

И.К.Зайцев

ГИДРО- ГЕОХИМИЯ СССР



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986

УДК 556.3 : 550.4(47+57)

Зайцев И. К. Гидрогеохимия СССР.— Л.: Недра, 1986.— 239 с.

Приведены закономерности распространения и формирования скоплений подземных вод разной степени минерализации, химического состава и температуры в различных типах гидрогеологических структур. Показана роль структурно-тектонических, формационных, гидрогеодинамических, термобарических условий в формировании скоплений подземных вод. Рассмотрено значение подземных вод разных зон как полезного ископаемого, используемого для разнообразных хозяйственных целей, и как фактора миграции химических элементов в литосфере. Дан критический анализ ряда основных гипотез формирования химического состава подземных вод в структурах разного типа.

Для научных работников — гидрогеологов, гидрогеохимиков, геохимиков, геологов различного профиля. Табл. 30, ил. 3, список лит. 78 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук В. А. Кирюхин (ЛГИ им. Г. В. Плеханова)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время существует обширная литература, в которой рассматриваются разные вопросы, связанные с выяснением региональных закономерностей распространения и формирования подземных вод (ПВ) разной степени минерализации и различного химического состава как в отдельных гидрогеологических структурах, регионах, так и на всей территории СССР. Особенно много таких публикаций появилось в последние 30—40 лет в связи с широким изучением ПВ как полезного ископаемого, пригодного для различных хозяйственных целей: для водоснабжения и орошения (пресные воды), для бальнеологии и получения промышленно ценных химических элементов (минеральные воды), для теплоэнергетики (термальные воды), а также для использования ПВ в качестве поискового критерия на другие полезные ископаемые (жидкие, газообразные, твердые). Оценка качества ПВ как полезного ископаемого потребовала в свою очередь изучения степени их минерализации, химического состава, температуры, а также закономерностей распространения в недрах Земли.

Полученные в результате этого данные нашли то или иное обобщение и освещение в многочисленных публикациях (статьях, докладах, монографиях), а также на картах разного масштаба и содержания как отдельных регионов, так и всей территории СССР, что способствовало выяснению общих закономерностей распространения и формирования ПВ разного типа. Особенно большая роль в этом отношении принадлежит обзорным гидрогеологическим и гидрогеохимическим картам СССР в масштабе 1:10 000 000—1:2 500 000 [17, 19, 20, 21] и очеркам по гидрогеохимии отдельных регионов [18, 29, 55, 62 и др.].

Перечисленные выше карты и очерки составлены и написаны под научным руководством автора следующими лицами: по европейской части СССР М. Н. Авчинниковой, С. В. Егоровым, В. М. Морозовым, Н. И. Сырицей; по Кавказу и Предкавказью Г. И. Пустоваловой и М. П. Распоповым; по Казахстану и республикам Средней Азии Е. Е. Беляковой, В. М. Тарасовым; по Западной Сибири Л. Г. Учителевой; по Алтае-Саянской области А. В. Зуевым; по Восточной Сибири и Дальнему Востоку Е. А. Басковым, В. А. Кирюхиным, Г. И. Климовым, Н. А. Петровой, С. Н. Суриковым; по арктическим областям Я. В. Неизвестновым, Н. И. Обидиным. Данные названных исследователей послужили основой тех обобщений, которые изложены в настоящей книге. Эти исследователи по существу являются соавторами табл. 1—8 и рис. 1—3, представленных в данной работе. Кроме того, автор широко использовал данные из работ, как приведенных в списке литературы, так и упомянутых в тексте.

Несмотря на наличие в настоящее время очень большого количества фактических данных, изученность СССР в гидрогеохимическом отношении в общем слабая. Гидрогеохимия горно-складчатых областей изучена, как правило, значительно хуже платформенных, особенно слабо исследованы арктические области. В пределах платформ наиболее изучены (и на большую глубину) ПВ нефтегазоносных бассейнов благодаря глубокому разведочному бурению на нефть и газ. Структуры, не перспективные на названные полезные ископаемые, остаются слабоизученными в гидрогеохимическом отношении, особенно на значительной глубине. О гидрогеохимии таких структур приходится судить по аналогии с наиболее исследованными структурами, а не на основании фактических данных.

В последние годы появилось несколько книг, в которых обстоятельно рассмотрены вопросы общей гидрогеохимии, процессы и факторы формирования химического состава ПВ [8, 23, 35, 44, 56, 62, 63, 66]. Наряду с этим в них уделено недостаточное внимание региональной гидрогеохимии. Настоящая книга, наоборот, посвящена в основном региональной гидрогеохимии. Вопросы же общей гидрогеохимии в ней более или менее детально рассматриваются только в том случае, если они носят дискуссионный характер и если трактовка их в литературе не согласуется с выявленными региональными гидрогеохимическими закономерностями или противоречит новейшим фактическим данным. Автор не ставил перед собой задачу осветить все вопросы и проблемы региональной гидрогеохимии (сделать это невозможно в одной книге небольшого объема), но надеется, что основные из них им рассмотрены на уровне современной изученности.

Автор благодарен профессору В. А. Кирюхину, сделавшему ряд полезных замечаний при рецензировании книги, и Е. А. Баскову — руководителю отдела гидрогеохимии ВСЕГЕИ — за систематическую помощь в подготовке работы по изданию.

**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
СТРУКТУРЫ
И ПРИНЦИПЫ
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО
РАЙОНИРОВАНИЯ**

Разработка принципов и методов гидрогеологического районирования началась вместе с выявлением закономерностей распространения ПВ. Эти принципы и методы не оставались постоянными и довольно существенно изменялись на разных этапах развития региональной гидрогеологии, что нашло отражение в обширной и разнообразной гидрогеологической литературе, посвященной районированию грунтовых, а затем и артезианских вод [Отоцкий П. В., 1906 г.; Пригоровский М. М., 1922 г.; Ильин В. С., 1923 г., 1925 г.; Семихатов А. Н., 1925 г.; Козырев А. А., 1927 г.; Попов В. С. и др., 1930 г.; Терлецкий Б. К., 1932 г.; Бутов П. И. и др., 1932 г.; Васильевский М. М., 1936 г., 1938 г.; Зайцев И. К., 1945 г., 1947 г., 1959 г.; Игнатович Н. К., 1947 г.; Толстихин Н. И., 1947 г.; Каменский Г. Н., Толстихин Н. И., Толстихина М. М., 1957 г.; Овчинников А. М., 1960 г., 1961 г.; Зайцев И. К., Толстихин Н. И., 1963 г., 1971 г.; Куделин Б. И., Маринов Н. А., Попов О. В., 1966 г.; Маринов Н. А., 1975 г.; Роговская И. В., 1976 г., 1981 г.; Караванов К. П., 1977 г.; Пиннекер Е. В., 1977 г., 1981 г.; Толстихин Н. И., Кирюхин В. А., 1978 г., и др.].

Анализ работ (как названных авторов, так и других) показывает, что необходимо различать общее и специализированное гидрогеологическое районирование [30]. К первому относится районирование, предусматривающее выделение естественных гидрогеологических участков (частей) поверхности и недр

Земли (геологического пространства), характеризующихся общностью (одинаковостью) закономерностей распространения и формирования ПВ, а ко второму — выделение частей геологического пространства, обладающих общностью условий и возможностей использования ПВ для каких-либо определенных хозяйственных мероприятий. Принципы и методы обоих типов районирования различны.

В предлагаемой читателям работе рассмотрено только общее гидрогеологическое районирование. В настоящее время имеются два принципиально различных подхода к общему гидрогеологическому районированию, один из которых давно уже получил в литературе название «структурно-гидрогеологического», а другой можно назвать «гидрологическим». Структурно-гидрогеологический принцип районирования, использованный вначале в работах М. М. Васильевского [1937 г., 1939 г.], позднее получил развитие в работах Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева [30, 31] и других, а гидрологический — наиболее полно использован в работах Б. К. Терлецкого [1932 г.], Н. А. Маринова [15, 53], Б. И. Куделина [1960 г.] и других авторов.

Сторонники структурно-гидрогеологического принципа районирования считают, что гидрогеологические структуры разного типа имеют разную историю формирования, определяющую в конечном итоге закономерности распространения и формирования в их пределах скоплений ПВ разного характера, и поэтому должны быть положены в основу общего гидрогеологического районирования. При этом под гидрогеологической структурой понимается геолого-тектоническая структура (или ее часть), характеризующаяся господствующим распространением определенных типов и классов скоплений ПВ, связанных в единую зональную (гидродинамическую, гидрогеохимическую, гидрогеотермическую) систему. Следовательно, гидрогеологический район — часть геологического пространства, занятая гидрогеологической структурой (или структурами) определенного типа.

Сторонники гидрологического принципа полагают, что главными признаками для выделения гидрогеологических районов служат характер взаимосвязи и направленность стока подземных и поверхностных вод. Поэтому бассейны стока этих вод они приравнивают к гидрографическим бассейнам, границы которых проводят по орографическим водоразделам, не считаясь с границами и гидрогеологией геологических структур, определяющих закономерности распространения ПВ не только близ и на поверхности Земли, но и на большой глубине.

В настоящее время наиболее широко гидрогеологи используют структурно-гидрогеологический принцип районирования [31], хотя некоторые из основных терминов и понятий, предложенных основоположниками этого принципа районирования, и не находят общего признания, даже среди сторонников самого принципа [34, 57, 58, и др.]. Так, Е. В. Пиннекер [57] предложил взамен широко используемых многими исследователями терминов «гидрогеологи-

ческая структура», «артезианский бассейн», «массив трещинно-жильных подземных вод» (гидрогеологический массив) термин «резервуары подземных вод» преимущественно пластовых и преимущественно трещинно-жильных. Однако вряд ли можно согласиться с тем, что предложенное им понятие «резервуар подземных вод» более удачно, чем понятие «гидрогеологическая структура». Резервуаром может быть названо любое вместилище воды, начиная от отдельного слоя пород или водоносной трещины до артезианского бассейна, тогда как термин «гидрогеологическая структура» может быть применен только к участку земной коры, имеющему определенную геолого-тектоническую структуру, состоящую из системы разных резервуаров, объединенных общностью геологической и гидрогеологической истории развития и определенными закономерностями распространения ПВ.

