонтов в верхние, в других — на отсутствие возможности ее поступления из верхних горизонтов в нижние, в третьих — на отсутствие связи между нижними и вышележащими горизонтами.

А. С. Силин-Бекчурин (1959) при рассмотрении вопроса о движении глубоких вод на территории Алжира и Туниса заключает, что «примеры разгрузки подземных вод через глинистые отложения имеются также на территории Туниса, где с глубины нескольких сотен метров поднимаются по трещинам напорные воды тулона; в верхней части своего пути они пробивают толщу глин понта мощностью до 100 м, образуя в них своеобразные трубчатые ходы» (1959). Далее он добавляет, что разгрузка глубоких подземных вод через водоупорную кровлю, впервые установленная в нашей стране, находит подтверждение и на территории зарубежных стран.

Об относительности значения глинистых водоупоров интересные мысли высказаны Ю. В. Мухиным (1962). По его соображениям, при повышении температуры уменьшаются вязкость воды и капиллярные силы в субкапиллярных порах, вследствие чего повышается проницаемость глинистых пород. При повышении температуры от 10 до 40° С проницаемость глин возрастает в два раза, до 80° С — в три раза, до 140° С — в пять раз и до 300° С — в десять раз. Все это свидетельствует о том, что глинистые породы при невысоких температурах на сравнительно небольшой глубине могут играть роль водоупора, а на значительной глубине при высоких температурах могут стать относительно водопроницаемыми.

И. Г. Киссин после тщательного анализа данных о гидродинамике Восточно-Предкавказского артезианского бассейна пришел к выводу, что «важным показателем гидродинамической обстановки того или иного района является соотношение приведенных напоров вод различных водоносных горизонтов. В пределах бассейна отмечено увеличение напоров вод с глубиной, равенство напоров в разных комплексах и уменьшение напоров с глубиной. Наиболее часто наблюдается возрастание напоров с глубиной, что создает условия для восходящей миграции вод и разгрузки нижележащих водоносных горизонтов в вышележащие»... «Скрытая разгрузка довольно широко распространена в виде фильтрации воды через слабопроницаемые пласты» (1964).

Таким образом, краткий анализ построений различных исследователей показывает, что фильтрация воды в вертикальном направлении, в том числе и через водоупорные породы, довольно распространенное явление и отмечено почти во всех более или менее изученных крупных артезианских бассейнах. На основании этого, казалось бы, можно сделать вывод о том, что степень водоупорности водоупорных пород не может создать условия в крупных артезианских бассейнах для латерального перемещения вод и рассолов на сотни и тысячи километров под влияни-

ем давлений пресных вод в области питания. В проанализированных работах авторы их склоняются к тому, что на положение пьезометров решающее влияние оказывают местные области питания и разгрузки и что, следовательно, существуют местные круговороты воды в пределах сравнительно небольших районов. Но если признать такой вывод правильным, то тогда необходимо объяснить, каким же образом создаются те большие напоры подземных вод, которые действительно существуют в глубоких артезианских бассейнах. На этот вопрос легко было бы ответить, если бы местные области разгрузки были редким явлением, отдельными «гидрогеологическими окнами» на огромной площади водонапорных систем. Тогда артезианские водоносные горизонты можно было бы уподобить магистральной водопроводной трубе с некоторым количеством кранов или отводящих труб. В этом случае, если суммарная водопропускная способность кранов будет меньше общей производительности магистральной трубы, то давление в ней, хотя и понизится, все же будет сохраняться, несмотря на утечку воды. Но если суммарная производительность кранов превысит общую производительность магистральной трубы, то давление в последней иссякнет, и вода перестанет выливаться из кранов. К какой же водонапорной системе можно приравнять артезианские бассейны, если вся их площадь покрыта системой местных областей питания и разгрузки? В больших или меньших количествах разгружаются воды артезианского бассейна в местных областях разгрузки по сравнению с их количеством, поступающим в области питания? Для ответа на этот вопрос пока нет данных. Можно лишь предполагать, что того количества вод, которое остается в водоносных пластах после утечки в местных областях разгрузки, далеко недостаточно, чтобы «протолкнуть» рассолы, заполняющие глубокие части бассейнов, на большие расстояния. Для этого необходимы очень большие давления, а их указанные количества воды создать не могут. Даже если допустить, что количество остающейся воды достаточно для создания соответствующих давлений, то и в этом случае необходимо объяснить, в силу каких законов вода из области меньших давлений будет поступать в область больших давлений. Ведь во многих местах установлено, что приведенные напоры в нижележащих горизонтах больше, чем давления в областях питания этих горизонтов. Чтобы объяснить это несоответствие, сторонники «промывания» артезианских бассейнов выдвигают схему смещения областей питания на окраину бассейнов, в обрамляющие складчатые области, обладающие достаточно высоким гипсометрическим положением для создания соответствующих напоров в глубоких водоносных горизонтах бассейнов. Но в результате этого области питания отодвигаются на очень большие расстояния от областей разгрузки и появляются новые (рассмотренные выше) необъяснимые противоречия.

### Гидростатическое и геостатическое давления

Авторы рассмотренных построений о возможности латерального передвижения воды на очень большие расстояния принимают во внимание только напоры, обусловленные давлением воды в пласте, которое обычно приравнивается к давлению столба воды, равного расстоянию от уровня гипсометрического положения области питания горизонта до уровня глубины залегания точки наблюдения. При этом они или вовсе не учитывают или умаляют значение того, что пластовые давления в глубоких частях артезианских бассейнов являются результатом не только гидростатического, но и геостатического давления. Вследствие этого пластовое давление во многих районах значительно превышает гидростатическое, возникают так называемые «аномальные» давления.

По мере накопления данных о давлениях на больших глубинах количество районов с «аномальными» пластовыми давлениями все больше

увеличивается. В настоящее время уже появилось много работ, в которых сведены данные о ненормальных пластовых давлениях в ряде крупных нефтегазоносных бассейнов (Тхостов, 1960; Линецкий, 1961; Аникеев, 1964). Наиболее полная сводка сделана К. А. Аникеевым. В этой его работе содержится ряд выводов.

1. Наиболее часто аномально высокие пластовые давления встречаются в альпийских геосинклинальных зонах, а также в краевых впадинах платформ с повышенной активностью неотектонических движений. Районы с аномально высокими давлениями, по-видимому, приурочены к зонам современных и новейших контрастных тектонических движений коры, например «к зонам геотектонически активных глубинных разломов фундамента, перекрытых мощными толщами осадочных пород». «Разного рода дифференцированные неотектонические напряжения в земной коре вызывают неравномерные сжатия глубинных упругих водонефтяных резервуаров, что сопровождается локальными повышениями и затяжными процессами перераспределения пластового давления в залежах и между залежами».

2. По мере разбуривания все больших глубин число районов с аномально высокими давлениями все больше увеличивается. На глубинах, больших 3,5—4 км, аномально высокие давления встречаются гораздо чаще, чем в хорошо разбуренной зоне глубин до 3 км.

3. Распределение аномально высоких давлений по глубине имеет зональный характер. Следует различать три зоны: 1) верхнюю, «нередко доступную как для бокового, так и для нисходящего движения вод»; 2) среднюю, сложенную преимущественно породами слабопроницаемыми для флюидов (глины, галогенные отложения) и являющуюся мощной крышкой для нижней зоны, в которой, очевидно, невозможна сколь угодно значительная боковая миграция флюидов; 3) нижнюю, сложенную преимущественно породами, проницаемыми для флюидов.

Далее К. А. Аникеев приходит к выводу, что все проявления аномально высоких давлений приурочены к нижней и средней зонам, тогда как в верхней они, как правило, отсутствуют. Он отмечает, что разбуренные структуры геосинклинальных месторождений нефти и газа в разбуренных диапазонах состоят или из трех указанных зон, или из двух верхних, или из двух нижних, или из одной средней зоны.

В отношении возможности перемещения воды на большие расстояния под влиянием гидростатического давления К. А. Аникеев развивает следующие построения. «По существу наличие регионального стока высокоминерализованных вод глубинных зон не доказано прямыми наблюдениями даже и на платформах. Наоборот, последние обобщения региональных материалов на основе принципа гидрохимической и гидродинамической зональности с учетом литолого-фациальной изменчивости горизонтов в боковом направлении говорят против существования гидродинамической связи между областями питания и разгрузки глубинных вод, отстоящих одна от другой на сотни километров» (1964).

Таким образом, аномально высокие давления распространены в артезианских бассейнах довольно широко, особенно в зонах молодых тектонических движений; по мере увеличения глубин частота встречи аномальных давлений возрастает. Вероятно, на глубинах больше 4—5 км давления, превышающие гидростатические, являются преобладающими, т. е. нормальными, а не аномальными. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что большинство данных об аномально высоких давлениях получено в результате разбуривания нефтегазоносных структур, т. е. разного рода поднятий, в пределах которых следует ожидать относительно низкие давления (структуры растяжения), чем в соседних прогибах (структуры сжатия). И вряд ли это соотношение в давлениях может быть существенно изменено давлением углеводородных флюидов, накапливающихся в куполах и антиклиналях. А если это так, то следует

ожидать, что в синклиналиях и другого рода прогибах условия для появления аномально высоких давлений еще более благоприятны, чем в поднятиях.

Следует также отметить, что не только в краевых прогибах платформ существуют благоприятные условия для появления аномально высоких давлений. К таким областям, по-видимому, могут быть отнесены все впадины, находящиеся в стадии длительного прогибания, особенно впадины, в пределах которых имеются мощные толщи глинистых или галогенных отложений (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая впадины, Предуральский прогиб, Западно-Сибирская и Сибирская платформы). О том, что в таких впадинах, как Прикаспийская и Днепровско-Донецкая, на глубине следует ожидать широко распространенных высоких давлений, свидетельствует наличие многочисленных солянокупольных структур, некоторые из которых продолжают расти и в настоящее время. Эти впадины находятся в стадии очень длительного и глубокого прогибания. Правда, в отдельные периоды прогибание впадин приостанавливалось и даже сменялось поднятиями, но, судя по мощности осадочных отложений, в них все же преобладали отрицательные движения над положительными.

Таким образом, высокие давления, возникавшие в периоды опусканий, вряд ли успевали полностью выравняться, перераспределиться и сравняться с гидростатическим в периоды поднятий: слишком длителен этот процесс выравнивания давлений. Расчеты, проведенные В. Ф. Линецким (для сравнительно небольшой нефтеносной залежи, залегающей на глубине 2000 м и имеющей покрывку из глин около 100 м), показывают, что длительность периода выравнивания аномально высокого давления с давлением гидростатическим может продолжаться от нескольких сотен тысяч лет до десятка миллионов лет.

Как известно, длительность всего четвертичного периода достигает порядка одного миллиона лет. Следовательно, высокие давления, возникшие в недрах Прикаспийской впадины, к примеру, в начале четвертичного периода, не могли уравниваться с гидростатическим давлением до наших дней, если бы даже впадина все это время находилась в стадии подъема. Но известно, что только на протяжении четвертичного периода в этой впадине неоднократно положительные движения сменялись отрицательными.

В. Ф. Линецкий считает, что «основными факторами, определяющими длительность перепада снижения в запечатанной залежи избыточного давления, являются мощность толщи перекрывающих глин и их коэффициент фильтрации» (1961). Учитывая это, он делает вывод, что «...аномальные давления в запечатанных пластах не получают удовлетворительного объяснения с точки зрения общераспространенных схем, согласно которым гидростатические давления контролируются лишь размещением областей питания и стока крупных водоснапорных систем» (1961).

Таким образом, имеется достаточно оснований считать, что для того, чтобы понять гидродинамические условия во впадинах, находящихся в стадии длительного опускания, необходимо учитывать наличие на глубине давлений, превышающих гидростатические и исключаящих возможность проникновения на соответствующую глубину воды из поверхностных областей питания. Наоборот, движение жидкостей должно происходить в обратном порядке — из наиболее глубоких частей прогибающихся впадин (области больших давлений) к их периферии (области меньших давлений).

В этой связи уместно напомнить соображения И. М. Губкина о том, что «уплотнение осадков происходит вследствие постепенного увеличения нагрузки вышележащих свит. Здесь нужно учесть два обстоятельства: в свежееотложенном иле воды больше, чем в песках и, кроме того, уплотнение оказывает большее действие на глины, чем на пески

по причине их меньшей сжимаемости. Вследствие этого выжимаемая при уплотнении жидкость будет двигаться от пунктов наибольшего уплотнения к пунктам наименьшего уплотнения, т. е. из глин в пески, где будет скопляться нефть и вода»... «наибольшее уплотнение пород и наибольшее выдавливание жидкости (воды и нефти) в пески происходит при горообразующих процессах» (1937).

Представление о направленности движения флюидов из участков наибольшего сжатия в участки меньшего сжатия находит все больше сторонников среди геологов и гидрогеологов нефтяников. Так, А. А. Карцев при рассмотрении гидродинамики артезианских бассейнов выдвинул построения, что гидрогеологический цикл в пределах какого-либо района начинается тектоническим погружением и трансгрессией. Это — седиментационный этап образования подземных вод. Седиментационный этап заканчивается, когда опускание земной коры сменяется на поднятие, начинается регрессия и денудация водоносных пород. С этого момента начинается второй этап развития бассейна — инфильтрационный. Эти этапы на протяжении геологической истории в результате колебательных движений сменяют друг друга несколько раз. В течение седиментационного этапа из уплотняющихся глин происходит отжатие седиментационных вод, которые поступают в песчаные коллекторы, контактирующие с глинами, и вытесняют оттуда как седиментационные, так и другие воды, заполнявшие до этого коллекторы. В результате «максимальные гидростатические напоры создаются на участках максимального прогибания и максимальной мощности отложения под влиянием геостатического давления. Гидравлические уклоны на седиментационном этапе направлены к краевым частям бассейна, в которых прогибание меньше» (1962). Далее, по соображениям А. А. Карцева, в инфильтрационный этап происходит замещение седиментационных вод инфильтрационными, причем «гидростатические напоры и гидравлические уклоны на этом этапе обусловлены уже совершенно иными факторами; максимальные гидростатические напоры приурочены к участкам гипсометрически наивысшего залегания пласта» (1962). А. А. Алексин на основании построенной им «схематической карты пластовых вод в зоне восходящих токов по подошве альбских отложений» Северного Прикаспия пришел к выводу, что «вода, нефть и газ из наиболее погруженных частей постепенно отжимаются к периферическим частям бассейна в более высокие горизонты»... «В Эмбенском районе разгрузка происходит через соляно-купольные поднятия, а на западе — в зоне восходящих токов глубинных вод, в районе погребенного вала Карпинского» (1962).

Таким образом, по заключению А. А. Алексина, «в пределах Северо-Каспийского бассейна выявляются два гидрогеологических этапа: нижний, где геостатическое давление отжимает воду из наиболее прогнутых центральных частей бассейна к его периферии, и второй, где периферийные, наиболее приподнятые области питания создают гидростатический напор, движущий воду в этой зоне от периферии к центральным частям бассейна» (1962).

Б. М. Яковлев при рассмотрении гидродинамических условий Западно-Кубанского прогиба пришел к выводу, что наиболее высокие давления, достигающие 1000 м водного столба над уровнем моря, приурочены к наиболее глубокой части впадины, а гипсометрическое положение выходов соответствующих пород на дневную поверхность не превышают 300 м над уровнем моря. Такие ненормально высокие давления, по заключению Б. М. Яковлева, характерны для неогеновых отложений майкопской свиты и кумской свиты эоцена. На основании анализа пьезометров он высказал соображение, что в верхней части разреза Западно-Кубанской впадины движение воды происходит в общем на запад, к Азовскому морю, а в нижней его части — с запада на восток. Хотя это утверждение данного исследователя и не может считаться

безусловно доказанным вследствие наличия небольшого количества данных, но бесспорно то, что в центральной наиболее прогнутой части впадины зарегистрированы аномально высокие давления, образующие купол, от которого пластовые давления уменьшаются во все стороны.

Интересные соображения по этому же вопросу приведены в монографии Н. В. Кулакова. В своей работе он определил, что в Нижнем Поволжье на глубинах более 700 м отношение пластового давления к гидростатическому выражается цифрой 1,15 (1964). По его мнению, если бы это явление было вызвано гипсометрическим положением областей питания, то последние для водоносных пород, залегающих на глубине 2000—3000 м, должны бы располагаться на абсолютной высоте 400—500 м, что применительно к Русской платформе исключено. На основании всего этого Н. В. Кулаков пришел к выводу, что «пьезометрический напор вод на территории Нижнего Поволжья регулируется геостатическим давлением, а не разностью гипсометрического положения области питания и разгрузки. Русская же платформа в периоды, соответствующие перерывам в осадконакоплении, в течение палеозойской и мезозойской эр была равниной, следовательно, пьезометрические напоры вод формировались под воздействием геостатического давления» (1964).

И. Г. Киссин в монографии, посвященной описанию Восточно-Предкавказского артезианского бассейна, на основании изучения расположения приведенных давлений воды нижнемелового комплекса пришел к выводу, что «воды нижнемеловых отложений в пределах артезианского бассейна двигаются к наиболее приподнятой части вала Карпинского. В районе Бузгинского поднятия отмечено самое низкое положение приведенного напора — около 80 м» (1964).

Таким образом, по данным и этого исследователя, Каспийское море не является областью разгрузки для вод нижнемеловых отложений Восточно-Предкавказского артезианского бассейна.

Следует оговориться, что составленная И. Г. Киссинным схематическая карта для нижнего мела указывает на очень сложное расположение приведенных давлений и вряд ли позволяет судить о каком-либо определенном направлении движения воды. На ней вырисовывается несколько куполов и понижений в пьезометрической поверхности вод нижнемелового комплекса. Карта приведенных напоров вод верхнемелового водоносного комплекса также скорее указывает на движение подземных вод в сторону от Каспийского моря к Бузгинскому поднятию. На карте этого комплекса отчетливо вырисовывается полоса высоких давлений в районе городов Георгиевск и Прикумск с величинами 1299 м у Георгиевска и 422 м у Прикумска, тогда как даже у Пятигорска (гипсометрическое положение которого значительно выше) величина напора достигает 700—850 м.

В. В. Колодий в своей работе приходит к выводу, что вескими аргументами против инфильтрационной гипотезы происхождения подземных вод плиоцена Западно-Туркменской впадины являются особенности их динамики на современном и древнем этапах — движение в направлении к бортам впадины, т. е. в сторону горных сооружений. По его соображениям, «современное движение подземных вод красноцветной толщи направлено в общем с запада на восток и северо-восток — от областей наибольшего прогибания впадины к ее приподнятым участкам. Наблюдаемые в плиоценовом комплексе превышения пластовых давлений над условными гидростатическими связаны с действием геостатических нагрузок и медленным перераспределением давлений» (1964).

К аналогичной оценке гидрогеологического значения уплотнения пород в прогибающихся впадинах пришел и Ю. А. Висковский при описании гидрогеологических условий Средне-Каспийского бассейна. По данным этого исследователя: «В настоящее время не во всех комплексах бассейна происходит движение вод от областей раскрытого залегания

пород к областям разгрузки под действием гидростатического фактора. В ряде комплексов третичных отложений происходит восходящее движение вод из наиболее глубоководных частей бассейна к его периферии за счет современного уплотнения глинистых пород под действием геостатического фактора. Видимо, в периоды наибольшего уплотнения глинистых пород мезозойского возраста и в этих комплексах имело место восходящее движение подземных вод» (1965).

Проанализированные нами работы относятся к районам Предкавказского прогиба и Прикаспийской впадины, находящимся в области молодых (мезозойских и кайнозойских) интенсивных колебательных движений с преобладанием отрицательных. О других регионах соответствующие сведения в нашем распоряжении отсутствуют. Но и на основании приведенных данных можно сделать некоторые обобщенные выводы.

1. Очевидно, что в артезианских бассейнах в стадии длительного тектонического прогибания геостатические давления на глубине превышают давления гидростатические. В соответствии с этим в такие периоды артезианские бассейны характеризуются наличием двух (а может быть и трех) гидродинамических этажей. В верхнем этаже, охватывающем зоны свободного и затрудненного водообмена, направление движения воды определяется гидростатическим напором и происходит от областей питания к областям разгрузки с постепенным затуханием скоростей движения по мере увеличения глубины залегания водоносных пород и уменьшения связи их с дневной поверхностью. В нижнем гидродинамическом этаже, охватывающем зону весьма затрудненного водообмена, в это время направление движения воды определяется геостатическим давлением и происходит от наиболее погруженных частей бассейна к приподнятым его частям. Такие гидродинамические условия сохраняются до смены прогибания артезианского бассейна (или его отдельных частей) поднятием. И если этот процесс продлится достаточно длительное время, то геостатическое давление на глубине уравнивается с давлением гидростатическим. Вследствие этого во всей обводненной толще пород артезианского бассейна движение воды будет происходить под воздействием гидростатического напора.

Как отмечалось, процесс перераспределения давлений довольно медленный и далеко не всегда полностью завершается. На примере Прикаспийской впадины можно видеть, что сравнительно кратковременные положительные движения сменяются отрицательными и впадина, начиная с палеозоя, непрерывно углубляется. Можно предполагать, что при таких условиях процесс уравнивания геостатического давления с давлением гидростатическим не достигает завершения, так что и в этом бассейне на протяжении всего указанного времени сохраняются два гидродинамических этажа.

На это отчасти указывает продолжающийся рост соляных куполов, начавшийся еще в триасе и юре (Калинин, 1963), а также действие в течение длительного времени грязевых вулканов.

2. Авторы большинства рассмотренных работ причины появления высоких пластовых давлений на глубине, превышающих гидростатические давления, связывают с уплотнением глини и выжиманием из них воды в контактирующие с ними более водопроницаемые породы в результате прогибания впадин. Очевидно, основная причина заключается именно в этом. Большая сжимаемость глини не вызывает сомнения и подтверждена многими наблюдениями и экспериментами (Ломтадзе, 1965; Васоевич, 1960; Мухин, 1962).

Б. Н. Любомиров (1963), суммируя данные разных исследователей, приходит к выводу, что пористость глинистых осадков резко уменьшается под давлением нагрузки вышележающих толщ и постепенно затухает с глубиной. В пределах интервала глубин от 500 до 1000 м пористость глинистых осадков сокращается с 23 до 17% от общего объема

породы, или на  $60 \text{ дм}^3$ , в  $1 \text{ м}^3$ . Уменьшение пористости влечет за собой отжатие из глин излишков влаги, составляющих примерно  $60 \text{ дм}^3$ , т. е. около  $60 \text{ м}$  на  $1 \text{ м}^3$  породы, а при мощности глинистого пласта  $10 \text{ м}$  с площади в  $1 \text{ км}^2$  — около  $60 \cdot 10^4 \text{ м}^3$ . При погружении до  $2000 \text{ м}$  пористость глин сокращается до  $7-8\%$ . Однако уплотнению в результате больших давлений подвергаются и другие породы — пески (особенно глинистые), мергели и др.

Об этом же свидетельствуют данные табл. 77.

Таблица 77

Сжимаемость глин (по Энгельгарду, 1964)

Давление, ат	1	2	3	4	5	6
Коэффициент сжимаемости	0,218	0,0152	0,0102	0,00519	0,00385	0,00218

Опыты, проведенные А. А. Алексиним (1964), показывают, что хотя пески сжимаются и меньше глин, но размеры их сжатия все-таки значительны (табл. 78).

Таблица 78

Сжимаемость песков и глин (по А. А. Алексину)

Давление, кг/см <sup>2</sup>	Песок		Глина	
	пористость, %	объемный вес, г/см <sup>2</sup>	пористость, %	объемный вес, г/см <sup>2</sup>
0	43,4	1,2	67,5	1,49
400	37,2	2,03	56,7	1,64
2 500	22,2	2,15	25,8	2,11
11 000	20,8	2,2	15,4	2,27

На сжимаемость в стадии погружения не только глин обращают внимание и другие исследователи. По данным К. А. Аникеева, «сжимаемость пористой среды существенно влияет на величину и характер изменения коэффициента упругости песчаных пластов с глубиной. Наиболее интенсивны изменения этого коэффициента на глубинах до  $2000-3000 \text{ м}$ » (1964).

С. В. Литвин в результате изучения коллекторских свойств пород в Днепровско-Донецкой впадине установил, что пористость грубозернистых пролювиальных отложений в результате геостатического давления уменьшается на  $2-3\%$  на каждые  $1000 \text{ м}$  глубины, а пористость песчано-алевритовых отложений — на  $7-9\%$  (1965).

По данным В. М. Добрынина, возможное изменение коэффициента пористости цементированных песчаников при изменении давления от  $0$  до  $1400 \text{ атм}$  (глубина залегания до  $9000 \text{ м}$ ) находится в пределах от  $0$  до  $10\%$  (1963).

А. А. Ханин также констатировал значительное уплотнение песчаных пород в результате давления (табл. 79).

Таблица 79

Уплотнение рыхлых песчаных пород (в % от первоначального объема) при разном давлении (по А. А. Ханину, 1965)

Размер частиц	Давление, кг/см <sup>2</sup>			
	100	200	400	600
$d > 25$	3,0	4,0	5,0	6,0
$d < 0,1$	5,0	7,0	12,0	15

Таким образом, в результате увеличения давления значительно сжимаются не только глины, но и песчаные породы.

Следует учитывать, что в процессе прогибания впадин повышение пластового давления может происходить и вследствие расширения пород, воды и газов по мере повышения температур. В этом же направлении действует процесс уменьшения порового пространства в результате выпадения из воды солей. Все это вместе с уплотнением пород, очевидно, приводит к достаточно сильному повышению давлений на глубине, увеличению напора флюидов и движению их в результате выжимания из наиболее глубоких частей впадин к периферии прогибов. Таким образом, в настоящее время имеются уже достаточные данные о том, что во впадинах, находящихся в стадии прогибания, движение подземных вод в верхних и нижних частях артезианских бассейнов определяется различными причинами и происходит в разных направлениях.

Данное положение, очевидно, может быть распространено на стадии прогибания впадин любого возраста. Необходимо, конечно, учитывать, что процесс уплотнения глин и других пород происходит до определенного предела — до достижения равновесия между геостатическим давлением на данной глубине и силами сопротивления сжатию, свойственными данной породе. Однако, если можно допустить, что процесс сжатия прекращается при определенной степени уплотнения пород, даже в случае продолжающегося прогибания впадины, то увеличение пластового давления вследствие расширения пород, жидкостей и газов может происходить до прекращения увеличения температур, т. е. до приостановления погружения впадины.

Если погружение впадины приостанавливается или отрицательное движение сменяется положительным, то начинается процесс перераспределения пластовых давлений вплоть до появления доминирующего влияния гидростатических напоров. Поэтому для решения вопроса о возможном направлении движения флюидов в глубоких зонах бассейна необходимо прежде всего выяснить, какую стадию колебательных тектонических движений переживает данный бассейн. При этом необходимо учитывать, что скорости вертикальных тектонических движений и перераспределение пластовых давлений измеряются величинами примерно одного порядка. Вследствие этого появившиеся высокие пластовые давления на стадии отрицательного тектонического движения могут полностью не уравновеситься с гидростатическим давлением на протяжении всей стадии последующего положительного движения, если оно менее продолжительно по сравнению с отрицательным.

Учитывая все это, а также историю тектонических движений различных областей, можно сделать вывод, что в настоящее время на большей части площади бассейнов Черноморско-Каспийской и Арало-Каспийской артезианских областей в глубоких зонах преобладают избыточные давления по сравнению с гидростатическим, поскольку бассейны этих областей связаны или с молодыми складчатыми системами (Кавказ, Крым, Кавказ, Мангышлак, Копет-Даг), или с более древними, но активизированными областями (Тянь-Шаньская область). Очевидно, во всех бассейнах названной части СССР надо различать два этажа движения подземных вод. В верхнем этаже движение вод определяется гидростатикой, а в нижнем — геостатикой. Это тем более вероятно потому, что во всех этих бассейнах верхний этаж отделен от нижнего этажа мощными региональными водоупорами. В Предкавказских бассейнах этот водоупор сложен глинистой толщей палеоген-неогенового возраста; в Прикаспийской впадине имеется два региональных водоупора и соленосные отложения нижней перми и глинистые породы палеоген-неогенового возраста; в Туркмении региональный водоупор представлен мощной толщей глин и мергелей палеогенового возраста.

Характер движения подземных вод в нижнем этаже определяется наличием «гидрогеологических окон» разгрузки, которые обычно приурочены к местным поднятиям, антиклинальным структурам, соляным куполам, тектоническим разломам. Поэтому о едином направлении движения вод в этом этаже, очевидно, не может быть и речи. Если в нем и осуществляется движение подземных вод, то очень и очень медленное, причем происходит оно из наиболее погруженных участков впадин к местным поднятиям. Об этом убедительно свидетельствуют выходы глубоких минеральных вод по тектоническим разломам на антиклинальных поднятиях и куполах.

Таким образом, при рассмотрении гидродинамических условий артезианских бассейнов, связанных с молодыми прогибами, можно полностью присоединиться к мнению Ю. В. Мухина о том, что на больших глубинах, в зонах «переходной» и «геостатических пластовых давлений» существуют свои гидродинамические закономерности, «основными из которых являются: движение флюидов снизу вверх и по восстанию пластов от области наибольшего погружения осадка к областям менее глубокого его залегания, т. е. к периферическим частям бассейна седиментации» (1965).

Менее определено в настоящее время можно говорить о гидродинамических условиях артезианских бассейнов, расположенных на Русской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской платформах.

Русская платформа состоит из ряда впадин и поднятий фундамента, гидродинамические условия которых изучены еще очень слабо.

Одной из наиболее глубоких и обширных впадин является Московская синеклиза. Как отмечалось, по данным М. А. Гатальского, падение пьезометров в этой впадине направлено от ее наиболее глубоких частей: на север — к Балтийскому и Белому морям, на запад — к долине Волги, на юг — к Прикаспийской впадине. Необходимо отметить, что каменноугольные и девонские отложения в наиболее погруженных частях синеклизы залегают на глубине от нескольких сотен метров до 1500—1600 м ниже уровня моря, не говоря уже об уровне вреза долины р. Волги. Наряду с этим поверхность современных водоразделов в тех же районах превышает уровень моря только на 200—250 м. Если пьезометры, изображенные М. А. Гатальским, соответствуют действительности, тогда следует установить причину поднятия рассолов с указанных глубин вверх и разгрузки их в Балтийское море или в Волгу с учетом того, что движение их происходит против падения пород, т. е. нормально к напластованию. Такой причиной могло бы быть только аномально высокое давление в глубоких частях Московской синеклизы, вследствие которого рассолы выжимаются к периферии впадины.

Однако допускать наличие в настоящее время аномально высоких давлений в Московской синеклизе, пожалуй, нет никаких оснований, поскольку она, начиная с конца мелового периода, находится в стадии преобладающего подъема. Очевидно, это достаточно длительный срок для того, чтобы геостатические давления могли уравновеситься с давлениями гидростатическими, тем более, что в разрезе Московской синеклизы преобладают трудносжимаемые породы (песчаники, известняки и др.) при общей сравнительно небольшой мощности чехла (2500—2800 м). Температура на поверхности фундамента также сравнительно небольшая (40—60° С).

Можно предполагать, что только в период среднего и верхнего палеозоя в этой синеклизе нисходящие движения земной коры преобладали над восходящими и в ней на глубине могли быть давления, превышающие гидростатические.

Правда, Ю. В. Мухин считает, что существенное влияние на гидродинамические условия Московской синеклизы оказали трехкратное наступление и отступление ледника в четвертичное время, что вызвало

сжатие пород и отток жидкости из глубоких частей разреза впадины (в частности, из кембрийских глин) к периферии (1965). По его заключению, «именно поэтому на современном геологическом этапе мы наблюдаем отток этой жидкости из недр впадины и ее разгрузку в виде восходящих напорных вод по северной и северо-западной окраинам впадины» (1965). Однако с таким утверждением вряд ли можно согласиться. Ведь в периоды морских трансгрессий четвертичного времени (иолидиево и др. моря), как и в периоды оледенений в северной и северо-западной частях Русской платформы, наибольшее прогибание происходило не в центральных районах Московской впадины, а в ее северных и северо-западных частях, на что указывают мощности ледниковых отложений.

А если это так, то движение флюидов должно быть направлено не к периферии, а от северных и северо-западных к центральным районам впадины, что совершенно не увязывается с современным положением пьезометров в пределах Московского артезианского бассейна, о котором говорит М. А. Гатальский. Оно может быть обусловлено только гипсометрическим положением современных водоразделов (области питания) и базисов разгрузки, но в этом случае вряд ли давление столба пресной воды в 200—300 м может заставить двигаться рассолы в охарактеризованных условиях. Да и сам М. А. Гатальский считает, что передача гидростатического напора из одного водоносного комплекса в другой не обязательно вызывает перемещение молекул воды.

В свете рассмотренных фактов можно считать, что в рассматриваемом бассейне гидростатические напоры вод давно господствуют во всей толще осадочных пород и движение воды определяется соотношением местных областей питания (водоразделы) и областей разгрузки (долины рек и озера). Существенная дренажная роль последних убедительно показана Б. Н. Архангельским.

Учитывая, что разница в высотном положении современных водоразделов, долин рек и озер сравнительно небольшая (150—250 м), можно полагать, что столь незначительное гидростатическое давление привести в фронтальное движение соленые воды и рассолы глубоких частей бассейна не могло.

Далее, анализ палеогеографических условий Русской платформы позволяет предполагать, что в мезозое и кайнозое разница в гипсометрическом положении между водоразделами, долинами рек и озерами не превышала той величины, которая наблюдается в современную эпоху. Скорее она была меньше. Следовательно, условий, более благоприятных для разгрузки соленых вод и рассолов рассматриваемого бассейна, никогда не существовало.

Такого же мнения придерживается и Е. Е. Керкис. По его несложным расчетам, «при сравнительно небольшой разности уровней подземных вод на противоположных концах мульды рассолы находятся в состоянии гидростатического равновесия. При этом обычно зона рассолов располагается асимметрично по отношению к оси мульды, смещаясь в сторону того ее конца, где уровень, покрывающий рассолы пресных вод, более низкий. При гидростатическом равновесии рассолов в средней части мульды создаются условия крайне затрудненного водообмена. Здесь отсутствует струйное движение подземных вод и приобретают существенное значение молекулярные формы движения, как, например, диффузия» (1958). Далее этот исследователь обращает внимание на то, что в протяженных артезианских водоносных горизонтах градиенты напора всегда очень малы — не превосходят десятитысячных долей единицы, а при введении поправки на удельный вес рассолов — не более 0,0001—0,002. На этом основании Е. Е. Керкис предполагает, что «при столь малых градиентах скорость движения подземных вод будет меньше, чем по закону Дарси, а возможно и равной нулю, при определенных значениях градиентов, которые можно назвать начальными по аналогии

с глинистыми породами (для последних начальные градиенты установлены опытным путем и достигают иногда 20 и более)» (1958).

Н. К. Гирицкий при анализе рассматриваемого вопроса пришел к заключению, что «рассолы имеют возможность перемещаться в массе менее минерализованных вод вертикально сверху вниз (пересекая ее) с очень большими уклонами (порядка нескольких сотых), превышающих в сотни раз обычные уклоны глубоких вод»... и далее: «В связи с перемещением рассолов на большие глубины резко затрудняется их дренаж, так как, во-первых, они при этом могут опуститься значительно ниже самого низкого базиса дренирования и, во-вторых, при большем удельном весе рассолов имеющиеся напоры могут оказаться недостаточными для перемещения их вверх к этому базису. Следует отметить, что даже процессы складкообразования не обязательно приводят к дренированию рассолов, так как последние при этих процессах могут перемещаться в формирующиеся глубокие впадины» (1958).

В свете рассмотренных данных Московский артезианский бассейн можно рассматривать как такую водонапорную систему, в пределах которой во всей толще осадочного чехла пластовое давление определяется гидростатическим напором. Под воздействием этого напора движение подземных вод в горизонтальном направлении происходит только в двух верхних гидродинамических зонах — зонах свободного и затрудненного водообмена. В нижней зоне, заполненной рассолами, движение вод, если и имеется, то чрезвычайно медленное и только на участках наличия «гидрогеологических окон». В результате этого происходит не «выдавливание» или «выжимание» соленых вод и рассолов пресными водами, а постепенное разбавление и замещение их на участках разгрузки и по периферии бассейна. Однако этот процесс вряд ли достигает значительных масштабов.

Сравнение Московского артезианского бассейна с Волго-Камским артезианским бассейном позволяет заключить, что гидродинамические условия в этих бассейнах очень близкие, за исключением Предуральского прогиба.

В Волго-Камском бассейне, как и в Московском, мощность чехла сравнительно небольшая, обычно не превышает 2500—3000 м. Температура на поверхности фундамента порядка 40—60° С. Восходящие движения, начиная примерно с палеогена — неогена (а на отдельных участках и раньше), преобладают над нисходящими.

Последние отчетливо преобладали над восходящими движениями только в палеозое, когда, по-видимому, и господствовали на глубине пластовые давления, превышающие гидростатические. Но уже начиная с кунгура на территории бассейна преобладали осадки неглубокого моря и лагун, в том числе в ранней перми — лагун солеродных. По-видимому, с этого времени прогибание замедлилось и начало преобладать восходящее движение. В настоящее время, очевидно, во всем чехле осадочных пород пластовые давления определяются гидростатическим напором, который определяет движение подземных вод в двух верхних гидродинамических зонах от водоразделов (области питания) к долинам рек (области разгрузки). В нижней гидродинамической зоне и этого бассейна горизонтальное движение флюидов, очевидно, практически отсутствует.

Намеченные закономерности вряд ли можно распространить на Предуральский прогиб. Как известно, мощность осадочного чехла в этой структуре сильно увеличивается и в осевой части прогиба (по геофизическим данным) достигает 8—12 км. При этом мощность только пермских отложений местами превышает 2000 м. Все это указывает на то, что в течение всего палеозоя и раннего мезозоя (триас) нисходящие движения земной коры в Предуральском прогибе преобладали над восходящими, что без сомнения обуславливало появление на глу-

бине более высоких пластовых давлений по сравнению с гидростатическим. В этот период происходило выжимание флюидов из прогиба и прилегающие части платформы.

Начиная с юры Предуральский прогиб постепенно вовлекается в восходящее движение Урала, которое и преобладает над нисходящим движением до настоящего времени. В течение указанного времени в прогибе происходило перераспределение пластовых давлений, причем о степени завершенности этого процесса вследствие отсутствия достаточного количества данных о глубокозалегающих в прогибе породах судить трудно.

Как отмечалось, схемы пьезометрической поверхности подземных вод этой территории (А. И. Силин-Бекчурин, В. А. Кротова, Т. П. Афанасьев и др.) указывают на падение давлений от водоразделов к долинам, а в общем — от склонов Уральских гор к Волге. Трудно судить, до какой глубины эти пьезометры отражают движение воды. Можно полагать, что они соответствуют движению воды в современную эпоху только в двух верхних гидродинамических зонах и не могут характеризовать ее движение в нижней части толщи пермских отложений. Тем более они не могут указывать на характер ее движения в залегающих глубже каменноугольных, девонских и других отложениях.

Следовательно, соображения об «отжатии» пресными водами, поступающими на склонах Урала в каменноугольные и девонские отложения, соленых вод и рассолов из этих отложений на платформу и даже в Каспийское море являются просто несостоятельными. Если «выжимание» флюидов из глубоких зон Предуральского прогиба и происходит, то только в результате ненормально высоких пластовых давлений, а не давлений гидростатических.

Распределение гидрохимических зон показывает, что соленые воды и рассолы скорее «вжимаются» в Урал по тектоническим разломам, а не «отжимаются» от него, на что уже указывалось при рассмотрении взаимоотношения складчатых и артезианских областей.

Гидродинамические условия других артезианских бассейнов Русской платформы изучены еще меньше, чем Предуральского прогиба. В отношении гидродинамических условий некоторых из них можно высказать только предположение.

Днепровско-Донецкий артезианский бассейн представляет собой сравнительно узкую и очень глубокую впадину, в пределах которой мощность осадочного чехла превышает 7 км. Он формировался в результате сложных нисходящих и восходящих тектонических движений, причем одновременно в различных частях впадины.

По данным В. И. Китыка, в Припятском прогибе амплитуда относительно перемещения отдельных блоков составляет около 2000 м, а в Днепровско-Донецкой впадине — несколько километров (1963). Очевидно, и гидродинамические условия в различных частях рассматриваемой впадины неодинаковы. О существовании ненормально высоких давлений в недрах впадины в разные периоды ее развития свидетельствует наличие многих соляных куполов и тектонических разломов, появившихся в разное время (вплоть до неогена), причем их рост имеет стадийный характер. Какие гидродинамические условия характерны для Днепровско-Донецкой впадины в настоящее время, сказать трудно. Можно лишь заметить, что они, вероятно, существенно различны в ее разных частях и что современное соотношение областей питания и разгрузки подземных вод, определяющее существующие гидростатические напоры, вряд ли оказывает заметное влияние на движение флюидов глубоких зон впадины. Последние, если и разгружаются, то чрезвычайно медленно и только по тектоническим разломам.

О гидродинамических условиях других артезианских бассейнов Русской платформы судить трудно даже в порядке предположения

вследствие отсутствия фактических данных о пластовых давлениях на больших глубинах.

Западно-Сибирский артезианский бассейн — наиболее обширный артезианский бассейн СССР — характеризуется наличием чехла осадочных пород, мощность которого на большей части его площади не превышает 2,5—3 км и только в северных районах достигает 3,5—4 км. Однако даже при таких глубинах температуры на поверхности фундамента превышают 80—100°С на большей площади бассейна. В строении чехла большую роль играют разнообразные глины и глинистые песчаники при полном отсутствии карбонатных пород. Глинистые отложения образуют два яруса водоупорных пород, из которых верхний (верхний мел — олигоцен) прослеживается в пределах всего бассейна, а нижний (верхняя юра — валанжин) — преимущественно в восточной половине бассейна.

Чехол Западно-Сибирского артезианского бассейна формировался при неодинаковых колебательных движениях в разных частях бассейна, но при устойчивом преобладании отрицательных движений над положительными на всей площади бассейна, начиная с юры и кончая неогеном. В четвертичный период наметился устойчивый подъем в южной части бассейна, в то время как на севере происходили колебательные движения, ознаменовавшиеся четвертичными трансгрессиями моря.

Можно полагать, что в течение юры, мела, палеогена и неогена гидродинамические условия бассейна определялись процессами «отжатия» флюидов из погружающихся пород и движением воды из наиболее глубоких впадин к их периферии, хотя этот процесс «выжимания» вследствие сравнительно небольшой мощности чехла мог и не иметь больших масштабов.

Однако для суждения о гидродинамических условиях на всей территории бассейна данных недостаточно. Можно лишь предполагать, что они существенно неодинаковы, как неодинаковы тектонические колебательные движения во всех его частях.

Как отмечалось, в южной наиболее изученной части бассейна пьезометрическая поверхность подземных вод отчетливо отражает современный рельеф. Давления падают от водоразделов к долинам, причем высота пьезометров глубоких водоносных горизонтов больше высоты пьезометров вышележащих горизонтов, что указывает на соответствующую разгрузку подземных вод, вплоть до горизонтов мелового возраста (Гармонов, 1960; Егоров, 1963).

Более сложные условия, очевидно, наблюдаются в центральных и северных частях бассейна. Интересные данные о положении пьезометров юрско-валанжинского горизонта в районе северо-западного борта бассейна приводит Н. М. Кругликов (1964). По этим его данным, характер приведенных статических уровней юрско-валанжинского комплекса в общих чертах повторяет рельеф земной поверхности. Пьезометры снижаются от водоразделов к долинам рек Оби и Северной Сосьвы при одновременном падении вдоль долин рек. При этом характерно, что «при весьма плавном понижении уровней вдоль долин и значении градиентов не более 0,0005 в перпендикулярном к долине направлении уровни снижаются весьма резко, так что градиенты напора достигают 0,002 и более» (1964). Основываясь на характере пьезометров, Н. М. Кругликов обращает внимание на то, что воды юрско-валанжинского комплекса должны бы разгружаться в долину р. Оби где-то в северной части, в которой водоупорная кровля сильно уменьшается в мощности и выклинивается. Но еще не достигнув этого района, «отметки статических уровней лишь незначительно отличаются от нуля (0—1,4 м) при отметке меженного уровня воды в Оби, превышающей 5 м. Следовательно, разгрузки подземных вод в долину не происходит» (1964). Не может происходить, по мнению Н. М. Кругликова, разгрузка

этого горизонта и южнее, поскольку на указанной площади пьезометрические уровни вышележащих горизонтов расположены на более высоких отметках, что исключает возможность перетока воды снизу вверх.

Такое положение Н. М. Кругликов объясняет отставанием перераспределения уровней подземных вод от перемещения базиса дренирования в связи с последними колебательными тектоническими движениями района. Далее, по его заключению, в распределении уровней готеривбарремского комплекса наблюдается такая же картина, так что современная разгрузка вод нижних горизонтов через верхние не может происходить «вследствие хорошей выдержанности мощных глинистых толщ в пределах всей восточной и юго-восточной части района и более высокого положения статических уровней верхних комплексов по отношению к нижним» (1964).

На основании всех рассмотренных данных можно предполагать, что в настоящее время в Западно-Сибирском артезианском бассейне более или менее интенсивное движение подземных вод происходит в зоне свободного водообмена, т. е. в водоносных комплексах, расположенных выше верхнего регионального водоупора. Воды же глубоких водоносных комплексов находятся в зоне весьма затрудненного водообмена и направленного латерального движения не имеют. Северные районы этого бассейна, по-видимому, находятся в стадии перераспределения пластовых давлений, выведенных из равновесия тектоническими колебательными движениями четвертичного возраста.

О гидродинамических условиях артезианских бассейнов Восточно-Сибирской артезианской области (Сибирская платформа) данные почти совершенно отсутствуют. Можно лишь высказать основанные на косвенных данных предположения о гидродинамических условиях некоторых из них.

Наиболее изученным из бассейнов названной области в настоящее время является Ангаро-Ленский. На обширной площади этого бассейна (порядка 500 000 км<sup>2</sup>) имеется лишь десятка полтора глубоких скважин с более или менее надежно замеренными уровнями. Этого, конечно, совершенно недостаточно для суждения о направлении движения подземных вод в глубоких горизонтах. Имеющиеся данные о гидродинамических условиях этого бассейна обобщались в работах И. К. Зайцева, Е. А. Баскова, Е. В. Пиннекера. Последняя обобщающая сводка сделана Е. А. Басковым.

Осадочный чехол этого бассейна мощностью до 3—3,5 км разделен толщей соленосных отложений на два этажа, существенно разных в гидродинамическом отношении. Верхний этаж, прорезанный гидрографической сетью на глубину до 200—300 м (а по окраинам и больше), включает зону свободного и затрудненного водообмена. Несомненно, что направление движения подземных вод в этом этаже определяется гипсометрическим положением водоразделов и долин с общим падением пьезометров к долинам наиболее глубоко врезанных рек Ангары и Лены. В нижнем этаже, изолированном от дренирующего воздействия рек мощной толщей соленосных отложений, подземные воды, представленные крепкими и весьма крепкими рассолами, находятся в условиях весьма затрудненного водообмена. Они, очевидно, разгружаются только по отдельным крупным и глубоким тектоническим разломам, да и то в очень небольшой степени. Этот бассейн уже длительное время (по крайней мере с конца мезозоя) находится в стадии преобладания восходящих движений над нисходящими. Кроме того, в конце палеозоя он пережил длительный континентальный перерыв (юра лежит на размытой поверхности палеозойских отложений вплоть до отложений раннего кембрия).

Все это позволяет предполагать, что процессы уплотнения пород в этом бассейне в основном давно закончились. Однако и в настоящее

время в ряде пунктов устанавливается на глубине избыточное давление, что, очевидно, обусловлено наличием мощной толщи соленосных отложений, весьма пластичных, реагирующих даже на сравнительно небольшие тектонические подвижки.

Данные о пластовых давлениях по бассейнам Восточно-Сибирской артезианской области обработаны Е. А. Басковым (табл. 80). Эти данные показывают, что пластовые давления в соленосной толще и в подсоленосных отложениях имеют избыточную величину по сравнению с гидростатическим давлением, причем пластовые давления в межсолевых водоносных пластах иногда превышают давление в подсолевых отложениях. Вследствие слабой изученности бассейна трудно судить о масштабах распространения избыточных давлений в глубоких частях разреза, хотя, безусловно, они не случайны. Создание избыточных давлений в соленосных и в подсоленосных отложениях может быть обусловлено как перемещением пластичных соленых масс в результате даже сравнительно небольших тектонических подвижек, так и в результате влияния газового фактора и слабой проницаемости для флюидов соленосных отложений.

Таким образом, наличие в бассейне мощной толщи соленосных отложений (от нескольких сотен до тысячи метров и больше) создавало и создает необходимые условия для сохранения в глубоких частях бассейна (в самой соленосной толще и под ней) древних рассолов, синхронных по времени образования раннепалеозойским солеродным бассейнам.

Поэтому соображения Е. В. Пиннекера (1966) о том, что глубокие части Ангаро-Ленского бассейна, включая соленосные и подсоленосные отложения, сравнительно интенсивно промываются и что рассолы в основном образовались в результате выщелачивания солей инфильтрационными водами (1966), по-видимому, не соответствует действительности.

Иную геологическую историю пережил Якутский артезианский бассейн. В конце палеозоя — начале мезозоя эта территория представляла собой область отдельных поднятий и впадин, причем на поднятиях размытым вскрыты породы фундамента, а во впадинах сохранились осадочные толщи вплоть до триаса. В течение всей юры, мела (а на отдельных участках и неогена) в центральной части бассейна происходили преимущественно нисходящие движения, в результате чего отложилась толща осадочных, преимущественно песчано-глинистых отложений мощностью до 4—5 км, а местами и больше (Вилуйская синеклиза). В это время в глубоких частях бассейна, несомненно, господствовали весьма высокие пластовые давления. Исходя из того что и в настоящее время центральная часть Якутского бассейна в пределах Вилуйской синеклизы представляет собой низменную равнину с отметками меньше 100 м, можно полагать, что в глубоких зонах бассейна до сих пор могли сохраниться пластовые давления, превышающие гидростатические. Между тем в Якутске и к северу от него, в пределах Вилуйского гидрогеологического района, в ряде скважин пьезометрические уровни расположены ниже уровня Лены на несколько десятков метров.

Предположительно это указывает или на еще не закончившийся процесс перераспределения пластовых давлений, начавшийся в результате послеледникового подъема территории, или на перераспределение пластовых давлений в связи с процессами криогенеза и региональной деградации мерзлой зоны.

В пределах южной части Якутского бассейна (Алданский район), сложенной породами преимущественно раннепалеозойского возраста, гидродинамические условия, очевидно, близки к гидродинамическим условиям Ангаро-Ленского бассейна.

## Некоторые гидродинамические данные по бассейнам Восточно-Сибирской артезианской области (по Е. А. Баскову)

Скважины	Опробованные интервалы	Отметки устья, м	Глубины до середины опробованных интервалов, м	Статические уровни, м	Пьезометрические напоры, м	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Пластовое давление, атм	Нормальное гидростатическое давление, атм	Геостатическое давление, атм	Абс. высота напоров в переводе на пресную воду, м
<i>Ангаро-Ленский бассейн</i>										
Балыхтинская 1 (межсолевые воды, Ст <sub>1</sub> ) . . .	2289—2469	533	2379	272	2107	1,23	258,5	237,9	548	739
Балыхтинская 5 (межсолевые воды, Ст <sub>1</sub> ) . . .	1122—1130	569	1126	+10	1136	1,4	166,0	112,6	259	1093
Тыретская 11 (подсолевые воды, Ст <sub>1</sub> ) . . . .	2200—2220	521	2210	309	1901	1,28	243,5	221,0	508	746
Тыретская 6 (межсолевые воды, Ст <sub>1</sub> ) . . . .	1675—1730	528	1702	+1	1703	1,375	234,2	170,2	392	1169
Усольская 1-6 (подсолевые воды, Ст <sub>1</sub> ) . . . .	1790—1850	420	1820	221	1599	1,23	196,0	192,0	419	560
Тулунская 1 (подсолевые воды, Ст <sub>1</sub> ) . . . .	2785—2795	486	2790	186	2604	1,22	318	279	639	876
<i>Якутский бассейн</i>										
Наманинская 2-Р (подслоевые воды, рСт) . . .	1310—1633	133	1486	259	1227	1,263	154,8	148,6	342	758
Дельгейская 2-Р (подсолевые воды, рСт) . . .	2723	151,3	2723	+1	2724	1,232	334,0	272,3	627	195
Бахынайская 1-О (пластовые воды, J) . . . .	2248—2254	48,8	2251	143	2108	1,025	216	210	518	-53
Бахынайская 1-0 (пластовые воды, J) . . . .	2432—2439	48,8	2436	68	2468	1,032	245	243,6	559	+50
Усть-Вилюйская 3-Р (пластовые воды, J) . . .	2049—2055	64,7	2052	0,95	2053	1,064	218	205	472	+197
Намская опорная (пластовые воды, J) . . . .	1671—1681	84,3	1676	220	1456	1,0029	146	167,6	385	-128
Гор. Якутск, 2 (пластовые воды, J) . . . . .	309—503	107	408	78	328	1,000	32,8	40,8	95	29
Пос. Хандыга, 2 (пластовые воды, J) . . . . .	494—1500	119	997	15,5	982	1,000	98,2	99,7	230	103
Пос. Кюндай, 3 (пластовые воды, J) . . . . .	351—407	157	379	31,5	348	1,003	34,9	37,9	87	125
Пос. Бороганцы, 1 (пластовые воды, J) . . . .	320—610	133,4	475	160	315	1,000	31,5	47,5	109	-27
<i>Хатангский бассейн</i>										
Малохетская 8-Р (пластовые воды, Ст) . . . .	415—417	22	416	45	371	1,007	37,5	41,6	95,5	-21

О гидродинамических условиях других бассейнов Сибирской платформы (Тунгусский, Хатангский и др.) какие-либо фактические данные отсутствуют.

### Основные типы артезианских бассейнов по гидродинамическим условиям

Произведенный анализ гидродинамических условий артезианских бассейнов позволяет сделать ряд выводов.

1. Гидродинамические условия бассейнов в целом и отдельных районов хотя и медленно, но непрерывно изменяются в соответствии с историей геологического развития, особенно тектонических движений данного участка земной коры.

2. В общем случае в артезианских бассейнах в вертикальном разрезе представлены три гидродинамические зоны: свободного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена.

3. По интенсивности, направлению и условиям движения флюидов гидродинамические зоны объединяются в два этажа: верхний и нижний.

4. Верхний гидродинамический этаж артезианских бассейнов включает зоны свободного и затрудненного водообмена. Он характеризуется сравнительно интенсивным движением воды, замедляющимся по мере увеличения изоляции водоносных пород от дневной поверхности водупорными и слабоводопроницаемыми породами.

Направление движения воды в этом этаже определяется положением водоразделов (области питания) и долин крупных рек и озерных впадин (области разгрузки). В большинстве крупных артезианских бассейнов верхний гидродинамический этаж отделен от нижнего этажа мощными толщами регионально распространенных слабоводопроницаемых глинистых, мергелистых или соленосных отложений (Волго-Камский, Днепровско-Донецкий, Приазовский, Терско-Каспийский, Северо-Каспийский, Западно-Туркменский, Амударьинский, Западно-Сибирский, Ангаро-Ленский бассейны).

5. Нижний гидродинамический этаж артезианских бассейнов включает зону весьма затрудненного водообмена. Движение флюидов в этом этаже происходит очень медленно, главным образом под влиянием высоких давлений (превышающих гидростатические и формирующихся в результате различных тектонических движений).

6. Во всех глубоких бассейнах имеется два гидродинамических этажа, но гидродинамические условия в нижнем из них не всегда одинаковы, что может быть использовано для подразделения бассейнов на разные типы по гидродинамическим условиям.

По отмеченному признаку могут быть выделены бассейны, в нижнем гидродинамическом этаже которых господствуют пластовые давления, превышающие нормальное гидростатическое давление, вследствие чего движение флюидов здесь происходит от наиболее глубоких частей впадин к их периферии. Такими условиями обладает большинство артезианских бассейнов, расположенных в областях молодых тектонических движений, в которых нисходящие движения преобладали над восходящими в течение длительного времени последних этапов геологической истории (бассейны передовых прогибов горных систем альпийского возраста, Прикаспийская впадина, Закаспийский бассейн). Гидрохимические разрезы некоторых из таких бассейнов (Апшерон, Западная Туркмения) характеризуются или наличием более минерализованных вод в верхней их части и менее минерализованных в нижней, или чередованием вод разной минерализации.

Далее могут быть выделены бассейны, в нижнем гидродинамическом этаже которых господствуют нормальные гидростатические давления, но латеральное движение подземных вод, представленных

рассолами, практически отсутствует вследствие недостаточности гидростатических давлений для «выжимания» последних из глубоких впадин. Разгрузка рассолов в таких условиях, если и происходит, то в ничтожном количестве и только по тектоническим разломам. В результате тектонических колебательных и других движений рассолы перемещаются из районов поднятия в районы опускания данного бассейна без выноса за его пределы. Такими условиями обладает большинство бассейнов Русской платформы (Московский, Волго-Камский, Северо-Донецкий) и некоторые бассейны Сибирской платформы (Ангаро-Ленский, южная часть Якутского бассейна). Гидрохимические разрезы таких бассейнов характеризуются постепенным нарастанием минерализации воды сверху вниз. Только в бассейнах с наличием соленосных отложений под последними наблюдается некоторое уменьшение минерализации воды.

Наконец, могут быть выделены бассейны, в нижнем гидродинамическом этаже которых происходит перераспределение пластовых давлений в связи с изменившимся гипсометрическим положением отдельных районов под действием тектонических движений четвертичного возраста. В результате устанавливается преобладание нормальных гидростатических напоров во всей толще чехла. Такими условиями, по-видимому, обладает часть Западно-Сибирского артезианского бассейна, и, возможно, верхняя часть разреза Якутского бассейна в пределах Вилюйской синеклизы. Гидрохимические разрезы таких бассейнов характеризуются постепенным увеличением минерализации сверху вниз и от приподнятых участков к погруженным участкам. В нижних частях этих бассейнов движение практически отсутствует. Глубокие части таких бассейнов выполнены преимущественно седиментационными водами, выжатыми из существенно глинистых пород в более ранние стадии геологической истории бассейна.

7. Гидродинамические условия нижних этажей бассейнов Предуральяского прогиба, бассейнов Днепровско-Донецко-Припятской впадины и Тунгусского, Котуйского, Оленекского бассейнов пока не изучены, но можно предполагать, что в нижних этажах и всех этих бассейнов движение подземных вод практически отсутствует.

В нижнем этаже Хатангского, Тимано-Печорского, Байкальского, Камчатского и Сахалинского бассейнов, вероятно, господствуют пластовые давления выше нормальных гидростатических, так как все они в недалеком прошлом находились в стадии опускания.

8. При наличии в бассейне нескольких тектонических ярусов, разделенных большими перерывами и характеризующихся разной степенью метаморфизации и уплотнения пород, или при наличии в разрезе пластичных пород (глины, соли) в его нижнем этаже могут возникнуть несколько подэтажей с разными гидродинамическими условиями. Так, если верхний ярус сложен относительно молодыми песчано-глинистыми соленосными отложениями, залегающими на более древних сильно-метаморфизованных и уплотненных породах, при очередном седиментационном цикле и прогибании впадины в верхнем ярусе могут возникнуть избыточные давления. В отношении же нижнего яруса такая возможность исключена, поскольку для него необходимо значительно большее сжатие. В этом случае флюиды, «выжимаемые» из верхних толщ, могут поступать в нижние толщи. К таким бассейнам в разные этапы геологической истории могли относиться Ангаро-Ленский и другие бассейны с мощными соленосными толщами.

## **Гидродинамика и гидрохимическая зональность артезианских бассейнов**

Анализ приведенных данных о гидрохимической, гидродинамической и гидротермической зональностях позволяет заключить, что конкретные формы гидрохимической зональности являются результатом

взаимодействия сложного комплекса геологических факторов в течение длительной истории формирования артезианского бассейна.

Определяющее значение в формировании зональности артезианских бассейнов имеет взаимодействие процессов двух основных групп. К первой из этих групп относятся процессы, связанные с медленным «выжиманием» и движением седиментационных вод и рассолов из наиболее глубоких частей геологических впадин к их периферии и к наиболее глубоким дренам. Это «выжимание» и движение седиментационных вод происходит в результате возрастания геостатического давления и уплотнения пород по мере их погружения, увеличения температуры, расширения жидкостей и газов. Процессы этой группы действуют беспрерывно, но медленно — в течение всего периода тектонического прогибания и погружения впадины. Вторая группа процессов представлена процессами, связанными с проникновением в породы инфильтрационных вод, выщелачиванием ими легкорастворимых солей и промыванием пород от седиментационных соленых вод и рассолов. Эти процессы становятся более интенсивными в периоды тектонического поднятия впадин и менее интенсивными (вплоть до полного затухания) в периоды погружения последних.

Процессы второй группы преобладают в верхней части разреза артезианских бассейнов, что приводит к формированию зоны пресных вод и полному или частичному удалению вод седиментационных.

В нижних частях геологического разреза артезианских бассейнов преобладают процессы первой группы, что приводит к формированию зоны рассолов седиментационно-эпигенетического происхождения или рассолов выщелачивания. В промежуточных частях разреза, где нет отчетливого преобладания одних процессов над другими, формируются промежуточные, а иногда и разные сложно чередующиеся гидрохимические зоны.

Гидрохимическая зональность массивов трещинно-жильных вод изучена значительно меньше, чем такая же зональность артезианских бассейнов, но можно полагать, что и в указанных массивах она формируется в основном в результате тех же, но более сложных процессов, так как складчатые области имеют более сложную тектоническую структуру и геологическое строение по сравнению с артезианскими бассейнами.

Как отмечалось, в артезианских бассейнах наиболее распространены гидрохимические разрезы следующих типов:

- 1) разрезы, характеризующиеся постепенным увеличением минерализации воды вплоть до фундамента бассейна;
- 2) разрезы, характеризующиеся чередованием зон подземных вод разной минерализации;
- 3) разрезы, характеризующиеся в своей верхней части увеличением, а затем уменьшением минерализации воды к фундаменту.

Первый тип гидрохимических разрезов наиболее распространен и развит в бассейнах, лишенных галогенных отложений, расположенных в пределах Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской артезианских областей, а также в отдельных бассейнах других областей. Этот тип гидрохимической зональности можно рассматривать в качестве наиболее простого ее типа, формирующегося в результате двух взаимодействующих процессов: а) гравитационной дифференциации соленых вод и рассолов по удельным весам раствора (струйчатое перемещение растворов разной концентрации) и б) вымывания седиментационных вод пресными инфильтрационными водами в верхней части геологического разреза. Глубина вымывания соленых вод, т. е. мощность зоны пресных вод, в данном случае обычно зависит от глубины вреза гидрографической сети (дренажная система), водопроницаемости пород, степени их изолированности от дневной поверхности водоупорными породами и климатических условий. В таких

разрезах соленые воды разной минерализации могут появиться также и за счет разбавления более минерализованных вод и рассолов пресными водами.

Второй тип гидрохимических разрезов характерен для периферических частей артезианских бассейнов, примыкающих к высоким горным сооружениям. Наиболее часто этот тип разрезов встречается в южной части Азово-Кубанского и Терско-Каспийского бассейнов Каспийско-Черноморской артезианской области. Такие гидрохимические разрезы, вероятно, формируются в результате неравномерного вымывания из разных частей геологического разреза седиментационных минерализованных вод пресными водами вследствие разной водопроницаемости пород отдельных водоносных горизонтов и разного гипсометрического положения их областей питания, что отмечал в свое время Н. К. Игнатович. Других, более правдоподобных объяснений формирования рассматриваемого типа гидрохимических разрезов пока нет.

Третий тип гидрохимических разрезов установлен в артезианских бассейнах, в геологическом строении которых участвуют мощные толщи соленосных отложений, а также в Западно-Туркменском бассейне и Куринском межгорном бассейне (Апшеронский полуостров). Объяснение схемы возникновения рассматриваемого типа гидрохимических разрезов в бассейнах с соленосными отложениями не вызывает затруднений. В таких бассейнах минерализация воды возрастает до соленосных отложений включительно, а в подсоленосных отложениях уменьшается. Это вполне понятно, если допустить, что в подсоленосные отложения поступают рассолы весьма высокой концентрации из соленосных отложений, а затем несколько разбавляются менее минерализованными рассолами, раньше заполнившими эти отложения. Такой же результат может получиться и в том случае, если подсоленосные отложения были заполнены инфильтрационными рассолами предпоследних (но не последней) стадий существования солеродного бассейна.

Труднее объяснить причины уменьшения минерализации воды с глубиной в бассейнах, в которых отсутствуют соленосные отложения (например, в бассейнах Закаспийского и Апшеронского полуостровов). По поводу формирования гидрохимических разрезов в этих бассейнах, как отмечалось, существуют разные точки зрения. В последнее время все большее число исследователей объясняет уменьшение минерализации воды с глубиной в результате «выжимания» из пород седиментационных вод, менее минерализованных, чем воды, «выжатые» в предыдущие этапы сжатия. Не отрицая теоретической обоснованности такого построения, мы склонны считать, что следует более тщательно изучить фации пород разных частей разреза указанных бассейнов и палеогеографические условия их формирования. Не исключена возможность, что породы верхних частей разрезов Апшеронского полуострова, как и Западной Туркмении, формировались в бассейнах более высокой солености, чем породы нижних частей разрезов. В целом этот вопрос еще нельзя считать достаточно изученным. В верхних частях разреза Апшеронского полуострова на отдельных участках уже установлено наличие пластов гипса, которые, как отмечалось, могли отложиться в бассейне с минерализацией воды до 140 г/кг и больше.

Кроме того, для таких бассейнов, как Закаспийский, необходимо учитывать широкое распространение на земной поверхности и близ нее рассолов, сформировавшихся в результате современных и древнечетвертичных аридных климатических условий. Проникновение этих рассолов вниз могло явиться причиной повышения минерализации подземных вод верхней части геологического разреза.

Как бы там ни было, очевидно одно: степень изученности причин формирования гидрохимических разрезов на Апшероне и в Западной Туркмении еще недостаточна для однозначного решения этого вопроса.

### III. ФОРМИРОВАНИЕ СОЛЕННЫХ И РАССОЛЬНЫХ ВОД

#### ФОРМИРОВАНИЕ ЗАПАСОВ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ СОЛЕННЫХ И РАССОЛЬНЫХ ВОД

Рассмотренные нами данные достаточно убедительно показывают, что все артезианские бассейны платформ и очень многие межгорные артезианские бассейны складчатых областей являются бассейнами, заполненными преимущественно солеными водами и рассолами с отчетливым преобладанием рассолов разной концентрации и химического состава. Только в отдельных бассейнах (например, Западно-Сибирский) преобладают соленые воды, но такие бассейны представляют исключение. Артезианские бассейны с преобладанием пресных вод встречаются только в складчатых областях Восточной Сибири и Дальнего Востока. В бассейнах платформенного типа пресные воды обычно имеют отчетливо подчиненное распространение, образуя зону мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров (см. карты мощности гидрохимических зон).

Происхождение пресных вод артезианских бассейнов, если они залегают в верхней части разреза, не вызывает споров: в основном оно связывается с деятельностью инфильтрационных вод земной поверхности — атмосферных. Происхождение же соленых вод и рассолов до сего времени относится к числу наиболее дискуссионных вопросов гидрогеологии, особенно происхождение вод с повышенным и высоким содержанием хлоридов кальция. Как образовались в таком огромном количестве соленые воды и рассолы столь специфического состава? Этот вопрос издавна привлекал внимание гидрогеологов, но до сих пор на него отвечают по-разному. Между тем от того или иного ответа зависит правильное решение многих теоретических и практических вопросов, таких как определение характера запасов минеральных вод, выяснение процессов формирования и разрушения месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых, использование этих вод в поисковых целях.

В настоящее время существует несколько гипотез, по-разному освещающих происхождение подземных соленых и рассольных вод: «седиментационная», которой придерживается вслед за академиками А. Д. Архангельским (1927) и В. И. Вернадским (1933) большинство гидрогеологов; «подземного испарения» (Альтовский, 1950); «гравитационная» (Филатов, 1954); «трансляционной» дифференциации ионов (Самойлов и Соколов, 1957); «осмотическая» (Палей, 1948), «выщелачивания» (Пиннекер, 1967), «диффузионная», «эндогенная» (Дерпгольц, 1962).

Некоторые из названных гипотез нами уже были критически рассмотрены (Зайцев, 1968). Тем не менее краткая оценка главнейших точек зрения по поводу происхождения соленых вод нам представляется

все же необходимой. В этой связи следует подчеркнуть, что гипотезы «подземного испарения», «гравитационной» дифференциации ионов, «эндогенная», «осмотическая» и «трансляционная», хотя и основываются на определенных объективных физических и химических законах, но не соответствуют основным закономерностям распространения рассолов в природе. Авторы всех этих гипотез чрезмерно преувеличивают значение отдельных процессов и не учитывают их удельного значения в комплексе разнообразных, взаимодействующих геологических факторов, более мощных и эффективных. То, что происходит в земной коре, не может быть сведено к простым, отдельно развивающимся формам движения материи (механической, физической, химической, биохимической). Геологическая форма движения материи (Кедров, 1962) всегда является результатом сложного взаимодействия названных простых форм движения, притом в течение длительного времени. Только учитывая это обстоятельство, можно поднять и объяснить геологические процессы формирования соленых вод и рассолов.

Теоретические предпосылки позволяют допустить, что те физические и химические процессы, на которых основаны перечисленные выше гипотезы, в какой-то мере, очевидно, действительно могут происходить, но нет сомнения в том, что ни один из них не может иметь такого значения и силы, чтобы считаться основным фактором формирования подземных рассолов, поскольку эти процессы во многих отношениях противоположно направлены и результаты одних из них должны нейтрализовать результаты других. Например, «эндогенная» и «осмотическая» гипотезы исходят из признания движения воды снизу вверх, а гипотезы «подземного испарения» и «трансляционная» — из признания ее движения сверху вниз. Результаты фильтрационного эффекта и осмоса в какой-то мере подавляются результатами диффузии и (еще в большей мере) химическими процессами обменных реакций между раствором и породой, биохимическими процессами, разрушающими, например, сульфаты.

Очевидно, существуют более мощные геологические факторы и процессы, результаты которых доминируют над всеми названными факторами. Они связаны с историей формирования осадочных пород земной коры, т. е. с седиментационными процессами в широком смысле. Ведь подземная вода вообще, а подземные рассолы в особенности, являются прежде всего породой, хотя и своеобразной. Поэтому все законы возникновения, изменения и уничтожения осадочных пород в земной коре должны распространяться и на подземные рассолы.

Как известно, подавляющая часть осадочных пород образовалась на поверхности земли в результате могучих факторов седиментогенеза, причем наиболее мощные толщи осадочных пород образуются в морских бассейнах. Эти отложения распространены повсеместно и составляют большую часть геологического разреза артезианских бассейнов, что не нуждается в особых доказательствах. Так же не нуждается в доказательствах и то, что образующиеся на дне морском породы включают и значительное количество воды. Поэтому вполне естественно и то, что большинство гидрогеологов связывает происхождение подземных соленых и рассольных вод с водами тех бассейнов, в которых образовались породы. При этом одна часть воды захватывается породами в процессе их образования (собственно седиментационные воды), а другая ее часть попадает в породы в другие периоды времени в результате инфильтрации воды из морских и других водоемов (погребенная вода). Инфильтрационные воды в первую очередь проникают в более водопроницаемые породы, вытесняя из них ранее попавшие туда воды, в том числе и седиментационные. Все осадки (как песчаные, так и глинистые) в процессе их образования в бассейне в одинаковой мере насыщены водой того бассейна, в котором они формируются. По мере

тектонического опускания дна бассейнов осадки испытывают воздействие возрастающих давлений и температур, все больше уплотняются и «отжимают» находящуюся в них седиментационную воду. Глинистые породы, как более пластичные, сжимаются больше, чем песчаные. Вследствие этого часть воды, «выжатая» из глин, перемещается в контактирующие песчаники или в другие более водопроницаемые породы с жестким скелетом. При этом данная часть воды, разумеется, вытесняет находящуюся в породах воду. Эта вода в свою очередь перемещается в другие породы вплоть до мест своей разгрузки, расположенных на дне того же бассейна, или за пределами последнего на поверхности земли (в зависимости от геологического строения и возникающих в глубине в результате тектонического опускания пластовых давлений).

Очевидно, что в результате рассмотренного процесса вся вода не может быть удалена из пород. Она остается в них в объеме, равном суммарной пористости пород, сохраняющейся в породах на соответствующих глубинах и при соответствующих давлениях. Вода, выжатая из более пластичных пород, может полностью вытеснить воду из менее пластичных пород и занять ее место, но от этого она не перестанет быть седиментационной.

Следовательно, в течение всей стадии тектонического опускания бассейна седиментации породы геологического разреза прогибающейся впадины будут насыщены седиментационными водами, хотя и разного возраста. Ясно, что если осадконакопление происходило в открытом море, то минерализация и химический состав седиментационных вод во всем геологическом разрезе впадины должны быть более или менее одинаковыми вследствие того, что минерализация воды открытого моря меняется чрезвычайно медленно, значительно медленнее прогибания впадин и накопления осадков. Кроме того, воды разных частей геологического разреза пород смешиваются в результате перемещения из одних пород в другие.

Очевидно также, что в течение всего периода существования морского режима на данном участке земной коры возможность фильтрации воды в глубокозалегающие породы непосредственно из бассейна исключается, так как в прогибающемся бассейне пластовое давление на глубине превышает нормальное гидростатическое давление. Именно по этой причине происходит «выжимание» воды из пород, а не вытеснение ее инфильтрационными водами. Условия могут измениться или в том случае, если прогибание бассейна седиментации прекратится и он будет оставаться в одном положении в течение очень длительного времени, или в том случае, если опускание сменится поднятием вплоть до регрессии моря. При достаточно длительном периоде стабилизации или поднятия дна седиментации гидростатическое давление может превысить геостатическое. В результате возникнут условия, необходимые для инфильтрационного проникновения воды в породы. Причем такие условия могут наступить еще в период обмеления моря, т. е. до момента его полного осушения. В этом случае в водопроницаемые породы может поступать морская вода.

После полного осушения дна бассейна начнется инфильтрация атмосферных и других поверхностных вод, т. е. морской период существования артезианского бассейна сменится континентальным периодом, или, иначе говоря, седиментационный этап гидрогеологического цикла сменится инфильтрационным этапом (Карцев, 1962).

С этого времени начнется процесс вымывания из пород морского солевого комплекса (растворимых солей и воды). Чем длительнее продолжительность континентального периода существования данного участка земной коры и чем выше он поднимается над уровнем моря, тем на большую глубину будут промыты породы.

Следует подчеркнуть, что при этом породы промываются только в зоне достаточно интенсивного водообмена, причем соленые морские воды вымываются так же, как и растворимые соли, а не «отжимаются» и не «проталкиваются» от областей питания к областям разгрузки. Разница этих понятий достаточно существенна. В первом случае морские воды удаляются из пород только в верхней части геологического разреза сравнительно небольшой мощности, а во втором — они «проталкиваются» (или «отжимаются») к областям разгрузки по всему водоносному горизонту независимо от глубины залегания. Следовательно, при недостаточно большой длительности континентального периода и недостаточно большой высоте поднятия дна бывшего бассейна седиментации не все породы геологического разреза бассейна могут быть освобождены (промыты) от морских вод как седиментационных, так и морских инфильтрационных.

Изучение геологической истории артезианских бассейнов показывает, что чехол большинства из них формировался в условиях колебательных (отрицательных и положительных) движений, которые вызывали сменяющиеся обмеление и углубление бассейнов седиментации, что подтверждается соответствующими фациями пород. Это показывает, что в любом артезианском бассейне неоднократно возникали условия, благоприятные и для выжимания седиментационных вод на соответствующих глубинах, и для инфильтрации в породы морской воды. При этом легко себе представить, что в периоды положительных вертикальных движений дно бассейна при достаточной его глубине могло подняться на многие сотни метров без полного осушения. Именно в такие периоды высокие пластовые давления в верхней и в более глубоких частях артезианского бассейна могли сменяться давлениями, равными гидростатическому, т. е. могли создаваться условия, благоприятные для инфильтрации (по крайней мере в породы верхней части геологического разреза).

Таким образом, только при полном осушении бассейна седиментации, т. е. при наступлении континентального периода существования бассейна начинается его промывание. Таких же, достаточно продолжительных периодов было сравнительно немного. Например, на большей части Западно-Сибирского артезианского бассейна, начиная с периода накопления нижнеюрских пород, залегающих в основании чехла, преобладало нисходящее движение земной коры, хотя за время истории развития бассейна морские отложения неоднократно сменялись континентальными, лагунно-озерными и другими отложениями. Это подтверждается отсутствием глубоких размывов пород. Следовательно, даже в континентальные периоды большая часть данного бассейна не поднялась значительно над уровнем моря, на что указывает большая мощность лагунно-озерных отложений. А если это так, то в бассейне в течение всей истории его развития отсутствовали и условия для достаточно глубокого его промыва.

В Прикаспийском артезианском бассейне, начиная с позднего палеозоя, также преобладают нисходящие движения над восходящими.

Более сложную историю развития пережили другие артезианские бассейны СССР, но все они характеризуются преобладанием нисходящих движений над восходящими и, самое главное, сравнительно небольшим поднятием над уровнем моря в континентальные породы, что не создавало благоприятных условий для глубокого размыва и промывания пород. Вряд ли эта глубина превышала несколько сотен метров. Подтверждением этого могут служить результаты палеогеографических исследований и данные изучения гидрогеологических условий артезианских бассейнов.

При рассмотрении вопроса о гидрохимической зональности было показано, что мощность зоны пресных вод в Восточно-Европейской арте-

зианской области при амплитуде абсолютных высот рельефа в этой области около 300 м не превышает порядка сотен метров и только по примыкающим к горам окраинам — несколько больше. Между тем почти вся поверхность территории этой артезианской области находится в стадии преобладания размыва над аккумуляцией осадков в течение большей части кайнозоя. Исключения составляют лишь отдельные сравнительно небольшие впадины опускания, которые вышли из-под уровня моря в более позднее время (мел, палеоген). Соотношение мощностей зоны пресных вод и глубины вреза гидрографической сети по другим артезианским бассейнам нами рассмотрено в более ранних работах (Зайцев, 1958, 1962).

Проанализированные данные показывают, что при значительной глубине вреза гидрографической сети в пределах Восточно-Европейской артезианской области с конца мезозоя и до наших дней сформировалась зона пресных вод мощностью до 100—250 м (редко больше); в Прикаспийской впадине за тот же период — зона до 50—100 м; в Ангаро-Ленском бассейне с конца юры до наших дней — зона до 100—150 м. Только в отдельных случаях мощность зоны пресных вод достигает 500—900 м (юго-восточный район Западно-Сибирского бассейна и др.).

Можно думать, что энергетические законы, определившие современное соотношение между мощностью зоны пресных вод и глубиной вреза гидрографической сети (интенсивность промывания пород), действовали и в минувшие геологические периоды.

Все это дает основания полагать, что артезианские бассейны платформ никогда не промывались инфильтрационными водами на всю глубину. Возникшие же в континентальные периоды зоны пресных вод сравнительно небольшой мощности уничтожались в последующие периоды морских трансгрессий.

Таким образом, наличие благоприятных условий для сохранения седиментационных и морских инфильтрационных вод в нижних частях разреза артезианских бассейнов не вызывает сомнений. Однако многие гидрогеологи, даже допускающие возможность формирования подземных соленых вод за счет вод морских, так или иначе поступивших в породы, не находят объяснения для происхождения рассолов, по минерализации и химическому составу существенно отличающихся от нормальных морских вод.

В этой связи появляются различные (рассмотренные выше) гипотезы, при помощи которых некоторые исследователи стараются объяснить происхождение рассолов разной концентрации и химического состава. На вопрос о возможности захоронения в процессе осадконакопления не только морских вод нормальной солености, но и рассольных вод солеродных бассейнов сторонники указанных гипотез приводят аргумент, что солеродные бассейны имели ограниченное распространение, а подземные рассолы распространены повсеместно. Признавая, что рассолы могут возникнуть за счет выщелачивания галогенных отложений, они не находят объяснения появлению рассолов в отложениях бассейнов нормальной солености и не допускают возможности сохранения до наших дней в недрах земли рассолов, образовавшихся в минувшие геологические эпохи.

В свете результатов изучения глубоких подземных вод на всей территории СССР за последние годы указанные гипотезы нельзя признать убедительными.

Прежде всего на поверхности земли в солеродных бассейнах рассолы образуются не только на стадии выпадения каменной соли и, следовательно, их наличие необязательно связано с ее залежами. В процессе упаривания солеродного бассейна, питающегося морскими водами (лагуны и другие), необходимо различать несколько стадий, которым соответствуют выпадение в осадок разных солей и разные концент-

рации и химический состав рассолов, что установлено геологами в результате изучения соленосных бассейнов и экспериментальных работ по упариванию морской воды. Эти стадии и были положены нами в основу подразделения рассолов по степени минерализации (Зайцев, 1961).

Следует различать следующие четыре стадии галогенеза: доломитовую, гипсовую, галитовую, карналитовую. Доломитовая стадия галогенеза соответствует начальной стадии упаривания морской воды, когда концентрация последней достигает минерализации порядка 60—70 г/кг. По соображениям Н. М. Страхова, «на очень низких степенях осолонения карбонаты лагунных осадков представлены почти исключительно кальцитом с ничтожной примесью доломита; при прогрессирующем осложнении (примерно с 7—8%) кальцит быстро и почти нацело вытесняется доломитом, который характеризует не только вторую половину карбонатной стадии вообще, но и какую-то часть сульфатной стадии, т. е. сохраняется до соленостей 12—15—18%» (1946). В другой работе по этому же вопросу Н. М. Страхов пишет: «во всех трех классах карбонатности максимум садки углекислого магния (отнесенной к сумме карбонатов вообще) достигает на самых высоких степенях осолонения. В третьем же классе (углекальциевых бассейнов) явное накопление карбоната магния вообще наступает лишь при высокой минерализации рапы» (1951).

В более поздней работе Н. М. Страхов констатирует, что не только периферические, но и центральные части верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, когда в них накопились доломиты, действительно отличались несколько повышенной соленостью. Оценить цифрой эту соленость, конечно, трудно, но нужно учесть, что в современных Красном и Средиземном морях возрастание солености до 3,8—4,2%, т. е. на 20% от нормы, еще не вызывает сколько-нибудь заметного угнетения морской фауны; в доломитовых же участках древних морей фауна была угнетена. Следовательно, соленость центральных частей верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, по крайней мере, в отдельные эпохи, превосходила периферическую нормальную (1962).

Таким образом, нахождение в геологическом разрезе первичных доломитов дает основание считать, что водный бассейн, в котором происходила только садка доломитов, мог содержать воду с минерализацией 60—70 г/кг и больше. Следовательно, наличие в таком районе подземных вод с минерализацией 60—70 г/кг можно связывать с седиментационными или инфильтрационными водами бассейна, в котором происходила садка доломитов.

Гипсовая стадия галогенеза соответствует следующей стадии упаривания морской воды до начала садки гипса. Экспериментальные данные многих исследователей показывают, что в хлоридном натриевом рассоле гипс имеет максимальную растворимость (порядка 7,6 г/кг) при крепости рассола около 140 г/кг. При дальнейшем увеличении концентрации хлоридов натрия начинается садка гипса.

По данным В. М. Левченко, уже в рассоле с минерализацией около 161 г/кг растворимость сульфата кальция понижается до 6,9 г/кг, а в рассоле с минерализацией около 292,5 г/кг — до 5,16 г/кг (1950). Отсюда следует, что нахождение в геологическом разрезе только пластов гипса дает основание предполагать (даже при отсутствии других солей), что водный бассейн, в котором происходила садка гипса, содержал хлоридный натриевый рассол с минерализацией не меньше 140 г/кг. Следовательно, наличие в таком районе подземных рассолов с минерализацией порядка 140 г/кг можно связывать с седиментационными или инфильтрационными водами бассейна, в котором происходила садка гипса. Само собой разумеется, что подземные рассолы в таком районе могут образоваться и за счет выщелачивания солей из гипсоносных

отложений, поскольку при садке гипса в осадок обычно увлекается и значительное количество хлоридов натрия.

Галитовая стадия галогенеза соответствует следующей стадии упаривания морской воды до начала садки галита, которая происходит при увеличении крепости рассола до 270—275 г/кг. Это дает основание считать, что наличие в геологическом разрезе отложений галита указывает на формирование данных отложений в водном бассейне, который содержал хлоридный натриевый рассол с повышенной калийностью. Следовательно, наличие в таком районе подземных рассолов с концентрацией больше 270 г/кг можно связывать или с седиментационными, или с инфильтрационными водами этого бассейна, или с последующим выщелачиванием и растворением галитовых солей водами любого происхождения.

Карналитовая стадия галогенеза соответствует следующей стадии упаривания морской воды до начала садки калийных солей, которая начинается при концентрации рапы до 350 г/кг и больше. Следовательно, в районах наличия соленосных отложений с повышенной калийностью образование рассолов с минерализацией до 350 г/кг и больше может быть связано с рапой соответствующих солеродных бассейнов. По мере упаривания рапы солеродных бассейнов и развития галогенных седиментогенеза в результате увеличения в растворе хлоридов и бромидов магния и калия и относительного уменьшения гидрокарбонатов, сульфатов кальция и натрия (в меньшей мере — хлоридов натрия) меняется и химический состав рапы.

В свете всех изложенных факторов и соображений можно заключить, что рассолы седиментационного или инфильтрационного происхождения могут быть не только в районах, в геологическом разрезе которых обнаружена каменная соль, но и в районах распространения гипсов и доломитов. Так обстоит дело с одним из возражений противников гипотезы седиментационного происхождения рассолов.

Смысл второго аргумента противников седиментационного происхождения рассолов заключается в том, что последние распространены повсеместно, а залежи соли встречаются в ограниченном количестве районов. Имеющиеся в настоящее время данные о распространении галогенных отложений (включая доломиты и гипс) и рассолов показывают, что и подобный довод несостоятелен. Во-первых, галогенные отложения распространены весьма широко, а во-вторых, в тех бассейнах, в разрезе которых нет галогенных отложений, отсутствуют и рассолы. Чтобы убедиться в этом, достаточно проанализировать данные на составленной нами еще в 1955 г. и существенно дополненной Карте распространения соленосных отложений и подземных рассолов (см. рис. 5). На этой карте показано, что во всех крупных артезианских бассейнах, за исключением Западно-Сибирского, галогенные отложения распространены на очень больших площадях.

В бассейнах Восточно-Сибирской артезианской области галогенные отложения (доломит, гипс, каменная соль) известны на большей части территории. Каменная соль в отложениях кембрийского возраста установлена в районах, площадь которых измеряется многими сотнями тысяч км<sup>2</sup>. Кроме того, в этой области соленосные и гипсоносные отложения широко распространены среди пород девонского возраста, а доломиты и гипсы — в породах ордовикского и силурийского возраста. Восточно-Сибирская артезианская область по праву считается крупнейшей соленосной областью мира.

В пределах Восточно-Европейской артезианской области мощные соленосные толщи девонского возраста распространены в Московском и Днепровско-Донецком (включая Припятскую впадину) бассейнах. Имеются отрывочные указания, позволяющие предполагать, что и в отдельных районах Прикаспийского бассейна девонские породы являют-

Противники седиментационной гипотезы (Кротова, 1956, 1962; Филатов, 1956) в качестве довода против этой гипотезы используют и то обстоятельство, что рассолы в артезианских бассейнах приурочены не только к соленосным отложениям, но и к породам, которые отложились в бассейнах нормальной солености. По их мнению, это указывает на отсутствие взаимосвязи между соленосными отложениями и рассолами. Например, в Волго-Уральской области соленосные отложения имеют пермский возраст, а рассолы насыщают и более древние породы вплоть до фундамента. В Московском бассейне соленосные отложения известны только в девоне, а рассолы встречаются и в породах более молодого возраста, образовавшихся в бассейнах нормальной солености.

Но такие возражения, очевидно, основаны только на очень большом желании доказать несостоятельность седиментационной гипотезы, ибо их авторы забывают даже о том, что рассол — жидкость, способная перемещаться в зависимости от разных причин. Способность рассолов перемещаться из мест своего образования в другие части геологического разреза вряд ли нуждается в особых доказательствах. Нами неоднократно высказывались и доказывались соображения о том, что подземные рассолы в одних случаях являются захороненной маточной рапой солеродных бассейнов, существовавших на поверхности земли в разные геологические эпохи, а в других — являются рассолами выщелачивания твердой фазы солей, отложившихся в тех же солеродных бассейнах (Зайцев, 1955, 1957, 1958, 1961). Эти соли как в жидкой, так и в твердой фазе в результате тектонического опускания дна солеродных бассейнов перекрываются другими осадками и погружаются на определенную глубину. По мере уплотнения осадка рассолы, пропитывающие соленосные отложения, постепенно «отжимаются» в контактирующие менее пластичные и более водопроницаемые породы, вытесняя заключенные в них воды. Это — собственно седиментационные рассолы. Но могут быть и другие пути появления их в недрах земли. В тех случаях, когда солеродный бассейн не отделен от подстилающих пород достаточно мощным и выдержанным водоупором, рассолы могут проникать в породы на ту или иную глубину в результате инфильтрации. Наконец, захороненные соленосные отложения со всех сторон омываются подземными водами разного происхождения, в результате чего образуются рассолы выщелачивания. Можно думать, что главная масса подземных рассолов является «отжатыми» седиментационными рассолами, а также рассолами выщелачивания, так как для инфильтрации рассолов из солеродных бассейнов далеко не всегда имеются благоприятные условия.

Рассолы любого генезиса имеют значительно больший удельный вес, чем другие подземные воды. Поэтому они в силу закона гравитации перемещаются в более глубокие горизонты, вытесняя отсюда менее минерализованные воды без смешивания с последними. В конечном итоге рассолы сосредотачиваются в наиболее глубоких частях артезианских бассейнов. Возможность такого происхождения и образования рассолов признается и другими исследователями.

Подтверждение изложенной схемы перемещения рассолов содержится даже в работе одного из противников седиментационной гипотезы — К. В. Филатова. По его заключению, «первые прибавки наиболее растворимых солей, поступающих в верхние горизонты земной коры, создают утяжеленный раствор и ускоряют проникновение хлоридной воды вниз; проникновение же вниз сульфатных и гидрокарбонатных вод, как более легких, естественно, происходит более медленно. В этом случае в поясе циркуляции подземный раствор чаще перемещается в целом. А. Т. Морозов экспериментальными работами с хлористым кобальтом весьма убедительно показал это перемещение струй в лотках с песком». И далее: «В нижнем поясе такое перемещение раствора

(отдельными струями) происходит реже, так как основная вызывающая это перемещение сила — гидростатическое равновесие — ничтожна и парализуется мощным сопротивлением пород» (1956).

Положение о возможном перемещении рассолов вниз в форме струй без разбавления другими водами полностью принималось и Н. К. Гиринским, который писал, что рассолы имеют возможность перемещаться в массе менее минерализованных вод вертикально сверху вниз с очень большим уклоном (порядка нескольких сотых), превышающим в сотни раз обычные уклоны глубоких вод (1958).

По его заключению, «очагами образования рассолов могут быть: а) районы континентального засоления суши, б) моря, заливы, лагуны с резко повышенной соленостью их вод, в) залежи соответствующих солей, разрушающиеся под действием подземных вод» (1958).

О несмешивании рассолов с более пресными водами артезианских бассейнов писал также и Е. Е. Керкис (1958). Позднее М. Г. Валяшко опубликовал экспериментальные данные о перемещении вниз отдельными струями налитых в сосуд рассолов: заполнявшая сосуд пресная вода в процессе эксперимента вытеснялась рассолом кверху (1963). Результаты этого эксперимента подтверждены опытами А. Т. Морозова, на которые ссылается К. В. Филатов (1956).

При изучении химического состава рассолов Ангаро-Ленского бассейна Сибирской платформы М. Г. Валяшко пришел к тому, что в нижней части разреза бассейна они являются маточными рассолами кембрийского солеродного бассейна, а в более верхней — образовались в результате выщелачивания соленосной толщи того же возраста (1963).

По существу такой же точки зрения придерживается и А. Е. Ходьков. По его заключению, «длительное сохранение вод в том самом горизонте, в котором они первоначально сформировались, возможно только в том случае, если они надежно изолированы и если темп уплотнения пород незначителен. Если же благодаря большой водопроницаемости изоляция подземных вод отдельных горизонтов незначительна, то очень скоро наступит гравитационное перемешивание, конвекционный обмен, в результате которого расположенные выше по разрезу более высокоминерализованные воды опустятся вниз и займут низшие отметки, а менее минерализованные нижние воды переместятся вверх» (1959).

Таким образом, общие гидрогеологические предпосылки, гидродинамические расчеты и гидрохимические данные многих исследователей подтверждают гипотезу о том, что происхождение подземных рассолов связано с галогенным седиментагенезом, который охватывал обширные площади в минувшие геологические эпохи в областях аридного климата. В одних случаях эти рассолы являются седиментационными, затем «выжатыми» из соленосных отложений, в других — инфильтрационными из тех же солеродных бассейнов, в третьих — рассолами выщелачивания соленосных отложений тех же бассейнов.

В подавляющем большинстве это были обширные, сравнительно мелководные бассейны типа лагун, сивашей и других подобных водоемов, питавшиеся водами моря, но имевшие с ним затрудненную связь. В результате испарения воды в условиях аридных климатов в этих бассейнах в зависимости от степени упаривания воды формировались рассолы разной крепости. Необходимо учитывать также, что рассолы разной концентрации в областях аридного климата образовались не только в бассейнах указанного типа, но и в озерах, солончаках, в верхней части геологического разреза (грунтовые воды).

В целом масштабы всех процессов соленакпления и образования рассолов в областях аридного климата столь велики, что они вполне сравнимы с количеством рассолов, распротраненных с артезианских бассейнов. Аналогичные процессы соленакпления можно наблюдать и в современных областях аридного климата (залив Кара-Богаз-Гол,

Сиваши, многочисленные самосадочные озера, Прикаспийская и Кура-Араксинская низменности, Мертвое море, обширное озеро Цархан в Китае).

Следует, однако, подчеркнуть, что при всей обширности территории континентального засоления в условиях аридного климата в прошлые геологические эпохи основная роль в этих процессах, очевидно, все же принадлежала обширным мелководным морским бассейнам типа лагун, так как только в них могли отложиться соленосные отложения мощностью до многих сотен и даже тысяч метров. Осуществляться такие процессы могли только при медленном опускании дна бассейнов и компенсированном непрерывном питании их морской водой. Как показывают исследования, геологические разрезы крупных соленодных бассейнов представлены ритмично чередующимися песчаниками, аргиллитами, глинами, мергелями, доломитами, гипсами, каменной солью, т. е. породами разной пластичности и пористости. Все это способствовало захоронению рассолов в месте с перечисленными отложениями и отжатию их в другие части геологического разреза. На возможность захоронения огромных количеств рассолов именно в таких условиях показывает схема формирования отложений Кара-Богаз-Гола (табл. 81). В этом заливе до глубины 20—25 м установлено наличие в четвертичных отложениях трех мощных горизонтов погребенной рапы (Дзенс-Литовский и др., 1959).

Таблица 81

Характеристика погребенных рассольных горизонтов Кара-Богаз-Гола

Горизонты	Глубина залегания, м	Мощность, м	Состав солей	Пористость солей, %	Сумма солей в рассолах, г/кг
Первый	До 2,5	До 1,75	Галит, эпсомит, астраханит	Порядка 10,0	
Второй	До 8,0	6,0—14,0	Галит, глауберит	22,1—34,2	250,0—290,0
Третий	18,0	До 11,5	То же	15,7—25,7	200,0—306,5

Данные таблицы показывают, что на глубине 18 м пористость солей еще достаточно велика и они содержат большое количество межкристальной рапы, захороненной вместе с солями. Причем второй и третий рассольные горизонты изолированы друг от друга и от поверхности земли глинистыми илами с мучнистым гипсом, непроницаемым для рассолов. Поэтому при дальнейшем прогибании дна Кара-Богаз-Гола будут опускаться на большую глубину и постепенно уплотняться и рассольные горизонты.

Произведенные нами приближенные расчеты показали, что на территории Ангаро-Ленского бассейна минимальный объем рапы, заключенной только в порах соленосных отложений в период их образования, достигал величины порядка 27 000 км<sup>3</sup>. Этого количества вполне достаточно, чтобы при современной пористости пород насытить их толщу мощностью около 1000 м на площади около 900 000 км<sup>2</sup> (Зайцев, 1958). В той же работе нами произведены ориентировочные расчеты количества рассолов, образующихся в современную эпоху в верхних частях геологического разреза Прикаспийской впадины (грунтовые воды). Только в одном районе Прикаспийской впадины площадью 170 000 км<sup>2</sup>, примыкающем к северному берегу Каспийского моря между реками Волгой и Уралом, в породах до глубины 25 м количество рассолов измеряется величиной порядка 500 км<sup>3</sup>.

Интересные данные о количестве рассолов, образующихся в соленодных бассейнах во время выпадения различных солей, содержатся в работе М. Г. Валяшко (1963). Эти данные приведены в табл. 82.

Отношение объема маточного рассола к объему выделившихся солей

Стадии сгущения морской воды	Концентрация растворенных солей при данной стадии седиментации		Выделившиеся в осадок соли	Отношение объема рассола к объему соли
	г/кг	г/л		
Гипсово-карбонатная	150—266	175—324	Карбонаты кальция, магнезия	185
Галитовая	266—320	324—418	Те же соли + галит	1,88
Сульфатно-магниева	320—345	418—457	Те же соли + эпсомит и гексадрит	0,93
Карналлитовая	345—365	457—497	Те же соли + сильвин, а затем карналлит	0,50

Таблицу 82 М. Г. Валяшко поясняет следующим текстом: «Так как большинство соляных месторождений представлено в основном галитом и только на части некоторых солеродных бассейнов можно проследить дальнейшее сгущение, то объем маточных рассолов будет превышать объем выделившихся твердых солей от 2 до 185 раз. Иными словами, на каждый кубический километр отложившихся солей будет формироваться не менее 2 км<sup>3</sup> маточных рассолов, с концентрацией 320 г/кг (418 г/л). А так как такие концентрации сравнительно редки для обнаруживаемых в недрах рассолов, то и объем маточных рассолов (меньшей концентрации) будет заметно больше» (1963). Далее по соображениям М. Г. Валяшко, главная часть этих рассолов будет опускаться вниз в нижележащие породы, пропитанные более слабыми по концентрации и более легкими по удельному весу растворами, вытесняя последние кверху.

Пользуясь данными М. Г. Валяшко о соотношении объемов маточных рассолов и объема выпавших солей, можно ориентировочно подсчитать объем рассолов, соответствующий объему солей, относившихся в том или ином артезианском бассейне.

Так, для Ангаро-Ленского бассейна объем рассолов, соответствующий гипсово-карбонатной и галитовой стадиям седиментации, измеряется многими сотнями тысяч км<sup>3</sup> (а не десятками тысяч, как нами было рассчитано в 1958 г. с учетом только пористости отлагающихся соленосных отложений).

Все эти цифры, хотя и грубо ориентировочные, позволяют утверждать, что количество рассолов, образующихся в областях аридного климата в водных бассейнах и на суше столь велики, что вполне могут обеспечить происхождение подземных рассолов. При этом грандиозность масштабов соленакпления на поверхности земли в результате мощных процессов испарения можно наблюдать воочию во всех аридных областях земного шара.

В минувшие геологические эпохи аридные области охватывали колоссальные площади, на что указывают, в частности, залежи ископаемых солей, гипсоносных отложений, доломитов, красноцветных толщ и другие данные. Чтобы убедиться в этом, достаточно напомнить о кембрийских и девонских соленосных формациях Восточной Сибири, пермских и девонских отложениях Восточной Европы, мезозойских отложениях Средней Азии.

Заслуживает рассмотрения и вопрос о возможности сохранения в недрах земли рассолов, образовавшихся указанным путем в течение длительного геологического времени (например, рассолы Ангаро-Ленского бассейна связаны, по-видимому, с галогенезом раннекембрийского возраста, а рассолы Предкарпатья — неогенового).

При рассмотрении возможности сохранения седиментационных вод вообще нами отмечалось, что крупные артезианские бассейны в течение всей истории своего развития не имели благоприятных условий для промывания инфильтрационными водами на всю глубину, так как

все они характеризуются преобладанием нисходящих тектонических движений над восходящими. Даже в течение длительных континентальных периодов существования бассейнов они промывались на глубину до нескольких сотен метров при общей мощности чехла до нескольких тысяч метров.

Выше также было показано, что рассолы после своего образования вследствие большого удельного веса постепенно опускаются в наиболее глубокие части артезианских бассейнов, откуда они уже не могут быть выжаты пресными водами (Керкис, 1958; Гирицкий, 1958) даже в периоды повышения интенсивности тектонических движений, завершающихся типичной для платформ пологой складчатостью. В этом случае рассолы из приподнимающихся участков переместятся в опускающиеся участки и все равно останутся в наиболее глубоких частях артезианского бассейна. Они могут быть удалены полностью только на участках значительного поднятия фундамента бассейнов (например, Воронежский выступ) или при превращении впадины артезианского бассейна в складчатую область. Но ни один из ныне существующих платформенных артезианских бассейнов на протяжении всей истории своего развития (как бассейна) не превращался в складчатую область. Складчатые сооружения геосинклинального типа находятся только в фундаментах бассейнов. Следовательно, рассолы, опустившись в глубокие части артезианских бассейнов, остаются там до окончания существования последних и только перемещаются с места на место из одной — наиболее опущенной части бассейна в другую, — в разной мере смешиваясь с другими водами и рассолами. В периоды наиболее значительных тектонических опусканий дна бассейнов рассолы, как и другие седиментационные воды, по мере уплотнения осадков отжимаются кверху, в отдельных случаях разгружаются на поверхность (главным образом по тектоническим разломам). В периоды положительных тектонических движений и соответствующего изменения упругого режима водонапорных условий бассейна рассолы снова погружаются в глубину. Все эти перемещения седиментационных вод, в том числе и рассолов, из одних участков в другие в конечном итоге приводят к значительному, но не полному выравниванию их химического состава.

При этом выравнивается химический состав не только гравитационных вод разных водоносных пластов, но и вод поровых, в том числе даже глинистых отложений.

Последнее положение до некоторой степени подтверждается результатами изучения поровых растворов и сопоставления их с пластовыми гравитационными водами тех же районов. В табл. 83, 84, 85, 86 приведены некоторые данные П. А. Крюкова (1960), А. Е. Бабинца (1961), Е. В. Пиннекера (1966) и З. В. Пушкиной (1966), которые характеризуют поровые растворы и пластовые воды, находящиеся в более или менее одинаковых гидрогеологических условиях, но отобранные для анализа в разных частях геологического разреза.

Данные анализов показывают, что поровые растворы и пластовые гравитационные воды весьма близки по химическому составу, а в некоторых случаях почти тождественны. Этого не наблюдается только в верхней части артезианских бассейнов, т. е. в зоне более или менее интенсивного водообмена (см. табл. 83), где гравитационные инфильтрационные воды вследствие сравнительно большой своей подвижности не успевают смешиваться с седиментационными поровыми растворами.

Следует также учитывать, что «отжатие» из материнских пород седиментационных вод и рассолов происходит частями, на разных этапах геологической истории бассейна, в результате изменения гидродинамических условий тех глубин, на которых находятся соленосные отложения при каждом данном этапе тектонических движений. Очевидно, полностью процесс отжатия рассолов из соленосных отложений

никогда не завершался, так как соленосные отложения на достаточно большие глубины не погружались и достаточно большим давлениям не подвергались. Современная глубина залегания соленосных отложений в артезианских бассейнах находится в пределах от нескольких сотен (иногда десятков) метров до 2000—4000 м. Нельзя оставлять без внимания и то обстоятельство, что соли (галит и др.), хотя и обладают значительной пластичностью, но переслаиваются с более жесткими породами (гипсы, доломиты, алевролиты), для полного «отжатия» из которых воды необходимы значительно большие давления, чем существующие на указанных глубинах. Следовательно, если рассолы полностью или почти полностью могут быть удалены из пластичных солей, то они перемешаются в другие, более жесткие породы соленосных толщ и задерживаются в них неопределенно долгое время. Но даже в самих толщах солей, как показывают наблюдения в горных выработках (Илецкая защита), некоторое количество межкристальной маточной рапы сохраняется до наших дней в отдельных кавернах и пустотах, прочно изолированных монолитной солью.