Однако несмотря на некоторые разногласия, главным образом терминологического характера, все сторонники структурно-гидрогеологического принципа районирования выделяют два основных типа структур: преимущественно пластовых (артезианские бассейны) и преимущественно трещинно-жильных (гидрогеологические массивы) скоплений ПВ, впервые предложенные в 1963 г. И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным.

Принципы гидрогеологического районирования и типизации гидрогеологических структур, принятые в настоящей работе, кратко изложены ниже. Они представляют собой дальнейшее уточнение и развитие принципов структурно-гидрогеологического районирования, сравнительно детально изложенных в работе Н. И. Толстихина и В. А. Кирюхина [1978 г.].

КЛАССИФИКАЦИЯ СКОПЛЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД — ОСНОВА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ТИПИЗАЦИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В литосфере существуют свободные (гравитационные) и связанные (физически и химически) ПВ. Основным предметом изучения гидрогеологии являются закономерности распространения и формирования в литосфере скоплений и месторождений * свободных ПВ, количество и качество, возможности использования, способы извлечения из недр Земли, охраны и восполнения их в недрах. Связанные (физически и химически) ПВ, так же как и наземные воды (гидросферы, биосферы, атмосферы), несомненно, имеют для гидрогеологов большое значение, но только как источники питания скоплений свободных вод. Только свободные воды могут об-

* Под скоплениями ПВ подразумеваются свободные воды, заполняющие пустоты в горных породах, а под месторождениями — скопления свободных ПВ определенного количества и качества на оконтуренном участке, ресурсы которых могут обеспечить экономически целесообразное использование их для осуществления запроектированных хозяйственных мероприятий.

разовать в литосфере скопления и месторождения, имеющие практическое значение: в одних случаях как скопления полезного ископаемого, используемого для разных целей (водоснабжения, орошения, бальнеологии, теплоэнергетики, извлечения промышленно ценных химических элементов), в других — как скопления, осложняющие некоторые виды практической деятельности людей, связанные главным образом с созданием подземных инженерных сооружений и осушением заболоченных земель.

Закономерности распространения и формирования скоплений и месторождений ПВ определяются взаимодействием многих геологических и физико-географических факторов, существенно изменяющихся на разных этапах геологической истории развития соответствующих участков земной коры. Задача гидрогеологического районирования заключается в выделении таких участков (гидрогеологических структур), которые характеризуются более или менее одинаковыми (или разными) закономерностями распространения и формирования скоплений ПВ.

Возможная глубина распространения свободных подземных вод

Среди многих факторов, определяющих закономерности распространения и формирования ПВ, решающее значение имеют термобарические условия, характер и степень пустотности (пористость, трещиноватость, кавернозность) пород. От этих факторов зависит возможность образования и существования скоплений ПВ.

Термобарические условия определяют глубину возможного распространения свободной воды в жидком состоянии, о чем в последние годы писали многие гидрогеологи и геологи [Штенберг А. А., 1962 г.; Ходьков А. Е. и Валуконис Г. Б., 1968 г.; Кононов В. И. и Ильин В. А., 1971 г.; Богомолов Г. В., Кудельский А. В. и Колодий В. В., 1973 г.; Лялько В. И. и др., 1979 г.; Щербаков А. В., 1980 г.; Ланге О. К. и Плотников Н. И., 1980 г.]. Во всех названных и многих других работах, посвященных рассматриваемому вопросу, мнения о возможной глубине распространения в литосфере жидких вод более или менее одинаковы. Эта глубина определяется температурой около 374 °С для пресных вод и 425—450 °С для слабых рассолов, что соответствует глубине, близкой к 12—15 км, если в основу определения этих глубин положить геотермический градиент около 30 °С/км. При более высокой температуре вода переходит в парообразное состояние, а при температуре 600—700 °С (т. е. на глубине 20—23 км при том же геотермическом градиенте) вода распадается на гидроксильные группы. Приведенные выше температуры встречаются на разной глубине, что зависит от геотермического градиента, который изменяется в широких пределах в разных геологических структурах. В работе [51], например, распространение жидких вод ограничивается следующими глубинами, км, с учетом геотермических градиентов, свойственных разным структурам: до 8—10 — в обла-

стях проявления современного вулканизма, до 15—20 — в структурах мезозойского, до 20—25 — в структурах палеозойского и до 30—35 — в структурах допалеозойского возраста.

Н. И. Хитаров [1976 г.] на основании экспериментальных данных допускает возможность существования жидких ПВ на глубине до 30 км, а возможно, и больше. В работе В. И. Кононова и В. А. Ильина [1971 г.] приведены несколько иные цифры. Эти авторы выделяют несколько гидрофизических зон: верхняя зона твердых вод (в области многолетней мерзлоты) — мощностью до 1 км, температура 0—15 °С; затем идет зона жидких структурированных вод мощностью от 8 до 80 км в разных геологических структурах. Глубже находятся гидрофизические зоны, в пределах которых жидкая вода отсутствует. Мощность зоны жидких вод, км, в разных структурах ориентировочно составляет: в островных дугах 8, в синклинальных и миогеосинклинальных поясах 14—15, в складчатых зонах 23—25, в краевых прогибах 27, на щитах древних платформ 80.

Существуют и другие предположения. Если учесть, что геотермические градиенты в разных структурах обычно равны 23—50 °С/км, то можно ориентировочно считать, что глубина распространения жидких вод в большинстве структур не превышает 8—25 км, а глубже находятся преимущественно парогазовые смеси. Приведенные цифры основаны главным образом на данных экспериментальных и на данных о геотермических градиентах, полученных по буровым скважинам, глубина которых не превышает 5—8 км. Для больших глубин соответствующие наблюдения отсутствуют. Предположение о том, что глубже 25 км встречаются преимущественно парогазовые смеси, отчасти подтверждается (по крайней мере для некоторых впадин мезозойско-кайнозойского возраста) данными изучения грязевых вулканов. Так, в работе М. И. Субботы и В. А. Строгонова [1980 г.] указано, что при сильных извержениях грязевых вулканов, корни которых опущены на глубину 10—15 км, на поверхность выбрасываются огромные массы метана и слабовлажной породы, но почти совсем не выделяется вода. На распространение жидких ПВ в структурах допалеозойского возраста (плиты древних платформ) на глубине 30—35 км указано в работе В. И. Лялько и др. [51]. По мнению же В. И. Кононова и В. А. Ильина [1971 г.], встретить ПВ на глубине до 80 км вряд ли возможно, особенно воды слабой минерализации. В последние годы появились данные, свидетельствующие о том, что в таких структурах геотермические градиенты могут быть существенно больше тех, которые допускались раньше, например до бурения сверхглубокой скважины на Кольском полуострове [Кольская сверхглубокая, 1984 г.].

Другим весьма существенным фактором, определяющим закономерности распространения ПВ в литосфере, являются степень и характер пустотности пород, глубина распространения пустотности в свою очередь обусловлена многими факторами, но прежде всего степенью литификации пород. Чем меньше литифицированы

породы, тем больше (при равных прочих условиях) в них пустотность, представленная преимущественно пористостью, измеряемой десятками процентов (стадии седиментогенеза и диагенеза), и наоборот, чем больше литифицированы породы, тем меньше их пустотность, главным образом трещинная, которая уменьшается до единиц и долей процента (стадии позднего метагенеза и начальные региональный метаморфизма).

По степени и характеру пустотности горные породы можно условно подразделить на две существенно различные группы: 1) осадочные и вулканогенно-осадочные, сравнительно слаболитифицированные и дислоцированные (стадии диагенеза и раннего катагенеза); 2) изверженные и осадочные, сильнолитифицированные (различные стадии позднего катагенеза, метагенеза и регионального метаморфизма) и дислоцированные. В первой группе пород ведущая роль принадлежит пористой пустотности, а во второй — трещинной. Породы первой группы слагают (преимущественно) чехлы платформ и разного рода межгорных и внутригорных впадин, а второй — фундаменты названных структур и горно-складчатые массивы.

Степень пустотности пород и закономерности ее изменения на больших глубинах названных структур изучены еще слабо, особенно в горно-складчатых массивах. Сравнительно лучше исследована степень пустотности пород, слагающих чехлы платформ и впадин, благодаря пробуренным в этих структурах глубоким скважинам на нефть и экспериментальным работам, выполненным разными исследователями с целью выяснения нефтегазоносности этих структур. Результатам этих работ посвящена многочисленная литература [Прошляков Б. К., 1960 г.; Вассоевич Н. Б., 1960 г., 1967 г., и др.; Байдюк Б. В. и др., 1963 г., 1968 г.; Добрынин В. М., 1968 г.; Васильев Ю. М., 1972 г.; Алиев А. И., Керимова А. А., 1974 г.; Павлова Н. Н. и др., 1975 г.; Минский Н. А., 1979 г.; Максимов С. П., Лоджевская М. И., 1980 г. и др.], где приведены разнообразные данные, позволяющие утверждать, что глубина распространения, характер и степень пустотности пород в разных типах структур (и даже в структурах одинакового типа) весьма различны и зависят от степени литификации, состава и возраста пород, термобарических условий, тектоно-магматической деятельности, гидрогеохимических и других факторов, свойственных той или иной структуре.

Как известно, чехлы платформ и впадин сложены преимущественно разнообразными глинистыми, песчаными и карбонатными породами, среди которых преобладают глинистые (до 60—65 %). Названные породы по мере увеличения глубины залегания и, следовательно, давления уплотняются, но в разной степени, что зависит от многих факторов.

Интересные данные об уменьшении пористости пород Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна с ростом глубины залегания их приведены в работе Н. Е. Митина, В. С. Котова, М. А. Шаулова и др. [1978 г.]. На каждый 1 км увеличения глу-

бины (до 5 км) пористость пород, %, снижается следующим образом:

Песчаники и алевролиты майкопской свиты	5,0
Глина и аргиллиты той же свиты	4,0
Алевролиты кумской свиты	7,0
Глины и аргиллиты той же свиты	6,0
Известняки и мергели верхнего мела	5,7
Песчаники и алевролиты нижнего мела	3,6
То же, верхней юры	2,8
То же, нижней юры	2,2
Аргиллиты нижней юры	1,3

Приведенные данные позволяют предполагать, что пустотность названных пород должна приблизиться к нулевой на глубине, близкой к 5—7 км, и только у юрских песчаников — на глубине около 9 км.