Таблица 83

**Химический состав поровых и пластовых вод Днепровско-Донецкого бассейна (по А. Е. Бабинцу)**

Породы; глубина опробования, м	Химический состав	
	Поровые воды	Пластовые воды
Глины киевского яруса; 26	$M_{1,1} \frac{SO_4 40 \quad Cl 30 \quad HCO_3 30}{Ca 58 \quad Na 25 \quad Mg 17}$	—
Глина бучакско-киевского яруса; 118	$M_{0,9} \frac{SO_4 67 \quad Cl 31 \quad HCO_3 1,4}{Ca 52 \quad Mg 26 \quad Na 22}$	$M_{0,4} \frac{HCO_3 96 \quad Cl 2 \quad SO_4 2}{Ca 65 \quad Mg 22 \quad Na 13}$
Юрские глины; 180—190	$M_{0,1} \frac{Cl 47 \quad HCO_3 27 \quad SO_4 26}{Na 62 \quad Mg 30 \quad Ca 7}$	$M_{1,0} \frac{HCO_3 51 \quad Cl 43 \quad SO_4 5}{Na 94 \quad Ca 3 \quad Mg 3}$
Глины нижнего мела; 400—490	$M_{1,4} \frac{HCO_3 42 \quad Cl 40 \quad SO_4 18}{Na 100}$	$M_3 \frac{Cl 89 \quad HCO_3 9 \quad SO_4 2}{Na 97 \quad Ca 2}$
Юрские глины; 560—620	$M_{3,8} \frac{Cl 82 \quad HCO_3 10}{Na 98 \quad Mg 1}$	$M_{5,1} \frac{Cl 95 \quad HCO_3 3}{Na 96 \quad Ca 3}$
Юрские глины; 850—870	$M_{30,7} \frac{Cl 99}{(Na + K) 79 \quad Ca 13 \quad Mg 8}$	$M_{56} \frac{Cl 99}{(Na + K) 88 \quad Ca 10}$
Триасовые глины; 1140—1150	$M_{30,7} \frac{Cl 100}{(Na + K) 59 \quad Ca 29 \quad Mg 12}$	$M_{56} \frac{Cl 100}{(Na + K) 80 \quad Ca 16 \quad Mg 3}$

Таблица 84

**Химический состав поровых и пластовых вод Ангаро-Ленского бассейна (по Е. В. Пиннекеру)**

Породы; структура	Поровые воды		Пластовые воды	
	Скважины; глубина, м	Химический состав, г/л	Скважины; глубина, м	Химический состав, г/л
Доломит, нижний кембрий; Шелонская	5-Б; 476	$M_{437} \frac{Cl 98}{Ca 45 \quad Mg 43}$	2; 476—499	$M_{473} \frac{Cl 99}{Ca 53 \quad Mg 36 \quad Na 5 \quad K 5}$
Известняк, нижний кембрий; Тыретская	11; 1695—1702	$M_{761} \frac{Cl 97}{Ca 76 \quad Mg 14 \quad K 8}$	6; 1675—1730	$M_{537} \frac{Cl 99}{Ca 81 \quad Mg 13}$
То же	11; 2203—2210	$M_{725} \frac{Cl 98}{Ca 60 \quad Mg 21 \quad Na 16}$	11; 2200—2220	$M_{378} \frac{Cl 99}{Ca 72 \quad Mg 22 \quad Na 5}$
Алевролит, нижний кембрий; Марковская	15; 2526—2527	$M_{368} \frac{Cl 98}{Ca 39 \quad Na 29 \quad Mg 28}$	9; 2503—2523	$M_{292} \frac{Cl 99}{Na 57 \quad Ca 37 \quad Mg 5}$

Химический состав поровых и пластовых вод Пятигорска (по П. А. Крюкову)

Индекс скважины; глубина, м	Химический состав, г/л	
	Поровый раствор	Пластовая вода
Скв. 19; гл. 309	$M_{5,6} \frac{Cl_{156} SO_4 34 HCO_3 9,8}{(Na + K) 73,3 Ca 16,3 Mg 10,4}$	$M_{6,8} \frac{Cl_{41,0} HCO_3 32,6 SO_4 26,4}{(Na + K) 65,7 Ca 25,5 Mg 8,8}$

Таблица 86

Химический состав поровых растворов и пластовых вод Аятской структуры Прикаспийской впадины (по З. В. Пушкиной)

Поровые растворы		Пластовые воды	
Глубина отбора образца, м	Химический состав, г/л	Глубина отбора образца, м	Химический состав, г/л
731—738	$M_{126} \frac{Cl_{93,5} SO_4 1,8}{(Na + K) 78,3 Ca 14,7}$	712	$M_{22} \frac{Cl_{93} SO_4 0,7}{(Na + K) 91,4 Ca 11,6}$
780—787	$M_{132} \frac{Cl_{98,3} SO_4 1,6}{(Na + K) 74,6 Ca 18,6}$	777	$M_{79} \frac{Cl_{90,6} SO_4 9,4}{(Na + K) 74,9 Ca 13,1}$
908—915	$M_{22} \frac{Cl_{70} SO_4 29}{(Na + K) 94,7 Ca 3,6}$	914	$M_6 \frac{Cl_{99,5}}{(Na + K) 94,9 Ca 2,8}$

Все приведенные соображения позволяют заключить, что в соленосных толщах даже кембрийского возраста (Сибирская платформа) могут сохраняться маточные рассолы в большем количестве. Эти остающиеся рассолы при усилении горного давления снова в какой-то степени «отжимаются» и продолжают питать породы, контактирующие с соленосными отложениями. Причем «отжатие» может происходить необязательно только вверх, как это считают некоторые исследователи (Ходьков, 1958), а во все стороны, в том числе и вниз. Такой процесс при наличии пород соответствующей водопроницаемости и большей жесткости, чем жесткости соленосных отложений, представляется вполне реальным.

В результате горного давления, возникающие в результате тектонических подвижек, будут превышать пластовые давления в подстилающих более жестких породах. Учитывая это явление, можно объяснить и еще один трудный вопрос: почему в гидрохимических разрезах артезианских бассейнов глубже соленосных отложений, как правило, распространены рассолы с меньшей минерализацией, чем рассолы в соленосных толщах. Чем больше рассолы удаляются от материнской соленосной толщи, тем больше они разбавляются другими менее минерализованными водами и рассолами. К таким же результатам может вести не только процесс постепенного уплотнения соленосных отложений, но и процесс непрерывного выщелачивания этих отложений контактирующими подземными водами. По мере увеличения концентрации рассолов в результате выщелачивания они также будут перемещаться в сторону меньших давлений, в том числе и вниз (в силу закона гравитации). И как было показано, уменьшение концентрации рассолов по мере увеличения глубины не может быть удовлетворительно объяснено при помощи других гипотез. Приведенные выше данные и анализирующие их соображения позволяют сделать ряд выводов.

1. Распространение в недрах земли соленых вод и рассолов находится в определенной зависимости от наличия или отсутствия в артезиан-

ских бассейнах пород, отложившихся в водоемах при различных стадиях галогенеза.

2. Наличие подземных соленых вод с минерализацией до 35 г/кг может быть легко объяснено или процессами седиментагенеза в морских бассейнах нормальной солености, или процессами континентального засоления на поверхности земли в современную и минувшие геологические эпохи.

Этапом доломитовой стадии галогенеза можно объяснить появление весьма слабых рассолов с минерализацией до 70—80 г/кг и больше, гипсовой стадии — до 140 г/кг и больше, галитовой стадии — до 270 г/кг и больше, карналитовой стадии — до 350 г/кг и несколько больше. Названные группы рассолов могли (и могут появиться) за счет седиментационных вод, растворения соответствующих элементов галогенных отложений (рассолы выщелачивания) и инфильтрации из солеродных бассейнов.

3. Ряд промежуточных групп рассолов и соленых вод мог (и может) появиться также в результате смешения в соответствующих частях геологического разреза седиментационных рассолов с рассолами выщелачивания и с инфильтрационными, в том числе пресными водами.

4. Все эти построения убедительно подтверждаются тем, что рассолы разной концентрации распространены только в тех артезианских бассейнах, в геологическом разрезе которых имеются фации пород, связанных в своем происхождении с процессами древнего или современного галогенеза, хотя эти рассолы вследствие отжатия из соленосных отложений в другие породы не всегда приурочены непосредственно к галогенным отложениям. Встречаются еще трудности в объяснении процессов формирования сверхкрепких рассолов с минерализацией больше 350—400 г/кг (Сибирская платформа, Туркмения), так как такие концентрации не достигаются в результате процессов галогенеза. Однако можно допустить, что сверхкрепкие рассолы могут образоваться из рассолов карналитовой стадии седиментации в период наземного или подземного существования в результате обменных реакций.

### **ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАССОЛОВ**

Гипотеза происхождения соленых вод и рассолов в результате процессов седиментации и выщелачивания позволяет объяснить и процессы формирования их солевого состава. Допуская определенную зависимость между концентрацией в воде солей и разными стадиями галогенеза, мы тем самым намечаем и определенные пути формирования химического состава соленых вод и рассолов, поскольку в этом случае солевой состав несомненно может иметь в какой-то мере унаследованный характер или от седиментационной и инфильтрационной рапы солеродных бассейнов или (если это рассолы выщелачивания) от состава солей.

### **Формирование натриевых, кальциевых и магниевых соленых и рассольных вод**

Известно, что химический состав как современных морских бассейнов нормальной солености, так и рассолы многих современных солеродных бассейнов характеризуются отчетливым преобладанием хлоридов натрия с подчиненным значением хлоридов магния или сульфатов натрия. Эти воды и рассолы в большинстве случаев являются сульфатно-хлоридными магниево-натриевыми, за исключением рассолов некоторых сравнительно редко встречающихся озер (гидрокарбонатных натриевых и сульфатных натриевых и магниевых). В наших прежних работах (Зайцев, 1956, 1958) было показано, что рапа многих самосадочных озер по химическому составу весьма близка к подземным

рассолам, это позволило нам тогда же сделать вывод о возможной связи подземных рассолов с процессами континентального, а не только лагунно-морского галогенеза.

Основные особенности химического состава соленой воды и рассолов, формирующихся в разных условиях, охарактеризованы в табл. 87.

При анализе данной таблицы в первую очередь следует обратить внимание на то, что вода океана, как и опресненных морских водоемов (например, Каспийского моря), имеет отчетливо выраженный сульфатно-хлоридный магниево-натриевый состав с незначительным количеством кальция. Такой облик воды без существенных изменений сохраняется и на первых стадиях упаривания морской воды вплоть до начала садки галита. Это хорошо видно как по результатам анализов разных стадий искусственного концентрирования морской воды, так и по результатам анализов воды Кара-Богаз-Гола, т. е. воды Каспийского моря, сконцентрированной в результате испарения в естественных условиях. Сравнение воды Каспийского моря с поверхностной рапой Кара-Богаз-Гола, а затем с рапой II и III рассольных горизонтов этого залива показывает, что химический состав названной воды и рассолов остается принципиально одним и тем же вплоть до минерализации 277—290 г/кг. Закономерно уменьшается только хлор-бромный коэффициент.

Заметим, что в данном случае намечается некоторая тенденция постепенного увеличения процента содержания магния и соответствующего уменьшения натрия и кальция. При дальнейшей концентрации рассола увеличение магния становится более отчетливым и при минерализации около 300 г/кг рассол становится натриево-магниевым. Еще более отчетливо этот процесс прослеживается по результатам анализов океанической воды, сконцентрированной в разной степени. И в этом случае океаническая вода переходит в натриево-магниевую при концентрации больше 275 г/кг. Этот переход вполне объясним, так как при достижении концентрации рассола порядка 270 г/кг он становится насыщенным хлоридами натрия, которые начинают выпадать в осадок. Хлориды же и сульфаты магния, поскольку они обладают относительно большей растворимостью, продолжают накапливаться. При дальнейшей концентрации в поверхностных условиях рассол остается натриево-магниевым вплоть до выпадения в осадок калийных солей. Намечается только все большее увеличение кальция по сравнению с натрием. Кроме того, заметно увеличивается содержание калия и брома. Примером химического состава рассолов еще более высокой стадии концентрирования в поверхностных условиях, по-видимому, могут служить Кардуанские озера, расположенные в дельте Волги. В некоторых из них минерализация достигает около 450 г/кг, причем содержание магния увеличивается до 89% от суммы катионов, а содержание натрия уменьшается до 7—8% при незначительном количестве калия и кальция.

Примерно таким же химическим составом обладают межкристалльные рассолы Илецкого и Предкарпатского месторождений солей. Эти рассолы были извлечены из пор в каменной соли и поэтому могут рассматриваться в качестве маточной рапы того солеродного бассейна, в котором происходила кристаллизация соли (см. табл. 87). Как видно из данных таблицы, содержание магния в этих рассолах достигает 70—80%, а содержание натрия 7,6—25,4% при значительном количестве калия (до 4,5—6,2%).

Приведенные данные и их анализ показывают, что в большинстве случаев процесс концентрирования природной воды на поверхности земли в результате испарения заканчивается формированием сульфатно-хлоридных натриево-магниевых вод с высоким содержанием калия и брома и низким содержанием кальция, особенно в тех водоемах, которые питаются морскими водами. При этом, однако, следует отметить, что низкое содержание кальция свойственно не всем поверхностным

солеродным бассейнам. Например, своеобразным химическим составом обладает рассол Мертвого моря, в котором содержание кальция составляет 17,7%, а содержание брома до 0,76%. Это объясняется своеобразными условиями питания Мертвого моря. Оно изолировано от вод открытого моря, но расположено в области мощных соленосных отложений, из которых вытекают многочисленные рассольные источники, стекающие как в р. Иордан, так и непосредственно в море (результаты анализов воды из р. Иордан и одного из источников для примера также приведены в табл. 87).

Таблица 87

Химический состав некоторых поверхностных и подземных рассолов

Объекты исследования	Химический состав	$\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$	$\frac{r_{Cl}-r_{Na}}{r_{Mg}}$	$\frac{Cl}{Br}$
Каспийское море	$M_{12} \frac{Cl_{68,8} SO_{4,29} HCO_3,1,9}{Na_{63,2} Mg_{28,3} Ca_{7,6}}$	0,85	0,60	882,0
Залив Кара-Богаз-Гол	$M_{163,9} \frac{Cl_{81,3} SO_{4,18,5}}{Na_{64,6} Mg_{33,8}}$	0,79	0,17	629,0
II рассольный горизонт Кара-Богаз-Гола; глубина 9 м	$M_{277} \frac{Cl_{87} SO_{4,12,8}}{Na_{70} Mg_{30}}$	0,81	0,57	411,0
II рассольный горизонт Кара-Богаз-Гола; глубина 14 м	$M_{303} \frac{Cl_{71} SO_{4,28,9}}{Mg_{55} Na_{45}}$	0,63	0,47	—
II рассольный горизонт Кара-Богаз-Гола; глубина 20,5 м	$M_{290} \frac{Cl_{77,1} SO_{4,22,8}}{Na_{53,6} Mg_{46,4}}$	0,70	0,51	—
Соляное месторождение каменной соли (водный раствор)	$M \frac{Cl_{99,6} SO_4,0,3}{Na_{99,6} Ca_{0,3}}$	0,99	0,86	12 000
Кордуанская группа озер в дельте Волги	$M_{450} \frac{Cl_{89} SO_4,11}{Mg_{89} Na_7}$	0,08	0,79	19,8
Оз. Эльтон	$M_{279} \frac{Cl_{87} SO_4,13}{Mg_{59} Na_{40}}$	0,44	0,79	24,9
Мертвое море (среднее)	$M_{290} \frac{Cl_{96,88} Br_{2,76} SO_4,0,2}{Mg_{41,8} Na_{34,8} Ca_{17,7} K_{7,5}}$	0,36	1,5	35,1
Источник Содом на южном берегу Мертвого моря	$M_{337} \frac{Cl_{98,9} Br_{1,12}}{Ca_{53,4} K_{18,9} Na_{14,5} Mg_{13,2}}$	0,15	6,4	88,3
р. Иордан у Иерихона	$M_{1,3} \frac{Cl_{52} HCO_3,27,4} Na_{60,6} Ca_{19} Mg_{17} SO_4,20$	1,7	—	109,3
Тулунская скв. 1 в Ангаро-Ленском бассейне; глубина 2785—2795 м (мотская свита)	$M_{418} \frac{Cl_{99} Br_1}{Na_{80} Ca_{14} Mg_4 K_2}$	0,8	4,25	85,0
Балыхтинская скв. 5-Р в Ангаро-Ленском бассейне; глубина 1122—1130 м (усольская свита)	$M_{412} \frac{Cl_{99} Br_1}{Ca_{80} Mg_{11} K_4 Sr_2 Na_2}$	0,05	8,45	37,0
Источник на р. Кемпендэй, в 56 км выше устья	$M_{260} \frac{Cl_{98,2} SO_4,1,8}{Na_{98,4} Ca_{1,1} Mg_{0,5}}$	1,0	—	52 300
Океаническая вода (средний состав)	$M_{35} \frac{Cl_{90,2} SO_4,9,3}{Na_{77} Mg_{17,9} Ca_{3,5}}$	0,83	0,74	292,0

Объекты исследования	Химический состав	$\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$	$\frac{r_{Cl}-r_{Na}}{r_{Mg}}$	$\frac{Cl}{Br}$
Океаническая вода, сконцентрированная до садки гипса	$M_{131} \frac{Cl_{89,5} SO_4_{10,1}}{Na_{74,6} Mg_{20,6} Ca_{3,4} K_{1,4}}$	0,85	0,52	358,0
Океаническая вода, сконцентрированная до садки галита	$M_{275} \frac{Cl_{192,2} SO_4_{7,4} Br_{0,1}}{Na_{76,7} Mg_{21,8} K_{1,4}}$	0,84	0,65	345,0
Океаническая вода, сконцентрированная до садки эпсомита	$M_{325,7} \frac{Cl_{174,7} SO_4_{24,7} Br_{0,4}}{Mg_{79,9} Na_{14,8} K_{5,1}}$	0,27	0,69	75,0
Океаническая вода, сконцентрированная до садки карналлита	$M_{345,5} \frac{Cl_{182,34} SO_4_{16,2} Br_{0,6}}{Mg_{86} Na_{6,7} K_{6,4}}$	0,16	0,69	63,0
Илецкое месторождение (маточный рассол)	$M_{355,1} \frac{Cl_{197,3} SO_4_{1,4} Br_{0,8}}{Mg_{70,1} Na_{25,4} K_{4,5}}$	0,31	0,95	51,0
Восточно-Предкарпатское месторождение (маточный рассол)	$M_{405} \frac{Cl_{188,8} SO_4_{10,4} Br_{0,8}}{Mg_{86,2} Na_{7,6} K_{6,2}}$	0,15	0,87	50,0

Своеобразие химического состава рассола Мертвого моря заключается в том, что он занимает по составу промежуточное положение между типичными рассолами поверхностных самосадочных бассейнов и типичными подземными крепкими рассолами седиментационного происхождения. Такой состав рассола Мертвого моря объясняется тем, что море питается в значительной мере восходящими рассолами соленосных отложений и речными водами, в которых наряду с хлоридными солями в сравнительно большом количестве содержатся гидрокарбонаты и сульфаты щелочей и щелочных земель.

В табл. 87 приведены также результаты анализов водного раствора каменной соли (Соляное месторождение Восточной Сибири), которые можно рассматривать в качестве примера рассолов выщелачивания в чистом виде без примеси других вод. Они характерны отчетливым преобладанием хлоридов натрия. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что раствор каменной соли содержит значительное количество сульфатов, сравнительно малое количество магния и высокие величины хлор-бромного коэффициента, что вполне объясняется генезисом каменной соли.

Химическим составом, почти тождественным составу водного раствора солей, обладает рассол источника на р. Кемпендьяй. Он, несомненно, является рассолом выщелачивания, как и водные растворы солей.

Существенно иным химическим составом обладают рассолы, пробы которых получены из скважин с большой глубины. В таблице в качестве примера приведены анализы рассолов из усольской (соленосной) и мотской (подсоленосной) свит нижнего кембрия Ангаро-Ленского артезианского бассейна.

Сравнение этих рассолов с рассолами разных стадий упаривания морской воды и рассолами выщелачивания показывает, что первые из них отличаются высоким содержанием кальция и полным отсутствием сульфатов. При этом обращает на себя внимание то обстоятельство, что рассолы из усольской свиты по хлорбромному коэффициенту весьма близки к рассолам Мертвого моря, межкристалльным рассолам Соль-Илецка и Восточно-Предкарпатского месторождения и одновременно приближаются к рассолам упаривания океанической воды (до стадии садки карналита) и Мертвого моря. Заслуживает внимания и тот факт, что рассолы подсоленосных отложений (мотская свита) обладают мень-

шей минерализацией и меньшим содержанием кальция, чем рассолы усольской (соленосной) свиты.

В табл. 88 приведены результаты анализов рассолов из соленосных отложений Челкарской структуры и других районов.

Данные таблицы показывают, что по химическому составу эти рассолы еще ближе к рассолам упаривания и межкристальной рапе и отличаются от них только полным отсутствием сульфатов.

На основании анализа всех этих данных можно сделать вывод, что подземные рассолы, химический состав которых приведен в таблице, являются маточными рассолами солеродных бассейнов высокой концентрации, впоследствии полностью потерявших сульфаты и испытавших замену магния и натрия на кальций. Что касается рассолов подсолонных отложений Ангаро-Ленского бассейна, то эти рассолы в процессе своего перемещения из усольской свиты, вероятно, были несколько разбавлены водами или рассолами, место которых они заняли в породах, подстилающих соленосные отложения. Наименее измененными маточными рассолами, очевидно, являются рассолы из Челкарской и других структур, химический состав которых приведен в табл. 88.

Таблица 88

**Химический состав некоторых хлоридных магниевых и магниевых-кальциевых рассолов**

Место взятия проб; глубина, м	Возраст	Химический состав	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$
Месторождение Стебник (Предкарпатье); скв. 7; 150	N <sub>1</sub>	M <sub>288</sub> $\frac{Cl 87,4 \ SO_4 12,5}{Mg 82,9 \ (Na + K) 117 \ Cl 99,9}$	0,2	0,84
Моршин (Предкарпатье); 45	N <sub>1</sub>	M <sub>258</sub> $\frac{Cl 97 \ SO_4 2}{Mg 73 \ K 16 \ Na 9}$	0,57	0,99
Дельгейский район, южная часть Якутского бассейна; скв. 2-Р; 2734	Ст <sub>1</sub>	M <sub>302</sub> $\frac{Cl 97,7 \ SO_4 1,5}{Mg 41,6 \ Ca 37 \ Na 21}$	0,75	0,53
Трубка Удачная; скв. 117; 206	Ст <sub>1</sub>	M <sub>36</sub> $\frac{Cl 97 \ SO_4 3}{Ca 37 \ Mg 35 \ Na 27}$	0,21	1,84
Сатыканский район; Оленковский бассейн; скв. 2; 362	Pz <sub>1</sub>	M <sub>42</sub> $\frac{Cl 99,72 \ SO_4 0,19}{Mg 72,28 \ Ca 19,9 \ Na 7,8}$	0,28	1,9
Припятский прогиб; Стремечевская скв. 1; 1458—1466	D <sub>3</sub>	M <sub>225</sub> $\frac{Cl 99 \ Br 1}{Mg 98 \ Ca 1 \ Na 1}$	0,1	2,0
Прикаспийский бассейн, Челкарская структура, скв. 393; 850	P <sub>1</sub>	M <sub>323</sub> $\frac{Cl 99,5}{Mg 85,6 \ (Na + K) 12,6 \ Ca 1,8}$	0,02	1,0
Прикаспийская впадина; Ташлы	P <sub>2</sub>	M <sub>348</sub> $\frac{Cl 99,8}{Mg 68 \ Ca 19 \ Na 12}$	0,12	1,0
Гаурлакское калийное месторождение; скв. 538; 525	I <sub>2</sub>	M <sub>408</sub> $\frac{Cl 99,8}{Mg 68 \ Ca 19 \ Na 12}$	0,12	1,3

Следует отметить, что в табл. 87 были приведены данные химических анализов, наиболее характерные для различных генетических групп: для рассолов упаривания поверхностных солеродных бассейнов, рассолов выщелачивания и для рассолов, представляющих собой погребенную, в разной степени измененную маточную рапу древних солеродных бассейнов. В природе же, как и поверхностные, подземные рассолы имеют значительно более разнообразный состав, что объясняется различием условий питания солеродных бассейнов, разными стадиями их концентрирования, разной направленностью изменения их солевого состава и разной степенью смешивания вод и рассолов в недрах земли в процессе перемещения их из одних участков в другие. Однако во всех случаях они являются хлоридными, но в зависимости от генезиса разными по катионному составу.

Для рассолов выщелачивания характерными признаками являются: отчетливое преобладание хлоридов натрия над другими ионами, низкое содержание брома и других специфических компонентов и сравнительно небольшое содержание сульфатов и кальция. Для высококонцентрированной рапы поверхностных солеродных бассейнов характерно отчетливое преобладание хлоридов магния над другими ионами, высокое содержание брома и других специфических компонентов (за исключением йода), сравнительно высокое количество сульфатов.

Для подземных рассолов характерно очень низкое содержание сульфатов, сравнительно высокое (а для сверхкрепких рассолов и преобладающее) количество хлоридов кальция часто при сравнительно высоком количестве йода и почти всегда брома, калия и других специфических компонентов.

Возникает вопрос: если подземные рассолы связаны в своем происхождении с рапой некогда существовавших солеродных бассейнов, то почему они столь существенно различны по химическому составу и какие процессы обусловили эти различия?

Для многих гидрогеологов указанные различия настолько необъяснимы, что заставляют их отрицать седиментационную гипотезу происхождения подземных рассолов и разрабатывать другие гипотезы, позволяющие объяснить появление в недрах земли хлоридных кальциевых рассолов с высоким содержанием калия, брома, йода и других специфических компонентов.

Выше, однако, было показано, что ни одна из предложенных гипотез не соответствует сумме имеющихся фактов и не может дать удовлетворительного объяснения происхождению подземных рассолов. В этой связи остается рассмотреть и объяснить данные явления с позиций седиментационной гипотезы.

Следует отметить, что и среди сторонников седиментационной гипотезы происхождения подземных рассолов существуют разные точки зрения на процессы формирования особенностей их химического состава. Более или менее единодушно решается только вопрос об уменьшении до полного исчезновения сульфатов в подземных соленых и рассольных водах. Почти полное отсутствие сульфатов в рассолах, образующихся в результате выщелачивания каменной соли, объясняется их небольшим количеством в данных отложениях. Незначительное же содержание сульфатов в подземных рассолах седиментационного генезиса, по общепринятому мнению, является следствием двух процессов, действующих в одном направлении.

Один из названных процессов заключается во взаимодействии кальция с сульфатами и образовании выпадающего в осадок гипса. В результате этого процесса значительное уменьшение количества сульфатов происходит еще в стадии формирования рассолов на поверхности земли, если в солеродный бассейн поступает значительное количество кальция. Примерами таких бассейнов могут служить Мертвое море и многие из самосадочных озер (табл. 89).

По данным этой таблицы, легко проследить, что многие самосадочные озера и даже грунтовые воды засушливых областей имеют меньшую сульфатность по сравнению с водами океана.

В период подземного существования обеднение рассолов сульфатами продолжается за счет непрерывного поступления кальция в результате обменных реакций между рассолами и породами.

Второй процесс, интенсифицирующий уменьшение сульфатов в подземных рассолах, обусловлен реакциями жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий в восстановительной среде на значительных глубинах, что приводит в итоге к частичной или полной десульфатизации подземных вод. На этот процесс обессульфачивания подземных вод обратил внимание еще Н. И. Андрусов в 1908 г. По его

заклучению, «в илистых осадках под влиянием бактериологических процессов происходило превращение сульфатов в карбонаты с выделением сульфидов или также и сероводорода. Этот процес вполне просто объясняет одну из особенностей нефтяных вод — отсутствие в них сульфатов и обилия карбонатов» (1908).

Таблица 89

Сульфатность рапы некоторых самосадочных озер и грунтовых вод

Водоёмы, места взятия пробы	Минерализация, г/кг	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	$\frac{rCa}{rMg}$	$\frac{rSO_4}{rCl}$
Океан (среднее) . . . . .	35,0	0,87	0,66	0,2	0,1
Мертвое море (у поверхности) . .	170,0	0,27	1,2	0,22	0,001
Оз. Светлана (Казахстан) . . . . .	290,0	0,87	0,83	0,06	0,03
Оз. Шалбай-Сор . . . . .					
(Деньгизский район Казахстана) .	222,0	0,66	1,06	0,3	0,08
Оз. Развал (Илецкий район) . . . .	220,0	0,99	3,1	11,6	0,01
Кульяницкий Лиман (район Одессы)	175,0	0,71	10,05	0,12	0,03
Оз. Тузлы (Джанкойский район) . .	229,0	0,12	1,1	0,1	0,001
Оз. Баскунчак . . . . .	220,0	0,82	1,4	0,6	0,005
Оз. Индер . . . . .	223,0	0,82	1,3	0,1	0,02
Грунтовые воды северо-западной части Прикаспийской низменности; с глубины 2—10 м . . . . .	0,2—11,0	0,04—0,62	0,6—2,5	0,7—2,8	0,06—0,8
Грунтовые воды в районе трассы Волго-Уральского канала; с глубины 10—20 м . . . . .	7,0—50,0	0,05—0,6	1,2—2,0	0,6—1,7	0,001—0,7

В этой связи становится понятным, почему сульфатность подземных вод постепенно уменьшается по мере увеличения глубины их залегания. Ведь вместе с глубиной увеличиваются пути фильтрации раствора и поступления все новых порций кальция. Наряду с этим окислительные условия все полнее заменяются восстановительными, благоприятными для жизнедеятельности десульфатурирующих бактерий.

Таким образом, для объяснения уменьшения сульфатности подземных вод с глубиной нет необходимости обращаться к рассмотренным выше концепциям гравитационной и трансляционной дифференциации ионов, фильтрационному эффекту и осмосу.

Более разнообразные точки зрения и менее убедительные объяснения выдвигаются по поводу появления и накопления в подземных водах разной минерализации хлоридов кальция даже среди сторонников седиментационной гипотезы, не говоря уже об авторах других гипотез. Однако подавляющее число сторонников седиментационной гипотезы считает, что накопление хлоридов кальция в подземных водах происходит в результате обменных реакций, в том числе и катионного обмена между кальцием породы и натрием раствора. При конкретизации этого процесса обнаруживаются существенные расхождения.

Многие исследователи долгое время считали, что одной из основных особенностей так называемых «нефтяных вод» является высокое содержание в них хлоридов кальция. Однако по мере увеличения количества глубоких скважин, пробуренных в нефтеносных и ненефтеносных районах, пришлось убедиться в том, что хлориды кальция независимо от наличия нефти распространены в подземных водах весьма широко. Тогда некоторые из исследователей стали высказывать соображения, что хлориды кальция являются чуть ли не исключительной принадлежностью подземных вод, формирующихся или в условиях очень хорошей закрытости недр (Сулин, 1948), или в условиях «застойного водного режима» (Игнатович, 1948).

Другая же группа исследователей пришла к противоположным выводам о том, что подземные воды с высоким содержанием хлоридов

кальция являются погребенными водами и сформировались на поверхности земли, в поверхностных бассейнах минувших геологических эпох, при других физико-географических условиях по сравнению с современной эпохой. Так, А. Н. Бунеев (1956), опираясь на экспериментальные данные, пришел к заключению, что хлориды кальция являются продуктом метаморфизации вод внутриконтинентальных мелководных морей, с сильно развитой береговой линией при отсутствии или весьма слабой связи с океаном. При этом метаморфизация воды таких морей происходила вследствие катионного обмена с привносимым реками терригенным коллоидным материалом (в периоды трансгрессий) в результате взаимодействия с пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами суши, обогащенными кальцием. При регрессии моря процесс образования и накопления хлоридов кальция происходить не мог, так как в море сносились поверхностными водами морские соли, смываемые атмосферными водами с поверхности морских отложений. По соображениям А. Н. Бунеева, современная эпоха является неблагоприятной для указанного процесса, поскольку «с начала неогена, вплоть до настоящего времени, кривая движения земной поверхности непрерывно поднимается. Эта эпоха регрессии, время резкого сокращения морских бассейнов на площади современных континентов; в последний раз в большом масштабе хлор-кальциевые моря могли появляться на земле только в палеогене» (1956). По А. Н. Бунееву, в современную эпоху рассмотренным им способом образуются только сравнительно небольшие хлор-кальциевые и содовые озера.

По взглядам Е. В. Посохова (1962), в минувшие геологические эпохи существовали хлоридные кальциевые моря, но другого типа, чем те, о которых писал А. Н. Бунеев. Критикуя построение А. Н. Бунеева по данному вопросу, Е. В. Посохов выдвигает свою концепцию: «Присоединяясь к мысли А. Н. Бунеева о существовании хлор-кальциевых морей в минувшие геологические эпохи, мы все же не можем согласиться с предложенным механизмом их образования. Если в формировании ионного состава рассолов озер реакции катионного обмена играют, как правило, второстепенную роль, то в морских бассейнах их влияние будет еще менее заметным» (1962). Далее Е. В. Посохов обращает внимание на то, что, если бы процессы катионного обмена в прошлом играли столь существенную роль, какую им придает А. Н. Бунеев, то непонятно, почему они не проявляются в такой же мере в современных крупных замкнутых бассейнах. По мнению Е. В. Посохова, катионный обмен вообще имеет небольшое значение в процессе образования вод с высоким содержанием хлоридов кальция, а в глубинной обстановке и совсем ничтожную. По его заключению, «в глубинной обстановке, в условиях застойного или замедленного водообмена, значение адсорбционно-обменных процессов должно снижаться ввиду общего уменьшения коллоидальности пород и перехода обменных катионов в необменное состояние. Происхождение широко распространенных вод в глубинной зоне ярко выраженного хлор-кальциевого типа нельзя связывать с реакциями катионного обмена» (1963). Если же такие воды и наблюдаются среди озер и грунтовых вод аридных областей, то, по Посохову, «...появление таких вод связано с подтоком глубинных хлоридно-натриево-кальциевых вод» (1962). Глубинные же воды указанного состава, по его мнению, представляют собой захороненные воды древних морей, вода которых имела хлоридный кальциевый состав. При этом он опирается на данные геологов (Н. М. Страхова и др.) в том, что среди карбонатных отложений палеозоя доломиты играли значительно большую роль, чем среди таких же отложений мезозоя и кайнозоя. Это обстоятельство объясняется большим содержанием углекислоты в палеозойской атмосфере, что и приводило к более интенсивному выпадению из морской воды доломитов, а не известняков, и обогащению морской воды кальцием, в отличие

от мезо-кайнозойских морей, в которых магний преобладает над кальцием. Вследствие этого, по построениям Е. В. Посохова, в аридных областях «концентрирование воды шло, главным образом, за счет увеличения ионов хлора и натрия, хотя в результате выпадения доломита раствор обеднялся щелочными землями, все же превалирование кальция над магнием сохранялось. В этом, очевидно, и заключалась характерная черта гидрохимии палеозойских морей» (1962). Далее Е. В. Посохов развивает мысль, что «иные гидрохимические процессы имели место в мезозойских и кайнозойских морях, когда переход магния в твердую фазу почти прекратился, зато кальций в еще больших количествах захватывался при карбонатакопчении. Это приводило к резкому увеличению концентрации магния в морских водах за счет уменьшения содержания ионов кальция. В современных морях мы действительно наблюдаем значительное преобладание магния над кальцием, что связано со сменой доломитообразования кальцитообразованием» (1962).

Таким образом, по мнению Е. В. Посохова, схема его построений делает понятным, почему седиментационные воды мезозойских и кайнозойских морей и солеродных бассейнов имели и имеют магниевонариевый и натриево-магниевый состав, а палеозойских — кальциевонариевый и даже натриево-кальциевый состав.

Гипотезы А. Н. Бунеева и Е. В. Посохова объединяют то положение, что подземные воды с высоким содержанием хлоридов кальция образовались в основном из поверхностных вод хлор-кальциевого состава, существовавших в минувшие геологические эпохи (по А. Н. Бунееву, главным образом до неогена, по Е. В. Посохову, главным образом до мезозоя). При этом само формирование воды хлор-кальциевых морей, по мнению этих исследователей, происходило по-разному: по А. Н. Бунееву, в основе этих процессов лежит катионный обмен, протекавший по-разному в трансгрессивные и регрессивные периоды, а Е. В. Посохов отводит катионному обмену ничтожную роль, придавая главное значение интенсивности выпадения в осадок карбонатов кальция и магния в разные этапы геологической истории.

На первый взгляд кажется, что в пользу той и другой гипотез могут быть приведены некоторые геологические данные и соображения. Действительно, в допалеогеновое время происходило больше трансгрессий, чем после него, и поэтому тогда чаще создавались условия, благоприятные для развития процессов по схеме А. Н. Бунеева.

Действительно, в нижнем и среднем палеозое среди карбонатной части отложений доломиты имеют большее значение, чем в верхнем палеозое и особенно в мезозое. Особенно велика роль доломитов в кембрийских и докембрийских отложениях Сибирской платформы. Это как будто подтверждает схему Е. В. Посохова. Однако другие данные противоречат обеим гипотезам. Если бы, скажем, наличие или отсутствие хлоридов кальция в подземных водах объяснялось рассмотренными выше гипотезами, то хлориды кальция должны были бы присутствовать только в седиментационных водах домезозойских (по Е. В. Посохову) или донеогеновых (по А. Н. Бунееву) отложений.

Однако среди соленосных толщ любого дочетвертичного возраста встречаются рассолы с высоким содержанием хлоридов кальция, что указывает на их происхождение независимо от хлор-кальциевых морей. Наряду с этим рассолы с высоким содержанием хлоридов магния встречаются в отложениях разного возраста, в том числе и в отложениях, приуроченных ко времени существования «хлор-кальциевых» морей (см. табл. 88).

Межкристаллическая рапа Соль-Илецкого и Восточно-Карпатского месторождений также имеет отчетливо выраженный хлоридный магниевый состав (см. табл. 87).

Таким образом, данные химического состава рассолов из соленосных отложений разного возраста показывают, что между солеродными бассейнами разного возраста нет той принципиальной разницы, которая должна бы быть при реальном существовании «хлор-кальциевых» морей. Очевидно, формирование рассолов и вообще подземных вод с высоким содержанием хлоридов кальция происходило и происходит в результате каких-то других процессов. В этой связи уместно отметить, что и в современную эпоху, вопреки мнению Е. В. Посохова, формирование рассолов с повышенным содержанием хлоридов кальция происходит не так уж редко. В настоящее время имеется много данных, указывающих на то, что хлориды кальция широко распространены не только в подземных водах в закрытых непроточных недрах земли, но и в грунтовых, почвенных, озерных, речных и лагунных водах, формирующихся в определенных условиях. Данные о содержании хлоридов кальция в рапе и солях некоторых озер и месторождений соли разного возраста приведены в табл. 90.

Данные табл. 90 можно дополнить сообщением А. И. Месропяна о том, что в каменной соли неогенового возраста Аванского района Аратской депрессии содержится хлоридов кальция до 0,14—10,3% (1959). Отмечены хлориды кальция и в солях месторождений Хошады, Мын-Батман, Ак-Мечет в бассейне р. Кафирниган, в южном Таджикистане (Осычкина и др., 1958). В целом эти данные показывают, что между составом рапы и солей современных озер и солями неогенового пермского и кембрийского возраста принципиальной разницы нет. А ведь соль, химический состав которой охарактеризован выше, в свое время образовалась на поверхности земли. Таким образом, все указывает на необоснованность мнения Е. В. Посохова о том, что хлориды кальция не образуются на поверхности земли.

Таблица 90

Объекты исследования; глубины опробования	CaSO <sub>4</sub>	CaCl <sub>2</sub>	MgCl <sub>2</sub>	$\frac{NaCl}{KCl}$	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
Оз. Баскунчак:					
а) рапа (южная часть) . . . . .	0,04—0,16	1,4—5,0	5,0—15,7	$\frac{9,7—24,6}{97,75}$	0,3—0,8
б) соль (южная часть) . . . . .	1,2—0,2	0,25	0,95	$\frac{0,17}{63,44}$	—
Оз. Цганхак (Калмыкская АО); рапа	9,6	0,4	25,6	$\frac{0,12}{9,44}$	—
Оз. Старое (Крым), рапа . . . . .	0,15	9,41	80,91	$\frac{0,07}{46,28}$	—
Оз. Красное (Крым), рапа . . . . .	0,24	10,72	42,66	$\frac{0,06}{47—81}$	—
Оз. Таволжанское (Казахстан); соль	До 10	0,04—3,2	1,1—3,5	47—81	—
Усольское месторождение, 1070— 1130 м; кембрийская соль . . . . .	1,06	0,69	0,03	$\frac{95,2}{0,2}$	—
Ст. Половина; 795—800 м; кембрий- ская соль . . . . .	0,8	0,16	0,06	98,1	0,06
Усть-Кутсы; кембрийская соль . . . . .	4,27	1,14	—	94,88	—
Оз. Илецкое; рапа . . . . .	0,6	0,4	0,4	98,6	—
Славянское месторождение . . . . .	1,2—4,8	0,08—0,14	0,05—0,1	$\frac{92—97}{4,7—98,9}$	До 0,004
Старобинское месторождение . . . . .	0,03—10,1	До 4,1	0,03—29,0	$\frac{0,04—75,8}{—}$	—

В дополнение к изложенному можно привести данные почвоведов о довольно широком распространении хлоридов кальция в почвах и почвенных растворах аридных областей. Так, В. А. Ковда и его сотрудники при изучении процессов засоления почв Кура-Араксинской низмен-

ности пришли к выводу, что при высокой степени засоления почв появляются хлориды магния и кальция не только в растворе, но и в виде твердых солей (1954).

Изменения состава солей в почвах и грунтах в зависимости от их концентрации названные исследователи иллюстрировали данными табл. 91.

Таблица 91  
Зависимость состава солей в почво-грунтах от их концентрации

Содержание солей в кг на призму 2×1 м	% содержания солей	Преобладающий состав солей
Менее 1,5	Менее 0,1	HCO <sub>3</sub> — Ca
1,5—4	0,1—0,3	HCO <sub>3</sub> — Na
4—15	0,3—1,0	SO <sub>4</sub> — Cl — HCO <sub>3</sub> /Na
15—35	1,0—3,0	Cl — SO <sub>4</sub> /Mg — Na
15—50	1,0—4,0	SO <sub>4</sub> — Cl/Ca — Na
25—50	2,0—4,0	Cl/Mg — Na
Более 50	Более 4,0	Cl/Ca — Na

Широкое распространение хлоридов кальция установлено также и в грунтовых водах Прикаспийской впадины (Самарина, 1963).

Можно также назвать работы Н. С. Курнакова и С. Ф. Жемчужного (1916), которые указывали на появление хлоридов кальция во многих самосадочных озерах на последних стадиях метаморфизации рапы.

В. И. Вернадский в 1930 г. выделил следующие типы поверхностных рассолов по преобладанию солевого комплекса: 1) Cl — Na; 2) Cl — Mg; 3) Cl — Mg — Na; 4) Cl — Ca — Mg; 5) Cl — Mg — Ca — Na. При этом он отметил, что «в известных физико-географических условиях хлор-натриевые озера реально переходят в озера Cl — Na — Mg и Cl — Na — Mg — Ca» (1960). Далее, по мысли П. И. Вернадского, «такие озера, по-видимому, характерны для пустынных и полупустынных областей Евразии, главным образом бессточных низменностей Средней Азии. Именно здесь имеются гигроскопические CaCl<sub>2</sub> — солонцы и в сорах образуются временные или постоянные Na — Ca — Cl воды» (1960).

Все эти факты и соображения позволяют сделать вывод о том, что хлориды кальция могут появляться в концентрированных озерах, грунтовых и более глубоких подземных водах значительной концентрации в современную эпоху во всех случаях, когда поступление кальция в раствор преобладает над поступлением сульфатов. Такие условия могут возникать как в поверхностных самосадочных водоёмах в результате притока гидрокарбонатных кальциевых вод и привноса терригенного материала, богатого поглощенным кальцием, так и в подземных условиях в результате обменных реакций между рассолом и породами. При всем этом следует учитывать, что поверхностные условия менее благоприятны для значительного накопления хлоридов кальция в растворах, чем подземные, особенно в зонах, характеризующихся затрудненным водообменом, где обессульфачивание подземных соленых и рассольных вод еще более усиливается в результате биохимических реакций.

Таким образом, для объяснения процессов накопления в подземных водах хлоридов кальция в сравнительно небольших количествах, нет нужды прибегать к мало обоснованным гипотезам существования в прошлом «хлор-кальциевых» морей, хотя и можно допустить существование солеродных бассейнов, в рассолах которых содержалось значительное количество хлоридов кальция (подобных, например, Мертвому морю и другим самосадочным озерам).

Менее определенно решается вопрос о накоплении хлоридов кальция в весьма крепких и сверхкрепких рассолах и о процессах превращения

хлоридной натриево-магниево-натриевой маточной рапы солеродных бассейнов в хлоридные магниевые-кальциевые подземные рассолы. Однако и для объяснения этих процессов вряд ли имеется необходимость прибегать к гипотезам существования в прошлом «хлор-кальциевых» морей. Все большее число исследователей склоняется к тому, что хлоридные магниевые рассолы могут превратиться в хлоридные кальциевые в результате обменных реакций. Однако и сторонники этого процесса объясняют его по-разному. По В. А. Сулину (1948), исходные рассолы, которые превращались в кальциевые и магниевые, имели в основном хлоридный натриевый состав. В. А. Сулин поставил перед собой задачу объяснить, каким образом хлоридные натриевые соленые воды и рассолы превращаются в хлоридные кальциевые и магниевые. При этом он решающее значение придавал катионному обмену. В своей работе он развивает мысль, что «огромное накопление хлоридов натрия в высокоминерализованных подземных водах должно привести к вытеснению кальция и магния из поглощающего комплекса пород натрием этих вод. В результате подобного катионного обмена в водах появляются хлориды магния и кальция. Накопление хлоридов кальция в водах хлормагнезиевого типа, содержащих сульфаты магния, невозможно, так как взаимодействие этих солей приведет к образованию сульфата кальция, выпадающего из высококонцентрированного раствора вод хлормагнезиевого типа, и хлорида магния, остающегося в водах» (1948). И далее: «...первые фазы катионного обмена будут вести за собой лишь увеличение содержания в водах хлоридов магния. Прочное удержание хлоридов кальция в растворе возможно лишь после удаления из него сульфата магния, то есть в последующие фазы катионного обмена в условиях освобождения вод от сульфатов магния» (1948).

Близкое к этому мнению по рассматриваемому вопросу имел и Г. Н. Каменский, предложивший следующую схему перехода хлоридно-магнезиально-натриевой воды в воду хлоридно-кальциево-магнезиально-натриевую: «Проникающая в породы морская вода богата растворами натрия, а породы, содержащие пресные воды, богаты адсорбированным кальцием. В результате вода обогащается кальцием, и соотношение растворенных в ней ионов изменяется. Например, вода хлоридно-магнезиально-натриевая может перейти в хлоридно-кальциево-магнезиально-натриевую» (1955).

Рассмотренные представления В. А. Сулина и Г. Н. Каменского приемлемы только для объяснения накопления в растворе хлоридов кальция в результате обмена на натрий, но вопрос о процессе превращения хлоридного магниевого рассола в хлоридный кальциевый остается открытым. Несколько иное, но более полно объясняющее процесс замещения в рассолах магния кальцием мнение было высказано А. Е. Ходьковым (1959). По его соображениям «в условиях, когда из системы выводятся карбонаты, открывается возможность для обменных реакций между магнием (оставшимся в воде  $MgCl_2$ ) и кальцием (твердых минералов) с образованием осадка  $CaCl_2$  (1959). Далее данный исследователь отмечает, что «при наличии разлагающегося органического вещества в процессе сульфатредукции вовлекаются твердые сульфаты — ранее выпавшие в гипс», причем в растворе образуется хлористый кальций, а в осадок выводятся гидрокарбонат кальция и магния в виде двойной соли.

Предположение о возможности замены в растворах магния кальцием подтверждается также и расчетами энергетики физико-химических процессов. Так, академик А. Е. Ферсман (1959), произведя энергетический анализ магния и кальция, установил, что по величине эка магний стоит впереди Са, а радиус магния (0,78 Å) значительно меньше радиуса кальция (1,05 Å). Вследствие этого вхождение магния вместо кальция в кристаллическую решетку минералов энергетически выгодно и поэтому

в природе должны идти процессы замещения кальциевых карбонатов магниевыми с образованием доломитов.

Это положение развил В. И. Гуревич (1960, 1963), который в результате расчетов пришел к заключению, что подземные хлоридные кальциевые рассолы могли возникнуть и за счет обменных реакций при взаимодействии магниезальных рассолов с известковистыми породами в результате процессов доломитизации (согласно реакции Мариньяка).

Н. В. Кулаков (1964) опубликовал результаты экспериментальных работ по преобразованию химического состава воды в результате испарения ее из песков. В результате этих исследований он пришел к выводу, что хлор-кальциевые природные рассолы могут получаться в результате метаморфизации хлор-магниевых вод, которые в течение всей истории их существования никакой связи с морем не имели. Подтверждение этому он видит, в частности, в том, «что в четвертичных континентальных отложениях аридных областей имеются хлор-кальциевые рассолы, получившиеся в результате метаморфизации современных инфильтрационных вод» (1964).

В своих построениях Н. В. Кулаков исходит из предположения, что любые инфильтрационные воды в недрах земли превращаются в рассолы хлор-кальциевого состава в результате подземного испарения. С этим, однако, вряд ли можно согласиться: несостоятельность гипотезы подземного испарения нами уже была рассмотрена.

Более детально и аргументированно вопрос о процессах формирования хлоридных кальциевых рассолов на примере Иркутского амфитеатра и других областей СССР рассмотрен в работе М. Г. Валяшко и Н. К. Власовой (1965). В этой работе констатируется, что накопление в растворе хлоридов кальция может осуществляться за счет: а) катионного обмена натрия раствора на кальций породы, б) катионного обмена магния раствора на кальций породы, в) реакции обмена:  $MgCl_2(p) + 2CaCO_3(тв) + CaCl_2(p)$ . По концепции авторов, эквивалентный обмен магния раствора на кальций карбоната (или на кальций алюмосиликатов) с образованием доломита особенно вероятен при повышенных давлениях. Произведя соответствующий анализ имеющихся данных о рассолах Иркутского амфитеатра, они приходят к выводу, что в данном случае «процесс метаморфизации и накопления  $CaCl_2$  шел за счет ионов магния раствора, а не за счет натрия» (1965). И далее... «хлор-кальциевые (хлоридного типа) рассолы, обнаруживаемые в коллекторах внутри соляных отложений и в подстилающих соль отложениях, образовались за счет метаморфизации маточных рассолов солеродного бассейна морского происхождения. Этот процесс метаморфизации протекал в две фазы. Первая фаза, которая могла осуществляться и на поверхности в подготовительную стадию существования солеродного бассейна, сводилась к постепенной потере сульфат-иона и эквивалентного им количества ионов магния»... «Вторая фаза метаморфизации, развивающаяся уже в недрах, приводила к замене ионов магния раствора на кальций породы (эквивалент на эквивалент)» (1965).

Наконец, следует указать на выводы В. И. Лебедева (1965), который при объяснении рассматриваемого вопроса в отличие от предыдущих авторов руководствуется несколько иными соображениями. Он считает, что переход магния из раствора в состав кристаллического вещества на место кальция, который удаляется в раствор, энергетически выгоден, и подтверждает это указанием на то, что энергетический коэффициент магния на 10,8 килокалорий больше, чем у кальция.

В. И. Лебедев считает, что в процессе образования гипергенных силикатов катионы Na, K, Ca, Sr, как обладающие большими размерами, если не переходят в раствор, то становятся обменными катионами и только вследствие несовершенства в строении решеток захватываются вместе с Al, Mg и Li в основу гипергенных соединений. В процессе диагенеза

и метаморфизма под воздействием закона плотнейшей упаковки они и, в частности, Са и Sr с энергетической выгодой обмениваются на магний раствора. В этом процессе и образуются существенно хлор-кальциевые воды за счет хлор-магниевых вод. По мнению В. И. Лебедева, вероятная связь хлор-кальциевых вод с остаточными рассолами галогенеза, метаморфизованными в процессах диагенеза, находит подтверждение и в других геохимических данных. В частности, существующая связь отношений  $\frac{Na}{Cl}$  с  $\frac{Cl}{Br}$  невозможна при процессах обычного адсорбционного обмена натрия на кальций, который ведет к снижению содержания только натрия и не затрагивает хлора и при котором отношение  $\frac{Cl}{Br}$  осталось бы неизменным.

Поэтому, по мнению В. И. Лебедева, для одновременного возрастания содержания брома по отношению и к хлору, и к натрию возможен лишь путь выпадения в осадок хлористого натрия, что и происходит в процессе галогенеза. Далее В. И. Лебедев заключает, что «если остаточная рапа на любой стадии после высадки сульфатов магния и особенно после высадки сильвина и карналлита, являющаяся существенно хлор-магниевой, будет взаимодействовать с осадочными породами по пути проникновения в их нижние горизонты и таким образом участвовать в процессе диагенеза этих пород... «то в этом процессе неминуемо будет происходить замещение кальция пород на магний раствора. Это и приводит к образованию существенно хлор-кальциевых вод» (1965). Отметив, что процессы доломитизации энергетически выгодны для превращения хлор-магниевых рассолов в хлор-кальциевые, В. И. Лебедев высказывает мысль, что они все же, вероятно, не имеют универсального значения, так как доломитизированные породы наблюдаются не повсеместно. Он считает, что диагенез гипергенных силикатов и начальные стадии собственно метаморфизма имеют более универсальное значение для повсеместного накопления в подземных водах кальция. По его мнению, кристаллическое вещество, возникающее в гипергенной обстановке, недостаточно полно отвечает закону «плотнейшей упаковки». Поэтому состав гипергенных минералов сильно варьирует и наряду с алюминием и магнием, «в октаэдрические позиции» вовлекаются кальций и стронций. Многие монтмориллониты, констатирует В. И. Лебедев, содержат до 3,5% СаО, причем значительная часть этого кальция не является обменной, т. е. входит в состав соединения. Некоторое количество СаО содержится и в гидрослюдах в такой же форме. Однако при последующей перекристаллизации, что является обычным для гипергенных минералов, в случае их перемещения в обстановку, отличающуюся от условий образования, закон «плотной упаковки» будет продолжать действовать. Это означает, что в тех же монтмориллонитах и гидрослюдах должно происходить перераспределение и обмен катионов в больших размерах, чем это необходимо для устойчивости минерала в новых условиях, с катионами меньшего размера, находящимися в поглощенном состоянии или в окружающем растворе, т. е. обмен катионов кальция и стронция на катионы магния. По заключению В. И. Лебедева, при попадании гипергенных минералов в условия температур и давлений, характерные для глубин распространения хлор-кальциевых вод (температуры несколько десятков градусов и давления несколько сотен атмосфер, т. е. глубины 1000—2000 м), будет происходить поглощение магния и «выталкивание» в раствор кальция и стронция, что энергетически вполне оправдано.

В заключение своих построений В. И. Лебедев высказывает мысль, что «пути образования глубинных хлор-кальциевых вод разнообразны, но поскольку они возникают под действием одних и тех же законов энергетики физико-химических процессов, постольку конечные результаты должны быть близкими, но не тождественными»... «например, можно

предполагать, что воды, не прошедшие галогенеза и лишившиеся сульфат-иона в результате сульфат-редукции, будут содержать значительное количество натрия. Воды, находившиеся в контакте с породами, ранее уже прошедшими стадию галогенеза, будут содержать значительное количество магния» (1965).

В связи с высказанными В. И. Лебедевым положениями следует обратить внимание на экспериментальные данные А. А. Алексина (1964), который установил, что последние порции воды, выжатой из глинистых пород под большим давлением при высокой температуре, имеют хлоридный кальциевый состав. По-видимому, экспериментальные данные А. А. Алексина могут быть привлечены для подтверждения теоретических выводов В. И. Лебедева, основанных на законе плотнейшей упаковки кристаллического вещества, о выталкивании кальция и поглощении магния из гипергенных минералов, попавших в условия более высоких температур и давлений.

Приведенные выше точки зрения М. Г. Валяшко, А. Е. Ходькова, В. И. Лебедева в конечных выводах полностью согласуются: все они объясняют пути формирования высококонцентрированных хлоридных кальциевых рассолов в результате преобразования хлоридной магниевой рапы солеродных бассейнов, попавшей в глубокие части разреза артезианских бассейнов.

Все это вполне увязывается с седиментационной гипотезой и в принципе подтверждает нашу точку зрения о том, что «хлоридные кальциевые рассолы образуются не только за счет хлоридных натриевых рассолов, но также и за счет хлоридных магниевых. Замещение магния рассола на кальций породы в природе происходит весьма широко в результате процессов вторичной доломитизации и других» (Зайцев, 1960).

Однако было бы неправильно считать, что в настоящее время все вопросы, связанные с происхождением хлоридных кальциевых вод, полностью выяснены. По-видимому, можно говорить только о выяснении основной направленности этих процессов, требующих конкретизации с учетом геологической истории того или иного артезианского бассейна.

В связи с этим следует указать на наличие в некоторых районах слабоминерализованных и относительно слабоминерализованных подземных вод хлоридного кальциевого состава, на первый взгляд не связанных с соленосными отложениями. Такие воды сравнительно широко распространены в Тунгусском бассейне Восточно-Сибирской артезианской области и в Грузии (см. табл. 69). Однако имеется достаточно оснований полагать, что в обоих этих районах на глубине присутствуют соленосные отложения, с которыми и связаны названные воды.

В заключение анализа вопроса о происхождении подземных хлоридных кальциевых рассолов следует обратить внимание на очень важное следствие, вытекающее из допущения возможности превращения хлоридных магниевых рассолов в хлоридные кальциевые. Оно заключается в том, что простая эквивалентная замена хлоридных магниевых растворов хлорными кальциевыми растворами вследствие большего атомного веса Са (40,1) в сравнении с Mg (24,3) ведет к повышению концентрации солей на 16,7% от количества замещенного  $MgCl_2$ . Таким путем при высокой концентрации рассолов их минерализация может увеличиться еще больше за счет обменных реакций. Например, рапа на стадии садки карналлита имеет минерализацию 345,5 г/кг при содержании  $MgCl_2$  218,4 г/кг, а рапа, соответствующая этвонике, имеет минерализацию 317,5 г/кг при содержании  $MgCl_2$  308,5 г/кг. При полной замене магния кальцием общий вес рассола в первом случае увеличится на 36,5 г/кг, а во втором на 51,6 г/кг.

Приведенные данные позволяют ответить на вопрос о том, почему минерализация сверхкрепких и весьма крепких подземных рассолов почти всегда существенно больше минерализации той хлоридной магниев-

вой рапы (послегалитовой стадии седиментации солеродных бассейнов), из которой они произошли.

Путем таких же расчетов можно установить, что если бы хлоридные кальциевые рассолы формировались в результате замены кальция пород натрием, то минерализация рассола не увеличилась бы, а уменьшилась вследствие несколько большего атомного веса  $2\text{Na}$  ( $2 \times 23 = 46$ ) в сравнении с кальцием. По расчетам В. И. Лебедева, снижение весовой концентрации рассола может достигать 6,2% от количества замещенного  $\text{NaCl}$  на  $\text{CaCl}_2$ .

Следовательно, и эти данные говорят в пользу того, что весьма крепкие подземные рассолы формируются в результате преобразования хлоридных магниевых рассолов солеродных бассейнов.

В. И. Лебедев пришел к заключению, что роль процессов преобразования маточных рассолов в результате обменных реакций настолько большая, что эти рассолы правильнее называть не седиментационными, а седиментационно-диагенетическими. Можно вполне с ним согласиться в том, что название седиментационные рассолы не полностью соответствует сущности процессов, в результате которых формируются подземные рассолы.

Однако все преобразования, которые претерпевают рассолы, вряд ли правильно ограничивать стадией диагенеза. Они совершаются начиная от сингенеза и кончая катагенезом. Поэтому правильнее их называть седиментационно-эпигенетическими.

Некоторые гидрогеологи, возражая против седиментационной гипотезы, указывают на сравнительно большое разнообразие химического состава поверхностных водоемов, что должно было бы отразиться на химическом составе подземных соленых вод и рассолов, если бы те и другие были генетически связаны между собой. Например, К. В. Филатов (1956) при полемизировании со сторонниками гипотезы «погребенных вод» выдвигает против нее следующие доводы: «Допуская существование «погребенных вод», мы неизбежно должны допустить пестроту их распределения как по составу, так и по концентрации в пространстве как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Трудно себе представить, чтобы в различных лагунах, озерах и морских бассейнах, в разные века и периоды, в различных физико-географических и геолого-литологических условиях, на разных гипсометрических высотах формирования химического состава «погребенных» вод проходило однотипно... «Трудно себе представить, с точки зрения теории «погребенных» вод, чтобы за всю историю земной коры в ней не сохранились «запечатанные на миллионы лет пресные реликты подземных вод древних морских или озерных бассейнов» (1956).

Приведенные критические замечания вряд ли можно считать обоснованными. Из изложенного выше следует, что химический состав подземных соленых и рассольных вод столь же разнообразен, как и поверхностных. Однако среди тех и других отчетливо господствуют хлоридные, натриевые и магниевые среди поверхностных, натриевые и кальциевые, а иногда и магниевые — среди подземных. Но выше было также показано, что переход хлоридных магниевых поверхностных вод в хлоридные кальциевые в подземных условиях является вполне закономерным процессом.

Другое отличие поверхностных соленых вод и рассолов от подземных заключается в большем содержании в поверхностных водах сульфатных солей. Но, как отмечалось, на последних стадиях концентрирования рапы в поверхностных условиях количество сульфатов не так уж велико, а в подземных условиях они разрушаются в результате процессов десульфатизации. Остается объяснить, почему не встречаются в недрах земли погребенные пресные воды. Данные для объяснения также уже приводились. Во все геологические периоды пресные воды были распрое-

транены только в самой верхней части геологического разреза и в пресных континентальных водоемах. Причем во все времена континентальные отложения пресных водоемов играли ничтожную роль по сравнению с морскими, отлагавшимися в соленых водоемах. Пресные воды из континентальных отложений и других пород верхней части геологического разреза не могли просочиться в более глубокие горизонты вследствие малого удельного веса по сравнению с солеными морскими или рассольными водами, заполнявшими более глубокие части геологического разреза. В периоды же морских трансгрессий пресные воды вытеснялись из вмещающих их отложений более тяжелыми солеными морскими водами, если даже эти отложения и сохранились. В большинстве же случаев наступление моря сопровождалось значительной абразией затопляемой суши и уничтожением не только пресных вод, но и значительной толщи вмещающих их пород. Кроме того, если бы пресные воды в силу особо благоприятных условий и оказались бы запечатанными, то при значительном тектоническом опускании района их распространения они неизбежно были бы «выжаты» на соответствующих глубинах из вмещающих их пород и смешались бы с солеными и рассольными водами, понизив минерализацию последних, но не оказав большого влияния на степень их минерализации, так как для этого количества пресных подземных вод не могло быть достаточно большим.

Таким образом, то обстоятельство, что поверхностные воды отличаются большим разнообразием по сравнению с подземными, не может служить основанием для отрицания седиментационной гипотезы.

### Формирование бромных и калиевых рассольных вод

Процессы накопления брома и калия в подземных водах, по-видимому, имеют близкий характер и с позиций седиментационной гипотезы сравнительно легко объяснимы. Как известно, количество того и другого элемента в природных рассолах находится в довольно тесной зависимости от степени упаривания воды солеродных бассейнов. Поэтому результаты наблюдений, проведенных многими исследователями за процессами накопления солей в современных самосадочных озерах и лагунах, а также результаты экспериментальных работ по упариванию морской воды, вполне могут быть использованы для объяснения накопления брома и калия в седиментационных водах различной стадии усыхания солеродных бассейнов, существующих в настоящее время или существовавших в минувшие геологические эпохи (а следовательно, и в подземных рассолах, происхождение которых тесно связано с рапой названных бассейнов).

В настоящее время ни у кого из исследователей не возникает сомнения в том, что подавляющее число крупных солеродных бассейнов прошлого представляло собой водоемы, расположенные в аридных областях и имевшие затрудненную связь с морем. Некоторым подобием таких бассейнов могут служить современные Кара-Богаз-Гол, Сиваши.

Такие бассейны питались морской водой и, следовательно, их рапа (как и выпавшие в осадок соли) тесно связана с солевым составом морской воды, сконцентрированной в различной степени. При этом, чем больше концентрировалась рапа, тем больше она обогащалась наиболее растворимыми элементами (табл. 92).

Как видно из данных таблицы, количество брома в рапе увеличивается непрерывно до эвтоникки, а калия — до начала садки сильвина, а затем начинает существенно уменьшаться, особенно после начала садки карналлита, когда значительная часть этого элемента переходит в осадок. В этой связи уместно заметить, что вместе с различными солями переходит в осадок и некоторая часть брома в виде изоморфной примеси.

Состав океанической воды различной степени упаривания, г/кг (по М. Г. Валяшко, 1962)

Стадии упаривания	CaCO <sub>3</sub>	CaSO <sub>4</sub>	MgSO <sub>4</sub>	MgCl <sub>2</sub>	NaCl	KCl	NaBr	Сумма солей
Нормальная океаническая вода	0,134	1,276	2,305	3,385	27,667	0,763	0,09	35,62
Начало садки гипса	0,34	4,90	9,50	14,90	99,10	2,40	0,25	131,40
» » галита	0,52	0,460	21,0	33,40	214,1	5,20	0,59	275,27
» » эпсонита	2,24	Следы	89,2	158,2	50,5	22,9	2,72	325,76
» » сильвина	Не определялся	»	75,5	169,1	33,8	49,2	Не определялся	327,6
» » карналлита	3,01	»	64,4	218,4	24,2	31,6	3,9	345,5
Эвтоника	4,57	»	39,9	308,6	10,6	1,9	5,99	371,46

По заключению М. Г. Валяшко (1952), чем больше рапа насыщена бромом, тем большее количество его переходит в осадок вместе с выпадающими солями (табл. 93).

Таблица 93

Содержание брома в продуктах кристаллизации морской воды (по М. Г. Валяшко)

Зоны кристаллизации	Содержание брома в солях данной зоны кристаллизации, %		
	галита	сильвина	карналлита
Нормального галита (минерализация порядка 275 г/кг)	0,005—0,025	—	—
Нормального сильвина и каменной соли	0,025—0,037	0,13—0,20	—
Нормального карналлита	0,037—0,060	0,20—0,30	0,24—0,60

Данные таблицы показывают, что в твердую фазу солей переходит значительное количество брома (до 0,3 г/кг в галите и до 2—6 г/кг в калийных солях). По дополнительным данным М. Г. Валяшко в бишофите содержание брома может достигать от 5—7 до 10 г/кг.

Отмеченные закономерности увеличения количества брома и калия в рассолах в зависимости от степени минерализации наблюдаются не только при искусственном выпаривании морской воды, но и в естественных условиях, о чем свидетельствует состав рапы существующих соледородных бассейнов.

Характер изменения химического состава рапы и содержание в ней брома и калия в зависимости от степени минерализации можно видеть на примере Кара-Богаз-Гола (табл. 94).

Таблица 94

Химический состав рапы Кара-Богаз-Гола в разные годы (по данным Г. С. Седельникова и А. И. Лазарева, 1964)

Сумма солей, %	Содержание солей, %						Дата отбора пробы
	Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	MgCl <sub>2</sub>	MgSO <sub>4</sub>	MgBr <sub>2</sub>	KCl	NaCl	
16,43	—	2,29	2,96	0,016	0,25	10,64	1897 г. (июнь)
28,94	0,167	4,76	8,62	0,037	0,75	14,61	1947 г. (сентябрь)
29,25	0,188	8,18	8,62	0,043	1,03	11,19	1955 г. (октябрь)
29,94	0,159	6,62	7,98	0,011	0,90	14,24	1956 г. (июнь)
31,90	0,455	18,44	8,09	0,119	2,04	2,76	1956 г. (октябрь)
34,02	0,441	22,55	6,35	0,122	2,56	2,00	1957 г. (июль)
34,32	0,390	25,65	4,81	0,131	1,28	2,06	1957 г. (агуст)
37,53	0,470	34,59	2,53	0,24	Следы	—	1961 г. (июнь)

По мере увеличения общей минерализации рапы в ней почти прямо пропорционально увеличению в рапе хлоридов магния растет и количество брома. Из этой же таблицы видно, что процентное содержание натрия растет до концентраций рапы 300 г/кг, а калия — до ее концентрации 340 г/кг, а затем вследствие выпадения этих солей в осадок процент того и другого начинает убывать. Таким образом, в естественных условиях наблюдается та же закономерность, которая установлена в результате искусственного упаривания морской воды.

Следует обратить внимание также и на то, что степень минерализации и химический состав рассолов не остаются строго постоянными ни во времени, ни на разных участках одного и того же солеродного бассейна. Первое обстоятельство хорошо подтверждается данными табл. 94, а второе иллюстрируется данными об изменении состава рапы Мертвого моря (табл. 95).

Данные этой таблицы показывают, что в таком солеродном бассейне, каким является Мертвое море, минерализация рассола и химический состав его, в том числе содержание калия и брома, существенно изменяются на разных (даже недалеко расположенных друг от друга) участках, хотя процентное содержание названных элементов от суммы солей остается примерно одинаковым. Так, например, в точке № 2 на глубине 200 м общая минерализация рассола достигает 207,7 г/л, а в точке № 4 на той же глубине — 251 г/л. В то же время в обоих случаях процентное содержание брома и калия характеризуется примерно одной величиной (MgBr<sub>2</sub> — 2,00—2,25%, а KCl 3,24—3,41%).

Таким образом, в одном и том же солеродном бассейне даже сравнительно небольших размеров степень минерализации и концентрация рассолов существенно различны. Еще больше эта разница должна быть при больших размерах бассейна, какими, вероятно, обладали древние солеродные лагуны. Эта разница может увеличиваться еще больше в разных солеродных бассейнах, имеющих разные условия питания и степень упаривания. В таких случаях может изменяться и процентное соотношение между отдельными компонентами солевого состава и количество брома в рапе. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить приведенные данные по Кара-Богаз-Голу и Мертвому морю — крупнейшим солеродным бассейнам современной эпохи.

Таблица 95  
Изменение химического состава рассолов Мертвого моря в разных пунктах и на разных глубинах (по П. И. Лунину, 1954)

Места и глубины отбора проб	Минерализация, г/кг	CaSO <sub>4</sub>		NaCl		KCl		MgCl <sub>2</sub>		MgBr <sub>2</sub>		CaCl <sub>2</sub>	
		г/л	%	г/л	%	г/л	%	г/л	%	г/л	%	г/л	%
Точка № 1, северная часть моря; у поверхности	190,22	0,83	0,44	56,33	29,61	6,71	3,53	96,46	50,70	5,64	2,97	24,24	12,75
Точка № 2, в 5 милях от № 1; 200 м	207,71	0,618	0,29	33,41	16,09	6,73	3,24	131,56	63,30	4,03	2,00	31,36	15,08
Точка № 2; 300 м	259,97	0,88	0,34	36,22	13,39	8,33	3,20	158,25	60,89	9,36	3,59	46,95	18,06
Точка № 4, в 5 милях южнее точки № 2; 120 м	245,73	0,77	0,31	63,71	29,93	7,59	3,08	158,08	64,33	6,09	2,48	9,49	3,87
Точка № 4; 200 м	251,10	0,78	0,31	63,83	25,42	8,57	3,41	161,27	64,23	5,65	2,25	11,00	4,38

Однако, несмотря на очень существенную разницу в химическом составе этих двух бассейнов, общим для них является сравнительно высокое содержание брома и калия, хотя и неодинаково высокое. Данные и по другим современным солеродным бассейнам показывают, что сравнительно высокое содержание брома является общим для них признаком.

Очевидно, как и современные, древние солеродные бассейны имели разную минерализацию, химический состав и концентрацию специфических компонентов в зависимости от разных степеней упаривания, условий питания, стадии метаморфизации. Таким образом, если подземные рассолы являются захороненной рапой древних солеродных бассейнов, то становится понятным, откуда в них появились бром и калий и почему их содержания значительно изменяются в разных районах.

Как отмечалось, содержание брома в подземных соленых и рассольных водах находится в пределах от нескольких миллиграммов до 6—7 г/кг, а калия до 20—40 г/кг. Примерно в таких же пределах изменяется количество этих элементов и в современных поверхностных водоемах. В рапе Мертвого моря на глубине более 300 м содержание брома достигает 5—6 г/кг. Вероятно, эта закономерность может быть распространена и на древние солеродные бассейны.

Нами довольно подробно уже рассмотрен вопрос о происхождении брома и калия в подземных рассолах седиментационного происхождения. Однако, как отмечалось, наряду с этими рассолами существуют рассолы выщелачивания. Совершенно очевидно, что в этом последнем случае названные элементы переходят в раствор вместе с другими растворяющимися солями. Причем, относительное содержание этих элементов в рассолах выщелачивания будет иным, чем в рассолах, образующихся из маточной рапы. Как нами было показано, при различных стадиях галогенеза в твердую фазу переходит различное количество брома, не говоря уже о калии, садка которого начинается при концентрировании рапы, примерно до 350 г/кг. В соответствии с этим все соли, выпавшие в осадок в процессе галогенного седиментогенеза, содержат какое-то количество брома, хотя и неодинаковое, но тем больше, чем выше концентрация рапы.

Таблица 96

Минерализация рапы некоторых водоемов

Водоемы	Общее содержание, %	Водоемы	Общее содержание, %
Сакский залив	27,16	Озера дельты Волги:	
Сасык-Сивач	17,71	а) М. Кордуанское	40,75
Оз. Геническое	28,98	б) Б. Кордуанское	40,39
Оз. Гончарское	27,67	М. Леденцкое	38,4
Перекопская группа озер:		Б. Леденцкое	34,02
а) Красное	25,50	Карантинное	27,84
б) Старое	25,02	Б. Басинское	27,22
в) Керчутское	19,46	Озера Западного Казахстана	
Озера Заволжья:		а) Карабатан	30,77
а) Баскунчак	26,32	б) Тюлеган	27,02
б) Эльтон	26,29	в) Искине второе	31,33
		г) Ак-Куль	30,39

О содержаниях брома в солях различных месторождений представляется целесообразным привести некоторые (взятые из литературы) данные. В солях оз. Баскунчак количество брома достигает (в %) 0,0021—0,0050; оз. Эльтон — 0,0050; оз. Индер — 0,0039; Илецкого месторождения — 0,0111; Славянского месторождения — 0,0014—0,0034; Досорского района (с глубины 1099—1101 м) — 0,0173; района Искине (с глубины 903—974 м) — 0,0122; района Сагиз (с глубины 536—540 м) — 0,0088; района Озинки (с глубины 439—596 м) — 0,0120; Иркут-

ского амфитеатра (с глубины 1176—1778 м) — 0,0019—0,0046 при содержании калия от 0,0097 до 0,0496; Бирюковского месторождения (с глубины 3150 м) — 0,0010.

В калийных солях содержание брома существенно увеличивается. Так, в солях Стебника содержится брома (в%): в сильвините — 0,0250—0,100; каините — до 0,0760; лангбейните — до 0,1120; в солях Калужского месторождения: в сильвините — 0,0760—0,112, каините — 0,0220, карналлите — 0,0390; в солях Верхнекамского месторождения: в сильвините — 0,0507—0,0623, карналлите — 0,155—0,175. В калийных солях Гаурдакского месторождения количество брома изменяется от 0,024 до 0,053%: в Старобинском месторождении его содержится до 0,3% (при содержании  $\text{CaCl}_2$  до 4,1% и  $\text{KCl}$  от 0,04 до 75,8%).

Приведенные данные показывают, что в солях как современных, так и древних солеродных бассейнов содержатся определенные количества брома, причем в галите во много раз меньше, чем в сильвините и особенно в карналлите. Этот бром переходит в раствор вместе с другими элементами в процессе формирования рассолов выщелачивания. Само собой разумеется, что в рассолах выщелачивания, образующихся за счет растворения галита, процентное содержание брома во много раз меньше, чем в седиментационных рассолах, образовавшихся за счет рапы того же солеродного бассейна. Именно это обстоятельство давно было использовано в качестве признака для определения генезиса рассолов. Особенно характерным признаком является хлор-бромный коэффициент, предложенный А. П. Виноградовым (1944) и М. Г. Валяшко (1952). А. П. Виноградов указал, что величина хлор-бромного коэффициента, превосходящая 300, характерна для рассолов выщелачивания, меньшая 300 — для маточных рассолов солеродных бассейнов и близкая к 300 — для морской воды. М. Г. Валяшко установил, что при выщелачивании калийных солей также образуются рассолы с хлор-бромным коэффициентом, значительно меньшим 300, что соответствует приведенным данным о содержании брома в разных слоях.

Таким образом, главным источником поступления брома в подземные соленые и рассольные воды являются морские воды, маточные рассолы различных стадий упаривания солеродных бассейнов разного возраста и соли, отложившиеся в этих бассейнах. Наряду с этим необходимо учитывать, что некоторая часть брома постукает в подземные воды за счет разложения органики, захороненной вместе с породами и седиментационными водами. Можно, следовательно, предполагать, что наибольшее количество органогенного брома образуется в отложениях, богатых органикой, например нефтегазоносных. Однако абсолютная величина брома данного генезиса, вероятно, незначительна. В процентном же отношении он может иметь существенное значение только в сравнительно бедных бромом водах.

В настоящее время отсутствуют методы, позволяющие более или менее точно определить в подземных водах количество органогенного брома. Но если принять, что величина хлор-бромного коэффициента для вод открытых морей остается более или менее постоянной, то можно приблизительно рассчитать величину избыточного брома в подземных водах по сравнению с содержанием брома в морской воде нормальной солености. При этом следует иметь в виду, что в соленых подземных водах с минерализацией до 35 г/кг избыточное количество брома, очевидно, в основном образуется за счет органики. В водах же с минерализацией больше 35 г/кг могут появляться избыточные количества брома за счет концентрирования морских и других вод.

Такие расчеты для Западно-Сибирского артезианского бассейна были сделаны Л. Г. Учителевой (табл. 97).

Можно предполагать, что результаты, приведенные в таблице расчетов, более или менее соответствуют действительности, так как именно

подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна, очевидно, сформировались в основном за счет нормальных морских вод мелового и юрского возраста, хотя и претерпели существенные изменения как в отношении химического состава (превратились из сульфатно-хлоридных магниево-натриевых в гидрокарбонатно-хлоридные кальцево-натриевые и другие воды), так и в отношении степени минерализации в одних случаях в результате разбавления инфильтрационными водами, а в других (у фундамента глубоких впадин) за счет подтока более минерализованных вод.

Данные, приведенные в табл. 97, показывают, что процент избыточного брома от общего его количества сравнительно мало изменяется от возраста, а следовательно, и глубины залегания водовмещающих пород и степени минерализации воды. Особенно близкие величины избыточного брома (в процентах) получены для вод с минерализацией 10—35 г/кг, т. е. наиболее близких по степени минерализации к морским водам нормальной солености.

Таблица 97

Содержание брома в подземных водах Западно-Сибирского бассейна, мг/кг  
(по Л. Г. Учителевой)

Возраст водовмещающих пород	При минерализации воды					
	до 10 г/кг			от 10 до 35 г/кг		
	общее количество	избыточное количество	% избыточного брома по максимальному содержанию	общее количество	избыточное количество	% избыточного брома по максимальному содержанию
Селоманский	1—27	1—21	77,0	22—70	1—42	60,0
Аптский	1—27	0—18	66,0	25—80	2—48	60,0
Готерив-барремский	1—25	0—11	44,0	30—90	10—55	61,0
Валажинский	1—18	0—10	55,0	30—105	6—70	66,0
Юрский	2—20	0—10	50,0	27—135	6—84	62,0
Палеозойский	0—18	0—5	27,0	30—87	0—41	47,0

Расчет избыточного брома в рассолах, в том числе и органогенного, вряд ли возможен даже по указанному приближенному методу, так как нельзя определить ту стадию галогенной седиментации, которой соответствует рапа, явившаяся источником образования соответствующих подземных рассолов. К тому же в подземных рассолах в большинстве случаев имеется примесь или рассолов выщелачивания, или других вод с иными хлор-бромными соотношениями, чем в первоначальной рапе. Последняя в малоизмененном виде сохраняется, вероятно, исключительно редко. Можно думать, что такой, малоизмененной рапой являются хлоридные магниевые рассолы, вскрытые в нескольких пунктах (см. табл. 88). Интересно отметить, что хлор-бромные соотношения в хлоридных магниевых рассолах в общем близки к предельным стадиям упаривания морской воды (табл. 98). Они даже несколько меньше, чем у карналлитовой рапы.

При анализе табл. 98 заслуживает внимания то обстоятельство, что рассолы таких поверхностных озеромов, как Мертвое море, имеют более низкую минерализацию, чем океаническая вода, искусственно упаренная до осадки карналлита.

Необходимо также учитывать, что некоторое избыточное количество брома в рассоле может появиться в результате перекристаллизации солей. Как известно, в процессе перекристаллизации происходит очищение солей от изоморфных примесей, в том числе и от брома. Соли же, погружившиеся на большую глубину, почти везде являются перекристаллизованными.

На основании рассмотренных фактов и соображений можно сделать вывод, что процессы накопления брома в некоторых подземных рассо-

## Хлор-бромные коэффициенты подземных хлоридных магниевых рассолов

Места отбора проб	Минерализация, г/кг	Br, г/кг	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{Na}{Cl}$
Илецкое месторождение солей (межкристалльная рапа)	355,1		51,0	0,31
Восточно-Прикарпатское месторождение солей (межкристалльная рапа), Челкарская структура, рассол из солей кунгурского возраста (глубина 850 м)	405,0 323,0		50,0 30,0	0,15 0,10
Ташлы, верхнеказанские соленосные отложения	296,0		66,5	0,1
Мертвое море (глубины от 20 до 300 м)	207,0—259,0	5,1—8,8	45,5—24,7	0,23—0,12
Океаническая вода сконцентрированная:				
а) до садки гипса	131,4	0,202	358,0	0,85
б) то же галита	275,2	0,458	345,0	0,84
в) » » эпсомита	325,7	2,11	75,0	0,27
г) » » карналлита	345,5	3,03	63,0	0,16

лах несколько иные, чем процессы, происходящие при прямом упаривании океанической воды. Следует также отметить, что величина хлор-бромного коэффициента при одной и той же стадии упаривания в зависимости от химического состава воды в солеродном бассейне может значительно изменяться. По данным М. Г. Вальяшко и Т. В. Мандрикиной (1952), величина бром-хлорного отношения при упаривании воды разных озер до садки галита меняется от 0,1 до 0,4; до садки сильвина — 2,9—4,2; до садки карналлита — от 6 до 15; до садки бишофита — от 14 до 20, т. е. меняется в два раза и более. Вот почему хлор-бромный коэффициент не может приниматься в качестве достаточно надежной величины для расчета избыточного брома в рассолах.

Некоторые исследователи (В. И. Гуревич, А. Н. Козин, Л. В. Славянова, М. С. Галицын, А. М. Кузнецов, Г. А. Максимович) пришли к заключению, что накопление брома в рассолах находится в зависимости от количества кальция, т. е. от степени их метаморфизации. Такое заключение делается на основании того, что при увеличении минерализации рассола обычно происходит увеличение содержания кальция и брома, что действительно наблюдается. Однако из этого нельзя делать вывод о функциональной зависимости накопления брома от количества кальция, так как увеличение брома действительно зависит от степени концентрирования рассола, а накопление кальция — от стадии метаморфизации рассола, т. е. от интенсивности обменных реакций между магнием и натрием рассола и кальцием пород. Обменные же реакции развиваются тем интенсивнее и эффективнее, чем выше концентрация в рассоле обменных катионов, что в конечном итоге равнозначно повышенной степени минерализации рассола. Таким образом, в основе накопления в рассолах брома и кальция лежит одна причина — повышение минерализации. Однако процессы накопления того и другого различны: в одном случае — обменные реакции, в другом — увеличение концентрации в результате уменьшения объема растворителя. Но если увеличение минерализации рассола происходит в результате обменных реакций, то, очевидно, это не вызовет соответствующего увеличения количества брома. Сравнительно небольшая часть брома может вновь появиться в растворе за счет разложения органики (о чем говорилось выше) и может быть за счет растворения ранее отложившихся калийных солей, богатых бромом.

Таким образом, увеличение концентрации кальция и брома обязаны параллельным процессам, а не процессам, функционально взаимозависимым. Правда, имеются указания на то, что накопление брома в подземных водах происходит в основном за счет вытеснения из пород этого

элемента, адсорбированного породами или вовлеченного в изоморфные соединения еще в стадию седиментации (Питьева, 1969). Однако эти соображения еще нуждаются в доказательстве, так как источником адсорбированного брома могли быть подземные воды, а не наоборот. Но если даже какая-то часть брома и может поступать из пород в раствор при наличии благоприятных соотношений его концентрации в той и другой средах, то и этот процесс в принципе не противоречит седиментационной гипотезе, так как она не исключает процессов выщелачивания и обменных реакций, ведущих к накоплению в растворе одних элементов и уменьшению количества других. Тем более, что адсорбированный и изоморфный бром осадочных пород мог поступить в них из воды тех бассейнов, в которых отлагались породы, т. е. тоже связан с седиментационными процессами.

Следует заметить, что процессы накопления брома в рассолах в основном близки процессам накопления калия. Накопление и этого элемента происходит в результате концентрирования воды в солеродных бассейнах и последующего его захоронения вместе с жидкой или твердой фазой продуктов седиментации. Это достаточно наглядно и убедительно иллюстрируют уже рассмотренные данные.

### Формирование йодных вод

Йод, как хлор и бром, широко распространен в земной коре, но не образует значительных скоплений. В рассеянном состоянии он имеется в воздухе, в поверхностной и подземной воде, в живых организмах (особенно в растениях), в почвах и горных породах. Геохимии йода посвящены многие работы (Вернадский, 1960; Виноградов, 1957; Селиванов, 1946; Гуляева, Красинцева, 1952). Так что в рассмотрении геохимии йода в нашей работе необходимости нет. Отметим только некоторые положения, необходимые для дальнейших выводов.

Растворимость йода в воде при нормальных давлении и температуре составляет приблизительно 300 мг/л. Растворимость же некоторых его соединений значительно выше. Например, растворимость NaJ при температуре от 0 до 60° С изменяется от 614 до 720 г/кг. Однако в природных условиях концентрация йода в различных растворителях далеко не достигает пределов его растворимости. По данным, например, А. П. Виноградова (1957), среднее содержание йода в разных средах достигает следующих величин (в %):

1. Кристаллические породы	5 · 10 <sup>-5</sup>
2. Осадочные породы (глины, сланцы)	1 · 10 <sup>-4</sup>
3. Морская вода	5 · 10 <sup>-6</sup>
4. Атмосфера	n · 10 <sup>-7</sup>
5. Атмосферные осадки	8,5 · 10 <sup>-8</sup>
6. Речная вода	n · 10 <sup>-7</sup>
7. Растения суши	5 · 10 <sup>-6</sup>
8. Морские илы	n · 10 <sup>-3</sup>
9. Пресноводные илы	4,5 · 10 <sup>-4</sup>

В значительно большем количестве, по А. П. Виноградову, йод содержится в некоторых морских живых организмах (в % от веса сухого остатка).

1. Водоросли зеленые	0,03—0,017
2. Водоросли бурные	0,016—0,05
3. Водоросли красные	0,011—0,06
4. Иглокожие	0,0015—0,04
5. Моллюски	0,004—0,006
6. Ракообразные	0,001—0,056
7. Диатомовый планктон	0,003—0,011
8. Некоторые губки	до 8,5

Сравнительно высокие содержания йода, по данным Виноградова, наблюдаются в некоторых породах органического происхождения. Так, в селитре из Чили количество йода достигает 10 г/кг, в фосфоритах до 0,280 г/кг (в среднем 0,040 г/кг), в бурых углях до 0,006 г/кг, в торфах до 0,012 г/кг. Соли, выпадающие из морской воды, также содержат относительно малые количества йода: в морской соли его содержание составляет около 0,1 мг/кг, в ископаемом галите до 0,25 мг/кг, в калийных солях до 0,06 мг/кг, т. е. содержания его во всех указанных солях близки к его содержанию в морской воде.

Однако по другим данным (Неловицкий, 1956) в калийных солях некоторых месторождений количество йода значительно больше (табл. 99).

Таблица 99

Количество йода в калийных солях месторождений Стебника и Калуша

Месторождения	Соль	Количество I, г/кг
Стебникское	Сильвинит	0,002
	Каннит	0,003
Калушское	Сильвинит	0,0—0,015
	Карналлит	0,0—0,010

Как отмечалось, в рапе современных самосадочных озер содержание йода изменяется от следов до десятых долей мг/л, а в подземных соленых водах и рассолах оно достигает нескольких десятков мг/л и даже иногда превышает 0,1 г/кг.

Анализ данных о содержаниях йода в различных средах совершенно определенно указывает на то, что наиболее высокие его концентрации связаны с органикой и породами органического происхождения. В поверхностных водах, в том числе и морских, количество его весьма незначительное. Несколько повышается его содержание в рапе самосадочных озер и в галогенных отложениях, но все же остается небольшим по сравнению с его количеством в подземных соленых водах и рассолах.

Таким образом, напрашивается вывод, что накопление основного количества йода в подземных водах происходит иным путем, чем брома.

Очевидно, необходимо согласиться с мнением подавляющего числа исследователей, занимающихся изучением геохимии йода, что главная масса этого элемента накапливается в подземных водах в результате высвобождения его из разрушающейся органики в условиях восстановительной обстановки хорошо закрытых, непроточных частей геологического разреза артезианских бассейнов. Такой вывод наиболее полно увязывается с седиментационной гипотезой происхождения подземных промышленных вод и закономерностями их распространения на территории СССР. В частности, становится вполне объяснимым, почему наиболее высокие концентрации йода приурочены к подземным водам нефтегазоносных отложений мезо-кайнозойского возраста и почему его количества в подземных водах в общем убывают по мере увеличения возраста пород. Последнее может быть связано с общим обеднением органикой более древних пород по сравнению с более молодыми и неустойчивостью йодных соединений в растворе.

Однако необходимо учитывать, что некоторая часть йода (вероятно, сравнительно небольшая) может накапливаться в подземных водах за счет высвобождения его из осадочных, в частности галогенных отложений в результате выщелачивания.

Как отмечалось, в солях некоторых месторождений имеется сравнительно невысокое количество рассматриваемого элемента. Несколько повышенное количество его, вероятно, имелось и в рапе древних солеродных

бассейнов, что до некоторой степени подтверждается данными химического состава рапы современных самородных бассейнов.

Таким образом, бром в подземных водах накопился в основном в результате процессов концентрирования еще в поверхностную стадию существования рассолов и только незначительная его часть явилась результатом выщелачивания и перекристаллизации солей и разрушения органики. Накопление же йода происходит в основном из разрушающейся органики и выщелачивания пород.

В целом рассмотренные данные и соображения дают основания однозначно заключить, что соленые воды и рассолы как в отношении происхождения и формирования запасов, так и степени минерализации и химического состава связаны с седиментационными процессами морских, лагунных и других бассейнов, а также с последующими процессами эпигенеза, как и любая осадочная порода. Следовательно, большая часть подземных соленых вод и рассолов земной коры может быть поставлена в один ряд с другими осадочными породами как в отношении генезиса, так и последующих изменений с учетом, конечно, значительно большей их подвижности по сравнению с твердыми породами.

### **Основные закономерности распространения минеральных промышленных вод на территории СССР**

Данные, рассмотренные в предыдущих разделах работы, позволяют наметить основные закономерности распространения минеральных промышленных вод на территории СССР, выделить провинции, области и районы их распространения.

Наиболее важной и общей чертой распространения минеральных промышленных вод является их зональность, характер которой определяется тектонической структурой, геологическим строением, историей геологического и гидрогеологического развития артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов. Зависимость зональности минеральных вод от всех этих факторов, как нам представляется, достаточно убедительно прослеживается в предыдущих разделах работы. Поэтому в данном разделе мы сочли целесообразным ограничиться только краткими выводами, характеризующими перспективность минеральных вод. Гидрохимические пояса и районы распространения различных минеральных вод показаны на рис. 5 и 12, сопоставление которых дает возможность видеть характер зависимости между гидрохимической зональностью и распространением разных промышленных вод.

**Гидрохимический пояс пресных вод** развит в пределах горноскладчатых областей и периферических частей артезианских бассейнов. В пределах этого пояса господствуют пресные воды зоны А, солевой состав которых формируется главным образом в результате процессов выщелачивания растворимого солевого комплекса водовмещающих пород. При этом среди вод этой зоны необходимо различать: а) воды неглубокой циркуляции, которые формируются в результате выщелачивания солевого комплекса, образующегося в зоне выветривания в результате физического и биохимического разрушения пород; б) воды глубокой циркуляции (жильные воды), формирование которых происходит в результате выщелачивания растворимых солей или входящих в первоначальный состав пород, или образующихся в последних вследствие метаморфизации в условиях повышенных и высоких температур и давлений. Пресные воды глубокой циркуляции (жильные воды) гидрогеологических массивов часто содержат существенное количество специфических компонентов и являются вследствие этого минеральными лечебными. Среди пресных вод неглубокой циркуляции иногда также встречаются лечебные воды (например, радоновые воды кристаллических массивов).

Вообще же наличие гидрохимического пояса пресных вод указывает на хорошую промытость соответствующей части геологического разреза и на бесперспективность ее в отношении таких полезных ископаемых, как бромные, йодные, галитовые и другие воды, промышленная ценность которых определяется высокой концентрацией полезных компонентов. Среди пресных вод могут быть встречены только промышленные воды на некоторые редкие элементы, которые даже при небольших концентрациях, измеряемых несколькими мг/л или даже десятками мкг/л, становятся уже промышленно ценными.

**Гидрохимический пояс пресных и соленых вод** широко распространен в периферических частях почти всех артезианских бассейнов, но особенно широко развит в пределах Западно-Сибирской и Арало-Каспийской (Тургайский и Сырдарьинский бассейны) артезианских областей (см. рис. 5).

В пределах этого пояса господствуют воды: в нижней части разреза — соленые с минерализацией до 35 г/кг и в верхней его части — пресные с минерализацией до 1 г/кг.

Зона пресных вод этого пояса также бесперспективна в отношении промышленных вод.

Зона соленых вод представлена подзонами Б<sub>3</sub>, Б<sub>10</sub> и Б<sub>35</sub>, распространение которых хорошо видно на прилагаемой карте гидрохимических зон и поясов.

Имеющиеся данные свидетельствуют, что подзоны Б<sub>3</sub> и Б<sub>10</sub> и пояса их распространения бесперспективны в отношении промышленных вод. Пояс гидрохимической подзоны Б<sub>35</sub> бесперспективен в отношении бромных, галитовых и некоторых других вод. Однако он во многих районах, в глубоких, плохо промытых частях разреза артезианских бассейнов, перспективен в отношении йодных и бром-йодных вод. К таким районам относятся обширные пространства юго-западной и западной частей Западно-Сибирской артезианской области (йодные воды), значительные площади в пределах Каспийско-Черноморской артезианской области, западная часть Ферганского артезианского бассейна и некоторые другие (см. рис. 5 и 12).

Йодные и бромные воды в Каспийско-Черноморской области связаны с палеогеновыми и неогеновыми отложениями, а в Западно-Сибирской — главным образом с породами мела и юры. Следует отметить, что йодные воды Западно-Сибирской и Каспийско-Черноморской артезианских областей в глубоких частях геологического разреза названных областей являются термальными и могут быть использованы в качестве лечебных и теплоэнергетических. Таким образом, их следует рассматривать как комплексное полезное ископаемое.

**Гидрохимический пояс пресных, соленых вод и рассолов** занимает большую часть всех артезианских областей, за исключением Западно-Сибирской, где он представлен только подзоной В<sub>70</sub>. Кроме того, этот пояс занимает центральные части многих межгорных и предгорных артезианских бассейнов складчатых областей: Карпат, Кавказа, Казахстана, Средней Азии и Сибири. В пределах этого пояса распространены подземные воды от пресных до сверхкрепких рассолов (до 350 г/кг и больше). Степень перспективности вод зон пресных и соленых вод охарактеризована выше. Эту характеристику можно распространить на пресные и соленые воды и описываемого пояса.

Различные же подзоны рассольных вод обладают разными химическим составом и разным комплексом полезных компонентов.

Пояс подзоны весьма слабых рассолов (В<sub>70</sub>) характеризуется максимальной минерализацией рассолов до 70 г/кг и хлоридным натриевым составом часто со значительной примесью сульфатов и гидрокарбонатов. В этом поясе часто встречаются воды с повышенным и высоким содержанием йода, брома и других полезных компонентов.

Промышленные концентрации йода и брома в данном поясе известны в отдельных районах Западно-Сибирского и Азово-Кубанского артезианского бассейна. В других же областях он в отношении бромных, йодных и галитовых вод бесперспективен.

Пояс подзоны слабых рассолов ( $B_{140}$ ) сравнительно широко развит в пределах Северо-Русской, Арало-Каспийской области и предположительно в северной части Восточно-Сибирской артезианской области. Он характеризуется наличием слабых рассолов с минерализацией до 140 г/кг хлоридного, преимущественно натриевого, реже кальциево-натриевого составов. В слабых рассолах, находящихся в условиях весьма затрудненного водообмена, почти всегда наблюдаются промышленные концентрации поваренной соли и повышенные брома, реже йода. Следовательно, для рассматриваемой подзоны характерны галитовые промышленные рассолы.

Рассолы такой же концентрации, но формирующиеся в условиях свободного водообмена в результате растворения каменной соли, являются наиболее благоприятными для получения чистой поваренной соли, но в них в подавляющем большинстве случаев отсутствуют промышленные концентрации брома и йода.

Пояс подзоны крепких рассолов ( $B_{270}$ ) характеризуется наличием крепких рассолов с минерализацией до 270 г/кг, хлоридного, преимущественно натриевого и кальциево-натриевого, реже магниево-натриевого составов. Эти рассолы всегда обладают значительной концентрацией брома и в отдельных районах повышенной концентрацией йода и некоторых других компонентов. На Русской платформе (Волго-Камский артезианский бассейн и др.) в пределах этого пояса распространены йод-бромные, галитовые, иногда калий-галитовые и другие рассолы, приуроченные к кунгурским, нижнекаменноугольным и девонским отложениям. Йод-бромные рассолы с повышенным содержанием других компонентов содержатся в этом поясе и в пределах Днепровско-Донецкого, Предкарпатского и других бассейнов.

Пояс подзоны весьма крепких рассолов ( $B_{350}$ ) широко распространен только в регионах мощного накопления солей в минувшие геологические эпохи (Прикаспийская впадина, Сибирская платформа, юго-западная Туркмения и др.). Можно предполагать, что он развит также на большой, пока не вскрытой глубине в Днепровско-Донецкой впадине, Предкарпатском прогибе, Таджикской депрессии и других районах мощного соленакопления. Рассматриваемый пояс характеризуется наличием весьма крепких рассолов с минерализацией до 350 г/кг, хлоридного, преимущественно кальциево-натриевого и натриево-кальциевого составов. Данные рассолы обладают высоким содержанием брома, хлоридов калия, магния и кальция, часто аммония и многих других компонентов. Они почти всегда являются многокомпонентными промышленными рассолами. Однако в них сравнительно мало содержится йода, а также хлоридов натрия, вследствие чего они не могут считаться благоприятными для получения этих компонентов.

Пояс подзоны сверхкрепких рассолов ( $B_{\text{более } 350}$ ) установлен сравнительно на небольших участках Ангаро-Ленского бассейна Восточно-Сибирской области, в Прикаспийском бассейне и Керки-тагском районе Амударьинского бассейна. В названных районах эти рассолы тесно связаны с мощными толщами соленосных отложений и, вероятно, представляют собой лишь незначительно измененную рапу древних солеродных бассейнов, сформировавшихся в стадии садки калийных солей. Наиболее хорошо они изучены в пределах Ангаро-Ленского бассейна, где их минерализация достигает 400—500 г/кг. По химическому составу это преимущественно хлоридные натриево-кальциевые или магниево-кальциевые, иногда бром-хлоридные калиево-кальциевые рассолы с весьма высокой концентрацией многих полезных

компонентов, в том числе калия и магния. Йод в них содержится сравнительно в небольших количествах. Несколько меньшей концентрации рассолы хлоридного кальциевого и магний-кальциевого состава встречаются в отдельных районах Прикаспийского и Амударьинского бассейнов. Можно предполагать, что в соленосных и подсолоносных отложениях этих регионов они распространены значительно шире, чем это пока известно. Рассолы гидroxимического пояса подзоны сверхкрепких рассолов являются промышленными вследствие высокой концентрации в них калия, магния и других компонентов. Последние могут извлекаться из рассолов одновременно и в большом количестве с последующей комплексной переработкой.

Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении данные о закономерностях распространения подземных промышленных вод разного состава позволяют констатировать, что более или менее отчетливо эти закономерности вырисовываются в отношении бромных, йодных, калиевых и галитовых промышленных вод. Закономерности же распространения промышленных вод других составов вследствие плохой изученности вопроса еще недостаточно ясны. Эти данные показывают, что основные полезные компоненты промышленных вод почти всегда содержатся в одних и тех же водах, но в различных соотношениях. Во многих случаях одни и те же воды являются одновременно промышленными на несколько компонентов, причем в одних случаях преобладающее промышленное значение принадлежит одним компонентам, в других — другим. Воды и рассолы, характеризующиеся преобладающим значением определенных компонентов, имеют и вполне определенные регионы распространения, что обусловлено различием их генезисов.

Йодные воды связаны в основном с нефтегазоносными отложениями мезозойского и кайнозойского возраста, бромные и калий-галитовые — с соленосными отложениями разного возраста.

#### IV. ТИПИЗАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ВОД И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Все минеральные воды СССР разделены нами на подземные и поверхностные. В пределах тех и других выявлены рассматриваемые ниже группы, подгруппы и типы.

##### ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ВОД

Идея объединения минеральных вод в крупные группы по физическим, химическим и некоторым другим особенностям зародилась в нашей отечественной литературе еще в XVIII в. и выразилась в появлении одной из наиболее ранних классификаций минеральных вод России, предложенной академиком В. С. Севергиным (1809).

Идеи В. С. Севергина отражены и развиты в работах В. И. Вернадского (1934—1936). Принцип комплексной типизации лечебных минеральных подземных вод получил дальнейшее развитие в работах А. М. Овчинникова (1934, 1959, 1963), В. В. Иванова (1956, 1964), А. Л. Яроцкого (1958), В. В. Иванова и Г. А. Невраева (1964), а принципы типизации минеральных озер — в работах Н. С. Курнакова (1932, 1940), М. Г. Валяшко (1962), А. И. Дзенс-Литовского (1944), Е. В. Похова (1955).

С учетом всех этих классификаций нами при составлении Гидрохимической карты СССР была принята схема подразделения минеральных вод, показанная в табл. 100. Эта схема нашла также отражение и в подразделении основных месторождений и проявлений минеральных вод.

##### ГРУППЫ И ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

###### I группа — углекислые минеральные воды

Воды этой группы распространены в первой провинции минеральных вод, огромная территория которой распадается на две подпровинции и несколько гидроминеральных областей.

###### *Подгруппа I<sub>1</sub>*

В эту подгруппу входят кислые сероводородно-углекислые фумарольные и сольфатарные термы, образующиеся в пределах отдельных участков в приповерхностных условиях молодых вулканогенных супер-бассейнов. Они связаны с современными сольфатарами и фумаролами. Формирование вод этой подгруппы происходит под непосредственным воздействием современных вулканических процессов. Все эти воды газифицированы углекислым газом и сероводородом. Среди минеральных вод данной подгруппы различаются: солянокислые, сернокислые и смешанные соляно-сернокислые.

Схема подразделения минеральных лечебных вод

Класс	Подкласс	Группа	Подгруппа
Пластовые воды артезианских бассейнов	1. Грунтовые воды	Кислородно-азотные, иногда с примесью ме- тана	1. Железистые 2. Сероводородные 3. Радоновые
	2. Межпластовые воды	А. Азотные и метановые (холодные и термаль- ные): а) сероводородные б) несероводородные Б. Углекислые	1. Радоновые 2. Йодистые 3. Бромистые 4. Борнокислые 5. Йодные 6. Бромные и др. (разного состава и минерализации)
Трещинно-жилвные воды гидрогеологических массивов, вулканогенных супербассейнов и адартезианских бассейнов	1. Грунтовые воды зо- ны выветривания кристаллических и метаморфизованных пород — региональ- ные	1. Кислородно-азотные	1. Радоновые 2. Железистые 3. Купоросные (и др. кис- лые рудничного типа)
	2. Воды тектониче- ских зон	2. Углекислые  3. Азотные и метаново- азотные кремнистые термы	1. Сероводородно-углекис- лые термы (фумарольные) 2. Азотно-углекислые паро- гидротермы (мофеты) 3. Углекислые и углекисло- азотные (холодные и тер- мальные)  1. Азотные акратотермы и термы натриевые (разного анионного состава) 2. Азотные и метановые тер- мы натриевые хлоридные 3. Радоновые

Тип эбеко — солянокислые, хлористо-водородные фумарольные термы, содержащие серную кислоту, фтор и другие специфические компоненты. Их катионный состав разнообразен. Преобладают ионы водорода, натрия, магния, железа, алюминия и других металлов.

Первый пример — центральная воронка верхнего кратера вулкана Эбеко, остров Парамушир (Иванов, 1961):

$$M_{64}^{67} \frac{Cl_{199} SO_4 I}{H_{98} (Fe^{++} + Fe^{+++}) I} \text{ рН } 1,7; t = 100^\circ C.$$

Второй пример — кратерное озеро Головинского вулкана, остров Кунашир (Иванов, 1960):

$$M_{1,8} \frac{Cl_{183} (SO_4 + HSO_4)_{17}}{(Na + K)_{51} Ca_{22} H_{11}} \text{ рН } 2,5; t = 30^\circ C.$$

Тип менделеевский — сернокисло-хлористо-водородные и соляно-сернокислые фумарольные термы разного катионного состава с преобладанием водорода, алюминия, железа, натрия, кальция.

Первый пример — Нижне-Менделеевский источник вулкана Менделеева, остров Кунашир (Иванов, 1961):

$$M_{4,3} \frac{(SO_4 + HSO_4)_{54} Cl_{45}}{H_{33} Al_{17} Fe_{16} Ca_{12} (Na + K)_{13}} H_2 SiO_3 \text{ } 0,315; \text{ рН } 1,7; t = 91,3^\circ C.$$

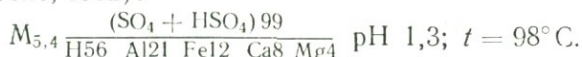
\* Здесь и ниже значение М в формулах Курлова и в таблицах для рассолов (минерализация 35 г/кг и больше) дана в двух значениях: в числителе — г/кг, в знаменателе г/л. Для соленых и пресных вод минерализация дана только в г/л, так как при такой степени минерализации разница между г/л и г/кг не превышает сотых (М до 12 г/кг) и десятых (М до 35 г/кг) долей грамма.

Второй пример — Верхне-Юрьевский, остров Парамушир (Иванов, 1961):

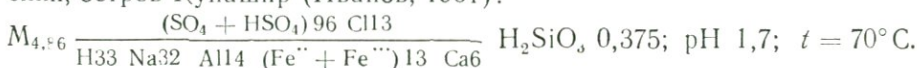


Тип головнинский — сернокислые фумарольные термы с преобладанием среди катионов водорода, натрия, алюминия, железа, кальция.

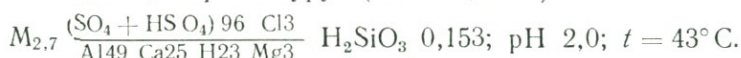
Первый пример — фумарольные термы вулкана Головинна, остров Кунашир (Набоко, 1962):



Второй пример — источник Нижний, из группы Северо-Менделеевских, остров Кунашир (Иванов, 1961):



Третий пример — источник у вершины вулкана «Мачеха» из группы Сернозаводских, остров Итуруп (Иванов, 1960):



Соотношения между тремя типами фумарольных сероводородно-углекислых терм могут быть выражены следующей схемой:

эбеко — менделеевский — головнинский;



Все три типа кислых терм тесно связаны с фумарольными полями и формируются под воздействием вулканических эксгаляций в вулканогенных супербассейнах. По-видимому, солянокислые термы более глубинного формирования, чем сернокислые и смешанные (Иванов, 1960, 1961; Набоко, 1962; Толстихин, 1963; Сидоров, 1965). В пределах Эбеко, Головининского и других современных действующих вулканов существуют разные типы рассмотренных вод. Однако в погасших вулканах Камчатки, Забайкалья, Кавказа они не обнаружены, что свидетельствует о быстрой во времени замене кислых терм холодными пресными водами атмосферного происхождения.

### Подгруппа I<sub>2</sub>

Воды данной подгруппы азотно-углекислые хлоридные парогидротермы и термы нередко с повышенным содержанием кремнекислоты и бора (ранние мофетты). Эти минеральные воды формируются в позднюю фазу поствулканических процессов. Они представляют воды выщелачивания, инфильтрационные или седиментационные, насыщенные углекислотой вулканического происхождения. Среди ранних мофетт наиболее четко выделяются хлоридные натриевые парогидротермы.

Тип паужетский — хлоридные натриевые солоноватые парогидротермы (табл. 101).

Первый пример — источник Пульсирующий из группы Паужетских, Камчатка (Иванов, 1962).

Второй пример — Главный источник из группы Горячий пляж, остров Кунашир (Иванов, 1960).

К этому же типу относятся источники Камчатки и Курильских островов: Гейзерные, Киреунские, Узонские и др. Их аналогами, по В. В. Иванову (1964), являются источники Новой Зеландии, Исландии. Месторождения минеральных вод этого типа используются для строительства геотермальных электростанций в энергетических целях (Паужетские источники).

Значительно реже встречаются воды другого состава данной подгруппы.

*Сульфатная ветвь парогидротерм.*

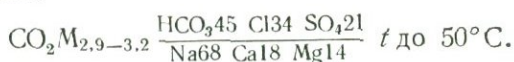
Тип аппельский — хлоридно-сульфатные сульфатно-гидрокарбонатные и более сложного анионного состава натриевые термы (см. табл. 101).