Данные, близкие к приведенным выше, можно найти у других исследователей по другим нефтегазоносным бассейнам. Так, в работе Б. В. Байдюка и др. [1968 г.] указано, что пористость девонских песчаников Ишимбаевского района, извлеченных с глубины 1706—3271 м, снижается с 8 до 5 %. По мнению авторов, эти песчаники утратили бы свои коллекторские свойства, если бы погрузились на глубину 8 км. По данным тех же авторов, песчаники рифея уже на глубине около 4—5 км имеют пористость около 2 %. Ю. М. Васильев [1972 г.] на основании изучения пористости пород Прикаспийской впадины (Аралсорская и другие скважины) указывает, что на глубине 3000—3600 м глины переходят в аргиллиты, пористость которых уменьшается примерно на 1,5—2 % на каждый километр увеличения глубины залегания их. Названный автор допускает, что пористость этих пород снижается до нулевых значений на глубине около 9 км. В. С. Литвин [1965 г.] в результате изучения коллекторских свойств пород Днепровско-Донецкой впадины установил, что пустотность грубозернистых их разностей уменьшается на каждый километр глубины в среднем на 2—3, а песчано-алевритовых пород — на 7—9 %.

Суммировав приведенные, а также имеющиеся в литературе данные [Вассоевича Н. Б., 1960 г.; Прошлякова Б. К., 1960 г.; Любомирова Б. Н., 1962 г.; Добрынина В. М. и Литвина В. С., 1965 г.; Байдюка Б. В. и др., 1968 г.; Митина Н. Е. и др., 1978 г.; Холодова В. Н., 1983 г. и многих других], отметим, что гранулярная пустотность (пористость) глинистых пород в разных нефтегазоносных бассейнах уменьшается до единиц и даже до десятых долей процента на глубинах, близких к 4—6 км, а песчаных — на глубине 7—8 км. Наряду с данными, указывающими на закономерное уменьшение пустотности пород по мере увеличения глубины залегания их, в литературе имеются указания, что уменьшение пустотности пород происходит только до определенных глубин. Терригенные породы при уменьшении пористости до нулевых и близких к этому значений теряют способность к уплот-

нению, а с ростом давления начинают растрескиваться, что приводит к разуплотнению их, к появлению вторичной (трещинной) пустотности. По мнению Н. Н. Павловой [1975 г.], вторичная пустотность песчано-алевролитовых пород в условиях, соответствующих глубинам 5—10 км, составляет единицы процентов, но ее наличие создает благоприятные условия для развития процессов выщелачивания и растворения пород. Р. С. Копыстянский [1978 г.], ссылаясь на данные сверхглубокого бурения в США, указывает на улучшение коллекторских свойств карбонатных пород на глубинах 4500—9500 м, но уже за счет растворения их горячими водами, движущимися по трещинам. Отмечается, что вторичная пустотность пород на больших глубинах может увеличиваться также в результате перехода одних минералов в другие, например монтмориллонита в гидрослюда [Минский Н. А., 1979 г. и др.].

Р. С. Копыстянский [1978 г.] на основании экспериментального изучения закономерностей изменения пустотности пород Карпатской складчатой области условно выделяет три зоны пустотности: 1) до глубины 5—6 км, для которой характерны как поровая (гранулярная), так и трещинная пустотность; 2) в пределах глубин 6—8 км, где трещинная пустотность, вероятно, уменьшается до нулевых значений и остается преимущественно поровая; 3) глубже 8—9 км господствует трещинная пустотность, а поровая уменьшается до нулевых значений. Эти закономерности, вероятно, в какой-то степени свойственны и другим структурам, сложенным сравнительно слаболитифицированными породами.

Приведенные выше данные относятся к характеристике пустотности пород, еще не утративших осадочного облика, слагающих чехлы платформ и впадин. Сведения же о закономерностях изменения на больших глубинах пустотности метаморфических, изверженных и сильнометаморфизованных осадочных пород, слагающих фундаменты впадин и горно-складчатые массивы, имеют ориентировочный характер. Можно говорить уверенно только о том, что эти глубины зависят от генезиса трещин, характера пород и истории развития геологических структур.

У гидрогеологов принято различать две основные системы трещиноватости: региональную и локальную. Первая включает трещины выветривания, литогенетические и другие, распространенные преимущественно в верхней части разреза геологических структур, сложенных массивными породами. Глубина эффективного обводнения этой трещиноватости изменяется в широких пределах, но преимущественно не превышает 100—200 м. В карбонатных закарстованных породах она может быть значительно больше.

Локальная трещиноватость включает крупные тектонические разломы (трансструктурные и др.). О глубине ее распространения имеются разрозненные отрывочные данные. Так, в работе В. Д. Безроднова [1979 г.] указывается, что сверхглубокая скважина, пробуренная на Кольском полуострове в Печенгском синклинии, вскрыла обводненные трещиноватые зоны на глубине 1200, 4565—4925 и 6170—7680 м в метаморфических сланцах

среднего протерозоя и гранито-гнейсах верхнего архея, пористость которых вне трещиноватых зон 0,4—0,6 %. По данным Б. В. Аниимова, Л. М. Зоркина и др. [1979 г.], скважина, пробуренная на Татарском своде Русской платформы, вскрыла породы фундамента архейско-протерозойского возраста, залегающие под чехлом на глубине 1884—5099 м от поверхности фундамента. Водоносные породы представлены гранит-пироксеновыми катаклазированными гнейсами и гранито-гнейсами. Вода получена из трещин, встреченных на глубине 3360—3380, 4446—4493 и 4703—5029 м.

Можно указать также на наличие в пределах горно-складчатых массивов многочисленных термальных источников, вытекающих из разных магматических, метаморфических и других пород на отметках до нескольких сотен метров над уровнем моря. Судя по температуре, вода этих источников поднимается с глубин, находящихся ниже уровня моря, м: в массивах Дальнего Востока 410—1100, Бурятии 300—2100, Читинской области 700—1300. Приведенные цифры следует рассматривать в качестве минимальных, так как для расчета были использованы температура воды на выходе источников на поверхность и средние геотермические градиенты 30 °С/км. При геотермическом градиенте 25 °С/км, весьма вероятном для названных областей, возможная глубина циркуляции воды некоторых источников увеличится (как минимум) до 3 км ниже уровня моря, а с учетом высоты выхода их на поверхность — до 3,5—4,0 км от поверхности земли.

В. А. Толубеев [1982 г.] для выяснения глубин циркуляции вод азотных терм Байкальской рифтовой зоны использовал гидрогеохимические данные (гидрогеохимические геотермометры) и пришел к выводу, что глубина разных источников находится в пределах 1,4—6,3, а в среднем для региона — 3,9 км, причем из 53 обработанных им источников вода 23 формируется на глубине свыше 4 км, в том числе 7 — свыше 5 км.

Источники, несомненно, связаны с локальной трещиноватостью. Дебиты некоторых из них измеряются многими (иногда десятками) литрами в секунду, что указывает на значительную водопроницаемость локальной трещиноватости на названных глубинах.

Другие сведения о пустотности на больших глубинах пород, слагающих горно-складчатые массивы, в нашем распоряжении отсутствуют. Можно лишь указать, что пористость этих пород измеряется единицами и десятками долями процента, что вряд ли может обеспечить возможность более или менее значительных скоплений воды. В этих структурах господствует трещинная пустотность, региональная в верхней части разреза и локальная на глубине. На участках, сложенных карбонатными породами, существенное значение наряду с трещинной приобретает кавернозная пустотность, которая формируется в результате выщелачивания пород нисходящими холодными водами в верхней части разреза и восходящими термальными на больших глубинах.

Вопрос о максимальной глубине распространения в горно-складчатых массивах водопроницаемой трещиноватости изучен не-

достаточно. Можно говорить уверенно только о том, что эта глубина в различных породах и структурах разная. Некоторые исследователи считают, что она может достигать десятков километров. Так, В. А. Ханин [1979 г.], опираясь на экспериментальные данные, указывает, что в аргиллитах трещины начинают смыкаться при давлении, соответствующем глубине 4—6 км, и полностью исчезают на глубине 10—12 км. Однако в песчано-алевролитовых породах Предкарпатского прогиба, по мнению названного автора, трещины полностью не смыкаются при давлении, соответствующем глубинам до 16 км. При решении вопроса о возможной глубине распространения трещиноватости горных пород следует учитывать данные, имеющиеся в работах по горному давлению, которые указывают на то, что на определенной глубине и при достаточно высокой температуре породы приобретают пластичность, ограничивающую возможность сохранения проницаемой трещиноватости. Так, по экспериментальным данным, приведенным в работе Г. И. Ширко [75], критическая глубина перехода обводненных осадочных пород в пластичное состояние составляет, км: для каменной соли 2,3—4,7; для известняков 4,06—5,4; для песчано-глинистого сланца 13,1—17,5; для глинистого сланца 15,3—19,7; для мрамора 9,34—13,1; для доломита 13,1—17,5. Эти данные показывают, что отдельные виды горных пород в благоприятных условиях могут сохранить трещиноватость до глубины 15—20 км. Однако объем такой трещиноватости и ее флюидопроницаемость не изучены. Можно предполагать, что то и другое вряд ли достигает больших значений. Исключение могут представлять только крупные тектонические разломы-растяжения, уходящие в глубину на десятки и сотни километров, такие как разломы, к которым приурочены действующие вулканы. Однако подобные разломы имели и имеют локальное распространение.

Суммировав данные, имеющиеся в литературе по рассматриваемому вопросу, можно высказать предположение, что глубина распространения региональной пустотности горных пород не превышает ту, на которой вода по термобарическим условиям может существовать в жидком состоянии, т. е. она близка к 15—20 км. Но и на этой глубине вряд ли могут находиться более или менее значительные скопления свободных вод, так как пустотность пород и сечение отдельных пор и трещин приближаются к нулевым значениям на меньших глубинах, достигающих первого десятка километров.

Пустотность горных пород — основной признак классификации скоплений подземных вод

Глубина, формы и закономерности распространения скоплений ПВ в литосфере определяются наличием, характером, закономерностями распространения и формами пустотности горных пород. Следовательно, характер пустотности горных пород может быть

положен в основу классификации скоплений и месторождений ПВ.