Таблица 101

Состав термальных вод паужетского и аппельского типов

Типы вод, места развития	t, °C	Газ	M	Содержание ионов, %						Специфические компоненты
				HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	Na+K	
<i>Паужетский</i>										
Паужетские, источник Пульсирующий (Иванов, 1962)	До 200	N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	3,1	3	3	94	6	—	94	Si
Главный источник, Горячий пляж, о. Кунашир (Иванов, 1960)	Свыше 100	CH <sub>4</sub> N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	4,6	2	2	96	6	1	93	Si
<i>Аппельский</i>										
Аппельские источники (Иванов и др., 1960)	96	N <sub>2</sub>	1,5	15	58	26	—	—	93	Si
Аппельские источники (Толстухин, 1960)	96	N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	2,25	54	32	13	7	6	85	Br, As, Sr, L

Тип тимоновский — сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриевого состава:



### Подгруппа I<sub>3</sub>

Данная подгруппа представлена углекислыми и азотно-углекислыми холодными, реже термальными минеральными водами разного анионного и катионного состава, нередко с повышенным содержанием брома, йода, железа, мышьяка и других микрокомпонентов. Это — поздние мофетты в широком смысле слова. Они формируются под воздействием вулканогенной углекислоты в районах современной и недавно угасшей вулканической (магматической) деятельности в пределах гидрогеологических складчатых областей в разных структурно-гидрогеологических условиях. Глубинные вулканогенные (магматические и метаморфические) газы этой подгруппы вод состоят преимущественно из углекислоты с примесью азота и метана. В отдельных случаях возможно и другое происхождение части углекислого газа, азота и метана — биогенное или воздушное.

Среди поздних мофетт выявляются по условиям залегания четыре группы вод:

- трещинно-жилльные углекислые воды гидрогеологических массивов (а также производные этих вод — трещинно-грунтовые и порово-грунтовые), приуроченные к зонам трещин изверженных, метаморфических и сильно уплотненных метаморфизованных осадочных («скальных») пород, слагающих фундамент гидрогеологических складчатых областей;
- пластово-трещинные воды адартезианских бассейнов;
- пластовые воды межгорных и других артезианских бассейнов с поступающим в них из фундамента углекислым газом;
- воды вулканогенных супербассейнов.

По химическому составу углекислые минеральные воды подгруппы I<sub>3</sub> образуют три отчетливо выраженные ветви вод: а) хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных; б) гидрокарбонатных; в) сульфатных и более сложных по составу.

*Ветвь хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных вод.*

Тип ереванский (соляский) — хлоридные натриевые солоноватые, соленые воды и некрепкие рассолы выщелачивания соленосных отложений, холодные и теплые. Известны в Армении, Киргизии, Западной Украине (табл. 102; 1, 2, 3, 4).

Первый пример — Ереванские источники, скв. 4 в ущелье р. Раздан. Ереванские углекислые рассолы приурочены к межгорному артезианскому бассейну и, по Назаряну (1956), характеризуются минерализацией от 48 до 140 г/кг, или от 50 до 150 г/л. Недалеко от них в долине р. Раздан находится и хорошо известное месторождение углекислых гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод — Арзни, близкое к ереванским по составу и генезису.

Второй пример — три группы источников Архар-Шура в Киргизии, которые, по Казиеву (1961) и Бедеру (1955), могут быть охарактеризованы как содержащие солоноватые и соленые углекислые воды. Наряду с хлоридными натриевыми в данной группе вод отмечены более редкие гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (источник 8) типа Арзни и хлоридные кальциево-натриевые (источник 17), близкие к водам Налачаевских источников на Камчатке.

Третий пример — источник Силь-Соль (соленый) на берегу р. Уж в Закарпатье (Бабинец, 1959). Аналоги источников Соль известны в Закарпатье у с. Кострино. Минерализация углекислых соленых вод Закарпатье до 49 г/л (47 г/кг). В этих водах характерно присутствие йода, брома, стронция (см. табл. 102). За рубежом их аналогом является источник Наугейм.

Тип арзнинский — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые солоноватые и соленые углекислые воды иногда с повышенным и высоким содержанием ионов кальция и магния (см. табл. 102; 5—11).

Пример — арзнинские, скважина 1/62, Армения (Иванов, 1964).

К арзнинскому типу относятся углекислые термальные источники Камчатки и Курильских островов — Кехкуйские и Дачный; в Киргизии к ним относятся источники Кара-Кульджа. Мышьяковистые Джульфинские источники Закавказья и Синегорские на Сахалине можно рассматривать как подтипы арзни (см. табл. 102; 8, 9).

К мышьяковистым углекислым водам синегорского — джульфинского подтипа относятся Верхне-Кармадонские источники на Кавказе, Квасы в Закарпатье. К богатым кальцием мышьяковистым водам синегорского подтипа принадлежат варджинские. Воды источников Верховина-Быстра приурочены к флишу Карпат и отличаются от арзнинских вод высоким содержанием кальция (см. табл. 102; 11).

Воды арзнинского типа занимают промежуточное положение между углекислыми хлоридными натриевыми ереванского типа и хлоридно-гидрокарбонатными водами эссентукского типа. На грани тех и других стоят воды Джавских источников (см. табл. 102; 6 и 7).

Тип эссентукский — углекислые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды (по-старому соляно-щелочные), иногда с повышенным содержанием кальция и магния. Для них характерно преобладание гидрокарбонатов над хлоридами. Эссентукские воды относятся к трещинно-жилльным водам артезианского склона и их пластовым дериватам (см. табл. 102; 12—16).

Примеры — эссентукские № 17 и 4 (Иванов, 1964).

Близки к эссентукским источникам Пушкинские горячие и Малкинские холодные источники на Камчатке; Лоринский холодный источник на Чукотском полуострове (Панкова, 1961); Каялы-Сарт (Крым);

Состав углекислых вод (подгруппа 1—3); ветвь хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных вод

№ п/п	Типы вод; местонахождение; автор данных	t воды. °С	Газ	М	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	K + Na	
<i>Ереванский-сольский</i>											
1	Ереванские, скв. р. Раздан, Армения (Иванов, 1964)	21	CO <sub>2</sub>	$\frac{87}{93}$	8	3	89	5	3	92	Si
2	Архар-Шура, Восточная Фергана (Бадер, 1955)	10—15	CO <sub>2</sub>	6—15	—	—	92—94	11—13	10—12	75—79	Br, Sr
3	Архар-Шура (Казнев, 1961)	—	CO <sub>2</sub>	1,5—15	—	—	92—98	—	—	70—84	
4	Соль, Солёный, р. Уж, Закарпатье (Бабинец, 1959)	—	CO <sub>2</sub>	14	—	—	85	—	—	89	
<i>Арзнинский</i>											
5	Арзни, скв. 1/62, Армения (Иванов, 1964)	20	CO <sub>2</sub>	$\frac{105}{11,3}$	24	8	63	10	15	75	Br
6	Джавские, Грузия (Чихелидзе, 1961)	11	CO <sub>2</sub>	7,6	50	—	50	10	12	78	Br
7	Джавские, скв. 18; там же	11	CO <sub>2</sub>	23—24	52	—	48	2	4	94	As
8	Синегорский, Сахалин (Иванов, 1964)	7,2	CO <sub>2</sub>	25	46	—	54	4	5	91	As
9	Джультинский, Закавказье (Иванов, 1964)	26,5	CO <sub>2</sub>	21,3	30	7	63	6	2	92	As
10	С. Квасы, Закарпатье (Бабинец, 1963)	10	CO <sub>2</sub>	5,3	45	—	55	19	12	63	As
11	С. Верховина-Быстра, Закарпатье (Бабинец, 1963)	15,6	CO <sub>2</sub>	10,5	30	—	70	22	10	68	As, Sr
<i>Ессентукский</i>											
12	Ессентуки № 17, КМВ (Иванов, 1964)	11	CO <sub>2</sub>	13,7	59	—	41	3	5	92	Mn, Fe
13	Ессентуки № 4, там же	12,9	CO <sub>2</sub>	8,6	60	—	40	6	5	89	Si
14	С. Соймы, Закарпатье (Бабинец и др., 1963)	12,5	CO <sub>2</sub>	7,2	52	—	48	27	6	67	Si
15	Истисуйские, Азербайджан (Иванов, 1964)	54	CO <sub>2</sub>	7,1	52	16	39	10	3	87	Si
16	Истису, там же (Резников и Муликовская, 1961)	64	CO <sub>2</sub>	6,5	47	17	36	6	3	91	
<i>Хмельникский</i>											
17	Хмельник, скв. 1, Винницкой области (Бабинец и др., 1963)	10	CO <sub>2</sub>	4,9	50	7	43	51	15	33	Rn
<i>Торейский</i>											
18	Зун-Торейские, Читинской области (Карасева, 1961)	Холодная	CO <sub>2</sub>	4,9	68	9	22	11	12	77	

Драгова, Сойми на Украине; Конур-Тюбе, источник № 1, Уселек, источники № 2 и 3 в Киргизии.

Источники Сойминские на Украине по высокому содержанию кальция наряду с натрием могут быть выделены в сойминский подтип эссен-туков (см. табл. 102; 14). К подтипу серных эссендукских относятся некоторые минеральные воды эссендукской группы. К кремнистому подтипу эссендукских вод — истисуйскому — относятся истисуйские, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые кремнистые термы Азербайджана (см. табл. 102; 15—16). Возможно, впрочем, выделение их в отдельный тип.

В особый тип выделяются трещинно-жильные углекислые радоновые хмельникские воды Украинского кристаллического массива, условия формирования которых резко отличны от условий формирования эссендукских вод. Состав хмельникских вод (Бабинец, 1963) хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый (см. табл. 102; 17).

**Т и п т о р е й с к и й** — солоноватые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с повышенным содержанием сульфатов, магния и кальция. Формирование торейских углекислых вод происходит путем перелива вод из фундамента в чехол бессточных артезианских бассейнов, сложенный терригенными озерно-аллювиальными отложениями мелового и четвертичного возраста (см. табл. 102; 18). Аналогами торейских артезианских углекислых вод являются некоторые углекислые воды артезианских бассейнов МНР (Холдзан-Обо-Аршан, Ара-Шанда-булак и другие воды, расположенные в аридной зоне в условиях континентального засоления). Последним и объясняется состав вод торейского типа (Маринов, Попов; 1963). Содержание магния в водах этого типа нередко превышает содержание кальция. Отмечается сходство минеральных вод с водами некоторых соляных озер.

*Ветвь гидрокарбонатных вод.*

**Т и п б о р ж о м с к и й** — гидрокарбонатные натриевые солоноватые воды иногда с повышенным содержанием хлоридов кальция и магния. Формирование этих вод в Закавказье происходит во флишевых отложениях и в подстилающих их карбонатных породах (табл. 103; 1—4).

Примеры — воды Боржоми; Авдохара, скв. 1 (Чихелидзе, 1961; Поляна Новая на Украине, скв. 10-р (Иванов, 1964).

Близки к боржомским минеральные воды с. Свалява, с. Луньки, с. Плоске, с. Солочин, Поляна-Квасы на Украине; Сираб в Азербайджане; дилижанские в Армении, Саирме в Грузии; Кулун, Кызыл-белес, Чавай — средний, Безбельчир-арасан в Киргизии; терсинские кремнистые углекислые воды в Кемеровской области (см. табл. 103; 4).

**Т и п б а л е й с к и й** — гидрокарбонатные натриевые воды с повышенным содержанием сульфатов, кальция, магния, иногда хлоридов. Этот тип вод формируется в гранитоидах, залегающих в основании чехла межгорных артезианских бассейнов, откуда они переливаются в терригенные отложения чехла артезианского бассейна (см. табл. 103; 5, 6).

Примеры — балейские воды в Читинской области (Ткачук и Толстихин, 1961; Карасева, 1960).

Л. М. Орлова и Н. С. Богомолов (1964) отметили в Балейском бассейне увеличение минерализации и содержания гидрокарбонатов натрия с глубиной. Сходство минерализации и состава некоторых содовых озер Забайкалья с составом вод Балейского артезианского бассейна позволяет высказать предположение о возможном формировании вод последнего (его чехла и фундамента) как вод содового засоления, что подтверждается также геологическими и физико-географическими фактами.

**Т и п «Л а с т о ч к и»** (близбалейский) — гидрокарбонатные щелочноземельные-натриевые воды с содержанием суммы ионов калия и натрия от 50% эквивалентов и более, но менее, чем в водах Балая (см. табл. 103; 7—8).

## Состав углекислых гидрокарбонатных вод (подгруппа 1—3)

№ п/п	Тип и ветвь вод; автор данных	t°,C	Газ	M	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	K + Na	
<i>Боржомский</i>											
1	Боржоми, скв. ист. 1, Грузия (Чихелидзе, 1961)	33	CO <sub>2</sub>	6,0	85	—	15	7	4	89	Br, J, Sr
2	Аводхара, скв. 1, Грузия (Чихелидзе, 1961)	9	CO <sub>2</sub>	6,7	96	—	4	18	14	68	
3	Поляна Новая, скв. 10-Р, Украина (Иванов, 1964)	14	CO <sub>2</sub>	11,2	88	—	12	4	3	93	
4	Терсинские, скв. Кузнецкий бассейн (Овчинников, 1964)	6—14	CO <sub>2</sub>	1,9—6	90	2	8	10—15	—	60—80	Si
<i>Балейский</i>											
5	Балейские источники, Читинская область (Ткачук, Толстихин; 1961)	5—6	CO <sub>2</sub>	2—5	89—99	10	—	5—18	7—15	67—89	
6	Балейские источники, Читинской области (Карасева, 1960)	10	CO <sub>2</sub>	16	99	—	—	5	14	81	
<i>«Ласточка» (близбалейский)</i>											
7	Источник «Ласточка», Приморский край (Иванов, 1964)	5	CO <sub>2</sub>	40	100	—	—	21	25	53	Si
	Источник «Ласточка», Приморский край (Резников)	5	CO <sub>2</sub>	2,4	100	—	—	23	24	53	
8	Изыг-Суг, Тува (Ткачук, Толстихин; 1961)	42	CO <sub>2</sub>	2,6	96	—	—	42	8	50	

№ п/п	Тип и ветвь вод; автор данных	t°,С	Газ	М	Содержание ионов, %-экв						Специфические компо- ненты
					HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	K+Na	
	<i>Тип шивандинский (близдарасунский)</i>										
9	Шиванда, Читинская обл. (Карасева, 1957)	1,5	CO <sub>2</sub>	1,6	96	3	1	35	34	28	
	<i>Тип дарасунский</i>										
10	Дарасун, Читинская область (Карасева, 1960)	1—3	CO <sub>2</sub>	0,5—2,5	83—97	До 15	—	48—59	27—40	До 17	Fe
11	Источник Кербинский-Радостный, Хабаровский край (Панкова, 1961)	4	CO <sub>2</sub>	0,7	97	—	—	72	11	11	
12	Кожановские источники, Красноярский край (Еременко и Хромова, 1961)	4	CO <sub>2</sub>	3,6	95	5	—	66	28	6	Fe
13	Кукинский источник, Читинская область (Ткачук, Толстихин, 1962)	1,0	CO <sub>2</sub>	2—3	90—95	До 70	—	42—44	20—45	13—36	Fe
14	Борзи хинский источник, Читинская область (Ткачук и др., 1962)	0,5	CO <sub>2</sub>	1,4—2	90—97	До 10	—	32—61	22—56	12—17	Fe
15	Келеченский источник, Украинская ССР (Бабинец и др., 1963)	7	CO <sub>2</sub>	1,6	98	—	—	72	16	12	Fe
16	Молоковский источник, Читинская область (Ткачук и др., 1962)	0,2—7	CO <sub>2</sub>	0,2—2,5	75—99	10—20	1—18	28—60	25—50	11—47	Rn
17	Шумакские источники, Восточный Саян (Ткачук и др., 1962)	20—39	CO <sub>2</sub>	1—2	94—99	—	—	44—45	35—55	До 9	
18	Джарташские источники, Киргизия (Казиев, 1960)	6	CO <sub>2</sub>	1,36—1,52	95	5	—	63	31	5	Fe

Примеры — «Ласточка» в Приморском крае (Иванов, 1964; Резников, 1964); изыгсугские гидрокарбонатные кальциево-натриевые термы Тувы (Ткачук и Толстихин, 1961).

Близки по составу к водам типа «Ласточки» воды Солонечного-первого в Забайкалье, сирабские воды в Азербайджане; некоторые струи углекислых вод Тасеевского рудника в Читинской области; воды Шебели, Каракол, Кызыл-белес, Безбельчир-арасан, Сурташ в Киргизии.

Тип шивандинский (близдарасунский) — гидрокарбонатные натриево-щелочноземельные воды с содержанием суммы калия и натрия менее 50% эквивалентов, но более их суммы в водах Дарасуна (см. табл. 103; 9).

Пример — шивандинская вода в Читинской области (Карасева, 1957). Близки к типу шивандинских вод Гонжинские, Адриановские, Верхне-Чиронские, Дарасун-Куренгский и другие источники трещинно-жильных углекислых вод Сибири.

Тип дарасунский — углекислые гидрокарбонатные щелочноземельные трещинно-жильные воды. Дарасунские воды формируются в изверженных, метаморфических, терригенных осадочных хорошо промытых породах зоны выветривания (см. табл. 103; 10—18).

Примеры — дарасунские воды (Карасева, 1960); источник Радостный (Кербинский) в Хабаровском крае (Панкова, 1961); источники Кожановские в Красноярском крае (Еременко и Хромова, 1961); источники Джарташские в Киргизии (Казиев, 1960). Близки к Дарасунским источникам по составу источники Ямаровка и др. в Читинской области; Славянка, Кафадзор в Азербайджане.

Среди дарасунского типа может быть выделено несколько подтипов (см. табл. 103; 10—18).

Подтип кукинский — гидрокарбонатные щелочноземельные воды со значительным содержанием магния, иногда превышающим содержание кальция. К кукинскому подтипу относятся воды Кукинских и Борзихинских источников Читинской области.

Железистые дарасуны, из которых заслуживает упоминания источник Келечинский на Украине (Бабинец и др., 1963).

Мышьяковистые дарасуны (с весьма малым содержанием мышьяка) известны в Читинской области.

Радоновые дарасуны могут быть выделены в подтип молоковский. К нему относятся воды Молоковки, Ургучана, теплые воды Ямкуна. Примеры — Молоковский источник в Читинской области (см. табл. 103; 10; 16).

К термальным дарасунам относятся Шумацкие источники карстовых вод Восточного Саяна (см. табл. 103; 17). Близки к Шумацким некоторые струи горячих Изыг-Сугских углекислых источников Тувы. Углекислые термы дарасунского типа заслуживают выделения в шумацкий подтип.

Тип нарзанов — гидрокарбонатные щелочноземельные воды с повышенным содержанием сульфатов или хлоридов, что позволяет среди нарзанов Кавказа выделить два подтипа: а) нарзаны кисловодского подтипа, представляющие сульфатную ветвь, и б) нарзаны баксанского подтипа, представляющие хлоридную ветвь (табл. 104).

Подтип кисловодских нарзанов — сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды с повышенным и высоким содержанием натрия, трещинно-жильные воды артезианского склона Большого Кавказа.

Примеры — доломитовый нарзан Кисловодска; сульфатный нарзан Кисловодска; каптажный нарзан Кисловодска (см. табл. 104; 1—3). К сульфатным нарзанам относится источник Кара-Киче в Киргизии (Кадыров и Казиев, 1962); характеристика его представлена в табл. 104 (13).

Состав углекислых вод (подгруппа 1—3); ветвь нарзанов кисловодского подтипа, нарзанов баксанского подтипа и вод более сложного состава

Л/п №	Тип, подтипы вод; автор данных	t°, C	Газ	M	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	K + Na	
<i>Тип нарзанов; подтип кисловодский</i>											
1	«Доломитовый» нарзан; Кисловодск (Пантелеев, 1963)	17	CO <sub>2</sub>	3,9	61	26	14	56	20	24	
2	«Сульфатный» нарзан; Кисловодск	16	CO <sub>2</sub>	5	55	44	1	56	31	13	
3	«Каптажный» нарзан; Кисловодск; (Врублевский, 1962)	14	CO <sub>2</sub>	2,2	57	31	12	59	28	17	
<i>Подтип баксанский</i>											
4	Баксанские источники, Кавказ (Пантелеев, 1963)	6—10	CO <sub>2</sub>	0,3—2	53—86	—	13—28	40—73	10—23	14—34	
5	Пагверские источники; Грузия (Чихелидзе, 1961)	11	CO <sub>2</sub>	4,4	83	—	16	36	27	36	Fe
6	Чвижепсинские источники, Кавказ (Иванов, 1964)	15	CO <sub>2</sub>	2,4	93	1	6	66	12	22	As
<i>Тип железнородский</i>											
7	Славяновский источник; Железноводск (Иванов, 1964)	55	CO <sub>2</sub>	3,5	46	37	17	31	7	61	
8	Джермук; Армения (Иванов, 1964)	62	CO <sub>2</sub>	4,9	58	25	17	14	8	77	Si
<i>Тип пятигорский</i>											
9	«Горячий» нарзан; Пятигорск (Иванов, 1964)	60	CO <sub>2</sub>	6,8	36	22	42	27	7	65	
<i>Тип гармчаиминский</i>											
10	Гарм-Чашма, источник на р. Гарм-Чашма; Таджикистан (Бедер, 1963)	62	CO <sub>2</sub>	3,5	64	10	26	17	12	71	Si, Fe
<i>Тип абанинский</i>											
11	Абано источник, Кавказ	18—51	CO <sub>2</sub>	0,7—2,5	24—45	50—98	4—27	35—88	8—14	4—53	
<i>Тип кызылкайрагачский</i>											
12	Кызыл-Кайрагач; Киргизия (Казиев, 1961)	13	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	1,9	26	60	14	20	46	34	H <sub>2</sub> S
13	Кара-киче; Киргизия (Кадыров, Казиев, 1962)	Холодный	CO <sub>2</sub>	2	64	35	1	64	28	8	
14	Сайрокоттор, западный склон г. Лабода; Кавказ (Врублевский, 1962)	8,5	CO <sub>2</sub>	1,5	23	71	6	—	18	81	

Подтип баксанских нарзанов — хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатные воды с повышенным содержанием натрия; трещинно-жильные воды гранитов, гнейсов, сланцев и другие (см. табл. 104; 4—6).

Пример — Баксанские источники (Пантелеев, 1963).

Для вод баксанских нарзанов отмечается возрастание хлоридов натрия с глубиной. В Таджикистане их аналогами являются источники Ходжа Санг-Хок (Гиссарский хребет). К железистым нарзанам баксанского типа могут быть отнесены, например, Цагварские источники в Грузии (Чихелидзе, 1961). Характеристика их представлена в табл. 104, (5).

К мышьяковистым нарзанам баксанского типа (по Иванову, 1964) относится подтип Чвижепсинских источников на Кавказе. Характеристику последних см. в табл. 104 (6).

### *Сульфатная ветвь*

Тип сульфатный нарзан — сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые слабосолоноватые воды с повышенным содержанием натрия (см. табл. 104; 2).

Тип абанинский — гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, натриевые и натриево-кальциевые холодные и горячие слабосолоноватые воды Кавказа (табл. 104; 11, 14).

Тип кызылкайрагачский — гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриево-магниевые холодные слабосолоноватые воды с сероводородом (см. табл. 104; 12).

### *Типы углекислых вод сложного состава*

Тип железноводский — сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды разной температуры. Пример — Славяновский источник железноводской группы (Иванов, 1964); вода источника охарактеризована в табл. 104 (7).

К кремнистым термальным углекислым водам, близким по составу к железноводским, но с иными гидрогеологическими условиями залегания, по В. В. Иванову (1964), относятся джермукские воды Армении, выделяемые в подтип джермукский (см. табл. 104; 8).

Тип пятигорский — сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые. Пример — горячий нарзан Пятигорска.

Среди пятигорских вод, по В. В. Иванову (1964), выделяется три подтипа:

первый подтип — пятигорский нарзан (см. табл. 104; 9);

второй подтип — пятигорский серный;

третий подтип — пятигорский радоновый (холодные воды).

Тип гармчашинских горячих кремнистых углекислых вод хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава. Пример — Гарм-Чашма источник на р. Гарм-Чашма в Таджикистане (см. табл. 104; 10).

Среди вышеуказанных основных типов углекислых вод подгруппы I<sub>3</sub>, как указывалось выше, выделяются три основные ветви: хлоридная, сульфатная, гидрокарбонатная и сложные по составу воды.

### *Хлоридная ветвь поздних мофетт*

Эта ветвь вод характеризуется преобладанием натрия над щелочными землями и последовательным уменьшением хлоридов и минерализации от вод ереванско-сольского типа через воды арзинского, эссентукского типов к боржомскому типу гидрокарбонатных натриевых вод с малым содержанием ионов хлора. В этой ветви выделяются также подтипы синегорский (мышьяковистые воды) и другие. Хлоридная ветвь углекислых вод формируется в чехле артезианских бассейнов в соленосных или флишевых отложениях горных сооружений под воздействием на подземные воды чехла углекислых струй, восходящих из фундамента. Присущие им хлориды натрия, бром, йод и другие микрокомпоненты

являются продуктами выщелачивания морского солевого комплекса или растворами солей галогенных толщ. Об этом свидетельствует отношение  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ . В одних случаях оно близко к единице, в других превышает единицу и в третьих меньше единицы. В последнем случае можно предполагать метаморфизацию этих вод.

#### *Сульфатная ветвь дарасунов — нарзанов.*

Данная ветвь вод характеризуется нарастанием сульфатов при относительно слабой изменчивости катионного состава. Наиболее яркими представителями вод этой ветви являются сульфатный нарзан в Кисловодске ( $SO_4$  до 45%-экв) и сульфатный дарасун Клиновский в Читинской области с тем же примерно относительным содержанием аниона  $SO_4$ . Дальнейшее увеличение %-экв  $SO_4$  наблюдается в источниках Кызыл-Кайрагач (до 60%-экв), Сайрокоттор на Кавказе до 70%-экв, Абано и Маровский источники с содержанием до 90%-экв. По данным Казиева (1961), сульфатные нарзаны и сульфатные дарасуны имеют свои аналоги в Киргизии — источники Гульча ( $SO_4$  до 34%-экв), Белектысай ( $SO_4$  до 39%-экв), Кара-Киче ( $SO_4$  от 39 до 50%-экв) и Чеманды ( $SO_4$  до 92—94%-экв).

При рассмотрении сульфатной ветви углекислых вод целесообразно пока воздержаться от выделения типов этих вод вследствие слабой их изученности. На нынешней стадии исследований можно выделить лишь предварительно типы гидрокарбонатно-сульфатных натриево-кальциевых теплых и горячих вод Абано (Кавказ) и сероводородно-углекислых гидрокарбонатно-сульфатных натриево-магниевых (сульфидных) холодных вод Кызыл-Кайрагача (Киргизия).

#### *Гидрокарбонатная ветвь*

В этой ветви связаны постепенным переходом воды боржомского и балейского типов с водами нарзанского и дарасунского типов. При этом балейско-дарасунская подветвь относится к трещинно-жильным водам гидрогеологических массивов, а боржомско-нарзанская ветвь (подтип кисловодских нарзанов) к водам чехла горных сооружений. Воды дарасунские, шивандинские, солонечно-ласточкинские, тасеевские и балейские тесно связаны. Точно так же можно составить цепь вод от боржоми до нарзана.

#### *Воды сложного состава*

Данная ветвь представляет собой промежуточное звено между тремя рассмотренными ветвями вод. К ним относятся углекислые минеральные воды типа железноводских, пятигорских и некоторые более редкие воды.

В пределах Восточных Карпат и Центрального Кавказа отмечается зависимость между глубиной формирования углекислых вод, их минерализацией и составом. Особенно отчетливо эта зависимость была выявлена М. И. Врублевским (1960) по данным Краснополянской скв. 2, вскрывшей в песчано-сланцевой толще юры Большого Кавказа ряд типов вод, начиная с кисловодского и баксанского типов, через боржомский и эссенгукский типы и завершая (на глубине 440 м) арзнинским типом углекислых минеральных вод (табл. 105 и рис. 14).

Приведенные иллюстрации позволяют видеть, что с увеличением глубины не только возрастает минерализация вод, но меняются их состав и соответственно химические номера; последние возрастают в порядке: 1/12, 15/27 и 10, 30, 60.

Сходные изменения минерализации, состава и химических номеров можно проследить у вод углекислых источников в Восточных Карпатах (Бабинец и др., 1963).

К таким источникам относятся:

- а) нарзанского типа — Кобилецкая поляна и др.;
- б) боржомского типа — Поляна Квасова, Сваляви, Солочин и др.;
- в) эссентукского типа — Драгово, Соймы, Заречено, Вышково и др.;
- г) арзнинского типа — Верховина-Быстра;
- д) ереванско-сольского типа — Соль, Кострино, Майдан.

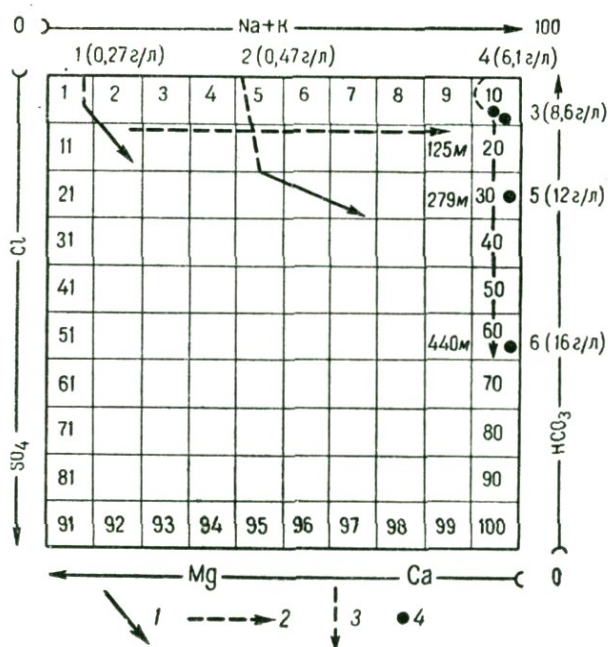


Рис. 14. Изменение минерализации и состава углекислых вод с глубиной в Яснополянской скважине 2 (по М. И. Врублевскому, 1960):

1 — вектор шестикомпонентных вод; 2 — вектор бессульфатных вод; 3 — вектор безмагниевых вод; 4 — фигуративная точка анализа воды, не содержащего SO<sub>4</sub> и Mg. Цифры на рисунке: 1, 2 — номера векторов, 4, 5, 6 — номера точек опробования; в скобках — минерализация вод в г/л в данной точке; цифры 125 м, 279 м, 440 м — глубина отбора воды от поверхности земли в данной точке

Отмечая связь между минерализацией, составом и типами вод Восточных Карпат, следует оговориться, что здесь еще отсутствуют скважины, последовательно вскрывающие все указанные типы вод.

Таблица 105

Изменение минерализации и химического состава углекислых вод с глубиной

Глубина от поверхности земли, м	Минерализация, г/л	Содержание ионов. %-экв						Химический номер воды	Тип воды	Номер воды*
		HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	K+Na			
17	0,27	82	12	6	82	9	9	1/12	Кисловодских нарзанов	1
93,9	0,47	70	10	20	32	23	45	15/27	Баксанских нарзанов	2
117,3	8,6	92	—	8	3	—	97	10	Боржомский	3
123,7	6,1	93	—	7	3	2	95	10	Боржомский	4
279,4	11,6	68	6	26	1	—	99	30	Эссентукский	5
440,0	15,9	43	—	57	—	—	99	60	Арзнинский	6

\* Показан на рис. 2

Рассмотренная зависимость между различными типами вод и глубиной, устанавливая химическую зональность вод горных сооружений,

вместе с тем раскрывает перспективы поисков и разведки минеральных вод с учетом природной гидрогеологической обстановки. При этом разумеется, что природные условия Карпат и Кавказа нельзя безоговорочно переносить на другие районы, например на район Забайкалья.

## II группа — азотные термы

Азотные термальные воды, сформировавшиеся в зонах глубоких тектонических разломов в пределах гидрогеологических массивов или в фундаменте артезианских или адартезианских бассейнов и в последующем мигрирующие в чехол, приурочены ко второй провинции минеральных вод, которая, как и первая, распадается на ряд областей, районов с присущими им термальными линиями.

Данная группа вод характеризуется газами преимущественно воздушного происхождения с примесью биогенных и предположительно глубинных газов; преобладают азот, реже метан. Высокое содержание гелия во многих из этих терм свидетельствует о длительных во времени и в пространстве путях миграции вод.

Среди вод этой обширной группы по условиям формирования выделяются две основные подгруппы: II<sub>1</sub> — внутриконтинентальные акратотермы малой минерализации и термы повышенной минерализации; по солево-составу они преимущественно натриевые гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные; II<sub>2</sub> — прибрежно-морские термы более высокой минерализации, по солево-составу хлоридные натриевые.

### *Подгруппа II<sub>1</sub> — азотные, преимущественно пресные внутриконтинентальные термы.*

К рассматриваемой подгруппе трещинно-жильных горячих вод по химическому составу относятся несколько типов (табл. 106).

Тип бозучукский — хлоридные натриевые или кальциево-натриевые термы, иногда с повышенным содержанием сульфатов или гидрокарбонатов. К ним принадлежат некоторые термы Киргизии — Бозучук (см. табл. 106; 1), Пчан, Алабуга-Нарынский, Избаскентский и др. В Таджикистане к ним относятся термы Явроз (см. табл. 106; 2), приуроченные к зоне разломов в гранитах. Эти термы расположены в 40 км на восток от Душанбе, разведаны буровыми скважинами. Для них характерно высокое (до 37% экв) содержание кальция (Бедер и др., 1963). По своему составу термы Явроз весьма сходны с Бозучукскими.

Среди азотных хлоридных натриевых терм выделяются: (сульфатно)-гидрокарбонатно-хлоридные натриевые кремнистые термы — подтип апачинский на Камчатке (Пийп, 1937); этот подтип вод охарактеризован в табл. 106 (3); сульфатно-хлоридные натриевые кремнистые термы — подтип Жировский, Камчатка (см. табл. 106; 4); азотно-метановые сульфидные соленые хлоридные термы — подтип астаранский (см. табл. 106; 5).

Сложным по анионному и катионному составу подтипом вод является коуленский — солоноватых крепкосероводородных терм Туркмении (см. табл. 106; 6).

Таким образом, к хлоридным термам относятся хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные термы. Наряду с пресноватыми выделяются солоноватые и соленые. Характерными микрокомпонентами хлоридных терм являются кремниевая кислота и в отдельных случаях Вг, J и H<sub>2</sub>S.

Тип большереченский — хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые гидросульфидные кремнистые термы (см. табл. 106; 7, 8, 9). Пример — Большереченский источник Бурятии (Ткачук и др., 1961).

Аналогами указанных терм являются давшинские и другие термы

Бурятии; начикинские, малкинские термы Камчатки; термы Сары-Джаз, Тон, Джалал-Абад, Иссык-Ата, Ак-су Киргизии.

Иссык-Атинские и Аксуйские радоновые термы выделены в аксуйский подтип. Это хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные термы с повышенным и высоким содержанием  $\text{HCO}_3$ , натриевые, кремнистые, радоновые (см. табл. 106; 8, 9).

Тип горячинский — сульфатные натриевые кремнисто-гидро-сульфидные термы. Этот тип терм широко распространен в Бурятии. К термам данного типа относятся термы Нилова-Пустынь, энгорбойские, гусихинские, хакусские и другие (табл. 106; 10, 11). Примером может служить источник Горячинский в Бурятии (Ткачук и др., 1961). В некоторых случаях среди источников горячинского типа наблюдаются отклонения в составе. Так, в Паратунских, Больших Банных (Камчатка) источниках отмечается повышенное содержание хлоридов; то же характерно для источников Четкуганды, Ала-Медынских терм Киргизии. В других случаях повышается содержание гидрокарбонатов — Тайрыс (Тува); Жилинда (Прибайкалье). Известны сульфатные кальциево-натриевые воды Арча-баши (Киргизия). Близко к горячинскому, но с более высоким содержанием гидрокарбонатного иона, стоит аллинский подтип терм (см. табл. 106; 11). Аллинские воды сближают горячинский тип вод с белокурухинским. Таковы же альские термы Хабаровского края (см. табл. 106; 12).

К сульфатным термам сложного анионного и катионного состава, помимо вышеуказанных горячинских, аллинских и большереченских терм, относятся также охарактеризованные в табл. 106 (13—16) термы линии Копет-Дага — арчманские, коусские, фирюзинские.

Копетдагские теплые и гомотермальные воды выходят по продольной тектонической зоне разломов — гидротермальной линии И. И. Никшича — и локализуются в очагах разгрузки подземных вод юрско-меловых отложений. Эти термы по своему составу относятся к сложным и как бы связывают гидрокарбонатную ветвь терм с сульфатной. Сложный анионный состав терм с преобладанием сульфатов дополняется сложным катионным составом с преобладанием натрия или кальция над остальными катионами. Отмечается также азотно-метановый состав газов некоторых из них. Их отличие от байкальских терм заключается в том, что байкальские приурочены к гранитам и гнейсам, а копетдагские представляют трещинно-жильные восходящие воды терригенно-карбонатных осадочных пород мезозойского возраста. Все это позволяет выделить арчманский тип вод и подтипы коусский и фирюзинский (см. табл. 106; 14—16).

Тип былыринский — гидрокарбонатные натриевые кремнистые радоновые термы, нередко с повышенным содержанием фтора (табл. 106; 17—25). Примерами могут служить: Былыринский аршан в Читинской области (Ткачук и др., 1961; Басков, 1963); анненские в Хабаровском крае (Кирюхин, 1962); кыринские в Читинской области (Ткачук и др., 1961); Хохряковский Теплый ключ в Читинской области (Ткачук и др., 1961).

Подтип елисуйский — азотные гидрокарбонатные натриевые (сульфидные) термы повышенной минерализации. Содержание сероводорода присуще лишь некоторым источникам и составляет 2—3 мг/л. Примером могут служить источники Ели-су в Азербайджане (Аскеров, 1954).

Среди многочисленных гидрокарбонатных натриевых терм заслуживают упоминания улурийские, верхне-ингодинские в Читинской области; тумнинские, Кхуцин, Амгу на Дальнем Востоке, Юш-Белидыр в Туве. Иногда воды былыринского типа и елисуйского подтипа отличаются повышенным и высоким содержанием сульфатов. К числу таких вод относятся анненские, Горячий ключ, ульские, солонинские, альские на Дальнем Востоке. Среди терм встречаются и радоновые. Из таких

Состав термальных вод (подгруппа II<sub>1</sub>)

Таблица 106

№ п/п	Тип вод, местонахождение источников; автор данных	t°,С	Газ	M, г/кг	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
<i>Бозучукский</i>											
1	Бозучук, ист. 3, Киргизия (Казиев, 1961)	30	N <sub>2</sub>	0,9	5	6	89	38	1	61	
2	Явроз, скв. 4, Таджикистан (Бедер и др., 1963)	39	—	1,0	—	—	88	37	3	6	Si
3	Апачинский, Камчатка (Пийп, 1937)	80	N <sub>2</sub>	0,7	34	21	45	1	1	98	Si
4	Жировский, Камчатка	100	N <sub>2</sub>	0,5—1,5	—	25—55	45—65	—	—	90—95	Si
5	Астаранский; Алашинский № 1 (Аскеров, 1954)	80	N <sub>2</sub> CH <sub>4</sub>	10—35	—	—	98—100	20—60	—	40—80	Br, J, H <sub>2</sub> S
6	Коуленский, Туркмения	50 40	N <sub>2</sub> N <sub>2</sub> CH <sub>4</sub>	20 1,5—10	— 10—20	1 10—30	99 50—77	45 4—38	0,5 3—8	55 55—85	H <sub>2</sub> S H <sub>2</sub> S (до 170 мг/л)
<i>Большеречинский</i>											
7	Большеречинский, Бурятия (Ткачук и др., 1961)	50	N <sub>2</sub>	0,4	18	42	41	4	—	96	Si
8	Иссык-Ата-Арасан, Киргизия (Овчинников, 1963)	50	N <sub>2</sub>	0,3	21	49	30	17	1	82	Rn
9	Ак-су, Киргизия (Казиев, 1961)	43	N <sub>2</sub>	0,4	16—58	16—41	26—41	4—13	1—2	85—94	Rn
<i>Горячинский</i>											
10	Горячинск, курорт; Бурятия (Басков и др., 1963)	54	N <sub>2</sub>	0,6	10,2	85,8	2,2	13	1	86	Si, F (18 мг/л)
11	Аллиинские источники; Бурятия (Ткачук и др., 1962)	72	N <sub>2</sub>	0,5	28	55	17	13	2	85	Si, (H <sub>2</sub> S)
12	Альские источники; Хабаровский край (Горохов, 1959)	25	N <sub>2</sub>	0,095	48	43	9	12	—	88	Si
<i>Арчманский</i>											
13	а) Арчман, курорт; Туркмения (Бедер, 1960)	28	N <sub>2</sub>	1,6	20	42	37	31	17	52	H <sub>2</sub> S
	б) Арчман, курорт; Туркмения (Овчинников, 1963)			1,5	24	36	40	29	18	53	H <sub>2</sub> S

14	Фирюза, скв. глубина опробования 940—1126 м	Более 20	N <sub>2</sub>	4,2	5	87	8	47	30	23	H <sub>2</sub> S
15	Коулесу, грифон № 3; Туркмения (Бедер, 1960)	21,2	CH <sub>4</sub> N <sub>2</sub>	5,5	1,5	13	72	—	—	86	H <sub>2</sub> S (172 мг/л)
16	Коу (Кувата), источник; Туркмения (Бедер, 1960)	31		2,1	12	62	24	37	20	43	
<i>Былыринский</i>											
17	Былыринский; Читинской обл. (Ткачук и др., 1961)	40	—	0,1—0,4	60	—	9	6	6	88	F (16 мг/л)
	То же, (Басков, 1963)	41,5	N <sub>2</sub>	0,27	81	6	13	3	1	96	Si, F, Rn
18	Эсутайский; Читинской обл. (Ткачук и др., 1961)	17	N <sub>2</sub>	0,9	63	5	32	12	7	81	
19	Кыринский; Читинской обл. (Ткачук и др., 1961)	45	N <sub>2</sub>	0,18	62	18	20	2	2	96	Si, Rn
20	Анненские; Хабаровский край (Кирюхин, 1962)	51	N <sub>2</sub>	0,3	54	22	5	4	1	94	Si, Fe (10 мг/л)
21	Хохряковский; Читинской обл. (Ткачук и др., 1961)	18	N <sub>2</sub>	0,3	81	7	12	24	6	70	Rn
22	Тумнин, источник; Хабаровский край (Кирюхин, 1961)	44	N <sub>2</sub>	0,15	74	13	4	14	33	83	Si
23	Амгу, источник; Приморский край (Крайнов, 1960)	36	N <sub>2</sub>	0,23	70	9	6	3	—	97	Si, F (3 мг/л)
24	Горячий ключ; Приморский край (Крайнов, 1960)	30	N <sub>2</sub>	0,12	43	30	7	12	3	85	Si, F (19,8 мг/л)
25	Ели-су, Азербайджан (Аскеров, 1954)	40	N <sub>2</sub>	1,5	97	—	3	2	1	97	H <sub>2</sub> S
<i>Абаканский</i>											
26	Абаканские термы; Алтай (Зуев, 1958)	38	N <sub>2</sub>	0,4	76	—	—	48	30	22	

терм могут быть названы *кыринские*, *былыринский* — *хохряковские* и другие (см. табл. 106; 17—25).

**Тип абаканский** — гидрокарбонатные магниевые-кальциевые кремнистые абаканские термы в Хакасии с повышенным содержанием сульфатов (см. табл. 106; 26). По А. В. Зуеву, абаканские термы (*Аржан-су*) выходят из разлома, секущего кристаллические сланцы докембрия на стыке Западного Саяна и Горного Алтая.

Среди термальных вод сложного анионного и катионного составов выделяется несколько типов (табл. 107).

**Тип кульдурский** (по имени кульдурских терм в бассейне Амура) — хлоридно-фторидно-гидрокарбонатные натриевые кремнистые термы гранитоидов (см. табл. 107; 1). Аналогами кульдурских терм являются *бысинские*, *тырминские* в Хабаровском крае; *Вангоу*, *Сухой ключ* в Приморском крае (табл. 107; 2—5).

**Тип белокурихинский** — хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные и гидрокарбонатные натриевые радоновые кремнистые термы, вытекающие из гранитов по зоне разломов; дериваты вод находятся в аллювии р. Белокурихи. Термы Белокурихи характеризуются относительным увеличением с глубиной хлоридов и особенно сульфатов, что сближает представителей глубоких вод Белокурихи с котельниковскими и большеречинскими. Термы же аллювиальных отложений Белокурихи относительно богаты гидрокарбонатами натрия и близко стоят к *былыринским* и *могойским* (см. табл. 107, 6—9).

Изучение состава терм гранитов и гнейсов на примере Белокурихинского и других термальных месторождений показало на закономерную смену состава вод с глубиной от гидрокарбонатных к сульфатно-гидрокарбонатным, сульфатным, хлоридно-сульфатным и даже сульфатно-хлоридным и хлоридным.

Термы могойского подтипа (хлоридно)-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые кремнистые. Этот подтип близок к *аннецкому* и *белокурихинскому* типам вод.

К белокурихинскому типу, помимо котельниковского, относятся *зменные на Байкале*, *близкие к ним аллинские* в Бурятии, *отдельные струи аксуйских терм* и некоторые другие термы в Киргизии. Преобладание сульфатов над хлоридами при общем преобладании гидрокарбонатов — отличительная черта всех этих вод.

Среди терм сложного анионного и катионного составов выделяются ветви: а) *натриевая* с повышенным содержанием кальция (*Ак-су*, *Курманты*, *чаумышские*, *Ала-Медынь*, *Сары-Джаз*, *Уч-Кайнар* в Киргизии; *Ходжа-Оби-Гарм* в Таджикистане); б) *кальциевая*, магниевые-кальциевые, натриево-кальциевые (*Джукучак*, *Кутурга* в Киргизии; *Холон-Угун* на Восточном Саяне; *абаканские* в Хакасии); в) *хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая* (*Оби-Гарм* в Таджикистане).

**Тип обигармский** — хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые радоновые кремнистые термы (см. табл. 107; 10).

В подгруппу II<sub>1</sub> должны быть включены некоторые термы *адартезианских* и *межгорных артезианских бассейнов*, образовавшиеся вследствие миграции термальных вод фундамента в чехол бассейнов. Среди них можно выделить несколько типов (табл. 108).

**Тип джетыогузский** — радоновые хлоридные кальциевые-натриевые трещинно-жильные восходящие воды в крыле Иссыккульского адартезианского бассейна, сложенного палеозойскими отложениями (табл. 108; 1—3). Джетыогузские термы расположены на *Каракольской термальной линии*. К последней приурочены хлоридные термы *Бозучук*, сульфатно-хлоридные — *Чон-Кызыл-су*, хлоридно-сульфатные — *Джукучак* и гидрокарбонатно-сульфатные — *Джеты-Огуз верхний*. Последняя группа расположена в 8 км на юг от *Каракольской термальной линии*, в пределах трещин ее оперения.

## Состав термальных вод (подгруппа II)

№ п/п	Типы вод: местонахождение источников; автор данных	t°, °C	Газ	Минерализация, г/л	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	
	<i>Кульдурский</i>										
1	Кульдурский курорт, скв.; Хабаровский край (Кирюхин, 1962)	72	N <sub>2</sub>	0,26	45	10	21	—	—	99	Si, F (24 мг/л)
2	Быссинский источник; Хабаровский край (Кирюхин, 1961)	42	N <sub>2</sub>	0,25	43,3	18,7	24	5	—	94,3	Si, F (12 мг/л)
3	Тырминские источники; Хабаровский край (Кирюхин, 1961)	36,8	N <sub>2</sub>	0,17	64,7	7,8	11,3	14	2	84	Si, F (13,5 мг/л)
4	Вангоу, источники; Приморский край (Крайнов, 1961)	32	N <sub>2</sub>	0,22	57,8	20,5	6,2	7,7	0,3	92	Si, F (20,5 мг/л)
5	Сухой ключ; Приморский край (Крайнов, 1961)	28,5	N <sub>2</sub>	0,2	47	20,6	8,7	7	—	93	Si, F (23,5 мг/л)
	<i>Белокурихинский</i>										
6	Белокуриха, курорт; Алтай (Курлов, 1928)	33	N <sub>2</sub>	0,2	74	16	10	7	4	89	Rn
7	Белокуриха, курорт; Алтай (Иванов и др., 1964)	42	N <sub>2</sub>	0,3	36	40	24	4	1	95	Rn, Si
8	Котельниковские, источники оз. Байкал (Ткачук и др., 1962)	62	N <sub>2</sub>	0,3	33	35	32	8	—	92	Si
9	Могойский источник; Бурятия (Ткачук и др., 1962)	82	N <sub>2</sub>	0,36	74	22	4	6	3	91	Si
	<i>Обигармский</i>										
10	Обигармский источник; Таджикистан (Бедер, 1963)	42	N <sub>2</sub>	0,6	8	56	36	56	5	39	Si, Rn

Состав термальных вод орогенных артезианских и адартезианских бассейнов (п/группа II<sub>1</sub>)

№ п/п	Тип вод; местонахождение источника; автор данных	t°, С	Газ	М. г/кг	Содержание ионов. %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> +Na <sup>+</sup>	
	<i>Джетыюгузский</i> (тяньшаньский тип горных адартезианских бассейнов)										
1	Джетыюгузские термы; Киргизия (Иванов и др., 1964)	44	N <sub>2</sub>	12		6	94	47	1	52	Rn
2	Джетыюгузский источник № 2; Киргизия (Казиев, 1961)	46	N <sub>2</sub>	12,6	2	5	93	45	1	54	Rn
3	Джетыюгузская скв. 1/8; Киргизия (Васильева, 1960)	41,3	N <sub>2</sub>	12,8		5	95	46		54	Rn, Si
	<i>Питателевский</i> (забайкальский тип артезианских бассейнов)										
4	Питателевский; Бурятия (Ткачук и др., 1961, 1962)	54	N <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub>	1,5	3	76	21	22		78	Si
	<i>Тункинский</i> (байкальский тип артезианских бассейнов)										
5	Тункинская скважина; Бурятия (Ткачук и др., 1961, 1962)	37,5	N <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub>	1,14	69	8	23	10	2	88	Si
6	Сухая Зага, скважина; Бурятия (Ткачук и др., 1961, 1962)	27	CH <sub>4</sub> (N <sub>2</sub> )	0,5	75-90	9	1-25	17-2	2	81-97	Si
7	Сухая Зага, скважина; Бурятия (Басков, Климов, 1963)	27	CH <sub>4</sub> -N <sub>2</sub>	0,66	68,5	0,2	F-6,3 Cl-24,8	2,4	1,2	96,4	Si
8	Баргузинская скв. 1-Р; Бурятия (Басков, Климов, 1963)	30		0,47	83	6	11	13	11	72	

Из сказанного видно, что в пределах одной термальной линии формируются в зависимости от гидрогеологической обстановки различные по составу термы.

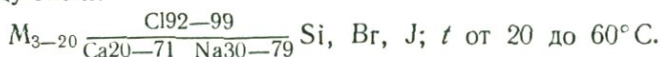
**Тип питателевский** — хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые термы сложного газового состава — азотные, метановые и смешанные. К этому типу терм относятся Питателевские источники Бурятии (Ткачук и др., 1961, 1962). Своеобразие месторождения питателевских терм обусловлено специфическими условиями их формирования. Азотные термальные воды из кристаллического фундамента вливаются в чехол артезианского межгорного бассейна, сложенного юрскими и мощными аллювиальными отложениями долины р. Селенги, где и завершается формирование их минерального и газового состава (табл. 108; 4).

**Тип тункинский** — метановые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термы межгорных артезианских бассейнов. Они могут рассматриваться как дериваты жильных терм фундамента этих бассейнов (см. табл. 108; 5—8). Примером может служить Тункинская скважина Бурятии (Ткачук и др., 1961, 1962). Термальная вода этой скважины характеризуется относительно высоким содержанием хлоридов натрия и небольшим — сульфатов. К тункинскому типу относится артезианская вода скважины Сухая Загза в Байкальском артезианском бассейне. Вода эта также метановая со значительной примесью азота (табл. 108; 6—7).

*Подгруппа  $H_2$  — азотные и метаново-азотные солоноватые и соленые термы морских побережий*

Эти термы возникают в результате смешения в зонах крупных разломов соленых вод моря с пресными инфильтрационными водами суши и их последующего глубокого преобразования.

Данные воды встречаются на побережье Чукотского полуострова и на берегах Охотского и Берингова морей. Сводная формула состава терм морских побережий (Зеленкевич, Калабин и др., 1963) представляется следующей:



В этой подгруппе трещинно-жильных терм выделяется несколько типов (табл. 109).

**Тип мотыклейский** — хлоридные натриево-кальциевые солоноватые воды с сильным преобладанием кальция. Примером могут служить Мотыклейские источники Охотского побережья (см. табл. 109; 1).

**Тип таватумский** — хлоридные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые слабосоленые воды с небольшим преобладанием одного катиона над другим. Пример: Таватумские источники на побережье Охотского моря (см. табл. 109; 2). К этому же типу относятся источники Широкий, Чаплинский.

**Тип аракамчеченский** — хлоридные (кальциево)-натриевые солоноватые и соленые воды иногда с повышенным содержанием кальция.

Пример: Аракамчеченские источники, о-в Аракамчечен в Беринговом море (см. табл. 109; 3). К этому же типу относятся Сенявинские, Нешкенские (последние с примесью метана), Кукунские и Мечигменские (с примесью углекислого газа).

**Тип кивакский** на Чукотском полуострове — соленые хлоридные, сложного катионного состава воды (см. табл. 109; 4).

По некоторым данным, к прибрежно-морским термам сложного состава относятся Мацестинские источники Кавказа.

Состав термальных вод Приморской подгруппы (II<sub>2</sub>)

№ п/п	Тип вод; местонахождение источника; автор данных	t°, C	Газ	M, г/кг	Содержание ионов, %-эки						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
1	Мотыклейский; побережье Охотского моря (Зеленкевич и др., 1963)	29	—	5,0	—	—	99	70	2	28	
2	Таватумский; побережье Охотского моря (Зеленкевич и др., 1963)	58	—	15,2	—	—	99	44	2	54	
3	Аракамчеченский; о-в Аракамчечен в Беринговом море (Иванов и др., 1960)	31	N <sub>2</sub>	1,2— 2,5	—	—	89— 92	12— 20	5—1	83— 79	Si, Br
	Кивакский на Чукотке (Зеленкевич и др., 1963)	35,5	—	29	—	—	91	27	20	53	

### III группа — минеральные воды артезианских бассейнов

В эту группу сведены минеральные воды инфильтрационные, седиментационные и смешанные, сформировавшиеся в артезианских бассейнах на разных глубинах — холодные и термальные. Газы вод биогенные (метан, азот, сероводород), воздушные (азот) и смешанные; воды сероводородные и несероводородные. Рассматриваемая группа вод характерна для третьей провинции минеральных вод артезианских бассейнов платформенных областей и предгорных прогибов. Местами эта провинция вод проникает в горные области (орогенные бассейны). Она разделяется на несколько крупных артезианских областей. Последние разделяются на артезианские бассейны. Внутри областей и бассейнов выделяются гидрохимические пояса и зоны, гидрохимические районы, среди которых местами намечаются линии минеральных источников (гидроминеральные линии), приуроченные к крупным разломам в чехле артезианских бассейнов.

Минеральные воды третьей провинции подчиняются широтной климатической зональности и глубинной (структурной) гидрохимической зональности. Законы гидрохимической зональности определяют размещение минеральных вод с разной концентрацией солей и разного состава. При наличии в отдельных частях артезианских бассейнов факторов, благоприятных для возникновения и сохранения в подземных водах сероводорода, последние обогащаются этим газом. Образуются месторождения, поля сероводородных вод.

Учитывая важное значение некоторых типов сероводородных вод как лечебного фактора и косвенного поискового критерия на нефтегазонасыщенные бассейны, представляется целесообразным разделить эту группу азотно-метановых вод на: III<sub>1</sub> — несероводородные и III<sub>2</sub> — сероводородные. Среди несероводородных вод можно выделить: III<sub>1</sub><sup>a</sup> — холодные и III<sub>1</sub><sup>b</sup> — термальные. Точно такое же разделение можно принять и для азотно-метановых сероводородных вод: холодные (III<sub>2</sub><sup>a</sup>) и термальные (III<sub>2</sub><sup>b</sup>).

При рассмотрении основных типов минеральных лечебных вод следует иметь в виду, что к водам артезианских бассейнов относятся как собственно межпластовые напорные артезианские, так и воды грунтовые.

*Подгруппа III<sup>a</sup> — несероводородные холодные минеральные воды артезианских бассейнов*

Состав газов этих вод азотный, метановый и смешанный. Различаются ветви хлоридных, сульфатных, гидрокарбонатных вод.

*Хлоридная ветвь*

**Тип мархинский** — холодные азотные крепкие и весьма крепкие рассолы до сверхкрепких включительно натриево-кальциевого и кальциево-натриевого состава с бромом, йодом. Воды мархинского типа вскрыты в кембрийских отложениях Якутского артезианского бассейна. Их аналоги обнаружены среди рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна, в Нижнеудинске, Азее, Тулуне и в песчаниках мотской свиты нижнего кембрия (табл. 110; 1—4).

**Тип лугельский** — холодные слабые и весьма слабые азотные (метановые) рассолы с минерализацией от 35 до 140 г/кг (36—155 г/л) хлоридного кальциевого состава, несероводородные.

Рассолы лугельского типа вытекают из порфиритовой толщи юры в краевых частях Рионского артезианского бассейна Грузии. Они же вскрыты на различной глубине в порфиритовой толще в основании чехла артезианского бассейна в селениях Лугела, Окуми, Цхункури. Аналогами вод лугельского типа являются некоторые хлоридные кальциевые воды Тунгусского артезианского бассейна (Волкова, 1965). Характерно присутствие в этих водах Вг и J.

В глубоких частях Рионского бассейна у сел. Гумуриши в порфиритовой толще юры вскрыты крепкие хлоридные кальциевые, по-видимому, теплые рассолы с небольшим содержанием сероводорода (Чихелидзе, 1961). Рассолы Гумуриши заслуживают выделения в особый подтип лугельских вод (см. табл. 110; 5—8).

**Тип майлисуйский** — азотные и метановые холодные и теплые соленые хлоридные натриево-кальциевые и более сложные по катионному составу воды (см. табл. 110; 9—11). Они вскрыты в палеогеновых отложениях Ферганского артезианского бассейна (Бедер, 1963).

**Тип тутончанский** — воды такого же газового и солевого состава, что и майлисуйские, но менее минерализованные — солоноватые. Таковы водопроявления в долине р. Актика бассейна р. Тутончана (Зайцев и Басков, 1961). Помимо солоноватых вод, в бассейне р. Тутончан встречаются соленые и несоленые воды майлисуйского и лугельского типов. Близки к тутончанским воды Аджису (Крым), вскрытые скважиной в сланцах таврической свиты на глубине 100 м (Альбов, 1956).

Наряду с хлоридными кальциевыми и натриево-кальциевыми среди холодных минеральных вод широко распространены различные по концентрации солей воды хлоридного натриевого типа. По газовому составу данные воды — азотные, метановые, смешанные (табл. 111).

**Тип моршинский** — весьма крепкие несероводородные хлоридные натриевые рассолы с повышенным и высоким содержанием магния и кальция (см. табл. 111, 1—2).

**Тип вологодский** — крепкие хлоридные натриевые рассолы с повышенным содержанием кальция, с йодом и бромом, азотным (метановым) составом газов. К этому типу относятся многие крепкие рассолы Европейской и Восточно-Сибирской артезианских областей, залегающие в палеозойских отложениях (см. табл. 111; 3—5). Близки, например, к данному типу крепкие рассолы источника бальнеологического санатория «Соляные ванны» Пермской области.

Состав холодных несероводородных хлоридных кальциевых и натриево-кальциевых вод артезианских бассейнов (подгруппа III<sub>1</sub>)

№ п/п	Тип вод; местонахождение источника; автор данных	Показатели			Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
		t, °C	Газ	M, $\frac{g/kg}{g/l}$	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup> + Br <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
1	<i>Мархинский</i> Сводная формула (Басков 1962)	До 10	CH <sub>4</sub>	140—350	—	—	99	30—70	—	30—70	Br, J
				155—431							
2	Нижнеудинск, скв. 1 (Пиннекер и др., 1964)	14.5	—	355	0	0.1	99.9	59.1	17	23	Br, J, Fe, Sr
3	Пос. Азей, скв. 1; Иркутской обл. (Пиннекер, 1964)	17.6	—	414.5	0	0.03	99.9	59	19	22	Br, J, Fe, Sr
				360							
4	Тулунская скв. 1, интервал 1790—1840 м (Пиннекер, 1964)	20	—	422.7	0.1	0.02	99.9	74.8	11.4	13.8	Sr
				395.5							
5	<i>Лугельский</i> Лугельская скважина; Грузия (Чихелидзе, 1961)	12	—	50	0	0.6	99.4	87.4	0.2	12.4	Br, J
				52							
6	Окумский источник; Грузия (Чихелидзе, 1961)	10	—	85—120	—	—	100	86	—	14	Br
				90—130							
7	Цхункури, скважина; Грузия (Чихелидзе, 1961)	17	—	90	0.05	0.8	99.2	48.4	1.0	14.6	
				95							
8	Гумуриши; скважина; Грузия (Чихелидзе, 1961)	Теплые	—	219	—	—	99.5	86	1	13	H <sub>2</sub> S (до 3 мг/л)
				257							
9	<i>Майлисуйский</i> Майлису, Туркестанская свита, Фергана (Бедер, 1963)	...	...	30	.	.	100	39	24	37	Br, J
				33							
				25							
10	Майлису, алайская свита, Фергана (Бедер, 1963)						100	40	22	38	Br, J
11	Майлису, бухарская свита, Фергана (Бедер, 1963)						98	50	9	41	Br, J
12	<i>Туюнчанский</i> р. Арктика, ист., бассейн р. Туюнчана (Зайцев, Басков, 1961)	...	...	3	1	2	94	64	.	39	Br
				4.1							
13	Аджису, скв., Крым (Альбов, 1956)	17	CH <sub>4</sub>	4.1	1	—	99	68	.	32	Br, J

Состав холодных несероводородных хлоридных натриевых и кальциево-натриевых вод артезианских бассейнов (группа III<sup>a</sup>)

№ п/п	Тип вод: местонахождение источника, автор данных	№. С	Газ	М. $\frac{с/кг}{г/л}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\begin{matrix} + \\ \text{K} + \\ + \\ \text{Na} \end{matrix}$	Специфические компоненты
<i>Моршинский</i>											
1	Моршин; шахта «Бонифай» (Овчинников, 1963)			$\frac{351}{410}$	—	30	70	0,02	37	63	Br
2	Там же (Бабинец и др., 1963)			$\frac{350}{406}$	—	34	66	14	38	48	Br, J
<i>Вологодский</i>											
3	Вологда; скважина; верхний девон (Гатальский, 1954)		N <sub>2</sub>	$\frac{175}{196}$	—	0,2	99,8	20	8	72	Br, J
4	Вологда, скважина; нижний карбон (Гатальский, 1954)			$\frac{168}{189}$	—	0,2	99,8	19	8	73	
5	Соляные ванны; Вологодская область			$\frac{265}{320}$	.	.	96	.	.	98	
<i>Усольский</i>											
6	Тотьма; курорт («Курорты СССР», 1951)	7	N <sub>2</sub>	$\frac{51}{52,6}$	.	.	85	.	.	89	Br
7	Бабушкинский курорт («Курорты СССР», 1951)	7	N <sub>2</sub>	$\frac{49,5}{51}$	.	.	83	.	.	84	Br
8	Вологда, скв. 1 (Иванов, 1964)	11,8	N <sub>2</sub>	$\frac{90,5}{97}$	—	4	95	9	8	83	Br
9	Усолье Сибирское, каптажный колодец (Пиннекер, 1964)	.	.	$\frac{65}{67,9}$	0,4	6,7	92,9	4,5	0,9	95	H <sub>2</sub> S (12 мг/л)

№ п/п	Тип вод; местонахождение источника; автор данных	t°, C	Газ	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup>	Специфические компоненты
10	Усолые Сибирское, источник (Иванов, 1964)	7,2	N <sub>2</sub>	$\frac{76}{80}$	—	—	93	.	.	94	
11	Шестаковские источники, р. Илим (Пиннекер, 1964)	—	—	$\frac{125}{137}$	0,1	0,4	99,5	4	0,2	96	
12	Анцырская площадь, скв. 1, глубина 442 м (Пиннекер)			$\frac{34,9}{36}$	0,1	4	96	26	11	63	
	<i>Устькутский</i> (подтип)										
13	Ненокса, скважина с глубины 380 м; Архангельская область (Гуревич, 1963)	7,9	N <sub>2</sub> (CO <sub>2</sub> , CO <sub>3</sub> )	$\frac{112}{121}$	—	2	98	9	4	87	Br, J, B
14	Усть-Кут; курорт (Пиннекер, 1964)			$\frac{134,2}{148}$	0,12	5,15	94,7	3,8	2	94,2	Rn
15	С. Каймоново, скважина (Пиннекер, 1964)	.	.	$\frac{78,8}{83}$	0,09	8,6	91,3	6,5	3,6	89,8	Rn
16	Верхне-Марковский источник, р. Лена (Пиннекер, 1964)	.	.	$\frac{122,5}{134}$	0,13	4,4	95,5	4,2	2,1	93,7	Rn
	<i>Старорусский</i>										
17	Старая Русса, курорт (Иванов, 1964)	.	N <sub>2</sub>	19,9	—	9	91	20	10	70	
18	Устьоленикская площадь; скв. РТ (Басков, 1961)	.	CH <sub>4</sub>	11,1	1	—	99	3	2	95	
19	Сестрорецк; курорт	.	CH <sub>4</sub>	1,1	10	—	90	10	8	82	
20	Миргородские источники; Украина (Иванов и др., 1964)	20	N <sub>2</sub>	2,6	16	1	84			94	
21	Солигалич; курорт («Курорты СССР»)	—	—	21	—	—	82	—	—	72	
22	Минские, скв. 2 (Иванов и др., 1964)	8	N <sub>2</sub>	4,8	4	14	82	5	5	90	
23	Нижнесергинская скв. 4 (Иванов и др., 1964)	7	N <sub>2</sub>	7,6	4	2	94	4	2	94	

Тип усольский — холодные азотные (метановые) хлоридные натриевые слабые рассолы с минерализацией от 35 до 140 г/кг (36—155 г/л). Как и рассолы предыдущего типа, усольские рассолы характерны для многих артезианских бассейнов СССР. Таковы, например, воды курортов Усолье-Сибирское, Тотьма, Бабушкинского курорта, Няндомы, Леденгска, Н. Тоймы, Иваново и многих других (см. табл. 111; 6—12). К этому же типу слабых рассолов относятся рассолы верхних артезианских горизонтов Вологды.

К радоновому подтипу усольских вод относятся радоновые рассолы Усть-Кутского месторождения. Среди радоновых вод устькутского подтипа можно отметить источник курорта Усть-Кут, вскрытые скважиной на глубине 479 м радоновые воды с. Каймонова и источник Верхне-Марковский на р. Лене. Все они формируются в кембрийских отложениях Восточной Сибири (см. табл. 111; 13—15).

Тип старорусский — холодные солоноватые и соленые воды с минерализацией от 1 до 35 г/кг, азотные хлоридные натриевые, иногда с повышенным содержанием кальция. Помимо вод Старой Руссы, к старорусскому типу относятся многие солоноватые и соленые воды артезианских бассейнов. Таковы воды Сестрорецка, Миргорода, Солигалича, Мицска, Усть-Оленека (см. табл. 111; 16—22).

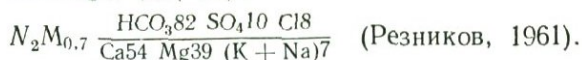
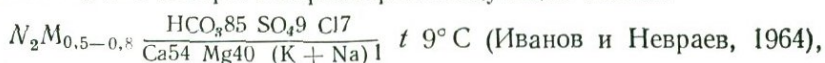
Среди минеральных вод старорусского типа условно выделяется подтип холодных метановых и азотных соленых вод — оленекский-солигаличский и подтип солоноватых вод акбулакский-миргородский. Сестрорецкие радоновые воды могут быть выделены в сестрорецкий подтип радоновых вод. К старорусскому типу относятся также йодистые и йодные воды Лапоминки в окрестностях г. Архангельска. Это хлоридные натриевые солоноватые и соленые воды с преобладанием магния над кальцием при содержании их суммы до 20%-экв. Воды эти вскрыты в бореальных отложениях (микулинского межледниковья). Помимо соленых вод и рассолов соленосных отложений и несоленосных морских отложений, среди которых имеются воды выщелачивания и воды седиментационные, во многих артезианских бассейнах находятся хлоридные воды, не связанные с соленосными толщами, но нередко приуроченные к нефтеносным породам. Эти минеральные воды в большинстве своем могут относиться к водам седиментационным и смешанным, в той или иной степени метаморфизованным. Газовый состав таких вод преимущественно метановый, реже азотный и смешанный. По температуре это — термальные и хлоридные воды.

#### *Сульфатная ветвь*

Данная ветвь холодных минеральных вод артезианских бассейнов характеризуется тремя типами: баталинским, ижевским, московским. Многочисленные представители этих вод широко распространены в гипсоносных породах. Как правило, сульфатные воды присущи верхним слоям артезианских бассейнов (табл. 112; 1—3) и в той или иной степени связаны с гипсами и гипсоносными породами. Минеральные воды используются для лечебных целей, в том числе и для розлива.

#### *Гидрокарбонатная ветвь*

Среди гидрокарбонатных вод выделяется тип нафтусинский курорта Трускавец, для которого характерен следующий состав:



Целебное действие воды источника «Нафтуса» приписывается наличию в воде органических веществ.

Таблица 112

Состав холодных несероводородных сульфатных вод артезианских бассейнов

№ п/п	Тип вод; местонахождение источников; автор данных	t°, С	Газ	M, г/кг	Содержание ионов, %-экв					
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K + Na <sup>+</sup>
<i>Баталинский</i>										
1	Баталинский источник, Новый; Сев. Кавказ (Иванов и др., 1964)		CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub>	21	5	84	11	7	39	54
<i>Ижевский</i>										
2	Ижевский источник (Славянова, 1963)	7	—	4,9	—	84	10	31	20	46
3	Ижевский источник, курорт (Овчинников, 1963)		N <sub>2</sub>	4,8	3	58	10	36	20	44
<i>Московский</i>										
4	Останкинская скв. 1, Завод розлива (Иванов и др., 1964)	6	N <sub>2</sub>	3,9	4	94	2	40	32	28
5	Учумский курорт, скв. 2-Р; Красноярский край (Иванов и др., 1964)	15	N <sub>2</sub>	2,6	6	93	1	36	14	50

*Подгруппа III<sup>0</sup> — несероводородные термальные воды артезианских бассейнов*

К этой подгруппе принадлежат воды, состав которых формируется на большой глубине в восстановительной обстановке. Среди вод данной подгруппы различают хлоридную, сульфатную и гидрокарбонатную ветви.

*Хлоридная ветвь*

К этой ветви относятся следующие типы вод: парфеновский, челекенский, чартакский, нальчикский, евпаторийский, карачинский, актумсукский. Минерализация вод данной ветви изменяется от сверхкрепких рассолов до солоноватых вод. Преобладают хлориды натрия и в сверхкрепких рассолах — кальций (табл. 113).

Тип парфеновский — весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы с минерализацией выше 270 г/кг (330 г/л). Вскрит глубокими скважинами в Ангаро-Ленском артезианском бассейне в горизонте парфеновских песчаников мотской свиты нижнего кембрия на Тыретской, Парфеновской, Осинской площадях.

Рассолы парфеновского типа характеризуются преобладанием хлоридов кальция и магния над хлоридами натрия, большим содержанием брома. Некоторыми исследователями (Зайцев, 1958; Валяшко, 1963) эти рассолы рассматриваются как метаморфизированная остаточная рапа солеродных бассейнов, другие (Пиннекер, 1964) склонны оценивать их как рассолы выщелачивания соленосных отложений.

Несероводородные сверхкрепкие и крепкие рассолы реже встречаются в карбонатной толще нижнего кембрия Восточной Сибири. В Средней Азии рассолы этого типа вскрыты на юго-востоке Амударьинского артезианского бассейна и в Дехканабадском артезианском бассейне.

В. В. Иванов и Г. А. Невраев (1964) предлагают выделить рассолы Средней Азии под названием керкитагских. По данным Б. Б. Митгарц, эти рассолы вскрыты в гаурдагской соленосной свите верхней юры,

представленной гипсами, ангидритами и солями (каменной и калийной). Обращает на себя внимание высокая температура рассолов, замерявшаяся в устье скважины при самонзливе. За исключением неглубокой скважины Гаурдака, где температура рассола 20° С, во всех остальных скважинах температура рассолов от 86 до 102° С при глубине отбора проб около 3 км и более.

В Белоруссии рассолы данного типа обнаружены Кустовницкой и другими скважинами в девонских отложениях Припятского артезианского бассейна (см. табл. 113).

Тип челекенский — горячие крепкие рассолы с минерализацией от 140 до 270 г/кг (155—332 г/л). Характеризуются резким преобладанием хлоридов натрия над другими компонентами, отсутствием сероводорода, высокой температурой. Из микрокомпонентов характерны бром, йод. Газовый состав азотный, метановый и смешанный. В северных районах СССР рассолы челекенского типа теплые и горячие.

Представителями челекенского типа вод являются горячие крепкие хлоридные натриевые рассолы, вскрытые скважинами в верхней части терригенной красноцветной толщи (плиоцен) Западно-Туркменского (Закаспийского) артезианского бассейна (Челекен, Боя-Даг). Аналоги этих вод получены в Ферганском артезианском бассейне в терригенных отложениях неогена (Айритац, Тузлук). К челекенскому же типу относятся теплые азотные рассолы московской боенской скважины (см. табл. 113; 12—17).

Тип чартакский термальных рассолов с минерализацией от 35 до 140 г/кг (36—155 г/л), хлоридных натриевых с повышенным и высоким содержанием кальция и магния вскрыт скважинами в песках неогена в пределах Ферганского артезианского бассейна в районах Чартак, Гуртепе, Чуст-Пап, Капчигай, Ак-мечеть, Южный Аламышик, Андижан, Бостон (см. табл. 113; 18—23).

Для рассолов данного типа характерны достаточно высокие температуры, азотный состав газов, минерализация в пределах от 35 до 109 г/л, хлоридный натриевый состав с повышенным, а иногда и высоким содержанием кальция и магния. По данным А. А. Бедера (1963), в водах присутствуют бром, йод. В Бухаро-Каршинском артезианском бассейне аналоги этих рассолов вскрыты скважинами в меловых отложениях (Михайлов, 1962).

В с. Колпашево Западно-Сибирского артезианского бассейна в юрских терригенных отложениях, в интервале 2860—2870 м, вскрыты сверхгорячие высокотемпературные воды чартакского типа. Близкого состава слабосоляная горячая вода вскрыта в юрских отложениях в Максимкином яре в том же бассейне, в интервале 2404—2418 м (см. табл. 113; 23). Этот подтип вод Западно-Сибирского бассейна можно назвать колпашевским. Колпашевский подтип сверхгорячих слабых рассолов приурочен к юрским отложениям в глубоких впадинах рельефа доюрского фундамента. Он весьма сходен с чартакским типом вод.

Тип нальчикский — термальные соленые воды с минерализацией 10—35 г/л, хлоридные натриевые, редко кальциево-натриевые и очень редко натриево-кальциевые. По газовому составу это преимущественно метановые и смешанные азотно-метановые воды. Из микрокомпонентов в этих водах обычно содержатся бром, йод, аммоний, реже железо. Таковы термальные воды, вскрытые в Нальчике скважиной на глубине 2400 м в нижнемеловых отложениях (см. табл. 113; 24). К нальчикскому типу термальных соленых вод могут быть отнесены воды, вскрытые скважинами в Майкопе, Тюмени, Тобольске и др. (см. табл. 113; 24—28).

Соленые артезианские воды Западно-Сибирского бассейна представляется целесообразным выделить под названием тюменских, учитывая исключительно широкое распространение горячих соленых вод

Состав несероводородных термальных вод артезианских бассейнов (подгруппа III<sub>5</sub>)

№ п/п	Тип вод; местонахождение источников; автор данных	t, °C	Газ	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Содержание, %-экв						Специфические компоненты
					$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^+ + \text{Br}^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	
	<i>Парфеновский</i>										
1	Тыреть, скв. II, интервал 2200—2220 м, мотская свита (Пиннекер, 1964)	40		$\frac{350,6}{450,7}$	0,22	0,07	99,7	71,8	21,5	6,7	Sr, H <sub>2</sub> S
2	Нижнеудинская скв. I, интервал 3218—3233 м, мотская свита (Пиннекер, 1964)	58		$\frac{323,3}{414,5}$	0	0,01	99,9	59	17,3	24,7	H <sub>2</sub> S, Br
3	Тыретьская скв. I; интервал 2183—2203 м (Пиннекер, 1964)			$\frac{302}{381}$	0	0,03	99,9	63,8	19,8	16	H <sub>2</sub> S
4	Атовская скв. 7; интервал 2563—2653 м (Пиннекер, 1964)	34		$\frac{289,3}{362,2}$	0,02	0,03	99,9	55,5	9,6	34,9	H <sub>2</sub> S, Sr
5	Усольская скв. 1-Б; интервал 1790—1850 м; мотская свита (Пиннекер, 1964)			$\frac{279,2}{347,0}$	0,08	0,13	99,8	40,11	17,21	42,68	Rn, Sr
6	Керки-таг, скважина, с глубины 2908 м (Митгарц, 1965)	95		$\frac{467}{546,6}$	—	—	99,7	53,3	42,7	1,6	Fe, J, Be
	Там же (Михайлов, 1962)			$\frac{467}{540}$	—	—	100	55	44	1	Br, J
7	Майская скважина, с глубины 3530 м (Митгарц, 1965; Михайлов, 1963)	86		$\frac{279}{348,2}$	0,12	0,006	99,6	44	9	47	Fe, J, Br
8	Байрам-Али, скважина, с глубины 3279 м (Митгарц, 1965)	102		$\frac{290}{450,4}$	—	—	99,7	55	29	14	Fe, J, Br
9	Зевардинские скважины (Митгарц, 1965; Иванов, 1964)	До 95		$\frac{417}{490}$	—	—	98	31	34	35	Br
10	Гаурдак, скв. 20	20		$\frac{340}{396}$	—	—	100	20	68	12	Br

11	Кустовническая скважина, Белоруссия, интервал 3203—2593 м, девон (Гитальский, 1963)	Очень горячая		323 392	—	0,02	99,98	76,96	15,87	17,17	Br, J, H <sub>2</sub> S
	<i>Челекенский</i>										
12	Челекен, скважина, красноцветная толща (Бедер, 1959)	70	—	201 236	—	—	100	3	2	92	Br, J
13	Боя-Даг, скважина, красноцветная толща (Бедер, 1959)	61	—	179 207	—	—	100	17	4	79	Br, J
14	Сыртланди, скважина, красноцветная толща (Бедер, 1959)	—	N <sub>2</sub>	229 271	—	—	100	18	5	77	Br, J
15	Айритан, скв. 1; Фергана (Бедер, 1963)		N <sub>2</sub>	168 187	—	—	100	10	8	80	Br, J
16	Тузлук, скв. 6; Фергана (Бедер, 1963)	26	N <sub>2</sub>	206 237	—	1	99	7	3	89	Br, J
17	Москва, боевская скважина	29		220 258,5	—	1	99	9	6	85	Br, J
	<i>Чартакский</i>										
18	Чартак, скв. 2, неоген (Бедер)	49	N <sub>2</sub>	47,5 49	—	1	99	39	14	53	Br, J
19	Чартак, скв. 3, неоген (Бедер)	50	N <sub>2</sub>	48 50	—	2	98	29	10	61	Br, J
20	Гуртепа, скв. 1, неоген (Бедер, 1963)	71	N <sub>2</sub>	88,5 94	—	1	99	21	6	73	Br, J
21	Алат, скв. 1, нижний мел; Бухаро-Каршинский артезианский бассейн (Михайлов, 1962), интервал 2860—2870 м	Очень горячая	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	67—139 71—158	—	2	98	14—20	4—5	75—81	Br, J, NH <sub>4</sub>
22	Колпашево, скважина, Западно-Сибирский артезианский бассейн (Ростовцев и др., 1958)	119	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	43,6 44,8	1	—	99	12	1	87	Br, J
23	Максимкин яр, скважина, интервал 2404—2418 м (Ростовцев и др., 1958)	73	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	52 54	2	—	98	11	3	84	Br, J

№ п/п	Тип вод; местонахождение источников; автор данных	t°C	Газ	М. $\frac{г/кг}{г/л}$	Содержание %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>+</sup> + Br <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
<i>Нальчикский</i>											
24	Нальчик, скв. 1-Р, глубина 2400 м, нижний мел (Овчинников, 1963)	80	CH <sub>4</sub>	18	2	0,5	98	8	3	89	Si, Br, J
25	Майкопская скважина, Краснодарский край	70	CH <sub>4</sub>	2,5	2	—	98	20	10	70	Br, J
26	Майкопская скв. 5-Р (Иванов и др., 1964)	61	CH <sub>4</sub>	24	2	—	98	2	2	96	Br, J
27	Тюмень, скважина	40	CH <sub>4</sub>	11,4	.	.	98	.	.	98	Br
28	Тобольские, скважины (Иванов и др., 1964)	49,5	CH <sub>4</sub>	17,2	3	—	97	4	2	94	Br, J
29	Ханты-Мансийск, скв. 1-Р, интервал 1834—1838 м (Ростовцев и др., 1958)	77	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	11	8	—	92	5	2	92	Br, J
30	Уват, скв. 1-Р, интервал 2891—2894 м (Ростовцев и др., 1958)	95	CH <sub>4</sub>	13,5	20	—	80	1	1	97	Fe, Br, J
31	Максимкин яр, скв. 1-Р, интервал 2245—2315 м (Ростовцев и др., 1958)	65,5	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	20	5	—	95	4	2	93	Br, J
32	Омск, скв. 1-Р, интервал 1875—1887 м (Ростовцев и др., 1958)	54	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	22	—	—	99	11	4	85	Fe, Br, J
33	Лучинкино, скв. 2-Р, интервал 1035—1084 м (Ростовцев и др., 1958)	Свыше 50	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	12,6	1	1	98	30	3	66	Br, J
34	Лучинкино, скв. 2-Р, интервал 1190—1210 м (Ростовцев и др., 1958)	Свыше 50	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	18,9	.	.	99	5,5	2	45	Br, J
<i>Евпаторинский</i>											
35	Евпатория, скважина, интервал 848—897 м (Бабинец и др., 1963)	39,1	—	9,8	.	.	92	.	.	95	Si, Br, J
36	Грозненская скважина (Иванов и др., 1964)	93	CH <sub>4</sub>	4,4	14	5	81	3	2	95	
37	Дагинский источник 20 (Иванов и др., 1964)	51	CH <sub>2</sub>	5,6	2	1	97	11	4	85	
<i>Карачинский (подтип)</i>											
38	Карачи-курорт, скв. 1-Р (Иванов и др., 1964)	27	N <sub>2</sub>	2,3	45	5	50	1	2	97	
39	Актумсук, скважина, глубина 528 м (Посохов, 1960)	20—50	N <sub>2</sub>	2,5	18	23	38—59	3	1	96	
40	Уч-Кийнар, источник, побережье оз. Иссык-Куль (Дружинин и др., 1954)	22	N <sub>2</sub>	0,3	24	33	43	.	.	83	Si

в пределах Западной Сибири. Аналоги вод тюменского типа широко распространены также в бассейнах Предкавказья и некоторых других. Среди вод тюменского типа можно выделить несколько подтипов.

Подтип хантымансийский с отношением  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$  близким к 1. Примером может служить вода, проба которой отобрана из меловых отложений в интервале 1834—1839 м в скв. 1-Р Ханты-Мансийска (см. табл. 113; 29). Этот подтип вод встречается редко.

Подтип уватский — воды с отношением  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$  более 1, с содержанием гидрокарбоната натрия. Пример — проба воды из скв. 1-Р Уват с интервала 2891—2894 м, из верхнеюрских отложений (см. табл. 113; 30).

Подтип Максимкина яра. Пример — проба из скв. 1-Р, с интервалом 2245—2315 м, из отложений юры. Подтип вод Максимкина яра характерен отношением  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$  менее 1 и присутствием хлоридов магния при отсутствии хлоридов кальция. Встречается этот подтип вод редко.

Подтип омский — вода с  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$  менее 1. Для него характерно наличие хлоридов кальция. Это наиболее распространенный подтип вод. Пример — проба, извлеченная из скв. 1-Р в Омске с интервала 1875—1887 м из нижнемеловых отложений (см. табл. 113; 32). Западная Сибирь представляет огромный артезианский бассейн термальных хлоридных натриевых соленых вод преимущественно омского подтипа с наличием хлоридов магния и хлоридов кальция. К омскому подтипу соленых несероводородных вод, содержащих в большом количестве хлориды кальция, близки соленые хлоридные кальциево-натриевые воды Лучинкинской скважины, вскрытые в интервале глубин 1035—1084 м, в фундаменте Западно-Сибирского бассейна под нижнемеловыми отложениями. Так же, еще глубже в фундаменте, в интервале 1190—1210 м, вскрыты с высоким содержанием кальция хлоридные натриево-кальциевые соленые воды (см. табл. 113; 33—34).

Подобные лучинкинским кальциево-натриевые и натриево-кальциевые соленые воды в Западно-Сибирском бассейне встречаются редко.

Тип евпаторийский — солоноватые хлоридные натриевые и более сложного состава термальные воды с азотом, метаном. Воды рассматриваемого типа, представителем которого является проба, извлеченная из скважины в г. Евпатории (см. табл. 113; 35), довольно широко распространены в южных артезианских бассейнах СССР (см. карту).

Хлоридные натриевые артезианские воды постепенным увеличением содержания гидрокарбонатного иона связаны с гидрокарбонатными натриевыми водами. Особенно отчетливо выражен этот переход у минеральных вод месторождения Оха на о. Сахалине (табл. 114).

Из табл. 114 и на рис. 15 легко проследить, что гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, близкие по ионному составу к арзни (химические № 80—60), но с метановым составом газа воды переходят в воды хлоридно-гидрокарбонатные, близкие к эссентукским (химические № 30—50), и, наконец, в воды гидрокарбонатные натриевого типа боржомы (химические № 10—20). Основное отличие этих вод от минеральных вод Кавказа заключается в газовом составе: у кавказских вод — углекислота, у охинских вод — метан.

Минеральные солоноватые хлоридные натриевые термальные воды с повышенным и высоким содержанием гидрокарбонат-иона выделены в подтип карачинский — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. Такие воды вскрыты на курорте Карачи в Западной Сибири (см. табл. 113; 38).

## Состав минеральных вод месторождения Оха на Сахалине (Сулин, 1935)

№ п/п	№ образцов	Химический номер воды	Газ	Минерализация, г/л	Содержание ионов, %-экв						Ионный состав сходен с составом
					$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	
1	а	80	Метан	20,2	21	—	79	2	—	98	Вод арзни
2	654	60	То же	17,2	44,2	0,4	55,4	0,4	1,0	98,6	
3	656	50	»	9,5	57,0	0,2	42,8	1,2	0,6	98,2	Вод эссен-тукский
4	652	50	»	13,7	58,6	0,6	40,8	0,6	0,8	98,6	
5	649	40	»	4,3	67,8	0,2	32,0	1,6	1,0	97,4	Вод боржомн
6	649	30	»	3,5	76,6	0,6	22,8	1,0	0,4	97,4	
7	648	20	»	3,1	84,2	0,8	15,0	5,8	1,0	93,2	
8	647	10	»	3,0	90,6	1,4	8,0	1,2	1,4	97,4	

Повышенное и высокое содержание в солоноватых евпаторийского типа водах сульфат-иона, а иногда и гидрокарбонатного иона совместно с сульфат-ионом при общем преобладании хлоридов натрия позволяет

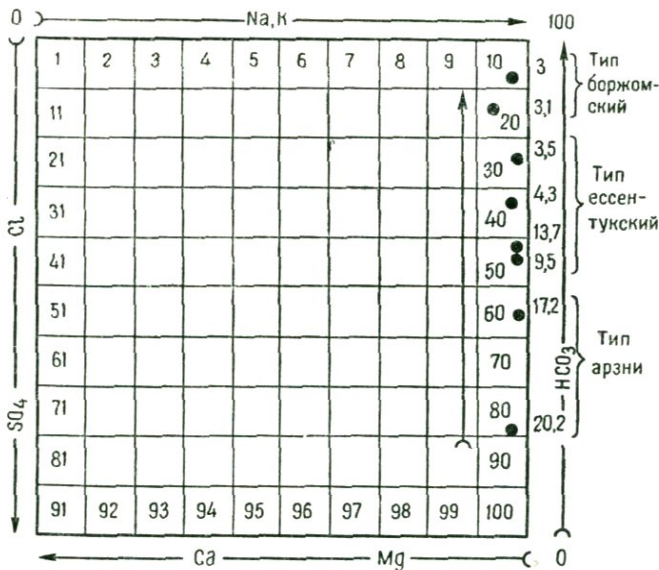


Рис. 15. Химическая нумерация вод о. Сахалина, месторождения ОХА (при точке на квадрате показана величина минерализации в г/л 10—20 — тип боржомский; 30, 40, 50, — тип эссен-тукский; 60, 70, 80 — тип арзни).

Примечание. При сходстве ионного состава и минерализации вод в их газовом составе прослеживаются резкие отличия: кавказские воды — углекислые, охинские — метановые.

выделить а к т у м с у к с к и й п о д т и п — гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые солоноватые воды (см. табл. 113; 39), вскрытые в альб-сеноманских песках Донгузтауского артезианского бассейна (Посохов, 1960).

В учкайнарский подтип выделяются кремнистые акратотермы артезианских бассейнов. Пример: Уч-Кайнара — гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые, газифицируемые азотом, акратотермы Уч-Кайнара в Исыккульском бассейне (см. табл. 113; 40).

#### Гидрокарбонатная ветвь

К гидрокарбонатным натриевым кремнистым несероводородным термам артезианских бассейнов относятся два подтипа — сакский и ташкентский (см. карту и табл. 115; 1—7).

Состав гидрокарбонатных артезианских терм

№ п/п	Подтип воды, расположение источников; автор данных	г. с	Газ	М, г/кг	Содержание ионов, % экв					Специфические компоненты	
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>		K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup>
1	г. Саки, скважина «Боржоми крымский» (Бабинец и др., 1963)	38	(N <sub>2</sub> —CH <sub>4</sub> )	1,9	57	12	30	—	—	98	
2	Ташкент, скв. 2 (Овчинников, 1964)	51	N <sub>2</sub>	0,8	54	23	23	3	1	96	Si
3	Село Луначарское, близ Ташкента (Бедер, Мавлянов, 1958)	64	N <sub>2</sub>	1,0	39	25	36		13	87	Si
4	Сары-Агач, скважина (Бедер, 1960)	19,5		0,5	44	30	26	16	23	61	
5	Село Капланбек, скважина (Бедер, 1960)	48		0,5	45	30	25	15	42	42	
6	Ахты, источник, Дагестан (Иванов и др., 1960)	54	CH <sub>4</sub> —N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub>	1,7	75	3	22			94	Si
7	Рычал-су, источник; Дагестан (Иванов и др., 1960)	36	CH <sub>4</sub> —N <sub>2</sub>	4,6	76	1	23	—	—	95	

Подтип сакский — хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды, вскрыты в Альминском артезианском бассейне. Газированная вода под названием «Крымский боржом» поступает в продажу. Подтип ташкентский — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые азотные термы с переменным соотношением сульфатов и хлоридов. Эти термы вскрыты многими скважинами в меловых отложениях Приташкентского артезианского бассейна. Используются они в лечебных и хозяйственных целях.

Аналогами сакского подтипа терм являются термы Ахты и Рычал-Су в Дагестане. Некоторые аналоги ташкентского подтипа показаны в табл. 115 (3—5).

#### Сульфатная ветвь

Данная ветвь термальных несероводородных вод известна в южных артезианских бассейнах в пределах умеренных глубин. Характеризуется преобладанием сульфатов натрия, иногда наличием повышенного или высокого содержания других анионов и катионов. В нее входят типы вод: джалалабадский, махачкалинский, цаншский, цхалтубский (табл. 116).

По составу газов характеризуемые термы преимущественно азотные, реже метановые; по степени минерализации пресноватые и соленоватые.

Тип джалалабадский — (хлоридно)-гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые кремнистые; радоновые; азотные термы (см. табл. 116; 1—4).

Тип махачкалинский — гидрокарбонатно-сульфатные натриевые кремнистые метановые термы (см. табл. 116; 5).

Тип цаншский — хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые кремнистые гипертермальные воды, вскрытые глубокими скважинами в нижнемеловых известняках Рионского артезианского бассейна. В водах присутствует в небольшом количестве (4—6 мг/л) сероводород (см. табл. 116; 6—7).

Тип цхалтубский — термы сложного анионного и катионного состава кремнистые, радоновые, азотные, пресноватые. Месторождение собственно цхалтубских терм формируется в известняках нижнего мела северного крыла Рионского сложного артезианского бассейна. Из известняков вода переливается в линзы песков аллювиальных отложений

## Состав сульфатных артезианских терм

Таблица 116

№ п/п	Тип вод. местонахождение источника: автор данных	t°, С	Газ	М. г/кг	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	Cl-	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	
<i>Джалалабадский</i>											
1	Джалалабад, курортный источник 34 (Джунинин и др., 1954)	12	$\text{N}_2$	1,2	28	54	18	31	14	55	Si, Rn
2	Джалалабад, курортный источник Кызыл-Булак		$\text{N}_2$	1,3	25	53	22	28	13	59	
3	Джалалабад, источник 12		$\text{N}_2$	1,21	32	48	20	25	22	63	
4	Джалалабад, источник (Бедер, 1960)	41,4	$\text{N}_2$	1,4	25	54	20	35	12	52	Si
<i>Махачкалинский</i>											
5	Махачкала, скважина (Иванов и др., 1964)	60	$\text{CH}_4$	4,1	36	47	17	2	0,5	98	Si, Br
<i>Цаишский</i>											
6	Цаиши, скв. 1; Грузия (Чихелидзе, 1961)	81	$\text{N}_2$	1,75	15	53	32	46	12	42	
7	Цаиши, скв. 2; Грузия (Чихелидзе, 1961)		$\text{N}_2$	1,56	12	65	23	59	7	34	Si
<i>Цхалтубский</i>											
8	Цхалтубо, источник 1 (Чихелидзе, 1961)	34,6	$\text{N}_2$	0,86	37	38	25	52	23	25	Si, Rn
9	Цхалтубо, источник 2 (Чихелидзе, 1961)	34,2		0,80	33	40	27	54	27	19	Si, Rn
10	Цхалтубо, источник 6 (Чихелидзе, 1961)	34,8		0,80	34	39	27	46	23	21	Si, Rn

долины р. Цхалтубо. Состав вод хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриево-магниевый-кальциевый. По температуре — воды гомотермальные. Цхалтубские термы наиболее широко используются и хорошо известны (см. табл. 116; 8—10) по сравнению с другими вышеперечисленными сульфатными термами.

### *Подгруппа III<sub>2</sub> — сероводородные минеральные воды артезианских бассейнов*

Сероводородные минеральные воды по анионному составу могут быть подразделены на хлоридные, сульфатные, гидрокарбонатные и более сложного состава.

#### *Сероводородные хлоридные воды*

Среди сероводородных хлоридных вод выделяется не менее 11 типов — от сверхкрепких рассолов осинского типа до солоноватых вод феодосийского типа включительно.

Тип осинский — сероводородные сверхкрепкие и весьма крепкие хлоридные кальциевые рассолы. Такие рассолы вскрыты в доломитах нижнего кембрия Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Минерализация их превосходит 270 г/кг (332 г/л); содержание в них сероводорода до 0,9—2 г/л; характерно высокое содержание брома, преобладание калия над натрием (табл. 117; 1—5).

Сверхкрепкие рассолы вскрыты Дельгейской скважиной на юге Якутского артезианского бассейна. Однако о содержании в них сероводорода данных пока нет.

Помимо сверхкрепких рассолов с минерализацией свыше 350 г/кг (более 430 г/л), вскрытых скважинами Осинской 1, Тыретской 6 и Балыхтинской 5, к осинскому типу рассолов относятся менее концентрированные — весьма крепкие рассолы, сходные по составу с охарактеризованными. Минерализация этих рассолов 270—350 г/кг (322—430 г/л). Содержание в них суммы калия и натрия может доходить до 40%-экв. Таковы, например, весьма крепкие рассолы, вскрытые скв. 6-Р в с. Тырети и скв. 1-Р в Осе (см. табл. 117; 4—5). Несероводородные сверхкрепкие кальциевые рассолы выделены в охарактеризованный выше парфеновский тип.

Тип ишимбаевский — крепкие рассолы с минерализацией 140—270 г/кг, хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, крепкосероводородные. К ним относятся рассолы Ишимбаево-Волго-Камского артезианского бассейна. Аналогами ишимбаевских рассолов являются пушионские Кулябского артезианского бассейна и андижанские Ферганского бассейна (см. табл. 117; 6—8).

Тип ходжабадский — крепкие рассолы хлоридные натриевые с повышенным и высоким содержанием кальция, но, в отличие от ишимбаевских рассолов, с малым содержанием сероводорода (см. табл. 117; 9—10).

Тип устькачкинский — слабые и весьма слабые хлоридные натриевые рассолы с минерализацией от 35 до 140 г/кг (36—155 г/л), характеризующиеся наличием йода, брома и высоким содержанием сероводорода (см. табл. 117; 11).

Тип иркутский — слабые и весьма слабые рассолы хлоридные натриевые и кальциево-натриевые с небольшим содержанием сероводорода. В остальном сходны с рассолами предыдущего типа. Многочисленные примеры слабосероводородных вод иркутского типа можно встретить во многих артезианских бассейнах Европейской части СССР, Средней Азии и Восточной Сибири (табл. 117; 12—17).

Сероводородные соленые и солоноватые хлоридные натриевые, а также более сложного состава — гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные воды характерны для химической зоны солоноватых

Состав сероводородных хлоридных артезианских вод (подгруппа III<sub>2</sub>)

№ п/п	Тип вод, местонахождение источников; автор данных	t°С	Газ	M, $\frac{\text{мг/кг}}{\text{г/л}}$	Содержание ионов, %-экв.						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup> +Br <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> +Na <sup>+</sup>	
<i>Осинский</i>											
1	Осинская скв. 1; Иркутская область (Пиннекер и др., 1964)	12	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	$\frac{430}{508}$	0,5	—	99,5	80	14	6	Br, H <sub>2</sub> S
2	Тыретская скв. 6; Иркутская область (Пиннекер и др., 1964)	15	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	$\frac{470}{534}$	0,2	—	99,1	80	13	6	Br, J, Sr, H <sub>2</sub> S
3	Балыхтинская скв. 5; Иркутская область (Пиннекер и др., 1964)	15—40	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	$\frac{521}{631,5}$	1	—	100	81	14	5	Br, H <sub>2</sub> S
4	Тыретская скв. 6-Р; Иркутская область (Басков, Зайцев, 1963)	—	—	$\frac{335}{389,1}$	—	—	100	78	14	5,5	Br, Li, Sr (1,4), H <sub>2</sub> S
5	Оса, скв 1-Р; Иркутская область (Басков и Зайцев, 1963)		N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	$\frac{320}{372}$	—	—	100	80	15	5	H <sub>2</sub> S
<i>Ишимбаевский</i>											
6	Ишимбаевская скв. 139/10; Волго-Камский артезианский бассейн (Иванов и др., 1964)		CH <sub>4</sub>	$\frac{245}{297}$	—	2	98	3	—	97	H <sub>2</sub> S
7	Пушион, источник; Кулябский артезианский бассейн; Таджикистан (Бедер, 1959)						100	7	4	89	H <sub>2</sub> S
8	Андижан, скважина, известняки алайского яруса; Ферганский артезианский бассейн (Бедер, 1959)	27—31		$\frac{165}{186}$	—	—	99	10	8	82	H <sub>2</sub> S

№ п/п	Тип вод. местонахождение источников; автор данных	t°, C	Газ	M, $\frac{мг/кг}{г/л}$	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты	
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup> +Br <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> +Na <sup>+</sup>		
<i>Ходжибадский</i>												
9	Сводная формула	10—80	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	$\frac{140-270}{155-332}$	—	—	90—99	10—40	—	50—40	H <sub>2</sub> S (до 50 мг/л)	
10	Ходжибад; Ферганский артезианский бассейн (Бедер, 1963; Михайлов и др., 1965)			$\frac{—}{23}$	—	—	100	20	10	70	J, Br, H <sub>2</sub> S	
<i>Устькачкинский</i>												
11	Усть-Качка, скв. 3; Курорт на Каме (Иванов и др., 1964)	6,5—10	CH <sub>4</sub>	$\frac{78,5}{83,7}$	1	9	90	6	5	89	H <sub>2</sub> S	
<i>Иркутский</i>												
12	Иркутск, скв. 223, нижний кембрий (Ткачук и др., 1962)	20—24	N <sub>2</sub>	$\frac{47}{48}$	+	12	88	8	5	87	H <sub>2</sub> S	
13	Иркутск, скв. 110, нижний кембрий (Ткачук и др., 1962)	17—18	—	$\frac{59}{60}$			10	90	14	2	84	H <sub>2</sub> S
14	Серегово, курорт; Коми АССР (Ткачук и др., 1962)		N <sub>2</sub>	$\frac{73,8}{77}$	—	—	96	—	—	84	H <sub>2</sub> S	
15	Ненокса, сользавод, скважина; Архангельская область (Ткачук и др., 1962)		N.	$\frac{155}{125}$	—	—	98	—	—	86	H <sub>2</sub> S	
16	Кызыл-тумшук; Таджикистан (Ткачук и др., 1962)		CH <sub>4</sub>	$\frac{96}{103}$	—	—	98	24	—	74	H <sub>2</sub> S	

и соленых вод артезианских бассейнов платформенных областей, для предгорных (Алханчуртский), латеральных (Сочинский), межгорных (Ферганский), медиальных (Керченско-Таманские, Апшеронские) артезианских бассейнов складчатых областей. Газы этих минеральных вод — азотные, метановые, смешанные. В основном это воды выщелачивания соленосных отложений или седиментационные воды морских бассейнов и смешанные. Обычно они приурочены к крыльям артезианских бассейнов и к верхним горизонтам центральных частей бассейнов. Среди минеральных соленых хлоридных вод выделяются три типа: 1) мацестинский — крепкосероводородные хлоридные натриевые воды; 2) соколиногорский — некрепкие сероводородные хлоридные натриевые воды и 3) шиховский — крепкосероводородные воды сложного анионного состава.

Тип мацестинский — крепкие сероводородные соленые, хлоридные натриевые воды с повышенным содержанием кальция, с йодом, бромом. К ним относятся источники Мацесты, Талгинские (Дагестан); Чангырташ, Шорбулакские, Кайрагачские, Майлисайские (Киргизия); Джайран-Хана, Чимион (Узбекистан); Сурханские и др. (Азербайджан).

К слабосероводородным аналогам мацестинской воды можно отнести подтип менджи — некрепкие сероводородные соленые хлоридные натриевые воды Грузии (табл. 118; 1—5).

Тип соколиногорский — некрепкие сероводородные соленые хлоридные натриевые воды артезианских бассейнов платформенных областей. Воды этого типа вскрыты скважинами в Соколиногорске, на курорте Чапаевске в Саратовской области. Известны они и в других районах СССР (см. табл. 118; 6—7).

Тип шиховский — крепкосероводородные соленые воды. От вод мацестинского типа отличаются более сложным анионным составом. Это — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые кремнистые воды с температурой до 68°С (см. табл. 118; 8—9). Вскрыты шиховские соленые воды в медиальных артезианских бассейнах Апшеронского полуострова. К некрепким сероводородным водам шиховского типа можно отнести Серноводские термы Грозненской области (см. табл. 118; 9). Другой отличительной чертой серноводских вод является их меньшая (3,4 г/л), по сравнению с шиховскими, минерализация. Все это позволяет выделить подтип серноводских терм.

К солоноватым хлоридным натриевым сероводородным водам относятся три типа — красноусольский, феодосийский, ейский.

Тип красноусольский — слабосероводородные хлоридные натриевые солоноватые воды, переходящие на Красноусольском месторождении в соленые и слаборассольные воды с повышением минерализации от 4,6 до 72,9 г/л. Содержание в них сероводорода менее 50 мг/л, но в отдельных случаях до 108 мг/л. Сероводородные воды Красноусольска приурочены к отложениям карбона. Аналогом этих вод являются вскрытые скважиной в карбоне в Елшанки солоноватые хлоридные натриевые воды (см. табл. 118; 10—14). Иногда в водах красноусольского типа отмечается повышенное содержание сульфат-иона, гидрокарбонат-иона, радона.

Тип феодосийский — солоноватые и соленые азотные воды более сложного анионного состава гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (см. табл. 118; 15—17), слабо- и крепкосероводородные, с йодом и бромом. Аналогом феодосийских вод являются чокракские крепкосероводородные метановые воды. Они могут рассматриваться как связующее звено между шиховскими и феодосийскими водами.

Тип ейский — слабосероводородные азотные солоноватые хлоридные натриевые воды, иногда с высоким содержанием сульфатов и повышенным количеством гидрокарбонатов и кальция (см. табл. 118; 18).