Классификацию скоплений ПВ по указанному признаку разрабатывали многие гидрогеологи [Мейнцер О. Е., 1923 г.; Жирмунский А. М. и Козырев А. А., 1928 г.; Личков Б. Л., 1928 г.; Саваренский Б. П., 1935 г., 1939 г.; Славянов Н. Н., 1935 г.; Овчинников А. М., 1948 г.; Сулин В. А., 1948 г., и др.], но наиболее детально она рассмотрена в работах И. К. Зайцева [1946 г., 1948 г., 1961 г.]. В последних предусмотрено разделение скоплений ПВ на два основных типа: а) пластовые и б) трещинно-жилые.

Пластовые скопления ПВ характерны для осадочных слоистых, недислоцированных или слабодислоцированных и сравнительно слаболитифицированных пород, в которых основные закономерности распространения ПВ определяются характером напластования и литологическим составом пород. В этом типе с учетом характера пустотности пород выделяют три класса скоплений: порово-пластовые, трещинно-пластовые и карстово-пластовые (кавернозно-пластовые) — с несколькими подклассами переходного характера, такими как порово-трещинно-пластовые, трещинно-карстово-пластовые. Кроме того, в классе порово-пластовых скоплений различают подклассы, приуроченные к породам преимущественно четвертичного возраста: аллювиальным, пролювиальным (конусы выноса), флювиогляциальным, ледниковым, эоловым, а также, возможно, к другим, обладающим специфическими сложением и обводнением, что определяется генезисом этих отложений.

Класс порово-пластовых скоплений ПВ и его подклассы характерны для рыхлых или слабосцементированных пород; порово-трещинно-пластовых — для сравнительно сильносцементированных, вода в которых распространена как по порам, так и по трещинам; трещинно-пластовых — для сильносцементированных и уплотненных пород, обводненных в основном по трещинам, на закономерности распространения которых существенно влияет слоистость пород; карстово-трещинно-пластовых — для пород преимущественно карбонатных, обводнение которых существенно определяется закарстованностью и трещиноватостью.

Трещинно-жилые скопления ПВ характерны для изверженных, метаморфических, сильнометаморфизованных и дислоцированных осадочных и вулканогенных пород, распространение вод в которых обусловлено в основном наличием трещин разного генезиса. Этот тип скоплений ПВ подразделяется на три основных класса: регионально-трещинные, т. е. скопления, связанные в основном с трещинами выветривания и диагенетическими, отчасти тектоническими, распространенными более или менее равномерно в верхней части массивов, сложенных названными выше породами; локально-трещинные (или жилые), приуроченные к тектоническим разломам и зонам тектонического дробления пород; трещинно-кавернозные (трещинно-карстовые), связанные с массивами дислоцированных закарстованных пород.

Кроме названных двух основных типов скоплений ПВ (пластовых и трещинно-жильных) выделяют два подтипа, занимающие промежуточное положение между основными типами, а именно: пластово-трещинных скоплений (но не трещинно-пластовых) и покровных порово-трещинных. К первым относятся скопления, приуроченные преимущественно к осадочным, реже к эффузивным сильнометаморфизованным и дислоцированным породам, распространение воды в которых происходит по трещинам разного генезиса, но на закономерности расположения и характер трещин еще существенно влияют первоначальная слоистость и литологический состав пород.

Во второй подтип входят скопления ПВ, связанные с туфолововыми толщами, сформировавшимися в результате вулканических излияний, преимущественно кайнозойского возраста, в которых распространение ПВ определяется разными степенью и характером трещиноватости и пористости («ноздреватости») различных лавовых покровов и потоков, чередующихся с туфами, реже с другими осадочными породами.

В области распространения многолетней мерзлоты в качестве особых форм выделяют надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные формы соответствующих подразделений скоплений ПВ.

Названные выше типы, подтипы, классы, подклассы и особые формы скоплений ПВ образовались на разных этапах истории развития геолого-тектонических структур и соответствуют разным стадиям литификации пород: седиментогенеза и диагенеза — порово-пластовые и порово-трещинные пластовые; катагенеза — преимущественно трещинно-пластовые; позднего катагенеза и метабенеза — преимущественно пластово-трещинные; регионального метаморфизма — преимущественно регионально- и локально-трещинные; гипергенеза — регионально-трещинные зоны выветривания, карстово-пластовые и трещинно-карстовые, порово-трещинные.

Можно вполне согласиться с Н. И. Толстихиным и В. А. Кирюхиным [1978 г.], которые подчеркивают, что в процессе развития гидрогеологических структур в результате литификации пород происходит переход одного класса ПВ в другой.

Намечается такая последовательность смены одних классов ПВ другими по мере увеличения степени литификации пород: порово-пластовые, трещинно-порово-пластовые, трещинно-пластовые, пластово-трещинные, трещинно-жильные. В карбонатных слаболитифицированных породах формируются трещинно-карстово-пластовые, а в сильнолитифицированных — трещинно-карстовые скопления. Порово-трещинно-покровные ПВ характерны для вулканогенно-осадочных пород областей проявления молодой вулканической деятельности, преимущественно неоген-четвертичной. В более древних вулканогенных отложениях господствуют трещинно-жильные скопления ПВ, как и в других массивных породах (сильнометаморфизованных осадочных, изверженных, метаморфических).

Скопления подземных вод — основа типизации гидрогеологических структур и гидрогеологического районирования

Изложенная выше классификация скоплений ПВ принята нами в качестве основы типизации гидрогеологических структур. Ведь гидрогеологическая структура — это геолого-тектоническая структура (или ее часть), характеризующаяся прежде всего господствующим распространением определенных типов и классов скоплений ПВ, а гидрогеологический район — это участок земной коры, в пределах которого развиты гидрогеологические структуры определенного типа.

С учетом господствующего распространения основных типов и подтипов скоплений ПВ выделяют два типа гидрогеологических структур: 1) структуры преимущественно с пластовыми скоплениями ПВ и 2) структуры преимущественно с трещинно-жильными скоплениями. Первые отождествляются с понятием «артезианские» структуры (бассейны пластовых ПВ), а вторые — с понятием «массивы трещинно-жильных вод» или «гидрогеологические массивы».

Основные гидрогеологические структуры

Артезианские структуры. В тектоническом отношении они представляют собой синеклизы, мульды, впадины, прогибы, а в геоморфологическом — равнины, в разной степени расчлененные эрозией. В гидрогеологическом отношении для них характерно наличие чехла и фундамента. Чехол сложен слоистыми сравнительно слабодислоцированными, преимущественно осадочными, реже вулканогенными породами, в которых господствуют пластовые скопления ПВ. Фундамент представлен изверженными, метаморфическими или осадочными сильно метаморфизованными и дислоцированными породами, в которых господствуют трещинно-жильные или пластово-трещинные скопления ПВ. Чехол образует верхний гидрогеологический этаж артезианских структур, а фундамент — нижний. Наличие чехла и фундамента, резко различающихся по характеру водоносности, — наиболее характерная особенность артезианских структур.

Вопросы расчленения разреза чехла и фундамента (гидрогеологическая стратификация) разработаны еще недостаточно, во многом дискуссионны, хотя им и посвящено много статей [Рябенков А. С., 1959 г.; Антыпко Б. Е., 1980 г.; Куликов Т. В., 1982 г. и др.; Фролов Н. М., 1981 г., 1982 г. и др.]. В настоящей работе автор использует схему гидрогеологической стратификации, опубликованную им в 1971 г. [31].

Чехол артезианской структуры состоит из водоносных (и водоупорных) пластов, горизонтов, комплексов, ярусов. В качестве элементарной таксономической единицы гидрогеологического разреза чехла следует считать по общему признанию водонос-

ный (или водоупорный) пласт, сравнительно однородный по литологическому составу и степени литификации пород, что определяет коллекторские и другие гидрогеологические особенности последних. Таксономической единицей более крупного порядка является водоносный горизонт, представляющий собой совокупность водоносных пластов, более или менее сходных в фациально-литологическом и гидрогеологическом отношении, последовательно и согласно залегающих в том или ином интервале гидрогеологического разреза, имеющих единую гидравлическую поверхность для всей совокупности пластов, образующих водоносный горизонт.

Водоносный горизонт отделяется от других водоносных горизонтов водоупорными или сравнительно водоупорными породами, более или менее выдержанными, определяющими затрудненную связь с другими водоносными горизонтами, обладающими иной гидростатической или пьезометрической поверхностью, или породами, различающимися только существенно иным характером и степенью обводнения.

Более крупным стратификационным элементом чехла артезианской структуры является водоносный комплекс, т. е. толща пород, представляющая собой совокупность водоносных горизонтов, близких по типу скоплений ПВ, и занимающая определенное стратиграфическое положение.

Еще более крупной таксономической единицей расчленения гидрогеологического разреза чехлов артезианских структур служит водоносный ярус, т. е. часть гидрогеологического разреза, объединяющая породы определенных структурно-тектонических ярусов, претерпевших разное число фаз складчатости и обладающих разной степенью дислоцированности и литификации пород, их слагающих, и, следовательно, характеризующихся приуроченностью к ним разных классов скоплений ПВ. В большинстве случаев, чем древнее водоносный ярус, тем большее влияние на водоносность его оказывает трещиноватость пород, а меньшее пористость и слоистость их. В кайнозойских частях разрезов чехлов обычно господствуют порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления ПВ: в мезозойских — порово-трещинно-пластовые, трещинно-пластовые и трещинно-кавернозно-пластовые; в верхне- и среднепалеозойских — трещинно-пластовые и трещинно-кавернозно-пластовые; в нижнепалеозойских и верхнепротерозойских — трещинно-пластовые, трещинно-кавернозно-пластовые и пластово-трещинные.

Фундаменты артезианских структур характеризует наличие зон трещинно-жильных ПВ, их комплексов и ярусов. Причем в фундаментах бассейнов в пределах древних платформ отчетливо выделяют только один гидрогеологический ярус — преимущественно трещинно-жильных скоплений ПВ, а в пределах молодых платформ — ярус преимущественно пластово-трещинных и трещинно-жильных скоплений, приуроченный к породам палеозойского возраста, и ярус преимущественно трещинно-жильных скоплений,

связанный с породами допалеозойского возраста. В отдельных частях фундамента молодых платформ довольно часто имеет место промежуточный ярус — преимущественно пластово-трещинных скоплений ПВ, приуроченный к породам раннемезозойского возраста, о чем подробнее будет сказано ниже.

Наличие гидрогеологических этажей (чехла и фундамента), ярусов, водоносных комплексов, горизонтов и пластов, зон трещиноватости свойственно всем артезианским структурам, но характер их расположения в разных структурах существенно неодинаков, что влияет на общие гидрогеологические закономерности, свойственные соответствующим структурам. С учетом этих различий принято выделять следующие классы артезианских структур: артезианские бассейны, артезианские своды и артезианские склоны.

Артезианские бассейны — наиболее распространенный класс артезианских структур. Это — различного рода тектонические прогибы и впадины, для которых характерно увеличение мощности чехла от приподнятых частей, чаще всего периферических, к наиболее погруженным (центральным) частям. В соответствии с этим подземный сток в верхней части разреза чехла артезианских бассейнов обычно направлен от наиболее приподнятых частей (области питания) к наиболее глубоким эрозионным врезам (артезианский гидрогеологический режим), а в нижней части разреза достаточно глубоких бассейнов (мощность чехла больше 3—4 км) — из наиболее погруженных частей по восстанию пластов и по тектоническим разломам к поверхности земли (элизионный гидродинамический режим).

Для артезианского бассейна характерно (в общем случае) наличие трех гидродинамических зон: 1) свободного водообмена, 2) затрудненного водообмена, 3) весьма затрудненного водообмена (застойного водного режима по Н. К. Игнатовичу). Две верхние зоны образуют верхний гидродинамический этаж, а третья (нижняя) формирует нижний [31]. В недостаточно глубоких артезианских бассейнах нижний гидродинамический этаж отсутствует или выражен нечетливо. В очень глубоких бассейнах (мощность чехла больше 6—7 км) некоторые гидрогеологи выделяют зону «термобарического водного режима» [Богомолов Г. В., Колодий В. В., Кудельский А. В., 1973 г.], для которой характерно восходящее движение ПВ, преимущественно по тектоническим трещинам.

Режим верхнего гидродинамического этажа формируется главным образом под влиянием физико-географических и геологических факторов (климата, рельефа поверхности, формы залегания водоносных и водоупорных пород), а нижнего — в основном геологических факторов (геостатического и тектонического давления, изменения степени пустотности пород, термобарических условий и др.). Особенности гидродинамического режима различных частей разреза артезианских бассейнов определяют условия питания и гидрогеохимические особенности скоплений ПВ на раз-

ных глубинах, что будет рассмотрено в последующих разделах книги.

С учетом гидрогеологических особенностей, обусловленных геологической историей формирования артезианских бассейнов, последние подразделяют на платформенные и орогенные. Среди платформенных выделяют бассейны, приуроченные: 1) к синеклизам и другим обширным сравнительно пологим прогибам (бассейны синеклиз); 2) к антеклизам с мощным (до нескольких километров) чехлом (бассейны антеклиз); 3) к авлакогенам (бассейны авлакогенов); 4) к предгорным и передовым прогибам (предгорные бассейны). Названные платформенные бассейны различаются прежде всего структурой и мощностью чехлов, что существенно влияет и на их гидрогеологические особенности (условия формирования ПВ, гидродинамическую, гидрохимическую и гидротермальную зональность).

К орогенным относят бассейны, образование которых тесно связано с формированием горно-складчатых сооружений. Среди них можно выделить бассейны, приуроченные: 1) к межгорным и внутригорным впадинам (межгорные бассейны); 2) к синклинальным и другим мульдобразным структурам, расположенным на склонах и сводах горно-складчатых сооружений (нагорные бассейны).

Выше перечислены основные формы артезианских структур, т. е. бассейны преимущественно пластовых ПВ. Кроме них некоторыми исследователями к типу структур преимущественно пластовых ПВ относятся артезианские своды и артезианские склоны [Егоров С. В., 1973 г.; Овчинников А. М., 1963 г.].

Артезианские своды — это структуры, расположенные в пределах платформ, но приуроченные к крупным тектоническим поднятиям: сводам, валам и т. п., в пределах которых фундамент платформ существенно приподнят, а чехол имеет значительно меньшую мощность по сравнению с мощностью чехла прилегающих синеклизных или авлакогенных бассейнов. Причем мощность чехла таких структур возрастает в направлении от центральных частей свода к периферическим. В соответствии с этим в пределах артезианских сводов сток ПВ, так же как и поверхностных, направлен от центральных наиболее приподнятых частей к периферическим. Причем разгрузка ПВ в таких случаях происходит в основном по тектоническим разломам, которые обычно отделяют артезианские своды от прилегающих бассейнов. Примером могут служить Воронежский и Литовско-Белорусский артезианские своды. Вследствие указанных особенностей строения чехла и гидродинамических условий артезианские своды существенно отличаются от артезианских бассейнов и по гидродинамическим параметрам приближаются к гидрогеологическим массивам, но в отличие от последних имеют сравнительно мощный чехол, к которому приурочены пластовые ПВ.

Артезианские своды распространены ограниченно. Впервые они были описаны С. В. Егоровым [1973 г.], но они близки к

тем, которые выделялись М. М. Васильевским [1937 г.] под названием «гидрогеологические провинции», т. е. к структурам, приуроченным к валам, горстам и другим поднятиям фундаментов.

Некоторые гидрогеологи, например Н. И. Толстухин, не выделяют своды в качестве самостоятельных гидрогеологических структур, а рассматривают их как структуры, к которым приурочены внутренние области питания соседних артезианских бассейнов, границы которых проводятся в этом случае по осевым наиболее приподнятым частям сводов. Однако в последние годы достаточно определенно установлено, что по крайней мере некоторые своды нельзя рассматривать в качестве внутренних областей питания прилегающих артезианских бассейнов, вследствие того что сток ПВ со склонов таких сводов выклинивается по тектоническим разломам, отграничивающим артезианские своды от артезианских бассейнов, и не поступает в водоносные горизонты последних, даже тех, которые расположены в верхней гидродинамической зоне. Именно на этом основании С. В. Егоровым были выделены названные выше артезианские своды на Русской платформе. По-видимому, может существовать дифференцированный подход к отнесению поднятий фундамента платформ в особые гидрогеологические структуры. В тех случаях, когда по мощности породы чехла на поднятиях мало отличаются от пород чехла прилегающих впадин и когда поднятия не отграничены от впадин разломами, границу между соседними бассейнами целесообразно проводить по осевым частям поднятий, рассматривая последние в качестве внутренних областей питания прилегающих артезианских бассейнов.

Артезианские склоны — это моноклинальные структуры, располагающиеся на склонах горно-складчатых сооружений, сложенные осадочными породами, в которых преобладают пластовые ПВ. Характерной особенностью этих структур является то, что слагающие их толщи сравнительно круто погружаются на большую глубину в прилегающие предгорные бассейны. Причем переток ПВ из первых во вторые весьма ограничен, так как названные структуры (склоны и бассейны) обычно разделены разломами, по которым и происходит основная разгрузка ПВ артезианских склонов. К таким структурам были отнесены А. М. Овчинниковым [1963 г.] северные склоны Большого Кавказа, сложенные породами мелового и палеогенового возраста.

Выделение артезианских склонов и артезианских сводов в самостоятельные структуры в значительной мере условно. Оно, очевидно, оправданно только в тех случаях, когда есть доказательства, что они, будучи отделены тектоническими разломами от прилегающих бассейнов, не являются областями питания последних.

Массивы трещинно-жильных скоплений подземных вод (гидрогеологические массивы). В тектоническом и геоморфологическом отношении они представляют собой горно-складчатые сооружения, возвышающиеся над прилегающими равнинами, сложенные

преимущественно сильнодислоцированными и метаморфизованными осадочными, метаморфическими и изверженными породами, в которых вода распространяется преимущественно по трещинам разного генезиса. Первичная слоистость и пористость осадочных и осадочно-вулканогенных пород на закономерности распространения воды в этих структурах существенного влияния не оказывают. Пластовые ПВ в гидрогеологических массивах имеют явно подчиненное значение. Они приурочены преимущественно к породам четвертичного возраста и представлены подклассами порово-пластовых скоплений в аллювиальных, пролювиальных, флювиогляциальных и других отложениях, покрывающих сравнительно тонким и прерывистым чехлом более древние трещиноватые породы.

Основой стратификационного расчленения гидрогеологического разреза этих массивов, в отличие от бассейнов, являются не водоносный пласт, горизонт, комплекс, а зоны региональной трещиноватости и их комплексы, приуроченные к комплексам пород, близких по генезису, степени метаморфизации, литолого-петрографическому составу, а следовательно, степени и характеру трещиноватости, таких как гранитоиды, метаморфические сланцы, метаморфизованные терригенные или вулканогенные породы, известняки и др.

Глубина региональной трещиноватости, эффективной в отношении водообильности, обычно не превышает первые сотни метров (от поверхности трещиноватых пород). Региональная трещиноватость пересекается тектоническими трещинами (локальная трещиноватость) и приуроченными к ним зонами тектонического дробления пород, которые бывают обводнены на глубину многих сотен, а иногда и тысяч метров (трещинно-жильные скопления ПВ). Причем в гидрогеологических массивах, так же как и в артезианских структурах, характер и степень трещиноватости (особенно региональной) и ее роль в обводнении пород тем больше, а слоистости и пористости тем меньше, чем древнее складчатые сооружения. С учетом этого и в гидрогеологических массивах могут быть выделены гидрогеологические ярусы, в основном соответствующие структурно-тектоническим ярусам, сформировавшимся в разные фазы складчатости.

Для гидрогеологических массивов наиболее характерны следующие водоносные ярусы: а) преимущественно регионально-трещинных и жильных скоплений ПВ в допалеозойских и нижнепалеозойских породах; б) преимущественно трещинно-жильных, трещинно-кавернозных и пластово-трещинных скоплений ПВ в палеозойских и мезозойских породах; в) преимущественно трещинно-жильных, пластово-трещинных, реже трещинно-пластовых, трещинно-кавернозно-пластовых и порово-трещинно-пластовых скоплений ПВ в мезозойско-кайнозойских породах.