Состав сероводородных хлоридных холодных и термальных артезианских вод (подгруппа III<sub>2</sub>)

№ п/п	Типы вод; местонахождение источников; автор данных	t°, С	Газ	Минерализация, г/л	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
<i>Мацестинский</i>											
1	Сочи, Мацеста, сводный состав	34—35	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub>	10—26	—	90—97	14—15	до 7	79	H <sub>2</sub> S, J	
2	Чангырташ-Текебель, скважина неоген (Бедер, 1955)	22	—	29	—	99	—	—	89	H <sub>2</sub> S, J	
3	Ким, скважина палеоген (Бедер, 1955)	27	—	16	—	90	4	9	87	H <sub>2</sub> S, Br, J	
4	Сочи-Мацеста, скважина Т-1 (Овчинников, 1963)	34,3	—	26	3	1	97	14	7	79	H <sub>2</sub> S, J, Br
5	Менджи, курорт, Грузия, известняки палеогена—мела, сводный состав (Чихелидзе, 1961)	18—21	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	5,5—13,6	2—3	—	98—97	2	2	94	H <sub>2</sub> S, Br, J, Si
<i>Соколиногорский</i>											
6	Соколова гора, Соколиногорск, скважина, Саратовская область, средний карбон (Славянова, 1963)	18	N <sub>2</sub>	11	2	3	95	11	11	78	H <sub>2</sub> S, Br
7	Чапаевские скважины, Саратовская область (Иванов и др., 1964)	10	N <sub>2</sub>	18,9	2	8	90	11	16	73	H <sub>2</sub> S
<i>Шиховский</i>											
8	Сел. Шихово, скважина, Апшеронский п-ов (Иванов и др., 1960)	68	CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S	16	31	4	61	0,4	0,2	99,4	H <sub>2</sub> S, Si
9	Серноводск; Грозненская область (Иванов и др., 1960)	65,8	CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S	3,4	24	—	66	—	—	92	H <sub>2</sub> S

п/п №	Типы вод; местонахождение источников; автор данных	t°С	Газ	Минерализация, г/л	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
<i>Красноусольский</i>											
10	Красноусольск, курорт, источник 11; Башкирия (Иванов и др., 1960)	11,5		9,8			92			93	H <sub>2</sub> S, Rn.
11	Там же, источник 3	13,5		47 48			94			95	H <sub>2</sub> S
12	Там же, группа источников, верхний карбон (Славянова, 1963)	12—13		41 70 41,8—72,9	4	6	92	4	2	94	H <sub>2</sub> S
13	Там же, скважина (Иванов и др., 1964)	6,5		4,8	20	22	58	4	1	95	H <sub>2</sub> S
14	Елшанка, скважина, средний карбон (Славянова, 1963)	11		4,6	9	1	89	4	5	91	H <sub>2</sub> S
<i>Феодосийский</i>											
15	Феодосия, скважина (Иванов и др., 1960)	8,4	N <sub>2</sub>	7,1	28	2	70	—	—	96	H <sub>2</sub> S
16	Феодосия, скважина (Альбов, 1956)	18	—	7,4	25	2	73	3	1	96	H <sub>2</sub> S, Rn, J
17	Чокракские воды, Крым (Альбов, 1956, Иванов и др., 1960)	15	CH <sub>4</sub> H <sub>2</sub> S	7—31 29	до 35 3	— —	51—96 96	— 5	— 7	85—87 88	H <sub>2</sub> S, Br, J
<i>Ейский</i>											
18	Ейск, курорт, скважина-источник 2 (Иванов и др., 1961)	12	N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	4,3	—	—	85	—	—	74	H <sub>2</sub> S

**Сероводородные сульфатные воды.** Среди сероводородных сульфатных вод различаются сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные и хлоридно-сульфатные, преимущественно кальциевые, магниево-кальциевые, натриево-кальциевые. Формирование сероводорода сульфатных вод происходит в результате трех основных процессов: 1) смещения сульфатных вод с водами, богатыми углеводородами, или воздействия на сульфатные воды битуминозных пород; 2) питания сульфатных вод богатыми органикой болотными водами; 3) разгрузки сульфатных вод в болотные образования и в торфяники.

К сероводородным сульфатным водам относятся четыре основных типа: кемери, сергиевский, ключевской, чангырташский (табл. 119).

**Тип кемери** — слабосульфидные гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды, в основном образующиеся за счет питания болотными водами гипсоносных отложений девонского возраста. В других частях месторождения Кемери сульфатные воды изливаются в торфяники, смешиваются с болотной водой. В такой воде, содержащей сульфаты и органические вещества болотного происхождения, создаются благоприятные условия для биогенного возникновения сероводорода. Месторождение вод Кемери можно признать типичным для сероводородных вод «гипсово-болотного» происхождения (см. табл. 119; 1).

К одному из подтипов кемерского типа вод относится краинский подтип вод, образующихся за счет разгрузки сульфатных вод палеозойских отложений в болотные образования. К другому подтипу относится хилковский, образующийся за счет проникновения болотных вод в гипсоносные породы и насыщения этих вод сульфатами кальция. К кемерским водам близки слабосероводородные городокские воды на Украине, хиловские воды в Псковской области, Краинка в Тульской области и другие (см. табл. 119; 1—5).

Можно сказать, что почти повсюду, где имеются болота, гипсоносные породы и условия для смешения болотных и гипсоносных вод, образуются сероводородные воды или по краинскому подтипу, или по хиловскому подтипу, или по тому и другому способам, т. е. по кемерскому типу.

**Тип сергиевский** — гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые солоноватые некрепкие сероводородные воды (сульфидные воды средней концентрации). Таковы, например, воды источников № 1, 3, 4 курорта «Сергиевские воды» Куйбышевской области. Сергиевский тип сероводородных вод формируется в сульфатно-карбонатных битуминозных породах (см. табл. 119; 6—7). Аналогами сергиевских вод по условиям образования и по составу являются некоторые сероводородные воды Украины (курорты Немиров, Шкло, Любень-Великий). Сероводородные воды этих курортов формируются в битуминозных известняках и гипсах верхнего тортона. Далее аналогами сергиевских вод являются воды Тамисских источников, вытекающие на северном склоне Большого Кавказа из битуминозных известняков и доломитов верхней юры.

**Тип ключевский** — хлоридно-сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциево-натриевые и магниево-натриевые крепкие и некрепкие сероводородные солоноватые воды. Примером их являются воды курорта Ключи в Пермской области. Минеральная артезианская вода источников Ключи поднимается из битуминозных доломитов, перекрытых кунгурскими глинами (см. табл. 119; 8—10). Ключевские воды относятся к сложным по составу с преобладанием сульфатов.

**Тип чангырташский** представлен сложными по составу с преобладанием сульфатов (или хлоридов) водами. Воды данного типа крепкосероводородные солоноватые. Вскрыты они скважинами на крыле Ферганского артезианского бассейна в породах алайского и бухарского ярусов палеогена. В зависимости от глубины отбора пробы состав вод месторождения Чангырташ сильно меняется. Так, из алайского

Состав сероводородных сульфатных холодных вод артезианских бассейнов (подгруппа III<sub>2</sub>)

п/п №	Тип вод, местонахождение источника; автор данных	t, °C	Газ	М. г/л	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
<i>Кемери</i>											
1	Кемери, курорт, скважина; Латвия (Иванов и др., 1964)	7	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	2,4	21	78	1	91	8	1	H <sub>2</sub> S (20)
2	Хилово, курорт, скважина; Псковская область (Иванов и др., 1964)	7,2	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	2,0	31	65	4	83	9	8	H <sub>2</sub> S (20)
3	Хилово, скважина (Деригольц, 1964)	6,8	—	2,0	33	65	2	93	—	—	H <sub>2</sub> S (7,6)
4	Городок, Украина (Голева, 1960)	9	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	1,5	—	66	—	72	—	—	H <sub>2</sub> S (28)
<i>Краинский (подтип)</i>											
5	Краинка; Тульская область (Овчинников и др., 1964)	Холодная	H <sub>2</sub> S	1,9	22	77	—	84	9	6	H <sub>2</sub> S (15)
<i>Сергиевский</i>											
6	Сергиевские воды, курорт, источник 1 (Иванов и др., 1964)	8	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	2,7	20	76	4	77	21	2	H <sub>2</sub> S (85)
7	Сергиевские источники 3—4, известняк (Р) (Славянова, 1963)	7,6	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	2,4—2,7	21—23	76—79	1	69—76	19—21	3—12	H <sub>2</sub> S (68—76,5)
<i>Ключевский</i>											
8	Ключи, курорт, скв. 1; Пермская область (Иванов и др., 1964)	6,4	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	3,4	13	57	29	30	26	44	H <sub>2</sub> S (49)
9	Ключи, скважина, нижнепермские отложения (Славянова, 1963)	6,4	H <sub>2</sub> S	3,1	18	55	27	32	28	39	H <sub>2</sub> S (44)
10	Ключи, источник, нижняя пермь (Славянова, 1963)	—	H <sub>2</sub> S	2,2	25	60	16	43	38	19	H <sub>2</sub> S (70)
<i>Чангырташский</i>											
11	Чангырташ, скважина, алайский ярус; Ферганский артезианский бассейн (Бедер, 1960)	—	H <sub>2</sub> S	7	17	31	52	30	28	42	H <sub>2</sub> S (820)
12	Чангырташ, скв., бухарский ярус (Pg), Ферганский артезианский бассейн (Бедер, 1960)	—		5	4	71	21	49	26	20	H <sub>2</sub> S (количество неизвестно)
<i>Шаамбары-Завадовский</i>											
13	Шаамбары, скважина; Таджикистан (Иванов и др., 1960)	43	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	11,4	—	67	33	81	—	—	H <sub>2</sub> S (то же)
14	с. Завадово, скважина, мезозойские отложения; Украина (Голева, 1960)	9,5	N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	1,5	—	82	—	—	—	75	H <sub>2</sub> S (371)

яруса получена (гидрокарбонатно-) сульфатно-хлоридная магниевое-кальциево-натриевая вода с минерализацией 7 г/л, а из бухарского яруса — хлоридно-сульфатная натриево-магниевое-кальциевая вода с минерализацией 5 г/л (Бедер, 1960). Содержание сероводорода в данных водах изменяется в широких пределах. Состав их также сильно меняется до хлоридных натриевых включительно.

Воды Чангырташа являются в своем роде связующим звеном между сульфатной и хлоридной ветвями соленых сероводородных вод (табл. 119; 11—12).

Тип шамбары-Заводовский — сульфатно-натриевые слабо-солёные и соленые сероводородные воды. Вскрыты они скважиной в Таджикистане (Иванов и др., 1960). К этому же типу вод относятся крепкосероводородные воды с. Заводово (Украина), вскрытые скважиной в мезозойских отложениях (Голева, 1960).

### Сероводородные гидрокарбонатные воды.

Эти воды подразделяются на собственно гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные. Через гидрокарбонатно-сульфатные прослеживается переход к сульфатным и через карбонатно-хлоридные к хлоридным водам. Гидрокарбонатные воды в целом соленые и солёные с преобладанием натрия; по присутствию газов они азотные, метановые и смешанные. Формирование их происходит в бедных сульфатами и сульфидами породах, но при неполной отмытости последних от хлоридов натрия и при обязательном наличии в водах органических веществ, а в породах — битумов.

Среди сероводородных гидрокарбонатных вод выделены четыре типа: псекупский, гориджваринский, мшанецкий и великолукский (табл. 120).

Тип псекупский — хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные, с различным соотношением анионов, натриевые, слабо- и крепкосероводородные соленые воды. Примерами могут послужить воды курортов Псекупс в Краснодарском крае и Унгены в Молдавии (см. табл. 120; 1—2). Газовый состав этих вод метановый и азотный.

Тип гориджваринский (Грузия) — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные (до гидрокарбонатно)-хлоридных натриевых, пресноватые и соленые метаново-азотные некрепкие сероводородные воды (см. табл. 120; 3—5).

Подтип кумагорский — некрепкие сероводородные соленые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и кальциево-натриевые термы. К кумагорскому подтипу относятся Кумагорские и Тбилисские термы (см. табл. 120; 6—7).

Тип мшанецкий — некрепкие и крепкие сероводородные соленые, реже пресноватые (хлоридно)-гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые воды. Среди них известны: кальциевые воды источников в селах Мшанец и Городенка на Украине (см. табл. 120; 8—9) и кальциево-натриевые воды в источниках пансионата Лумшоры на Украине (табл. 120; 10).

Тип великолукский — слабо- и крепкосероводородные пресные и соленые гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые воды. К великолукскому типу относятся слабоминерализованные (0,2—0,5 г/л) слабосероводородные воды Великих Лук (см. табл. 120; 11).

Сопоставляя минеральные несероводородные и сероводородные воды артезианских бассейнов, можно заметить, что по минерализации и составу эти воды аналогичны, но по содержанию сероводорода в одних и по отсутствию его в других они существенно различны. Формирование состава и минерализации вод артезианских бассейнов подчиняется

Состав сероводородных гидрокарбонатных вод артезианских бассейнов холодных и термальных (подгруппа III<sub>2</sub>)

№ п/п	Типы вод, местонахождение источников: автор данных	t°, C	Газ	M, г/л	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
<i>Псекупский</i>											
1	Горячий ключ, Псекупс («Курорты СССР», 1951)	18—52	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S	0,8—10,5	17—82	до 23	21—82	—	—	83—99	H <sub>2</sub> S (14—132)
2	Унгены, Молдавия (Иванов и др., 1960)	20	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S	3,2	68	8	24	—	—	99	H <sub>2</sub> S (116)
<i>Гориджваринский</i>											
3	Гориджвари, курорт, источник I; Грузия (Чихелидзе, 1961)		CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	1—2	44	30	26	12	4	84	H <sub>2</sub> S (31)
4	Гориджвари, скважина (Чихелидзе, 1961)	16—17	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	0,6	30	8	62		4	96	H <sub>2</sub> S (40—50)
5	Гориджвари, скважина (Чихелидзе, 1961)			0,9	13	1	86	16	2	82	
6	Кумагорский источник (Иванов и др., 1961)	32		2,0	49	—	40			99	H <sub>2</sub> S (60)
7	Тбилисская скв. 2 (Иванов и др., 1961)	49,5	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	0,3	56	4	40	21	7	72	H <sub>2</sub> S (14)
<i>Мшанецкий</i>											
8	Мшанец; Украина (Голева, 1960)	9		1	61	7	32	80			H <sub>2</sub> S (64)
9	С. Городенка; Украина (Голева, 1960)	12	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	3	70			82			H <sub>2</sub> S (195)
10	Лумшоры, пансионат, скважина; Украина (Бабинцев, и др., 1963)	—		0,4	95	—	—	29	9	62	H <sub>2</sub> S (6)
<i>Великолукский</i>											
11	Великие Луки, бальнеолечебница (Иванов и др., 1960)	9	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	0,5	83			91	41	19	H <sub>2</sub> S (до 25)

законам гидрохимической зональности. Сероводород же в водах бассейнов создается при особо благоприятных условиях, основным из которых является наличие в водах органических веществ и сульфатного иона. Важным условием также является возможность сохранения свободного сероводорода. По данным Л. А. Яроцкого, сероводородные воды чаще встречаются в карбонатных породах, тогда как в терригенных толщах сероводород нередко связывается с железом, поэтому в этих толщах такие воды встречаются реже и содержание сероводорода в них менее значительно.

#### **IV группа — сероводородные воды гидрогеологических массивов**

Помимо сероводородных вод артезианских бассейнов, в отдельную группу вод необходимо отнести сероводородные воды гидрогеологических массивов и вулканогенных супербассейнов. К ним относятся типы тарханский и сникацкий.

**Тип тарханский** — слабосероводородные гидрокарбонатные кальциевые воды малой минерализации.

**Тип сникацкий** — сульфидные воды со средней концентрацией сероводорода, солоноватые сульфатные кальциевые. Формируются воды данного типа в коре и зоне выветривания пиритизированных андезитобазальтов Выгорлат-Гутинской вулканической гряды (Голева, 1960; Бабинец, 1963). На этих водах функционирует санаторий Сника на Украине.

Сероводородные углекислые воды (Пятигорские серные) и сероводородные термальные воды (Арчман) были охарактеризованы при описании I и II групп воды.

#### **V группа — апровинциальные минеральные воды**

Помимо минеральных провинциальных вод, типы которых охарактеризованы выше, в природе широко распространены радоновые и железистые апровинциальные минеральные воды. К апровинциальным относятся минеральные воды, встречающиеся во всех трех провинциях и вне таковых.

##### *Радоновые воды*

К радоновым апровинциальным \* водам относятся группы: сульфатная, гидрокарбонатная и хлоридная. Среди сульфатных радоновых вод выделяются два типа — новоукраинский и увильдынский, а среди гидрокарбонатных — хасуртаевский и знаменский. К хлоридным относятся сунгульский тип радоновых вод.

**Тип новоукраинский** — гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные магниевые-кальциевые-натриевые радоновые воды. Известны на Украине (см. табл. 121; 1).

**Тип увильдынский** — хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-кальциевые радоновые воды известны на Урале. Аналогами этих вод являются радоновые воды курорта Боровое (см. табл. 121; 2—3).

**Тип знаменский** — сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые-натриевые радоновые воды известны на Украине (см. табл. 121; 4—5).

---

\* Радоновые провинциальные воды — углекислые (Молоковка и др.), термальные (Белокурха и др.), хлоридные натриевые (Усть-Кутские, Ухтинские и др.) описаны выше.

Состав радоновых кислородно-азотных и азотных холодных минеральных вод гидрогеологических массивов, сложенных гранитоидами

№ п/п	Типы вод; местонахождение источников; автор данных	t°C	Газ	М, г/л	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup>	
	<i>Новоукраинский</i>										
1	Ново-Украинка, скважина (Бабинец и др., 1963)	—	—	3,2	20	47	30	33	30	37	Rn, Fe, Mn
	<i>Увильдыский</i>										
2	Увильды; Урал (Иванов, 1956)	6,2	—	0,06	32	60	8	49	37	14	Rn
3	Боровое; Казахстан	6,5	—	0,6	31	49	20	88	—	—	Rn
	<i>Знаменский</i>										
4	Знаменка, скважина; Украина (Бабинец и др., 1963)	—	—	0,7	66	24	10	34	23	43	Rn, Fe
5	Васине, скважина; Украина (Бабинец, 1959)	—	—	0,8	77	14	9	39	21	40	Rn
	<i>Хасуртаевский</i>										
6	Хасуртаевский источник; Бурятия (Ткачук и др., 1961)	2	—	0,5	91	4	5	19	33	48	Rn
7	Липовские скважины; Урал (Кулакова, 1960)	5	N <sub>2</sub>	0,11	80	17	3	39	39	22	Rn
8	Житомир, скважина; Украина (Бабинец, 1959)	—	—	0,7	78	14	8	60	35	5	Rn
9	Станиславка, скважина; Украина (Бабинец, 1959)	—	—	0,7	95	—	—	48	48	4	Rn
10	Мироновка, водолечебница; Украина (Бабинец, 1955)	—	—	1,9	83	13	4	56	27	16	Rn
11	Заварзино, скважина; Томская область (Иванов и др., 1960)	6	N <sub>2</sub>	0,6	97	—	—	80	18	2	Rn
	<i>Сунгульский</i>										
12	Сунгуль; Урал	5	—	0,2	34	26	40	50	32	18	Rn
13	Полонное; Украина (Бабинец, 1959)	—	—	0,6	20	19	61	63	21	16	Rn
14	Ольгинка; скважина Украина (Бабинец, 1959)	—	—	3,5	17	23	60	41	31	28	Rn, Mn, Fe

Тип хасуртаевский — гидрокарбонатные воды переменного катионного состава с преобладанием кальция или натрия. Известны в Бурятии. Аналогами хасуртаевских вод являются Липовские на Урале, Житомирские, Станиславка, Мироновка на Украине, Заварзино в Томской области (табл. 121; 6—11).

Тип сунгульский — сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные натриево-магниевые-кальциевые воды. Представителями этого типа являются сунгульские воды на Урале, в м. Полонное и с. Ольгинка на Украине (см. табл. 121; 12—14).

Большим распространением радоновые апровинциальные воды пользуются среди гидрогеологических массивов, сложенных гранитоидами. Эти воды известны на Балтийском, Украинском кристаллических массивах, восточном склоне Урала, в Центральном Казахстане, в Забайкалье.

### *Железистые воды*

К другой группе апровинциальных вод относятся кислородно-азотные и азотные кислые воды (рудничного типа) гидрогеологических складчатых областей. Среди них выделены типы марциальный (Карелия); маровский и уланбулакский (Забайкалье), бзыбийский и зубийский (Кавказ). Ближе к ним стоит группа азотных железистых вод артезианских бассейнов. В нее входят типы: обуховский, полуостровский, липецкий, чапаевский. Состав этих вод приводится в табл. 122.

Тип марциальный — воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-железисто-магниевые низкой минерализации, слабокислые (Карелия).

Тип маровский — воды кислые сульфатные магниевые-кальциевые железистые. Пример: Маровский источник 2 в Бурятии (Басков и Климов, 1963). Близок к Маровскому источник Улацан в Читинской области (Маринов и Толстихин; 1952).

Тип уланбулакский — кислые сульфатные кальциево-железные воды с марганцем и никелем. Пример: Восточное Забайкалье (Маринов и Толстихин, 1952; Басков и Климов, 1963).

Тип гайский — кислые хлоридно-сульфатные натриевые железистые воды с наличием меди, марганца, алюминия. Их аналогами являются карабашские сульфатные железистые цинковые воды (Ковалев, 1959) и блявинские сульфатные железистые медистые воды на Урале.

Тип бзыбийский — кислые сульфатные железисто-алюминиевые (квасцовые) воды. Пример: Кавказ.

Тип зубийский — кислые сульфатные железисто-кальциевые воды с высоким содержанием алюминия, мышьяка. Пример: Кавказ.

Все эти типы вод приурочены к гидрогеологическим массивам складчатых областей.

Среди вод артезианских бассейнов выделены типы вод, представленные в табл. 122 (9—12).

Тип обуховский — гидрокарбонатные магниевые-кальциевые железистые воды. Их аналогом являются кашинские, миняшкинские железистые воды.

Тип липецкий — гидрокарбонатные магниевые-натриевые железистые воды.

Тип полуостровский — сложного анионного состава сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриево-железисто-кальциевые воды.

Тип чапаевский — (гидрокарбонатно)-сульфатно-хлоридные (магниевые)-кальциево-натриевые железистые воды. Близки к чапаевским железистые подземные воды сложного состава окрестностей оз. Медвежье.

Состав подземных железистых и др. металлоносных вод

№ п/п	Типы вод: местонахождение источников; автор данных	t°C	Газ	М. г/л	Содержание ионов, %-экв						Специфические компоненты, экв-%
					HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup> + +SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> + +Na <sup>+</sup>	

## Минеральные воды складчатых областей

1	<i>Марциальный</i> Марциальные воды; Карелия (Иванов и др., 1964)	5	N <sub>2</sub>	0,5	21	67	2	27	35	4	34	Al, Mn
2	<i>Маровский</i> Маровские источники; Бурятия (Басков и др., 1963)	1		0,7	—	98	—	56,5	14,1	1,8	1,8	H—13,7; Al—12,2
3	Улацан, источники; Читинская область (Маринов и Толстихин, 1952)	Холодные 0,4	N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	1,6	4,2	95,8	—	21,3	30,5	4,1	4,1	Mn
4	<i>Уланбулакский</i> Уланбулакский (Урулунтуевский) источник; Читинская область (Маринов и Толстихин, 1952)	1,2	—	3,9	—	99,98	—	31,1	20,9	23,7	24,2	
5	Уланбулакский источник; Читинская область (Толстихин, 1934)	Холодный	N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	4,4	—	99,9	0,07	22,4	21,0	23,7	44,0	Mn—5,5. Al, N, Cu
6	<i>Гайский</i> Гайский (Иванов и др., 1964)	2—10	N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	4,2	—	80	20	10	5	54	14	Al—17
7	<i>Бзыбийский</i> Бзыбийский	2—10	CO <sub>2</sub>	0,3—1	—	90—100	0,9	9	8—23	—	20—30	Al—50—60; As, Sr, Si, P
8	<i>Зубийский</i> Зубийский, Кавказ (Овчинников, 1963)	2—10	N <sub>2</sub>	5,6	—	100	—	30	17	1	22	

## Минеральные воды артезианских бассейнов

9	<i>Обуховский</i> Обуховский	4—10	N <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0,3—0,9	70—90	—	—	45—70	15—35	—	1	
10	<i>Липецкий</i> Липецк, курорт, источник (Овчинников, 1963)	4—10	N <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0,6	77	10	13	7	35	58	+	
11	<i>Полостровский</i> Полостровский, скважина; Ленинград (Иванов и др., 1964)	4—10	N <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0,3	46	20	34	38	15	21	34	
12	<i>Чапаевский</i> Чапаевский (Овчинников, 1962)	Холодный	N <sub>2</sub>	3,9	9	21	70	24	18	58	+	

## ТИПЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ОЗЕР

Среди минеральных озер по генезису солевого состава выделены три группы: первая — озера, солевой состав которых формируется под влиянием атмосферного, речного и грунтового питания; вторая — озера, состав которых формируется преимущественно за счет растворения каменной соли и выщелачивания соленосных отложений; третья — озера побережья морей преимущественно морского питания.

По солевому составу в каждой группе озер выделяется несколько ведущих типов с учетом классификаций, разработанных Н. С. Курнаковым и М. Г. Валяшко и А. И. Дзенс-Литовским.

В первой группе выделены (по преобладающим анионам и катионам) следующие типы озер:

- 1) доронинский — карбонатный натриевый или содовый;
- 2) тамбуканский — сульфатный натриевый;
- 3) кучукский — хлоридный натриевый;
- 4) хатунурский — хлоридный магниевый;
- 5) псык-кульский — сульфатно-хлоридный магниево-натриевый;
- 6) тинакский — хлоридный магниево-кальциевый и кальциево-магниевый.

Во второй группе озер выделены типы:

- 1) кемпендйский — хлоридный натриевый рассольный;
- 2) индерский — хлоридный натриевый боратовый;
- 3) эльтонский — хлоридный магниевый.

В третьей группе озер выделены два типа:

- 1) сакский — хлоридный натриевый;
- 2) карабогазгольский — хлоридный магниево-натриевый.

Типовые анализы рапы минеральных озер приведены в табл. 123.

На карте особым знаком показаны разные типы озер, лечебные грязи на дне озер и отложения солей минеральных озер.

### Первая группа озер

Тип доронинский — содовые озера. Распространены они на северной границе пояса минеральных озер и в некоторых высокогорных районах (Памир). К этому типу озер относятся: Доронинское в Забайкалье, Абалах и Туранах в Якутии, Михайловское на юге Западной Сибири, Смирновское в Минусинской котловине, Столбовое в Чебаково-Балахтинской котловине. Для данного типа озер характерно преобладание в их рапе соды — карбоната и бикарбоната натрия над другими компонентами; реже отмечается преобладание хлоридов натрия (табл. 123; 1).

Тип тамбуканский — хлоридно-сульфатные магниево-натриевые озера по классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко. Данный тип относится к «сульфатно-натриевому подтипу». Представлен он Тамбуканским озером. Его аналоги: оз. Шира, Минусинское и многие другие озера в Минусинской котловине, Селенгинское, Алгинское, Угдун в Забайкалье, многие озера в Казахстане (см. табл. 123, 2).

Тип кучукский — озера с крепкими хлоридными и сульфатно-хлоридными (магниевыми) натриевыми рассолами. По классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко озера кучукского типа относятся к «сульфатно-натриевому подтипу». Помимо оз. Кучук, к этому же типу относятся многие озера Сибири и Средней Азии (см. табл. 123; 3—4).

Хотя тамбуканский и кучукский типы по классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко относятся к одной стадии метаморфизации, т. е. к «сульфатно-натриевому подтипу», различия в степени минерализации и ионном составе их рапы настолько велики, что дают основания считать их самостоятельными типами.

Состав рапы минеральных озер

№ п/п	Типы озер: место взятия пробы	Микро- компо- ненты	М. $\frac{\text{г/кг}}{\text{г/л}}$	Содержание ионов. %-экв						Использованный источник
				$\text{HCO}_3^- +$ $+ \text{CO}_3^{2-}$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	
<b>Первая группа озер</b>										
1	<i>Доронинский</i> Оз. Доронинское; Читинская область	—	14.6	74	1	26	—	—	100	В. Г. Ткачук и др., 1961
2	<i>Тамбуканский</i> Оз. Тамбуканское; Сев. Кавказ	ВгJ	$\frac{50}{52}$	0,1	65	34	2	39	59	А. М. Овчинников, 1963
3	<i>Кучукский</i> Оз. Кучук; Зап. Сибирь		$\frac{181}{209}$	1	16	83	1	14	85	М. Г. Курлов, 1928
4	Оз. Кучук; Зап. Сибирь		$\frac{222}{260}$	0.8	21.2	78	0.6	21	78,4	О. А. Алекин, 1953
5	<i>Хатунурский</i> Оз. Хату-Нур Северное; Иркутская область	—	5,05	17.7	35.4	46.9	5.2	78,5	16.3	В. Г. Ткачук и др., 1961
6	<i>Иссык-кульский</i> Оз. Иссык-Куль		5.8	5	47	48	7	25	68	В. Кадыров, 1963
7	<i>Тинакский</i> Оз. Тинаки; Астраханская область (сводная формула для группы озер)	Вг	$\frac{262-306}{317-386}$	—	11—30	70—89	32—70	22—67	0—1	М. П. Распопов, 1961

№ п/п	Типы озер: место взятия пробы	Микро-компоненты	M, $\frac{г/кг}{г/л}$	Содержание ионов. %-экв						Использованный источник
				$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	$SO_4^{2-}$	$Cl^-$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	$K^+ + Na^+$	
<b>Вторая группа озер</b>										
8.	Кемпендяйский Оз. Кемпендяй; Якутия		$\frac{129-141}{140-155}$	—	2	98	2	0,7	97,2	Е. А. Басков, 1966
9.	Индерский Оз. Индер; Прикаспийская низменность	В, Вг	$\frac{266}{324}$	—	2	98	1	16	84	М. П. Распопов, 1961
10.	Эльтонский Оз. Эльтон; Прикаспийская низменность	Вг	$\frac{230}{272}$	—	13	87	1	59	40	М. П. Распопов, 1961
<b>Третья группа озер</b>										
11.	Сакский Оз. Саки; Крым	Вг	$\frac{111,29г/кг}{120}$	1	8	91	2	23	75	О. А. Алекин, 1953
12.	Кара-Богаз-Гольский Кара-Богаз-Гол		$\frac{280,8}{347}$	—	20	30	—	32	68	О. А. Алекин, 1953
<b>Морские бассейны</b>										
13.	Океан		$\frac{34,8}{35}$	—	10	90	3	18	79	О. А. Алекин, 1953
14.	Черное море		18	1	10	89	4	17	79	О. А. Алекин, 1953
15.	Каспийское море		13	2	23	75	2	33	65	М. П. Распопов, 1961

**Тип хатунурский** — сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные магниевые озера. По классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко это — «сульфатно-магниевый подтип». К данному типу относятся воды оз. Хату-Нур Северное, Хату-Нур Южное и Зурбат-Нур в Пркутской области; оз. Б. Кошколь в Сев. Казахстане. Озера этого типа встречаются редко (см. табл. 123; 5).

**Тип нессык-кульский** — солоноватые сульфатно-хлоридные магниевое-натриевые озера. Данный тип озер по анионному составу близок к хатунурскому и резко отличается от него по катионному составу (см. табл. 123; 6). Оба эти типа озер по классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко относятся к «сульфатно-магниевому подтипу».

**Тип тинакский** — озера с хлоридной и сульфатно-хлоридной магниевое-кальциевой и кальциевое-магниевой весьма крепкой и сверхкрепкой рапой. Этот тип характерен для Тинакской группы озер в окрестностях г. Астрахани. По классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко это — озера с завершающим звеном метаморфизации вод, относимые к «хлоридному типу». Воды озер тинакского типа сильно минерализованы и метаморфизованы (см. табл. 123; 7).

Как видно из описания, озера первой группы находятся в глубине материков. Их питание осуществляется в основном за счет подземных вод и поверхностного стока.

## Вторая группа озер

Ко второй группе озер относятся три типа: кемпендяйский, индерский, эльтонский.

**Тип кемпендяйский** — озера с крепкой хлоридной натриевой рапой, образующейся за счет растворения и выщелачивания каменной соли (см. табл. 123; 8).

**Тип индерский** — озера с такой же по составу крепкой, боросной рапой (см. табл. 123, 9).

**Тип эльтонский** — крепкие хлоридные натриево-магниевые рассольные озера. Эти озера относятся по классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко к «хлоридному типу» (см. табл. 123; 10).

## Третья группа озер

В третью группу выходят два типа озер — сакский и карабогазгольский.

**Тип сакский** — озера с хлоридными магниевое-натриевыми слабыми рассолами, подпитывающиеся водой Черного моря (см. табл. 123; 11).

**Тип карабогазгольский** — озера с сульфатно-хлоридными магниевое-натриевыми крепкими и весьма крепкими рассолами, питающиеся за счет вод Каспийского моря (см. табл. 123; 12).

Оба типа озер по классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко относятся к «сульфатно-магниевому подтипу» и по составу вод близки к Океану. Воды в них представляют глубоководные воды океана, относительно и абсолютно обогащенные ионами магния. В рассолах Кара-Богаз-Гола отмечается также высокое содержание сульфатного иона. Сопоставление воды Океана с водами Черного и Каспийского морей показывает, что наряду с опреснением воды этих морей происходит уменьшение содержания в них ионов хлора при относительно увеличении содержания ионов сульфата и магния (см. табл. 123; 13—15).

Из сказанного видно, что количество принятых нами и показанных на карте типов озер превышает в несколько раз количество их типов и подтипов в принятой для минеральных озер классификации Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко. В каждом типе их схемы можно выделить по

нашей схеме, исходя из минерализации, состава и природной обстановки формирования рапы несколько типов озер. Несомненно, что количество их типов при дальнейшей разработке вопроса еще более возрастает.

Последовательный переход в процессе метаморфизации рапы озер от стадии гидрокарбонатной к хлоридной, по Курнакову и Валяшко, может быть вполне увязан с намеченной нами схемой (табл. 124).

Как видно из данной таблицы, минеральные озера при росте минерализации изменяют состав от доронинского типа через тамбуканский на хатунурский, а далее на тинакский. Наоборот, при опреснении смена стадий идет в обратном порядке. Содовые озера доронинского типа рядом постепенных переходов связаны с пресными водами озер байкальского типа, в составе которых преобладают гидрокарбонаты кальция и магния.

Таблица 124

Схема типов озер и стадий метаморфизации

Стадии метаморфизации Группы	Содовая	Сульфатная натриевая	Сульфатная магниевая	Хлоридная
Первая	Доронинский	Тамбуканский, Кучукский	Хатунурский, Иссыкульский	Тинакский
Вторая				Кемпендайский, Индерский, Эльтонский
Третья			Сакский, Карабогазгольский	

Озера морского питания Кара-Богаз-Гол и Саки, тесно связанные с морями, имеют химические номера 97/100 и 98/100, близкие к питающим их морям Каспийскому (77/100) и Черному (№ 88/100).

Озера, получающие солевое питание за счет выщелачивания каменной соли (Кемпендайское, Индерское), имеют сходный состав и близкие химические номера 99/100, 100. Лишь состав Эльтона имеет по сравнению с двумя предыдущими водами относительно малое первое число номера (84/100), что обусловлено его длительной эксплуатацией.

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ВОД

Из приведенного рассмотрения типов минеральных вод видно, что их месторождения встречаются как на поверхности земли, так и под землей — в осадочных рыхлых и плотных, метаморфических и изверженных породах. В зависимости от условий залегания минеральные воды (и их месторождения) могут быть грунтовыми, межпластовыми свободными и напорными артезианскими, разнообразными трещинными и карстовыми.

Месторождения подземных минеральных вод часто встречаются в артезианских бассейнах (тип пластовых месторождений) и в гидрогеологических массивах (тип трещинно-жильных месторождений). Значительно реже они приурочены к вулканогенным супербассейнам и адартезианским бассейнам, что связано с широким распространением двух первых типов гидрогеологических структур и ограниченным распространением двух последних.

В артезианских бассейнах сосредоточены огромные запасы минеральных вод различных типов. При этом установлено, что среди грунтовых вод артезианских бассейнов наибольший лечебный интерес пред-

ставляют месторождения железистых вод, основные типы которых приурочены к четвертичным отложениям. Эти воды имеют локальное значение и распространены на ограниченных площадях. Затем по масштабам распространения в указанных отложениях идут сероводородные некрепкие — хлоридные — воды и, наконец, сульфатные несероводородные воды. Редко встречаются на различной глубине радоновые минеральные воды. Последние бывают приурочены либо к фундаменту артезианских бассейнов, сложенному кислыми изверженными и другими породами (сестрорецкий тип, Ухта), либо к четвертичным отложениям, обогащенным радиоактивным веществом (Пятигорские радоновые, Цхалтубо), либо имеют иное происхождение (Усть-Кут). Огромные ресурсы (несероводородных и сероводородных) минеральных вод сосредотачиваются в более глубоких частях артезианских бассейнов. При этом сероводородные воды характерны для карбонатных толщ, содержащих органику, а несероводородные — для терригенных и в меньшей мере для карбонатных толщ. В бассейнах борейского пояса с глубиной обычно возрастает минерализация вод бассейнов, и под зоной пресных вод появляются воды солоноватые, соленые и рассолы различной концентрации (гидрохимические зоны Б, В). Вместе с этим в глубоких частях бассейнов сосредотачиваются значительные скопления микрокомпонентов вод, имеющих не только лечебное, но и (при достаточной производительности и других благоприятных условиях) промышленное значение. Повышенное содержание йода в водах артезианских бассейнов отмечается как в неглубоко, так и в глубоко залегающих водоносных горизонтах.

Зональность артезианских бассейнов показана на рис. 5.

При наложении на артезианские структуры вулканогенных факторов формируются углекислые минеральные воды. Состав этих вод зависит, с одной стороны, от истории бассейнов и от положения месторождений минеральных вод в их структуре, с другой стороны, от воздействия углекислого газа, который повышает их агрессивность и содержание в них гидрокарбонатных соединений. Так, в крыльях бассейнов формируются воды типа кислородного нарзана. В более отдаленных от области питания, менее промытых частях бассейнов образуются воды эссентукского типа. Во внутренних частях некоторых бассейнов появляются воды арзнинского типа. Наличие соленосных отложений создает редкий в СССР ереванско-солянский тип соленых углекислых вод.

В артезианских бассейнах Забайкалья формируются углекислые воды типа содовых — балейских и солянощелочных — торейских. Последние образуются в условиях аридного климата в бассейнах монгольского типа, среди артезианских вод, в которых имеются солоноватые и соленые артезианские воды континентального засоления. Содовые углекислые воды балейского типа, по-видимому, образовались в котловинах, где в прошлом существовали условия, благоприятные для возникновения содового накопления и содовых озер, подобных современной котловине Доронинского содового озера.

В гидрогеологических массивах формируются различные трещинные минеральные воды, среди которых трещинно-жильные минеральные воды занимают первое место. В зависимости от газовой составляющей образуются углекислые или азотные, реже метановые трещинно-жильные воды.

В зависимости от глубины и густоты трещин в кислых интрузивных породах с повышенным содержанием радиоактивных минералов нередко образуются радоновые (холодные или горячие, углекислые или азотные) воды. Как правило, трещинно-жильные воды гидрогеологических массивов характеризуются невысокой минерализацией. Отмечается зависимость температуры, минерализации и состава от горизонтальной широтной зональности (с севера на юг) и от вертикальной климатической поясности, выражающейся (в общей схеме) в понижении

температуры и минерализации с высотой местности и соответственно в изменении состава вод.

Вместе с тем минерализация и состав воды зависят как от вертикальной поясности, так и от слагающих гидрогеологические массивы вещественного состава пород, и подчиняются, наряду с температурой вод, глубинной зональностью. Более разнообразны минерализация и состав вод молодых гидрогеологических массивов, сложенных осадочными породами (Карпаты, Крым, Кавказ и др.).

## ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОВИНЦИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ВОД СССР

В основу выделения провинций минеральных лечебных вод положены их классификация и типизация.

Наряду с этим важными критериями для такого выделения являются:

1) структурно-гидрогеологическое районирование территории СССР, выполненное при составлении гидрогеологических карт масштабов 1 : 2 500 000 (1961 г.) и 1 : 5 000 000 (1963 г.);

2) гидрохимическое районирование СССР, выполненное в связи с составлением гидрохимических карт в масштабе 1 : 5 000 000 (1958 и 1966 гг.);

3) районирование минеральных вод СССР, выполненное при составлении карт минеральных вод в масштабе 1 : 10 000 000 (ВСЕГЕИ, 1946 г.) и в масштабе 1 : 7 500 000 (Центральный институт курортологии, 1960 г.).

Все вышеперечисленные материалы при составлении новой карты минеральных вод были заново переработаны (1966 г.).

Районирование минеральных вод базируется на разработке принципов общего гидрогеологического районирования. Прежде всего выделяются два типа гидрогеологических структур:

1) артезианские бассейны и их группы — артезианские области;

2) гидрогеологические массивы и их группы — гидрогеологические складчатые области, с подчиненными им орогенными артезианскими бассейнами разных типов, адартезианскими бассейнами и вулканогенными супербассейнами.

Первый тип структур характеризуется центростремительным сносом солей подземными водами и накоплением и сохранением солей во внутренних частях структур, в связи с чем здесь сосредотачиваются высококонцентрированные минеральные воды до сверхкрепких рассолов включительно. В образовании и сохранении последних главную роль играет наличие солей и соленосных толщ в разрезе чехла артезианских бассейнов. Гидродинамика определяет и глубинную зональность — поясность артезианских бассейнов.

Второй тип структур отличается от первого центробежным выносом солей подземными (и поверхностными) водами за пределы структур в смежные с ними артезианские бассейны и поверхностные водоемы, в связи с чем эти структуры в той или иной мере промыты. Наблюдается общая тенденция нарастания минерализации вод от внутренних приподнятых частей к их периферии и от поверхности земли в глубину при общем фоне слабоминерализованных вод в приповерхностных частях гидрогеологических массивов до вод весьма пресных на вершинах гор.

Отмеченные гидрохимические общности особенности гидрогеологических структур положены в основу районирования минеральных вод (рис. 16). Минеральные воды артезианских бассейнов объединены в третью провинцию минеральных вод. Минеральные воды гидрогеологических горноскладчатых областей и массивов юга и востока СССР объединены в первую и вторую провинцию. Первая провинция — углекислых минеральных вод. К ней отнесена та часть территории, гидрогеологические структуры которой находятся под воздействием современных и не-

давно угасших вулканических процессов. К данной провинции относятся также углекислые воды некоторых артезианских бассейнов и воды вулканогенных супербассейнов. Вторая провинция — термальных азотных вод. К ней отнесена часть территории, находящаяся под воздействием новейших тектонических разломов, землетрясений и интенсивного блокового перемещения отдельных частей горных сооружений, обусловивших естественную разгрузку термальных вод по активизированным зонам разломов на поверхность земли, или внедрение гидротерм в межгорные артезианские бассейны. Это — области новейшей активизации земной коры.

Особое положение занимают на территории СССР древнейшие — допалеозойские, палеозойские и некоторые мезозойские — горноскладчатые гидрогеологические области, не вошедшие в первую и вторую провинции. К ним относятся, например, Балтийская, Украинская, Анабарская, Алданская древнейшие области; Тимано-Уральская, Денецкая, Казахстанская палеозойские области; Верхояно-Колымская мезозойская область. В этих областях минеральные воды или совсем не известны (Анабарская область), или из них спорадически встречаются железистые, радоновые, хлоридные (крайне редко — углекислые) воды и, как исключение, термы. Все эти территории либо представляют выходы на поверхность докембрийского, палеозойского или мезозойского (Верхоянье) фундамента артезианских областей, либо являются их обрамлениями и внешними областями питания. Поэтому все эти гидрогеологические структуры отнесены к особым апровинциальным районам. Нам представляется нецелесообразным выделять их отдельную провинцию, как это сделано на карте подземных минеральных вод В. В. Иванова и др. (1950).

Ниже приводится характеристика выделенных нами провинций минеральных вод, их областей и некоторых районов.

### Первая провинция лечебных вод

К этой провинции относится огромная территория распространения углекислых, азотно-углекислых и сероводородно-углекислых минеральных вод разнообразного анионного и катионного составов с преобладанием пресных и солоноватых гидрокарбонатных щелочноземельных холодных вод. Встречаются здесь и термальные углекислые воды. Эта провинция приурочена в основном к альпийской складчатой зоне и к тем активизированным зонам земной коры, омоложенным в кайнозойское время, которые характеризуются проявлениями современного и угасшего молодого магматизма, молодых интенсивных тектонических движений (Тянь-Шань, Алтае-Саянская, Восточно-Сибирская области). Провинция сложена разнообразными по возрасту, составу и генезису породами. В ней характерно довольно широкое распространение кислых и основных лав кайнозойского возраста, изредка вулканов (действующих или погасших) и молодых дайковых образований. Характерен также глубокий метаморфизм осадочных (палеозойских и мезозойских) пород.

В гидрогеологическом отношении в этой провинции отмечается преобладание гидрогеологических массивов трещинных вод, наличие адартезианских бассейнов и вулканогенных супербассейнов. Спорадически встречаются типичные межгорные и другие артезианские бассейны. В соответствии с типом гидрогеологических структур, их геологическим строением, возрастом, физико-географическим положением, гидрохимическим разрезом и другими особенностями определяется состав углекислых вод и его изменение во времени и пространстве. Формирование минеральных вод обуславливается воздействием окружающей среды и ее истории, с одной стороны, и углекислого газа — продукта современной и недавно угасшей вулканической деятельности, — с другой. Как

правило, минеральные углекислые воды гидрогеологических массивов пресноватые и солоноватые. Углекислые воды артезианских бассейнов более высокой минерализации — солоноватые, соленые, а иногда и рассольные. Воды современных вулканогенных супербассейнов — кислые.

В пределах первой провинции минеральных вод выделены две подпровинции: первая подпровинция — областей современного вулканизма и вторая подпровинция — областей молодой недавно угасшей вулканической деятельности.

#### *Первая подпровинция — областей современного вулканизма*

К этой подпровинции относится Камчатско-Курильская область современной вулканической деятельности. Она охватывает юго-восточную Камчатку и Курильские острова. Область характеризуется широким развитием вулканогенных супербассейнов, в пределах которых формируются кислые, сернокислые, солянокислые и смешанного состава металлоносные сероводородно-углекислые воды типа эбекских, менделеевских или головнинских. За пределами супербассейнов или на их окраинах образуются хлоридные натриевые парогидротермы и термы типа паужетских и др. Камчатско-Курильская область может быть охарактеризована как область первоначальной стадии формирования углекислых вод — область сольфатор и фумарол. Центральная и северная части Камчатки, как и все другие области первой провинции, типичны для последующих стадий проявления горячих и холодных углекислых вод, т. е. для областей недавно угасших вулканических процессов. Эти области отнесены ко второй подпровинции.

В свете сказанного авторы сочли нецелесообразным выделять Курильские о-ва и юго-восточную Камчатку в качестве отдельной провинции.

#### *Вторая подпровинция — областей молодой, недавно угасшей вулканической деятельности*

Эта подпровинция охватывает ряд гидротермальных областей, начинающаяся с Камчатки на востоке и заканчивая Карпатами на западе.

Камчатская гидроминеральная область — область в основном холодных, реже горячих углекислых и других минеральных вод охватывает центральную и северную части Камчатского полуострова. Западную — прибрежно-морскую часть Камчатского полуострова следует отнести к Охотской артезианской области третьей провинции минеральных вод, а осевую — наиболее приподнятую часть Среднего хребта ко второй провинции — терм. Камчатская область углекислых вод характеризуется минеральными источниками: Малкинскими, Хейванскими, Н. Щапинскими, Македонскими, Карагинскими, Тымлатскими. По составу воды этих источников относятся к типам эссендукскому, боржомскому, «Ласточки».

Сихотэ-Алинская гидроминеральная область — область углекислых вод типа дарасунов и «ласточки». На востоке области прослеживаются линии гидротерм.

Даурская гидроминеральная область охватывает Восточное, Центральное и часть Западного Забайкалья. На юге она уходит за пределы СССР. В гидрогеологических массивах этой области преобладают трещинно-жильные холодные углекислые минеральные воды дарасунского типа различных подтипов и их дериваты в аллювиальных отложениях. В числе этих вод радоновые дарасуны — Молоковка, Ургучан. Наряду с радоновыми дарасунами в Забайкалье известны пресные азотные радоновые апровинциальные воды. В артезианских межгорных бассейнах встречены более редкие для Даурии типы артезианских вод — байлейский — содовый и торейский — хлоридно-гидрокарбонатный нат-

риевый. Сравнительно редко встречаются промежуточные между дарасунским и балейским типами воды с различным соотношением натрия и щелочных земель. Здесь представлены воды то с преобладанием натрия — близбалейские, то с преобладанием кальция и магния — близдарасунские или шивандинские. Нарастание количества сульфатов приводит к появлению сульфатных дарасунов типа Клинского минерального источника с высоким содержанием железа.

Саянская гидроминеральная область охватывает части Восточного и Западного Саяна. Для нее типичны трещинно-жильные горячие и холодные углекислые воды типа дарасунов и близдарасунских вод. Особенно популярны воды курорта Аршан (Тункинский). По составу эти воды — гидрокарбонатные щелочноземельные с повышенным и высоким содержанием сульфат-иона. К углекислым термам относятся шумакские карстово-жильные воды Восточного Саяна. Разнообразны состав и температура Изыгсугских терм Тувы.

Тянь-Шанская гидроминеральная область — область углекислых вод, сосредоточенных преимущественно в южных частях центрального Тянь-Шаня и спорадически встречающихся в Южном и Северном Тянь-Шане. В этой области преобладают воды дарасунского типа. Среди них хорошо известны в Киргизской ССР джарташские углекислые воды. Наряду с ними известны углекислые воды типа баксанских нарзанов (Савала, Ходжа-Санг-Хок) с повышенным содержанием хлор-иона (6—10‰-экв). Редко встречаются углекислые воды ереванского (солевого) типа — хлоридные натриевые солоноватые и соленые (Архар-Шура) и воды боржомского типа — гидрокарбонатные натриевые с повышенным содержанием хлор-иона (Чавай). Ряд источников относится к близборжомскому и к близнарзанскому типам. Они содержат натрий и кальций в различных соотношениях. В одних случаях отношение  $\frac{r(\text{Na} + \text{K})}{r(\text{Ca} + \text{Mg})} > 1$  (например, Байбиче), в других  $\frac{r(\text{Na} + \text{K})}{r(\text{Ca} + \text{Mg})} < 1$  (например, Шильбели). Наиболее «густо» месторождения углекислых вод сосредоточены на юго-западном склоне ферганского хребта (Бедер, 1955). Месторождения этих вод как по составу, так и по некоторым гидрогеологическим условиям залегания сходны с кавказскими.

Памирская гидроминеральная область — область холодных и термальных углекислых вод — охватывает Центральный и Южный Памир. В ней развиты термы и холодные углекислые воды дарасунского типа (Кызыл-Рабат) и близкие к ним воды шивандинского (близдарасунского) типа (Бахмыр, Гарм-Чашма). В Ванч-Бартангской области отмечена сульфатная ветвь дарасунов. Наконец, по развитию терм эссентукского типа (Лаигар) Южный Памир может считаться областью углекислых терм.

Кавказская гидроминеральная область углекислых вод (Большой Кавказ и Закавказье) характеризуется исключительно большим разнообразием типов минеральных вод, среди которых наиболее важное значение имеют холодные и горячие воды нарзанского, боржомского, эссентукского, арзнинского, джермукского и многих других типов. Известны джюльфинские углекислые мышьяковистые воды. Относительно беден Кавказ водами дарасунского типа. Вовсе отсутствуют здесь воды балейского, торейского типов и воды, характерные для вулканогенных супербассейнов Курило-Камчатской гидроминеральной области современного вулканизма. Наиболее насыщен минеральными водами различных типов гидроминеральный район Кавказских минеральных вод (КМВ). Разнообразие углекислых вод Кавказской области объясняется: 1) большой сложностью ее гидрогеологического строения — сочетанием гидрогеологических массивов, адартезианских бассейнов, молодых (но угасших) вулканогенных супербассейнов с различными по строению и положению орогенными артезианскими бассейнами; 2) наложением на

сложную гидрогеологическую структуру области мигрирующих с глубины из фундамента углекислых газов, распространяющихся как снизу вверх, так и радиально от центров вулканических проявлений к периферии. Воздействие углекислого газа на подземные воды разных гидрогеологических структур повышает их агрессивность и усложняет разнообразие состава и минерализации.

Кавказская гидроминеральная область углекислых вод занимает первое место в СССР по разнообразию типов вод, богатству их ресурсов и степени использования. В ее пределах на базе углекислых вод функционируют крупнейшие курорты страны — Кисловодск, Ессентуки, Боржом и многие другие.

Крымская гидроминеральная область характеризуется редким проявлением углекислых вод эссентукского типа (Каялы-Сарт, Сеит-Эли и др.), приуроченных к Керченскому полуострову. Еще более редкие водопроявления, требующие проверки, отмечены в горном Крыму (Альбов, 1956).

Карпатская гидроминеральная область — область холодных углекислых вод разнообразных типов: сольского, арзнинского, эссентукского, джультинского, боржомского (наиболее распространенного) и нарзанского. Сосредоточены выходы всех этих вод в горной части и на южном склоне Карпат. Отмечается приуроченность выходов углекислых вод к продольным и реже поперечным по отношению к Карпатам тектоническим нарушениям (Сайдаковский, Толстихин; 1952). По А. Е. Бабинцу (1963), они образуют три отчетливо выраженные гидроминеральные линии карпатского простираения. На некоторых месторождениях базируются санатории — Сняк, Поляна, Карпаты, Верховина и другие. Изменение минерализации и состава углекислых вод с глубиной отмечалось А. М. Овчинниковым и Л. К. Овчинниковой (1950), Н. И. Толстихиным (1959) и Г. А. Голевой (1960).

Спорадические выходы углекислых вод различных типов установлены далеко за пределами указанных гидроминеральных областей первой провинции: Хмельник (Украина), Кожановские (Красноярский край), Терсинские (Кемеровская область), Менкеченские (Якутия), Лоринские (Чукотка), Синегорские мышьяковистые (Южный Сахалин). Природа таких «отскоков» отдельных вышеперечисленных месторождений и проявлений углекислых вод пока не выяснена\*.

Наряду с упомянутыми выше проявлениями углекислых вод, имеются косвенные признаки существования области углекислых вод в пределах Верхояно-Колымской гидрогеологической горноскладчатой области, на Чукотке и Анадыре. Данная область обозначена на Карте минеральных вод (ВСЕГЕИ, 1946 г.) как Анюйско-Анадырская с вопросительным знаком.