Одни гидрогеологические массивы являются одноярусными, например массивы в пределах щитов древних платформ, сложенные породами архейского и протерозойского возраста, другие — двухъ-

или трехъярусными, в пределах палеозойских (герциниды) и мезозойско-кайнозойских (альпиды) складчатых систем. В некоторых складчатых системах геологи выделяют значительно больше структурно-тектонических ярусов, которые, однако, не имеют существенных отличий по степени литификации слагающих их пород и характеру господствующих скоплений ПВ. Поэтому вряд ли целесообразно рассматривать каждый структурно-тектонический ярус в качестве водоносного. Так, например, на щитах древних платформ геологи выделяют несколько структурно-тектонических ярусов в пределах архейской и нижнепротерозойской частей геологического разреза. Однако по господствующим типам скоплений ПВ они различаются незначительно. Но верхнепротерозойские породы обычно уже существенно иные по сравнению с нижнепротерозойскими и архейскими.

Изложенное показывает, что гидрогеологические массивы отличаются от артезианских структур следующими признаками: 1) господством трещинно-жильных, а не пластовых скоплений ПВ; 2) преимущественно одноэтажным строением. Чехол или отсутствует, или представлен прерывающейся толщей осадочных отложений небольшой мощности (десятки — сотни метров) преимущественно четвертичного, реже мезозойско-кайнозойского возраста; 3) формой рельефа — это всегда горно-складчатые сооружения, возвышающиеся над прилегающими равнинами, в пределах которых расположены артезианские структуры; 4) направленностью стока ПВ от центральных, наиболее возвышенных частей к периферическим, пониженным. Сток формируется под влиянием дренирующего воздействия гидрографической сети, поэтому в гидродинамическом отношении каждый гидрогеологический массив представляет собой систему сравнительно мелких бассейнов трещинно-жильных (регионально-трещинных, локально-трещинных, трещинно-карстовых и др.) скоплений ПВ. Эти бассейны в пределах массивов обычно, как и гидрологические бассейны, разобщены один от другого и соединяются только в пределах межгорных артезианских бассейнов, разделяющих гидрогеологические массивы. Следовательно, вряд ли можно согласиться с теми авторами, которые пытаются заменить понятие «гидрогеологический массив» (т. е. массив трещинно-жильных ПВ) понятием «бассейн трещинно-жильных ПВ», так как последние всегда представляют собой только часть гидрогеологического массива.

Гидрогеологический массив — это система бассейнов стока, приуроченных к речным бассейнам, но объединенных общностью геологической истории развития данного горно-складчатого сооружения. Кроме того, понятие «бассейн» в данном случае может относиться только к ПВ зоны региональной трещиноватости, тогда как гидродинамика, а также гидрогеохимия и гидрогеотермика жильных (локально-трещинных) ПВ массивов характеризуются другими закономерностями.

Вулканогенные супербассейны и супермассивы [31, 34]. Представляют собой гидрогеологические структуры, сложенные в ос-

новном вулканогенно-осадочными породами, к которым приурочены порово-трещинно-покровные скопления ПВ. Эти структуры обычно перекрывают структуры другого типа (бассейны, массивы и др.). Супербассейны примыкают к разного рода эрозионным и тектоническим впадинам (перекрытым долинам рек, озерным котловинам, грабенам, прогибам), а супермассивы — к вулканическим конусам и другим вулканогенным структурам, приближающимся по характеру рельефа к гидрогеологическим массивам. Гидрогеологические особенности вулканогенных суперструктур нередко очень сложны и еще недостаточно изучены. Своеобразие их состоит в резкой изменчивости всех гидрогеологических параметров (гидрогеотермики, гидрогеохимии и др.) и водных свойств, особенно в кайнозойских и современных вулканогенных суперструктурах, как по простиранию, так и по вертикали (на глубину). Другая особенность этих структур заключается в том, что они перекрывают структуры другого типа, в большинстве случаев артезианские бассейны, например Путоранское вулканическое плато в Восточной Сибири (вулканогенный супермассив) перекрывает значительную часть Тунгусского артезианского бассейна, сложенного в основном палеозойскими и отчасти триасовыми породами, а под Армянским вулканическим нагорьем расположен ряд артезианских бассейнов, представленных неогеновыми и более древними породами.

Общие черты гидрогеологии вулканогенных суперструктур описаны в работе Н. И. Толстихина и В. А. Кирюхина [1978 г.], однако эти авторы все вулканогенные суперструктуры относят к типу бассейнов, с чем вряд ли можно согласиться, так как вулканические конусы не могут называться бассейнами по тем же причинам, по каким гидрогеологические массивы не могут называться артезианскими бассейнами.

Гидрогеологические структуры переходного характера. Выше рассмотрены основные наиболее распространенные типы гидрогеологических структур, но наряду с ними существуют и другие, занимающие промежуточное положение в классификационной схеме, приближающиеся по одним признакам к бассейнам, а по другим к массивам. Они получили в литературе названия «адартезианских бассейнов» и «гидрогеологических адмассивов» [30, 31, 34].

Адартезианские бассейны — это структуры, близкие к артезианским бассейнам («ад» — близкий, синоним «суб»), но отличающиеся от типичных артезианских структур господствующим распространением пластово-трещинных скоплений ПВ при наличии трещинно-пластовых и трещинно-жильных. К ним относятся, например, синклинальные складки и мульды верхнего структурного яруса палеозойских складчатых сооружений Центрального Казахстана (Джезказганский, Карагандинский адартезианские бассейны в пределах каменноугольных и девонских отложений). В последнее время к адартезианским бассейнам стали относить некоторые межгорные бассейны Восточной Сибири [Сте-

панов В. М., 1979 г.], Минусинский и Кузбасский бассейны в пределах каменноугольных и девонских отложений [31]. По-видимому, к адартезианским следует отнести и некоторые бассейны Сибирской платформы (например, Ангара-Ленский), сложенные нижнепалеозойскими и верхнепротерозойскими породами. Для таких структур гидрогеологическое значение как слоистости, так и трещиноватости настолько равноценно, что трудно, а подчас и невозможно отдать предпочтение слоистости или трещиноватости.

Основными особенностями адартезианских бассейнов являются: 1) мутьдообразное (синклинальное) строение; 2) слоистость пород, позволяющая выделить более и менее водоносные горизонты и комплексы; 3) значительная трещиноватость, объединяющая все водоносные горизонты в единую гидравлически связанную систему пластово-трещинных вод; 4) трещиноватость, которая, будучи неравномерно распределенной, определяет основные пути движения вод и неоднородную водообильность водоносных слоев одного и того же литологического состава; 5) сильная литификация пород, приближающая их к породам массивов; 6) сравнительно слаборасчлененный рельеф, сходный с рельефом поверхности артезианских бассейнов (волнистые или всхолмленные равнины).

Гидрогеологические адмассивы отличаются от адартезианских структур тем, что представляют собой горно-складчатые сооружения, по характеру рельефа возвышенности, сильно расчлененные эрозией, приближающиеся по этому признаку к гидрогеологическим массивам. В геолого-тектоническом отношении они обычно соответствуют верхнему структурному ярусу складчатых сооружений, вследствие чего в их пределах господствуют пластово-трещинные и трещинно-жильные ПВ, часто широко распространены трещинно-пластовые и трещинно-кавернозные. Таким образом, если адартезианские структуры можно рассматривать в качестве подтипа артезианских структур, то адмассивы — в качестве подтипа гидрогеологических массивов.

К особому типу гидрогеологических структур некоторые гидрогеологи [Степанов В. М., 1979 г.] относят также региональные тектонические разломы, характеризующиеся своеобразными гидрогеологическими параметрами. По-видимому, это обоснованно, но только в тех случаях, если разломы имеют большую протяженность и отделяют гидрогеологические массивы от артезианских или адартезианских бассейнов, а не располагаются в границах отдельных названных структур. В последнем случае нет оснований для выделения тектонических разломов в качестве гидрогеологических структур того же таксономического порядка, как бассейны и массивы, к которым они приурочены. Разломы, расположенные в пределах бассейна или массива, являются частью этих структур.

Заканчивая изложение принципов типизации гидрогеологических структур, отметим, что перечисленные выше типы и подтипы этих структур, приуроченные к областям распространения мно-

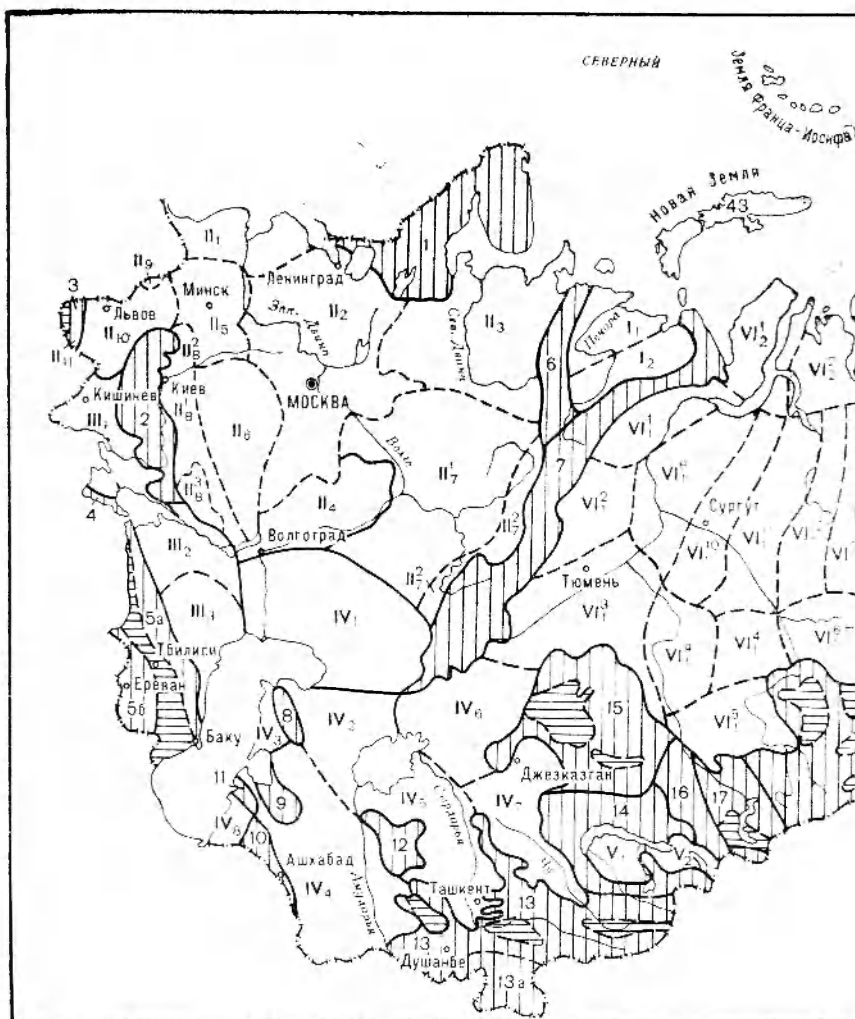
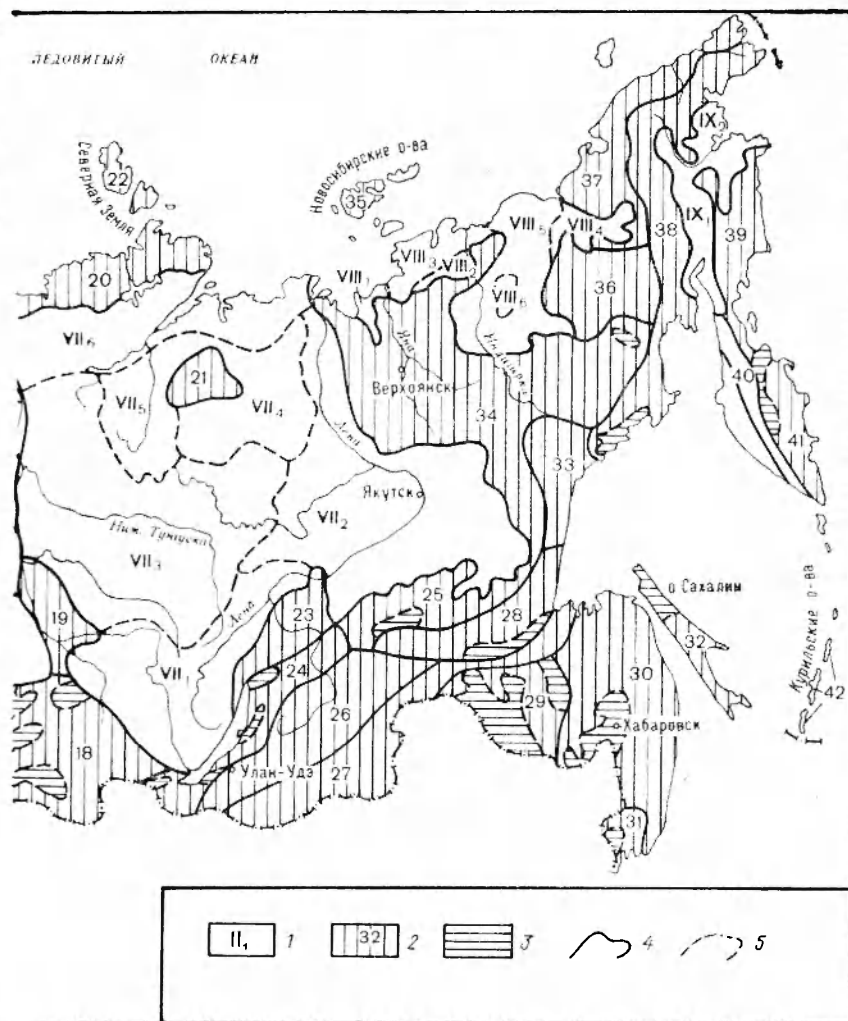


Рис. 1. Схема размещения гидрогеологии

1 — артезианские области, бассейны I порядка и их номера; 2 — главные гидрогеологические бассейны; 3—5 — границы; 4 — гидрогеологической области. Артезианские области: I — Печорская; II — Восточно-Европейская; III — Черноморско-Каспийско-Сибирская; VIII — Яно-Индигирская; IX — Пенжинско-Анадырская. Артезианские бассейны: I₁ — Северодвинский; I₂ — Пачеломский (Сурско-Хоперский); I₃ — Белорусско-Волго-Уральский; I₄ (I₄¹—I₄⁸) — Донецко-Днепровско-Припятская система бассейнов; I₅ — Азово-Кубанский; I₆ — Терско-Каспийский; IV₁ — Северо-Прикаспийский; IV₂ — Устьюртский; IV₃ — Тургайский; IV₄ — Чу-Сарысузский; IV₅ — Западно-Туркменский (Южно-Каспийский); IV₆ — Прикарский; VII₁ — Ангаро-Ленский; VII₂ — Якутский; VII₃ — Тунгусский; VII₄ — ский; VII₅ — Нижнеиндигирский; VII₆ — Олойский; VII₇ — Среднеколымский; VII₈ — Ала-сти; I — Балтийская; 2 — Украинская; 3 — Восточно-Карпатская; 4 — Крымская; 5 — Кавказ-Мангышлакская; 9 — Туаркыская; 10 — Копетдагская; 11 — Большеебалханская; 12 — Цент-15 — Северо-Казахстанская; 16 — Чингиз-Тарбагатайская; 17 — Рудноалтайская; 18 — Алтае-Патомская; 24 — Байкальская; 25 — Алданская; 26 — Забайкальская; 27 — Даурская; 28 — ская; 33 — Охотская; 34 — Верхояно-Колымская; 35 — Новосибирских островов; 36 — Прико-Камчатская; 41 — Восточно-Камчатская;



ческих структур на территории СССР.

ческие складчатые области и их номера; 3 — наиболее крупные межгорные артезианские (артезианской, складчатой), 5 — артезианского бассейна. пийская; IV — Арало-Каспийская; V — Балхаш-Алакольская; VI — Западно-Сибирская; VII — бассейны I порядка: I₁ — Печорский; I₂ — Предуральский; II₁ — Прибалтийский; II₂ — Московский (артезианский свод); II₃ — Воронежский (артезианский свод); II₄ (II₇ — II₇) Брестский; II₁₀ — Волинно-Подольский; II₁₁ — Предкарпатский; III₁ — Причерноморский; III₂ — IV₃ — Среднеприкаспийский; IV₄ — Туркменский (Амударьинский); IV₅ — Сырдарьинский; V₁ — Южно-Балхашский; V₂ — Алакольский; VI₁ (VI₁ — VI₁₂) — Западно-Сибирский; VI₂ (VI₂ — Оленёкский; VII₅ — Котуйский; VII₆ — Хатангский; VIII₁ — Омолыйский; VIII₂ — Ольджой-зейский; IX₁ — Пенжинский; IX₂ — Анадырский. Гидрогеологические горно-складчатые обла- ская (5а — Большееавказская, 5б — Малокавказская); 6 — Тиманская; 7 — Уральская; 8 — ральнокызылкупская; 13 — Тянь-Шаньская; 13а — Памирская; 14 — Джунгаро-Балхашская; Саянская; 19 — Енисейская; 20 — Таймырская; 21 — Анабарская; 22 — Североземельская; 23 — Становая; 29 — Амуро-Бурейнская; 30 — Сихотэ-Алинская; 31 — Ханкайская; 32 — Сахалин-ско-Омолонская; 37 — Чукотская; 38 — Охотско-Чукотская; 39 — Корьянская; 40 — Западно- 42 — Курильская; 43 — Новоземельская.

голетней мерзлоты, приобретают своеобразные гидрогеологические параметры, что послужило основанием для выделения [Толстихин О. Н., 1972 г.] криогидрогеологических структур: «криогидрогеологических массивов», «криоартезианских бассейнов» и др.

В последние годы внимание гидрогеологов все больше привлекают гидрогеологические структуры, находящиеся под уровнем моря, которые получили название «субаквальных» или «субмаринных» бассейнов и массивов. Появилась и первая карта субаквальных гидрогеологических структур, расположенных в пределах акваторий СССР [55]. Все это привело к необходимости разделить гидрогеологические структуры на две большие группы: 1) субаэральных гидрогеологических, находящихся в пределах суши, и 2) субаквальных гидрогеологических, расположенных под уровнем моря. Они характеризуются существенно разными гидрогеологическими условиями.

Рассмотренная выше схема типизации гидрогеологических структур служит основой структурно-гидрогеологического районирования территорий, так как под гидрогеологическим районом подразумевается (в общем случае) участок земной оболочки, выделяемый по преобладающему типу ПВ, определяющему характер оптимальной водоносности данного участка Земли [30, 31], а под элементарным гидрогеологическим районом — бассейн скоплений ПВ определенного типа: пластовых, трещинно-жильных, порово-трещинно-покровных и др. [31].

Элементарным бассейном ПВ является участок земной коры, ограниченный от соседнего участка подземными (тектоническими) или орографическими водоразделами. Системы этих бассейнов того или иного типа служат основой для выделения более крупных гидрогеологических регионов. Так, системы артезианских бассейнов и других артезианских структур платформ и предгорных прогибов образуют артезианские области; системы бассейнов трещинно-жильных и пластово-трещинных скоплений ПВ — гидрогеологические массивы и адмассивы; системы массивов, адмассивов, межгорных и нагорных бассейнов — гидрогеологические складчатые области; системы вулканогенных супербассейнов и супермассивов — гидрогеологические области вулканогенных суперструктур. Артезианские области отделены друг от друга гидрогеологическими складчатыми областями, а гидрогеологические массивы в пределах горно-складчатых областей — межгорными бассейнами. Гидрогеологические области могут быть объединены в две гидрогеологические провинции: субаэральных и субаквальных гидрогеологических структур, каждая из них включает в себя оба названных выше типа областей. В провинции субаэральных структур, очевидно, необходимо выделить подпровинцию криогенных гидрогеологических структур: бассейнов и массивов.

Таким образом, в общей схеме гидрогеологического районирования территории СССР можно выделить следующие регионы.

1. Провинции субаэральных (с подпровинцией криогенных) и субаквальных гидрогеологических структур.

2. Провинции артезианских и горно-складчатых областей, а также вулканогенные суперструктуры (бассейны и массивы).

3. Районы I порядка — артезианские бассейны, гидрогеологические массивы и вулканогенные суперструктуры I порядка.