Указанными косвенными признаками являются широкое развитие кайнозойских вулканических образований, излияния лав неогеново-четвертичного возраста и наличие молодых вулканов (Балаган-Тас и Анюйского). Косвенным признаком являются также большие полыньи на правобережных притоках р. Колымы (например, на р. Омолоне), свидетельствующие, по-видимому, о выходах субаквальных термальных вод. Однако слабая гидрогеологическая изученность данной территории не позволяет пока выделить ее в самостоятельную Анюйско-Анадырскую гидроминеральную область и ставит перед гидрогеологами вопрос о необходимости проведения дополнительных исследований в этом крайне интересном районе.

---

\* Недавно установлены многочисленные проявления углекислых минеральных вод в глубоких частях Западно-Сибирского артезианского бассейна (Кругликов, 1966; Учительова, 1966).

## Вторая провинция лечебных вод

Как известно, термальные воды имеются в недрах Земли повсеместно на глубинах, величина которых зависит от многих причин: от степени охлаждения земной коры, геологического строения, молодого вулканизма, тектоники и гидрогеологической обстановки. Величина геотермической ступени (градиента) является отражением всех этих факторов в их совокупности — «температурным показателем, определяющим глубину залегания вод разной температуры». Гидротермы могут быть установлены буровыми скважинами на некоторой глубине от поверхности в любой точке земного шара.

Районы же естественных выходов термальных вод на поверхность земли строго локализованы. Они приурочены к тем областям, где наиболее интенсивно проявлялись молодые разломы. Ко второй провинции минеральных термальных вод отнесены те территории СССР, где термальные воды непосредственно выходят на поверхность. Формирование же этих вод происходит в молодых зонах тектонических разломов или в глубоких частях артезианских бассейнов вследствие их миграции из фундамента.

Вторая провинция характеризуется наличием азотных термальных натриевых вод переменного анионного состава. Воды эти в основном трещинно-жильные. Иногда они внедряются из фундамента в чехол межгорных и других артезианских бассейнов, создавая термальные артезианские воды миграционного происхождения. В случае формирования терм в мощных осадочных отложениях их газовая составляющая нередко меняется: азот уступает ведущее место метану. Образуются метановые и смешанного состава газовые струи. В тех случаях, когда глубокие молодые разломы являлись также путями подъема магматических масс и сопровождающих их флюидов, в составе газов термальных вод усиливается значение углекислого газа. Он становится преобладающим; появляются термальные углекислые и азотно-углекислые воды. Поскольку роль углекислоты в формировании свойств этих вод является ведущей, характеристика типов этих термальных вод была приведена при описании групп углекислых вод, и территория распространения углекислых терм независимо от их температуры отнесена к первой провинции. Азот азотных терм большинством исследователей относится по своему происхождению к воздушному, но не исключена возможность, что часть водно-солевого комплекса и газовой составляющей некоторых терм имеет глубинное происхождение.

Повышенное содержание гелия и местами сероводорода — основные особенности газового состава некоторых терм второй провинции. Выделение азота не обильное, метана, наоборот, местами чрезвычайно интенсивное. Радиоактивность вод второй провинции разнообразна. Нередко (если термы связаны с гранитами) она повышена. Здесь встречаются воды, представляющие большой интерес в отношении радиоактивности как лечебного фактора (воды Белокурихи, Джеты-Огуз).

Обширная территория термальных вод второй провинции вытягивается в виде длинного пояса то суживающегося, то расширяющегося с общим простираем на востоке (начиная с Чукотки), с северо-востока на юго-запад и на западе — с широтным простираем (Памир — Крымо-Кавказская область). Геологическое строение второй провинции в общих чертах сходно с первой. Характерной тектонической ее особенностью является наличие молодых глубоких крутопадающих разломов радиального типа, с которыми связаны выходы терм на поверхность. Выходы гидротерм вдоль таких разломов получили название термальных линий или термальных зон. Для разных районов СССР указываются термальные линии, такие, например, как Кульдурская (ДВК), Баргузинская, Байкальская (Восточная Сибирь), Каракольская (Тянь-

Шань), Обигармская (Таджикистан), Копетдагская (термальная линия Никшича в Туркмении). Эти термальные линии приурочены к разломам, которые нередко сопровождаются перемещением отдельных блоков и находят отражение не только в геологическом строении, но и в рельефе.

Вторая провинция охватывает как внутренние, так и периферические области альпийской складчатой зоны, выходя за ее пределы, в палеозойских горно-складчатых областях Тянь-Шаня, Алтае-Саянской, Прибайкаля и др. «омоложенных» — в кайнозойское время с присущими им зонами активизации. Для второй провинции, как и для первой, характерно преобладание массивов трещинных вод (гидрогеологических массивов) над артезианскими бассейнами. Но местами горячие источники этой провинции появляются из мощных толщ осадочных отложений в межгорных артезианских бассейнах, или на окраине провинции (предгорные бассейны, артезианские склоны). В таких случаях имеет место проникновение термальных вод из одной гидрогеологической структуры в другую. Таковы, например, некоторые термы на периферии Большого Кавказа (Горячеводские), Восточной Сибири (Байкальские, Баргузинские и др.).

Среди терм второй провинции выделяются две группы: первая группа — внутриконтинентальные термы; вторая группа — прибрежноморские термы.

#### *Первая группа терм*

Эта группа второй провинции термальных вод разделяется на три подгруппы.

Первая подгруппа (1-а) тесно связана с кристаллическими и сильно измененными и уплотненными осадочными породами гидрогеологических массивов. Она представлена маломинерализованными азотными натриевыми трещинно-жильными термами переменного анионного состава с повышенным содержанием кремнекислоты, иногда фтора, сульфидов. Таковы, например, акратотермы Байкало-Чарской гидротермальной области.

Вторая подгруппа (1-б) тесно связана с мощными, сравнительно малоуплотненными и малоизмененными, слабоотмытыми осадочными толщами. Наряду с другими породами в осадочном комплексе содержатся породы морского генезиса. Поэтому данная подгруппа внутриконтинентальных терм нередко характеризуется более высокой минерализацией, преобладанием хлористого натрия над другими компонентами и метановым или азотным составом газов. Это азотные термы адартезианских бассейнов (Джеты-Огузские термы) или метановые артезианских бассейнов (термы передовых хребтов Кавказа — Брагунские, Горячеводские и др.).

Третья подгруппа (1-в) приурочена к межгорным артезианским бассейнам, чехол которых сложен пресноводными континентальными отложениями. Эти термальные воды проникают в чехол артезианского бассейна из тектонических разломов фундамента. Они являются миграционными. Таковы термы, вскрытые Тункинской скважиной, скважиной Сухая Загза, Питателевские термы в окрестностях г. Улан-Удэ.

*Вторая группа (прибрежно-морских) терм.* Эта группа обычно характеризуется повышенной минерализацией, хлоридным натриевым составом и повышенным и высоким содержанием кальция. Наиболее широко она проявляется в пределах побережья Берингова, Охотского и Японского морей.

В пределах второй провинции выделен ряд гидротермальных областей (см. карту).

1. Чукотская область — область хлоридных — (кальцево)-натриевых солоноватых — соленых терм. Происходит разгрузка континентальных вод, смешанных с морскими водами. Типы терм — аракамченский, кивакский.

2. Коряцко-Камчатская область — область терм разломов — охватывает Коряцко-Камчатский антиклинорий. Область слабо изучена. Преобладанием в пределах области пользуются сульфатные натриевые термы горячинского типа, иногда с высоким содержанием кальция. Некоторые термы характеризуются сложным составом: гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-натриевым, сульфатно-хлоридным натриевым большещечинского типа; хлоридно-гидрокарбонатным натриевым и т. п.

3. Охотская область — охватывает побережье Охотского моря, местами распространяется вглубь континента. Происходит разгрузка трещинно-жильных вод гидрогеологических массивов, смешанных местами с водами моря. Термы — хлоридные натриево-кальциевые, хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, иногда более сложного состава. На термах Талая создан одноименный курорт Магаданской области. Типы вод — мотыклейский, таватумский и др.

4. Сахалинская область — область, характеризующаяся довольно четко обозначенными восточно-сахалинской и западно-сахалинской термальными линиями. Происходит разгрузка по разломам в основном артезианских вод. Преобладают метановые, реже встречаются азотно-метановые термы: хлоридные, гидрокарбонатные и смешанные, преимущественно натриевые.

5. Восточно-Сихотэ-Алинская (Приморская) область — область разгрузки континентальных термальных вод былыринского и кульдурского типов.

6. Буреинская область — область с кульдурской термальной линией, на которой действует курорт Кульдур. Происходит разгрузка континентальных вод с повышенным содержанием хлоридов и фторидов кульдурского типа.

7. Ингодино-Чикойская область — область гидрокарбонатных натриевых акратотерм былыринского типа. Происходит разгрузка вод гидрогеологических массивов.

8. Байкало-Чарская область — область натриевых акратотерм переменного анионного состава, но с преобладанием сульфатного иона над хлоридным. Происходит разгрузка трещинно-жильных вод гидрогеологических массивов. Местами отмечается перелив терм в межгорные артезианские бассейны. Наиболее давно здесь используются термы Горячинского курорта. Типы терм — большещечинский, горячинский, питателевский, тункинский, белокурихинский.

9. Алтае-Саянская область — область разгрузки трещинно-жильных вод. Среди терм этой области наиболее известны белокурихинские радоновые азотные термы, на которых базируется курорт Белокуриха.

10. Тянь-Шаньская область охватывает северный, средний и южный Тянь-Шань, включая Джунгарский Алатау на севере и Гиссарский хребет на юге. В этой области наблюдаются разнообразные по условиям формирования и по составу термы: радоновый (курорт Джеты-Огуз); азотные (курорты Ходжа-Оби-Гарм и Оби-Гарм). Типы терм: обигармский, джетыогузский и др.

11. Памирская область — охватывает центральный и юго-восточный Памир. Термы — былыринского, горячинского, большещечинского типов.

12. Туркмено-Хорасанская (Копетдагская) область характеризуется разгрузкой вод артезианских и адартезианских бассейнов. Наиболее известен курорт «Арчман», расположенный на термальной линии Никшича (Копетдагской), давший наименование арчманскому типу терм сложного состава.

13. Область периферии главного Кавказского

хребта и части Закавказья характеризуется разгрузкой разного типа терм. Широко известны курорты Цхалтубо, Цаиши; курортные термы Тбилиси.

### Третья провинция лечебных вод

Третья провинция — провинция соленых, горько-соленых, сульфатных и реже гидрокарбонатных вод переменного катионного состава азотных, метановых и смешанных, с полями сероводородных вод. Минерализация вод разнообразна — от соленых вод до сверхкрепких рассолов. По температурности воды — от сверххолодных до сверхгорячих. Среди микрокомпонентов характерны талассогенные — бром, йод и др. Эта провинция приурочена к артезианским бассейнам платформ, передовых прогибов и к некоторым орогенным артезианским бассейнам горных областей. В отличие от вод первой и второй провинций здесь исключительное развитие имеют пластовые, особенно артезианские воды.

Основная масса вод третьей провинции представлена хлоридными водами. Все другие воды имеют подчиненное значение. Характерной особенностью вод артезианских бассейнов является их химическая зональность, которая отражена на карте путем показа гидрохимических поясов и зон, а также опорных колонок (см. карту).

В пределах третьей провинции минеральных вод могут быть выделены несколько крупных артезианских областей минеральных вод.

1. Охотская область охватывает дно Охотского моря, западное побережье Камчатки, северное и восточное побережья Сахалина, Пенжинскую губу. Большая часть области скрыта под уровнем Охотского моря. В краевых частях области вскрыты хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные солоноватые и соленые воды.

2. Восточно-Сибирская область характеризуется развитием крепких и сверхкрепких рассолов, в палеозойских отложениях чехла, нередко сероводородных. Рассолы — парфеновского, осинского, мархинского, устькутского, усольского, иркутского типов. Широко известны курорты Усть-Кут, Усолье.

3. Западно-Сибирская область характеризуется широким развитием солоноватых и соленых вод в мезозойских отложениях чехла. Типы вод — омский, карачинский и другие. Известен курорт Карачи.

4. Восточно-Европейская область характеризуется широким развитием соленых вод и рассолов на глубине. В приповерхностных слоях спорадически развиты сульфатные воды. Решающее значение имеют палеозойские горизонты. Как и в Восточно-Сибирской области, отмечаются поля сероводородных вод. Типы вод — сестрорецкий, вологодский, московский, кемерийский, усть-качинский и многие другие. Известны курорты Старая Русса, Кемери и др.

5. Алакуле-Балхашская область минеральных вод кайнозойских отложений — область солоноватых и соленых вод разнообразного состава.

6. Арало-Каспийская область — область теплых и горячих артезианских вод разного состава, приуроченных к мезозойским кайнозойским отложениям. В глубоких впадинах палеозойского фундамента в соленосных толщах вскрыты сверхкрепкие рассолы. Типы вод — майлисуйский, ташкентский, учкайнарский, актумсукский, шиховский и многие другие.

7. Черноморско-Каспийская область минеральных вод в основном приурочена к мезозойским и кайнозойским отложениям. Типы вод — феодосийский, ейский, сакский и другие.

8. Печорская область — область холодных, соленых вод и рассолов. В пределах данной области известен один термальный источник (Пым-во-шор).

9. Артезианские бассейны арктического пояса (Индигирско-Колымский, Карский и другие) в гидрохимическом отношении пока не изучены. Бассейны эти представляют интерес в отношении йодобромных вод, газа и нефти.

Среди орогенных артезианских бассейнов складчатых областей наиболее изученными являются бассейны Закавказья (Рионский, Куринский), Таджикская группа бассейнов Верхне-Амударьинской артезианской области, Тянь-Шаньские бассейны (Зеравшанский, Ферганский, Илийский), некоторые артезианские и карстовые бассейны Казахской и Тимано-Уральской гидрогеологических складчатых областей, адартезианские бассейны Саяно-Алтайской области (Кузнецкий, Минусинские). Слабо изучены минеральные воды орогенных артезианских бассейнов складчатых областей Восточной Сибири, юга Дальнего Востока и Северо-Востока Сибири.

Как отмечалось, соленые воды и рассолы третьей провинции приурочены к большим и малым открытым и замкнутым артезианским бассейнам. Вопросы формирования и зональности бассейнов рассмотрены выше.

Помимо трех провинций минеральных вод, на обширной территории СССР выделены особые районы преимущественного развития кристаллических, метаморфических пород и уплотненных смятых в складках осадочных образований, для которых характерно исключительное распространение пресных подземных вод, с преобладанием вод гидрокарбонатных кальциевых магниевых-кальциевых и натриево-кальциевых. Это районы преимущественного развития гидрогеологических массивов. В некоторых случаях массивам подчинены адартезианские бассейны (Урал, Центральный Казахстан), в глубоких частях которых заключены соленые и соленые воды, до рассолов включительно. Эти минеральные воды адартезианских бассейнов входят в ассоциацию вод третьей провинции. Наконец, Донецкая область представляет собой систему адартезианских мульд, в глубоких частях которых залегают хлоридные воды. К охарактеризованным районам относятся Балтийский (Кольско-Карельский), Украинский (Азово-Подольский), Тимано-Уральский, Центрально-Казахстанский, Новосибирский, Енисейский, Анабарский, Таймырский, Верхоянский. В пределах некоторых из перечисленных районов известны железистые, радоновые источники, а буровыми скважинами и горными выработками в недрах некоторых из них вскрыты соленые, соленые и рассольные воды. В двух точках установлены углекислые воды. Все эти районы являются апровинциальными и нет никаких оснований выделять их в особую провинцию минеральных вод. Минеральные источники этих районов принадлежат к апровинциальным. Лишь наличие хлоридных минеральных вод в глубине некоторых адартезианских бассейнов рассматриваемых территорий позволяет условно выделить в них особые районы и области третьей провинции минеральных вод, а некоторые из них быть может отнести к третьей провинции в целом.

## У. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей монографии подведены итоги многолетнего изучения многими научными и производственными учреждениями минеральных вод СССР. В результате сделанного обобщения установлены общие закономерности распространения и формирования минеральных вод различного состава.

Эти различия имеют вполне закономерный характер. Они являются следствием взаимодействия физико-географических и гидрогеологических факторов. Конкретное выражение этого взаимодействия проявляется в широтной (горизонтальной), в вертикальной (вверх) и в глубинной (вертикальной вниз) зональности вод.

Широтная химическая зональность вод выражается в последовательной смене минерализации и состава поверхностных грунтовых и верхних горизонтов артезианских вод в направлении от северных широт к южным. На карте показана широтная зона подземных (верхних артезианских и грунтовых) вод малой минерализации и расположенная на юг от нее зона высокоминерализованных грунтовых и верхних артезианских вод. Формирование состава вод первой зональности происходит под воздействием гумидного климата, второй зональности — климата аридного. В пределах первой из них развиты преимущественно пресные и пресноватые воды, в пределах второй — солоноватые и соленые грунтовые воды и верхние артезианские воды с отдельными линзами пресных грунтовых вод, а также минеральные озера разнообразного состава.

В пределах северной гидрохимической зоны степень минерализации грунтовых вод возрастает с севера на юг от 0,1 г/л и менее до 0,3, 0,5, 1,0 г/л и более. В соответствии с изменением степени минерализации изменяется и химический состав подземных вод. На крайнем севере преобладают слабоминерализованные гидрокарбонатные преимущественно кальциевые воды с высоким содержанием кремнекислоты и органических веществ. Только в прибрежно-морской полосе, иногда шириною в несколько километров, распространены хлоридные слабоминерализованные воды, находящиеся под воздействием эолово-морских процессов засоления.

К югу, по мере потепления и увеличения сухости климата, степень минерализации грунтовых вод увеличивается до 1 г/л и более, а их химический состав переходит в сульфатный, а затем и в хлоридный преимущественно натриевый. При этом в южной гидрохимической зоне среди высокоминерализованных грунтовых вод засушливых областей наряду с хлоридами натрия сравнительно широкое развитие получают хлориды кальция и магния. Велико также и значение сульфатов. Наличие хлоридов магния и кальция в грунтовых водах юга можно рассматривать как крайний продукт концентрирования и метаморфизации грунтовых вод в бессточных впадинах в условиях аридного климата, т. е. как конечный результат процессов континентального засоления.

Широтная зональность залегающих более глубоко (по сравнению с грунтовыми водами) верхних горизонтов артезианских вод проявляется в том, что часть верхних артезианских горизонтов пояса гумидного климата характеризуется пресными водами. При этом зона пресных вод

достигает нескольких сот метров. Наоборот, в поясе аридного климата как грунтовые, так и верхние артезианские воды нередко обладают высокой неоднородной минерализацией. Эта зона континентального соленакопления имеет мощность в несколько сот метров и в некоторых ранее стмеченных случаях (например, в Приташкентском бассейне) на глубине сменяется зоной пресных и слабосоленых вод.

На широтную гидрохимическую зональность накладывается воздействие других факторов формирования вод, которые иногда становятся ведущими и создают гидрохимические аномалии. К таким факторам, например, можно отнести линзы пресных вод в зоне континентального засоления, или «купола» соленых вод в аллювиальных отложениях зоны вод выщелачивания гумидного пояса.

Вертикальная вверх гидрохимическая зональность (вертикальная химическая поясность грунтовых вод) наиболее отчетливо проявляется в горных странах. Она выражается в постепенном уменьшении с высотой минерализации и изменении состава подземных вод. Наименьших значений величина минерализации достигает на водоразделах и на вершинах гор.

Химическая поясность в работах довоенного периода наиболее хорошо раскрыта Г. И. Смолко и П. М. Васильевским (в статьях), а за последние годы А. В. Зуевым и В. С. Самариной (в докладах). Эта поясность тесно связана с изменением климатических факторов по мере увеличения абсолютной высоты местности. В горных районах юга Сибири и востока Средней Азии с высотой местности изменяются не только состав и минерализация вод, но и их температура, снижение которой в высокогорных районах до  $0^{\circ}\text{C}$  и ниже сопровождается фазовыми изменениями подземных вод, частым превращением их в лед и образованием мерзлой зоны. Ближе к вершинам и водоразделам, а также на высокогорных плато и верхних частях склонов гор появляется зона мерзлых пород.

Вертикальная поясность гор нашла свое отражение на гидрохимической карте. На ней она показана в горных районах нашей страны (см. карту). Гидрохимическая зональность и поясность гидрогеологических массивов, поскольку их подземные воды (в отличие от вод артезианских бассейнов характеризуются центробежным направлением стока, имеют обратное изменение величины минерализации — центробежное ее нарастание к периферии.

Глубинная химическая зональность подземных вод свойственна всей обводненной части литосферы. Она присуща как артезианским и адартезианским бассейнам, так и гидрогеологическим массивам. Глубинная зональность характеризуется постепенным изменением минерализации, солевого и газового составов подземных вод с глубиной, — по вертикали и по водоносному горизонту — по мере погружения последнего от области питания и поглощения. Для большей части территории СССР гидрохимический разрез характеризуется последовательным увеличением степени минерализации воды с соответствующим изменением ее солевого и газового составов. В одних условиях нарастание минерализации по мере углубления происходит очень быстро, так что на глубине в несколько сот метров господствующее значение приобретают крепкие рассолы хлоридного натриевого и кальциевого состава. В других случаях даже на глубине 1000—1200 м распространены подземные воды с минерализацией менее 1 г/л или всего несколько граммов на литр. Значительно реже наблюдается уменьшение минерализации вод с глубиной или иные типы гидрохимического разреза, что происходит под влиянием особых причин.

Гидрохимическая глубинная зональность артезианских бассейнов платформ отличается от глубинной зональности гидрогеологических массивов горных стран,

В артезианских бассейнах платформ гидрогеохимический разрез, как правило, усложняется в направлении от окраин бассейна к внутренним частям. В этом же направлении растет минерализация вод глубоких горизонтов чехла бассейнов и увеличивается число гидрохимических зон соленых и рассольных вод в разной, возрастающей с глубиной степени концентрации. Таким же в основных своих чертах представляется гидрохимический профиль артезианских бассейнов.

Имеющиеся в настоящее время фактические данные позволяют осветить вопрос о процессах формирования минерализации химического состава, запасах и зональности минеральных промышленных и некоторых лечебных вод артезианских бассейнов.

Решающее значение в формировании минеральных вод всех геологических структур имеет история развития геологического разреза и его становления во времени, а также смена гидрогеологических этапов цикла — смена этапа образования седиментационных вод этапом возникновения инфильтрационных вод и замещения седиментационных вод инфильтрационными и наоборот. Современное распределение минеральных вод следует рассматривать в историческом аспекте как один из этапов длительного развития земной коры и ее подземных вод. Различные этапы этого развития сменяют один другой во времени и влекут за собою изменение и развитие минеральных вод. Необходимо считаться с фактом непрерывного и последовательного изменения состава подземных вод в тесной связи с геологической историей водоносного горизонта в широком понимании этого термина, а также с историей подстилающих и кроющих его водоупоров, начиная с момента их возникновения до наших дней.

## VI. СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В. В. Мышьякосодержащие подземные воды и их классификация. В кн. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии». Изд-во МГУ, 1962.
- Агаджанян Г. Курорты Армянской ССР. Ереван, 1963.
- Алекин О. А. Гидрохимия. Гидрометиздат, 1952.
- Александров В. А. Медицинская классификация лечебных натуральных вод, нелоидов (лечебных грязей) и климатов СССР. В кн. «Основы курортологии». Много-томное руководство, т. I. Медгиз, 1956.
- Александров В. А. Классификация минеральных вод. В кн. «Основы курор-тологии», т. I. Медгиз, 1932.
- Алексин А. А., Чеховский М. М. О моделировании гидрогеологических процессов, протекающих в глубоких недрах земной коры. «Вестник МГУ», № 1, серия IV, Геология, 1961.
- Алексин А. А. О региональных направлениях движения подземных вод в круп-ных тектонических впадинах. В сб. «Научно-аналитические и тематические обзоры». Геол. исслед. на нефть и газ в Волго-Уральской области. Гостоптехиздат, 1964.
- Альтовский М. Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод. В сб. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», 13. Гостгеоллиздат, 1950.
- Альтовский М. Е. и др. Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтегазообразования. Гостоптехиздат, 1962.
- Анисимов Л. А. К вопросу о возможности разгрузки подземных вод через водоупорную кровлю. «Изв. высш учебн. зав.» Нефть и газ, № 10, 1963.
- Аникьев К. А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. «Тр. ВНИГРИ», вып. 233. Гостоптехиздат, 1962.
- Архангельский А. Д. и Залманзон Э. С. Сравнительные литологиче-ские исследования по вопросу о происхождении подземных вод грозненских месторож-дений. «Бюлл. МОИП», отд. геологии, т. IX, 1931.
- Аскеров А. Г. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Баку, 1954.
- Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидро-химическая зональность. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бабинец А. Е. Исследование поровых растворов глинистых пород мезокайнозоя платформенных районов Украины. В сб. АН Укр. ССР, № 11, 1958.
- Бабинец А. Е., Гордиенко Е. Е., Денисова В. Р. Лечебные мине-ральные воды и курорты Украины. Изд-во АН Укр. ССР, 1963.
- Барabanов Л. Н. Термальные воды Малого Кавказа. «Тр. лаборат. гидрогео-логич. проблем АН СССР», т. XXXVII, 1961.
- Басков Е. А. Основные этапы истории подземных вод Сибирской платформы. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 61, 1951.
- Басков Е. А., Климов Г. И. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 61, 1961.
- Басков Е. А., Климов Г. И. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 101, 1963.
- Басков Е. А., Зайцев И. К. Основные черты гидрогеологии Сибирской плат-формы. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 101, 1963, ОНТИ ВСЕГЕИ.
- Балашов Л. С. О принципах генетической классификации подземных соленых вод. В сб. «Гидрохимические материалы». Изд-во АН СССР, 1963.
- Бедер Б. А. Воды артезианских бассейнов Средней Азии. «Узбекский геологи-ческий журнал», 5, 1959.
- Бедер Б. А. Минеральные воды республик Средней Азии. В сб.: «Вопросы фор-мирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Центрального ин-та ку-рортологии и физиотерапии, 1960.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия. Изд-во «Наука», 1966.
- Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. ж. «Метеорология и гидрология», № 4, 1946.
- Богородицкий К. Б. Некоторые черты химического состава подземных вод в различных гидротермических зонах земной коры. В сб. «Гидрогеохим. материалы АН СССР», 1963.

Богородицкий К. Б. Некоторые данные о перегретых водах и их распространении на территории СССР. В сб. «Гидротермические условия верхних частей земной коры» Изд-во «Наука», 1964.

Богомолов Г. В. Редкие компоненты при формировании подземных вод глубоких горизонтов. «Тр. Ин-та геол. наук АН БССР», вып. 1, 1958.

Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. Медгиз, 1956.

Валяшко М. Г., Шандрюкина Т. В. Бром в соляных отложениях, как генетический и поисковый признак. «Тр. ВНИИГалургии», вып. XXIII, 1952.

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений каменных солей. Изд-во МГУ, 1962.

Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Струйное гравитационное движение и его роль в формировании и распределении природных вод. «Вестник МГУ», серия IV, «Геология», № 5, 1965.

Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. «Новости нефт. и газ. техн.»; «Геология», № 4, Гостоптехиздат, 1960.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. II. История природных вод. ОНТИ, 1936.

Виноградов А. П. Происхождение йода и брома в нефтяных водах. «ДАН СССР», т. I, № 4, 1934.

Виноградов А. П. О хлорбромном коэффициенте подземных вод. «ДАН СССР», XVII, 2, 1944.

Виноградов А. П. и Ронов А. Б. Эволюция химического состава карбонатных пород. «Доклады совещ. по осадочн. породам», вып. 1, 1952.

Виноградов А. П. Химическая эволюция земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Власов Н. А., Ткачук В. Г., Толстихин Н. И. (редакторы). Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. II. В сб. «Минеральные источники, скважины, вскрывающие минеральные воды, и минеральные озера». Изд-во АН СССР, 1962.

Волкова М. А. Минеральные воды Красноярского края. Изд. Иваново-Франковского филиала Львовского политехнического ин-та, 1965.

Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. Изд-во ЛГУ, 1962.

Гармонов И. В. и др. Области питания и разгрузки подземных вод юго-западной части Западно-Сибирской низменности. В сб. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. «Тр. ВНИГРИ», вып. 9. Гостоптехиздат, 1954.

Герасимов А. П., Огильви А. Н. Современное положение минеральных источников кавказских минеральных вод и желательные меры к дальнейшему их исследованию. «Изв. Геол. комитета», 1913.

Гидрохимическая карта СССР. Объяснительная записка (ред. И. К. Зайцев.) Госгеолтехиздат, 1958.

Гидрогеологическая карта СССР м-ба 1:2 500 000. Объяснительная записка (рук. И. К. Зайцев.) Госоптехиздат, 1961.

Гидрогеохимическая карта западной части Средней Азии масштаба 1:1 500 000 (ред. Б. Б. Митгарц). Изд-во «Недра», 1965.

Гирицкий Н. К. К вопросу образования рассолов и их взаимодействие с водами морского генезиса. «Тр. лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», т. XVI, 1958.

Голева Г. А. Минеральные воды Восточных Карпат и Предкарпатья. В сб. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, 1960.

Голева Г. А. Йодо-бромные воды западных областей Украины. В сб. «Вопросы геохимии подз. вод». «Тр. ВСЕГИНГЕО», нов. серия, № 9, 1964.

Григорьев Н. А. Минеральные озера Северного Кавказа. «Тр. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа», вып. 10, 1962.

Гордеев Д. И. Основные этапы развития отечественной гидрогеологии. «Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. VII, 1954.

Губкин И. М. Учение о нефти. ОНТИ, 1937.

Гуревич М. С. Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах. В сб. «Мат-лы по региональной и поиск. гидрогеол.». «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 61, 1961.

Гуревич В. И. Распределение бора в породах и водах северной части Русской платформы. «Тр. Ин-та галургии», вып. 84, 1964.

Дерпгольц В. Ф. Принципы укрупненной естественной классификации природных вод Земли. «Советская геология», № 5, 1963.

Дерпгольц В. Ф. Гидросфера и хлор. В сб. «Литология и полезные ископаемые», Изд-во АН СССР, 1963.

Джибути С. С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. Изд-во АН СССР, 1962.

Дзенс-Литовский А. И., Толстухин Н. И. Краткая пояснительная записка к схематической карте природных минеральных вод СССР масштаба 1 : 10 000 000. Госгеолиздат, 1946.

Дзенс-Литовский А. И. Географические условия формирования соляных озер из рассолов м-ний ископаемых солей. «Тр. Лаб. озер АН СССР», т. X. Изд-во АН СССР, 1960.

Дружинин Н. Г., Кадыров В., Денисов П. В. Минеральные воды Киргизии. «Изв. Киргизского филиала АН СССР», вып. III—XIII, г. Фрунзе, 1954.

Егоров С. В. Основные закономерности динамики подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. В сб. «Мат-лы по региональн. и поиск. гидрогеол.» «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 101, 1963.

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максакова Э. М. О различной скорости фильтрации анионов и катионов при просачивании растворов через фильтры. «ДАН СССР», т. 141, № 1, 1961.

Жаймина Р. Е., Балабанова Л. В., Мун А. И. О химическом составе хлоркальциевых озер Центрального Казахстана. «Изв. АН Каз. ССР», вып. 2 (20), 1961.

Жеваго В. С., Кудрявцев Г. И. К вопросу о геотермических условиях Казахстана и перспективах использования термальных вод. «Тр. КазНИИМСа», вып. 3, 1960.

Заварзин Л. Г. Вертикальная химическая зональность регионально-трещинных вод Енисейского кряжа. В сб. «Мат-лы 4-го совещания по подз. водам Сибири и Дальнего Востока». Изд-во АН СССР, 1964.

Зайцев И. К. Принципы и методы составления гидрохимической карты СССР. Объяснительная записка к гидрохимической карте СССР. Госгеолтехиздат, 1958.

Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, 1940.

Зайцев И. К. Методика составления сводных гидрогеологических карт. Госгеолиздат, 1945.

Зайцев И. К., Гуревич М. С., Белякова Е. Е. Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока. «Тр. ВСЕГЕИ», 3, Госгеолтехиздат, 1956.

Зайцев И. К. К вопросу формирования подземных рассолов. «Инф. сб. ВСЕГЕИ». Госгеолтехиздат, 1956.

Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР. «Бюлл. ВСЕГЕИ», № 1, 1958.

Зайцев И. К. Основные закономерности распространения подземных вод на территории Азиатской части СССР в связи с изучением их режима и ресурсов. «Тр. III Всесоюзного гидрологического съезда», т. IX. Гидрометиздат, 1959.

Зайцев И. К. Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. серия, вып. 46, 1961.

Иванов В. В. О критериях оценки и обозначения лечебных вод. В сб. «Вопросы изучения курортных ресурсов СССР». Медгиз, 1955.

Иванов В. В. и Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. «Труды Центрального института курортологии и физиотерапии». Изд-во «Недра», 1964.

Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Карта подземных минеральных вод СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

Иванов В. В. Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. «Проблемы геотермии и практического использования тепла земли», т. II. Изд-во АН СССР, 1961.

Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. «Советская геология», № 6, 1945.

Игнатович Н. К. Гидрогеология Русской платформы. Госгеолиздат, 1948.

Иткина Е. С. Йод и бром в палеозойских отложениях некоторых нефтеносных р-нов Второго Баку. «Тр. Ин-та нефти АН СССР», 9, 1958.

Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. «Тр. ВНИИ», т. XVIII. Магадан, 1960.

Каменский Г. Н. Поиски и разведка подземных вод. Госгеолиздат, 1947.

Капченко Л. Н. О гипотезах концентрирования глубинных рассолов осадочной оболочки за счет удаления из растворов молекул воды. «Литоология и полезные ископ.», № 2, 1965.

Карнева А. Р. О формировании и распространении углекислых вод Забайкалья. В сб. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии, 1960.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1963.

Карцев А. А. и Вагин С. Б. Гидрогеология мезозойских отложений эпигерцинской платформы Предкавказья. В сб. «Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР», т. II. Изд-во «Недра», 1964.

Кашкай М. А. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Изд-во АзССР, Баку, 1952.

Керкис Е. Е. О влиянии удельного веса подземных вод на условия водообмена и формирования их химического состава. «Труды Лабор. гидрогеологич. проблем АН СССР», т. XVI, 1958.

Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. Изд-во «Наука», 1964.

Китык В. И. Условия образования соляных структур. АН Укр. ССР, Ин-т геологии горючих ископ. Изд-во АН Укр. ССР, 1963.

Ковалев В. Ф. Минеральные воды восточного склона Урала и Зауралья. «Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР», вып. 32. Свердловск, 1959.

Ковда В. А., Егоров В. В., Морозов А. Т. и Лебедев Ю. П. Закономерности процессов соленакопления в пустынях Арало-Каспийской низменности. «Тр. Почв. ин-та им. Докучаева», т. 44. Изд-во АН СССР, 1954.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1946.

Колодий В. В. Условия формирования глубинных хлоркальциевых рассолов юго-восточного Туркменистана. «Геол. нефти и газа», № 7, 1962.

Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. Моск. ин-т нефтехим. и газов. пром-сти, 1964.

Конторович А. Э. Редкие и рассеянные элементы в пластовых водах нефтеносных отл. Западно-Сибирск. низменности. «Литология и полезные ископ.», № 2, 1963.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го петрограф. совещ. Изд-во АН СССР, 1960.

Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений. «Тр. ВНИГРИ», вып. 191, Гостоптехиздат, 1962.

Кругликов Н. М. Гидрогеология северо-западного борта Западно-Сибирского артезианского бассейна. Изд-во «Недра», 1964.

Кузнецов А. И. Содержание брома и йода в каменной соли месторождений Юго-Западного Таджикистана. «Изв. АН Тадж. отд. геол.—хим. и техн.», нов. серия, № 1 (7), 1962.

Кулаков Н. В. Палеогидрогеологические условия формирования газонефтяных месторождений (на примере Саратовско-Волгоградского Поволжья). Изд-во «Недра», 1954.

Курлов М. Г. Классификация Сибирских целебных минеральных вод. Физиотерапевтический ин-т. Изд-во г. Томска, 1928.

Лебедев В. И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенеза. «Геохимия», № 6, 1967.

Левченко В. М., Кадыров В., Казиев К. Углекислые источники Киргизии среди других углекислых вод Советского Союза. «Тр. научно-практической конференции Научно-исследовательского ин-та курортологии и физиотерапии 1961 г.». Г. Фрунзе, 1961.

Линецкий В. Ф. Роль глин в формировании залежей нефти и газа. В сб. «Георетические вопросы нефтяной геологии». «Тр. Ин-та геологии полезн. ископ.», т. V. Изд-во АН Укр. ССР, 1962.

Линецкий В. Ф. Гидрогеологическое значение больших избыточных давлений в закрытых структурах. «Тр. 1-го Укр. гидрогеол. совещания», т. 1, 1961.

Ломтадзе В. Д. Условия выжимания воды и нефти из глин. «Зап. Ленинградского горн. ин-та», т. XXV, вып. II, 1951.

Любомиров Б. Н. Палеогеографические условия формирования нефтяных и газовых залежей Тимано-Печорской провинции. «Советская геология», № 11, 1963.

Маврицкий Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн. «Тр. Лаб. гидрогеологич. проблем», т. XXXIX. Изд-во АН СССР, 1962.

Маков К. И. К вопросу о путях формирования подземных вод Днепровско-Донецкой впадины «ДАН СССР», нов. серия, т. 46, № 9, 1944.

Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. «Тр. Лаб. гидрогеологич. пробл.», т. I. Изд-во АН СССР, 1948.

Макаренко Ф. А. Об источниках и величинах накопления солей Узбая. «Тр. Лаб. гидрогеологич. пробл.», т. XXX. Изд-во АН СССР, 1960.

Макаренко Ф. А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. В сб. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. II. Изд-во АН СССР, 1961.

Макаренко Ф. А. (отв. ред.). Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. Изд-во АН СССР, 1963.

Максимович Г. А. Пористость геосфер. ДАН СССР, т. 37, № 7—8, 1942.

Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз, 1955.

Максимов В. М. (ред.). Справочное руководство гидрогеолога. Гостоптехиздат, 1959.

Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1963.

Маркова А. П. Иод и бром в водах и рассолах территории БССР. «Тр. Ин-та геол. наук АН БССР», вып. 1, 1958.

Минкин Е. Л. О соотношениях пьезометрических уровней вод. гор. каменноугольных отложений Московского артезианского бассейна. «Разв. и охр. недр». № 4, 1961.

Михайлов Л. Е. Подземные воды Бухаро-Каршинского нефтегазоносного артезианского бассейна. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 84. Гостоптехиздат, 1962.

Мошкина И. А., Гордеева Г. И. К вопросу геохимии бора и лития в соляных озерах Кулундинской степи. «Изв. Сиб. отд. АН СССР», № 3, сер. хим., нов. серия, вып. 1, 1964.

Мун А. И., Базилевич З. А. Под в поверхностных рассолах и водах Центрального Казахстана. «Геохимия», № 5, 1963.

Мухин Ю. В. О гидрогеологической роли глинистых отложений. В сб. «Вопросы геохимии нефтегазоносных областей». Гостоптехиздат, 1962.

Мухин Ю. В. Процесс уплотнения глинистых осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Мятлев А. Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. «Изв. АН СССР», № 9, 1947.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Николаев В. И. и Лепешков И. Н. Бромные равновесия Индерского озера в связи с вопросом о пределе накоплений брома в сильвинитовых щелочах. В сб. «Калий», № 9, 1936.

Никитин Н. М. Условия накопления отложений галогенных формаций центральной части южного крыла Подмосковного бассейна и их практическое значение в народном хозяйстве. Ленинградский горн. ин-т (ротацинт), 1964.

Новик-Качан В. П. К вопросу о формировании глубинных хлоридных рассолов. «Сов. геология», № 3, 1964.

Оглиенко В. С. Распределение брома в каменной соли Ангаро-Ленского соляного бассейна и возможность нахождения калийных солей. «Геохимия», № 8, 1959.

Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. «БМОИП», т. XXXII, вып. 5, 1957.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, 1963.

Овчинников А. М. Условия формирования месторождений углекислых вод. В кн. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Центр. ин-та курорт. и физиотерапии, 1960.

Овчинников А. М., Рогов Г. М., Соломко Л. А. Новая область развития углекислых минеральных вод в Кузнецком бассейне. «Известия высш. уч. завед.». «Геология и разведка», 1964, № 11.

Овчинников Л. Н. и Шур А. С. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры. «Тр. 4-го совещ. по эксперимент. минерал. и петрографии», вып. 2, 1953.

Овчинников Л. Н. и Шур А. С. Исследование инфильтрации растворов под давлением. «Тр. Ин-та геол. рудн. местор., петрограф., минерал. и геохимии АН СССР», вып. 6, 1956.

Павлов А. Н., Шемякин В. Н. Опыт геохимической классификации природных вод. «Геохимия», № 12, 1967.

Палей П. Н. О генезисе глубинных рассолов. «Тр. Лаб. гидрогеол. проблем», т. III, 1948.

Пантелеев Е. Н. Терсинские углекислые воды в Кемеровской области. «Информационно-методические материалы», вып. IV, 1961.

Пантелеев И. Л. Эссентукские соляно-щелочные воды в системе кавказских минеральных вод. Изд-во АН СССР, 1963.

Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. Изд-во АН СССР, 1937.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. АН СССР. Изд-во «Наука», 1966.

Питьева К. Е. Об источнике бора, брома, лития, стронция в подземных водах девона и карбона нижнего Поволжья. «Вестн. МГУ», № 4, 1965.

Питьева К. Е. Основы региональной геохимии подземных вод. Изд-во МГУ, 1969.

Плотников Н. А. Подо-бромные воды Украины. «Тр. Первого Украинского гидрогеологического совещания», т. I. Вопросы гидрогеологии. Изд-во АН Укр. ССР, Киев, 1961.

Плотников Н. А. Подо-бромные воды и их месторождения. «Тр. МГРИ», т. XXXV. Гидрогеология и инженерная геология. Госгеолтехиздат, 1959.

Покровский В. А. Геотермические условия подземных вод на территории Европейской части СССР. Вопросы гидрогеол. и гидротерм. «Тр. Лабор. гидрогеол. проблем», т. XLII. Изд-во АН СССР, 1962.

Полак Л. С. Закономерность изменения пористости и плотности осадочных пород с глубиной их залегания. «Тр. Ин-та нефти АН Каз. ССР», т. 1, 1956.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. Изд-во АН СССР, 1955.

Посохов Е. В. Теория метаморфизации природных вод и генезис глубинных рассолов хлор-кальциевого типа. «Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та», т. 128, 1962.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод (основные факторы). Гидрометиздат, 1966.

Приклонский В. А. Некоторые закономерности формирования грунтовых вод в засушливых областях. «Тр. Лаб. гидрогеологич. пробл.», т. 1. Изд-во АН СССР, 1948.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 5, 1956.

Пушкина З. Е. К геохимии поровых вод четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия. «ДАН СССР», 148, № 4, 1963.

Распопов М. П. Природные рассолы Прикаспийской впадины. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 61, 1961.

Распопов М. П. Особенности формирования промышленных рассолов солянокупольных областей (на примере Прикаспийской впадины). «Мат-лы научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии». Ереван, 1963.

Самарина В. С. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Изд-во ЛГУ, 1963.

Самойлов Я. В. Химический состав Цехштейнового моря. «Изв. Росс. АН», 6-я серия, т. 15, 1921.

Самойлов О. Я. и Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 9, 1957.

Седелник Г. С., Ефименко Л. С., Соловьев В. К. и др. Получение калийных солей при испарении каро-богазской рапы в озере № 5. «Изв. АН Туркм. ССР», № 3, 1958.

Селиванов Л. С. Геохимия и биохимия рассеянного брома. «Тр. Биогеохимич. лабораторий АН СССР», т. VIII, 1946.

Седелник Г. С., Лазарев А. И. Бром в рассолах Кара-Богаз-Гола. «Неорган. химия», № 1, 1964.

Семихатов А. Н. О гидрогеологических циклах. «ДАН СССР», нов. серия, т. 56, № 6, 1947.

Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод Северо-Востока Русской платформы и Западного склона Урала. «Тр. Лаб. гидрогеологич. проблем». Изд-во АН СССР, т. IV, 1948.

Силин-Бекчурин А. И. Условия формирования соленых вод в аридных зонах Земли. В сб. «Проблема засоления почв и водных источников». Изд-во АН СССР, 1960.

Славянов Н. Н. (отв. ред.). Термы и газы Тянь-Шаня. Изд-во АН СССР, 1938.

Славянова Л. В. Минеральные и промышленные воды Волго-Уральской области. Госгеолтехиздат, 1963.

Славянова Л. В. и Галицын М. С. Бром, йод и стронций в подземных водах Прикаспийской впадины и прилегающих к ней районов. В сб. «Вопросы геохимии подзем. вод». «Тр. ВСЕГИНГЕО», нов. серия, № 9, изд-во «Недра», 1964.

Соколовский Л. Г. Иодо-бромные воды Туркменской ССР. «Изв. АН Туркм. ССР», серия физико-техн., химических и геологич. наук, № 1, 1964.

Спиро Н. С., Вовк В. Г. Пути изменения солевого состава мирового океана. В сб. по геохимии осадочных пород. «Тр. НИИГА», т. 119, вып. 2. Госгостехиздат, 1961.

Страхов Н. М. Проблема распределения и накопления основных химических компонентов в осадках современных и древних водоёмов. «Мат-лы совещ. по осадоч. породам», вып. 1, 1952.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III, Госгеолтехиздат, 1962.

Султанходжаев А. И. Подземные воды юрских отложений Ферганской депрессии. В сб. «Проблемы геологии и подземных ископаемых Узбекистана». Изд-во «Наука», Узб. ССР, 1965.

Сухарев Г. М. Воды нефтяных и газовых месторождений Восточного Предкавказья. Грозоблиздат, 1947.

Сухарев Г. М. Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазоносной области и Нижнего Поволжья. Госгостехиздат, 1954.

Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений СССР. Изд-во Главной редакц. горно-топливной литературы, 1935.

Сулин В. А. Условия образования основы классификации и состав природных вод. Изд-во АН СССР, 1948.

Тамошнюнас Л. М. К вопросу о распределении брома в цехштейновой каменной соли Южной Прибалтики и его геологической интерпретации. «Вопросы геол. Литвы». Ин-т геол. и геогр. АН Литовской ССР. Вильнюс, 1963.

Ткачук В. Г. и Толстихин Н. И. (редакторы). Минеральные воды южной части Восточной Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Ткачук В. Г. и Толстихин Н. И. Типизация лечебных минеральных вод Сибири. В сб. «Минеральные воды Восточной Сибири». Изд-во АН СССР, 1963.

Токарев Н. С. Перемещение климатических зон в настоящее время и в геологическом прошлом и их влияние на химизм подземных вод. «Тр. Новочеркасского политехн. ин-та», т. 156. Новочеркасск, 1964.

Толстихин Н. И. Климатическая зональность артезианских вод (на примере СССР). «Записки Ленинградского горн. ин-та», т. XXIX, вып. 2, 1953.

Толстихин Н. И. и Дзеньс-Литовский А. И. Подземные воды соляных месторождений. «Тр. Лаб. гидрогеологич. проблем», т. III. Изд-во АН СССР, 1948.

Толстой М. П. Геологические условия формирования минерализованных подземных вод и их номенклатура. В сб. «Гидрохимич. материалы», т. 24. Госгеолиздат, 1955.

Толстой М. П. Геологические обстановки формирования подземных вод. «Изв. Тимирязевской с.-х. академии», сер. геол., вып. 6 (25), 1953.

Торгованова В. В. и др. Воды и газы палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1960.

Тхостов Б. А. Начальные пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Гостоптехиздат, 1960.

Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. Изд-во АН СССР, 1956.

Хасанов А. С. Значение атмосферных вод в процессе формирования солевого состава подземных вод. ДАН Уз. ССР, № 3, 1961.

Ходьков А. Е. О формировании подземных вод седиментационного происхождения и геохимической роли миграции. «Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии», вып. XXXV, 1959.

Ходьков А. Е. О динамике подземных вод уплотняющихся морских осадочных толщ и ее структурообразующей роли. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 12, 1962.

Чихелидзе С. С. Минеральные воды. В сб. «Природные ресурсы Грузинской ССР», т. III. Изд-во АН СССР, 1961.

Шагоянц С. А. Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. Госгеолтехиздат, 1959.

Шагоянц С. А. Типы горизонтальной и вертикальной зональности артезианских вод в бассейнах различных структур и факторы, определяющие их. «Тр. 1-го Укр. гидрогеол. совещ.» Изд-во АН Укр. ССР, 1961.

Шишкина О. В., Павлова Г. А. Распределение йода в морских и океанических илах и иловых водах. «Геохимия», № 6, 1965.

Щербаков А. В. Основные палеогидрохимические черты Большого Донбасса. В сб. «Геохимия подземн. вод некоторых р-нов Европ. части СССР». Изд-во АН СССР, 1963.

Щербаков А. В. Основные закономерности распределения и формирования подзем. мин. вод в Зап. Туркмении. В сб. «Вопросы гидрогеол. и инж. геол.» вып. 14. Госгеолтехиздат, 1956.

Щербаков А. В. Палеогидрогеологические условия формирования и разрушения железорудных месторождений Криворожско-Кременчугского басс. «Вопросы гидрогеол. и инж. геол.», сб. 14. «Тр. ВСЕГИНГЕО», 1954.

Эпштейн В. В. Современное состояние классификации минеральных озер по химическому составу их рапы. В кн. «Гидрогеологический сборник № 1». «Тр. Горно-геологического ин-та», вып. 48. Свердловск, 1950.

Яковлев Б. М. Закономерности распределения нефтяных и газовых залежей в Западно-Кубанском прогибе в связи с гидрогеол. условиями. В сб. «Условия образования нефтяных и газовых месторождений ряда нефтеносн. обл. СССР». Изд. ВИННИГИ, 1963.

Якушев В. П., Смирнова Н. В. Результаты экспериментальных исследований по уплотнению и цементации песчаных коллекторов. Изд-во АН СССР, 1964.

Янгельгард В. Поровое пространство осадочных пород. Перевод с немецкого. Изд-во «Недра». 1964.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
I. Введение . . . . .	3
Справка о монографическом описании минеральных вод СССР . . . . .	3
Изученность минеральных вод СССР . . . . .	4
Уточнение некоторых понятий и терминов . . . . .	7
II. Региональные закономерности распространения минеральных вод на территории СССР . . . . .	18
Основные гидрогеологические структуры СССР . . . . .	18
Артезианские области и бассейны . . . . .	18
Гидрогеологические складчатые области . . . . .	84
Некоторые характерные черты гидрохимической зональности гидрогеологических структур СССР . . . . .	105
Широтная (географическая) зональность подземных вод . . . . .	105
Вертикальная (геологическая) зональность подземных вод . . . . .	108
Зависимость гидрохимической зональности от некоторых физико-географических и геологических факторов . . . . .	116
Закономерности распространения бромных, йодных и калиевых подземных вод . . . . .	118
Гидротермические условия гидрогеологических структур СССР (гидротермическая зональность) . . . . .	120
Артезианские области и бассейны . . . . .	122
Гидрогеологические складчатые области . . . . .	127
Гидротермическая и гидрохимическая зональности . . . . .	131
Гидродинамическая зональность артезианских бассейнов . . . . .	132
Гидродинамика и водоупоры . . . . .	135
Гидростатическое и геостатическое давления . . . . .	138
Основные типы артезианских бассейнов по гидродинамическим условиям . . . . .	154
Гидродинамика и гидрохимическая зональность артезианских бассейнов . . . . .	155
III. Формирование соленых и рассольных вод . . . . .	158
Формирование запасов и минерализация подземных соленых и рассольных вод . . . . .	158
Формирование химического состава рассолов . . . . .	173
Формирование натриевых, кальциевых и магниевых соленых и рассольных вод . . . . .	173
Формирование бромных и калиевых рассольных вод . . . . .	189
Формирование йодных вод . . . . .	196
Основные закономерности распространения минеральных промышленных вод на территории СССР . . . . .	198
IV. Типизация минеральных лечебных вод и закономерности их распространения . . . . .	202
Принципы типизации минеральных лечебных вод . . . . .	202
Группы и типы минеральных вод . . . . .	202
I группа — углекислые минеральные воды . . . . .	202
II группа — азотные термы . . . . .	216
III группа — минеральные воды артезианских бассейнов . . . . .	224
IV группа — сероводородные воды гидрогеологических массивов . . . . .	249
V группа — апровинциальные минеральные воды . . . . .	249
Типы минеральных озер . . . . .	253
Первая группа озер . . . . .	253
Вторая группа озер . . . . .	256
Третья группа озер . . . . .	256
Закономерности залегания месторождений минеральных лечебных вод . . . . .	257
Характеристика провинций минеральных лечебных вод СССР . . . . .	259
Первая провинция лечебных вод . . . . .	260
Вторая провинция лечебных вод . . . . .	264
Третья провинция лечебных вод . . . . .	267
V. Заключение . . . . .	269
VI. Список литературы . . . . .	272

ВСЕГЕИ  
ЗАЙЦЕВ ИВАН КИРЕЕВИЧ  
ТОЛСТИХИН НЕСТОР ИВАНОВИЧ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРА-  
НЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МИ-  
НЕРАЛЬНЫХ (ПРОМЫШЛЕННЫХ  
И ЛЕЧЕБНЫХ) ПОДЗЕМНЫХ ВОД  
НА ТЕРРИТОРИИ СССР.

Редактор издательства В. С. Пота-  
пов. Техн. редактор Л. Г. Лав-  
рентьева.

Корректор М. В. Дроздова

Сдано в набор 20/VIII 1971 г. Подписано в  
печать 14/IV 1972 г. Т-07604. Формат  
70 × 108 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 19,75 с 5 вкл. Усл. печ.  
л. 27,65. Уч.-изд. л. 28,20. Бумага № 1.  
Индекс 3-4-1. Заказ 1-1884/10732-2 Тираж  
1000 экз. Цена 2 р. 96 к.  
Издательство «Недра». Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.

---

Типоофсетная фабрика «Коммунист» Ко-  
митета по печати при Совете Министров  
УССР. Харьков, ул. Энгельса, 11.

2 руб. 96 коп.

374

НЕДРА • 1972