4. Гидрогеологические районы II и других порядков (бассейны II порядка, массивы II порядка), под которыми подразумеваются части бассейнов или массивов I порядка, существенно отличающиеся по каким-либо гидрогеологическим характеристикам от других частей этих же структур.

В соответствии с изложенными принципами коллективом гидрогеологов ВСЕГЕИ совместно с представителями ЛГИ и ВНИИОкеангеологии проведено гидрогеологическое районирование СССР, составлена карта и дана краткая характеристика выделенных структур [55]. Расположение гидрогеологических структур I порядка показано на рис. 1.

2

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОГЕОХИМИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СССР

ГИДРОГЕОХИМИЯ АРТЕЗИАНСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Гидрогеохимия, так же как и гидрогеология, артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов существенно неодинаковы, хотя и имеют некоторые черты сходства.

На территории СССР выделяют девять артезианских областей: Печорская (I), Восточно-Европейская (II), Черноморско-Каспийская (III), Арало-Каспийская (IV), Балхаш-Алакольская (V), Западно-Сибирская (VI), Восточно-Сибирская (VII), Яно-Индигоирская (VIII), Пенжинско-Анадырская (IX).

Печорская область (I). Расположена на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, между Тиманской и Уральской горно-складчатых областями. Она включает в себя две главные тектонические структуры — Печорскую синеклизу и Предуральский краевой прогиб, из которых первая выделяется в качестве Печорского (I_1), а вторая — Предуральского (I_2) артезианских бассейнов.

Фундамент обоих бассейнов сложен сильнодислоцированными и метаморфизованными породами верхнего протерозоя, к которым приурочены преимущественно трещинно-жильные и отчасти пластово-трещинные скопления ПВ. Чехол бассейнов (верхний гидрогеологический этаж) мощностью до 8 км разделяется на три яруса. Нижний сложен ордовикскими, силурийскими и девонскими преимущественно терригенными породами, в которых преобладают трещинно-пластовые воды. Выше по разрезу, в фамене, карбоне и перми, преобладают карбонатные породы с подчиненными пластами терригенных и галогенных, к которым приуро-

чены трещинно-карстово-пластовые и трещинно-пластовые воды. Второй ярус сложен терригенными породами преимущественно триасовыми, меньше юрскими и меловыми, в которых скапливаются трещинно-порово-пластовые воды. Третий ярус представлен четвертичными отложениями разнообразного генезиса с порово-пластовыми скоплениями ПВ.

В пределах Печорского артезианского бассейна на основании различий в гидрогеологических условиях отдельных его частей выделяют бассейны II порядка * [31]: Ижма-Печорский, Малоземельско-Печорский и Большеземельский, а в пределах Предуральского бассейна — Верхнепечорский, Усино-Кортаихинский и небольшого размера адмассивы Чернышева и Чернова. Для всех названных выше бассейнов характерно трехъярусное строение чехла со свойственными им скоплениями ПВ.

Несколько иными гидрогеологическими условиями характеризуется Усино-Кортаихинский бассейн, который можно отнести к адартезианским, так как палеозойские и триасовые породы, слагающие его, сравнительно сильно метаморфизованы и дислоцированы. Они представлены преимущественно терригенными осадками общей мощностью 6—8, местами до 10 км.

Адмассивы Чернышева и Чернова приурочены к одноименным антиклинориям в Предуральском прогибе. В них под четвертичными отложениями незначительной мощности залегают интенсивно дислоцированные породы (преимущественно известняки) силурийские, девонские и карбоновые, смятые в крупные асимметричные складки, крылья которых нарушены тектоническими разломами. В этих структурах преобладают пластово-трещинные и трещинно-карстовые скопления ПВ.

Гидрохимические закономерности в пределах области изучены слабо. Имеющиеся отрывочные данные показывают (табл. 1, рис. 2), что для всех структур области характерен гидрохимический разрез с последовательной сменой пресных вод (зона А) солеными (зона Б), а соленых рассольными (зона В).

Гидрохимическая зона А распространена повсеместно, мощность ее 150—300 м. В ее пределах господствуют гидрокарбонатные кальциевые воды. В Ижма-Печорском и Усино-Кортаихинском бассейнах широко развиты гидрокарбонатные натриевые воды, которые обычно сменяют гидрокарбонатные кальциевые на глубинах около 300 м. На отдельных участках встречаются гидрокарбонатные сульфатные пресные воды разного катионного состава.

Растворенные газы в пределах зоны А кислородно-азотные. Встречаются и хлоридные натриевые пресные воды (Воркутинский минеральный источник) с содержанием в них сероводорода 22 и углекислого газа 320 мг/кг при общей минерализации 0,7 г/кг. Известны также железистые воды (до 22 мг/кг железа)

* С расположением гидрогеологических структур II и III порядка, упоминаемых в тексте, можно ознакомиться по Карте гидрогеологических структур СССР в работе [55].

Печорская артезианская область (по данным С. В. Егорова, М. Н. Авчинниковой и др.)

Артезианский бассейн и его индекс	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зонах, мг/кг	
						Вг	Г
Печорский I ₁ Ижма-Печорский	4,5	Терригенные и карбонатные с глинами и ангидридами	$\frac{77,0}{2,3}$	$\frac{A_1}{0,15-0,3}$	1	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,2-0,75}$	2, 3, 5	—	—
				$\frac{B_{214}}{4,0}$	7	900,0	46,0
				$\frac{A_1}{0,0-0,16}$	1	—	—
Малоземельско-Печорский	6,0	Терригенные и карбонатные	$\frac{42}{1,6}$	$\frac{B_{35}}{0,0-0,35}$	3, 5	—	—
				$\frac{B_{107}}{>2,0}$	7	600,0	36,0

Большеземельский	8,0	Терригенные и карбонатные с гипсами и ангидритами	$\frac{88,0}{3,7}$	$\frac{A_1}{0,1-0,3}$	1	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,3-1,0}$	5	—	—
				$\frac{B_{165}}{3,0}$	7	400,0	10,0
Предуральский I ₂ Верхнепечорский	8,0	Терригенные, карбонатные, галогенные (калийносные)	$\frac{71,0}{2,0}$	$\frac{A_1}{0,0-0,15}$	1	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,1-0,650}$	3, 5	—	—
				$\frac{B_{258}}{4,0}$	7	400,0	—
Усино-Коротайхинский	8,0	Терригенные и карбонатные	—	$\frac{A_1}{0,1-0,4}$	1	—	—
				$\frac{B_{17}}{0,25-0,6}$	3, 7	—	—

Примечания к табл. 1—9. 1. Прочерк указывает на отсутствие сведений по данному вопросу. 2. А—Д — символы гидрохимических зон: А — преобладающего распространения пресных вод (минерализация до 1 г/кг); Б — преобладающего распространения соленых вод (минерализация 1,0—35,0 г/кг); В — рассольных вод (минерализация >35 г/кг); Д — вод пестрой минерализации; цифры рядом с символом зоны — максимальная минерализация воды, г/кг, в данной зоне (подзоне). 3. Цифры в графе «Преобладающий химический состав воды в зоне» (расположены в порядке убывающего распространения вод данного химического состава в зоне): 1 — гидрокарбонатные воды разного катионного состава; 2 — сульфатные разного катионного состава; 3 — сульфатно-хлоридные натриевые; 4 — хлоридные натриевые (Cl+Na>95 %-экв); 5 — гидрокарбонатные натриевые; 6 — хлоридные натриевые с гидрокарбонатами натрия; 7 — хлоридные кальциево-натриевые с хлоридами кальция; 8 — хлоридные натриево-кальциевые; 9 — хлоридные щелочноземельные (магниево-кальциевые или кальциево-магние-
33 вые); 10 — сульфатно-хлоридные магниевые-натриевые.

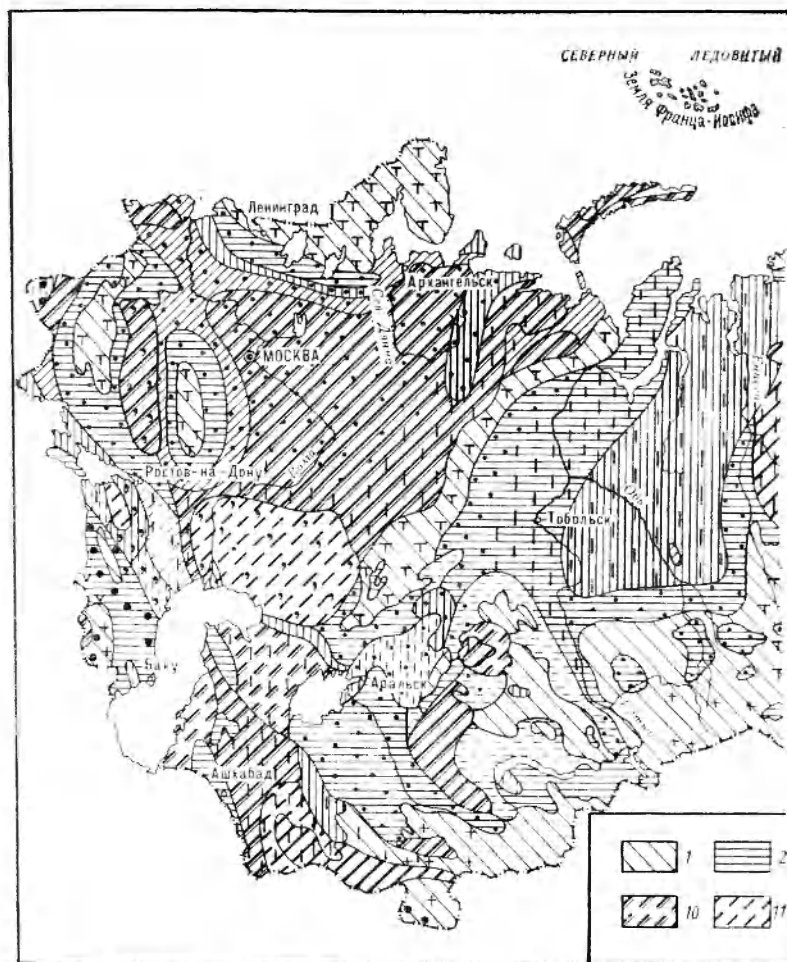
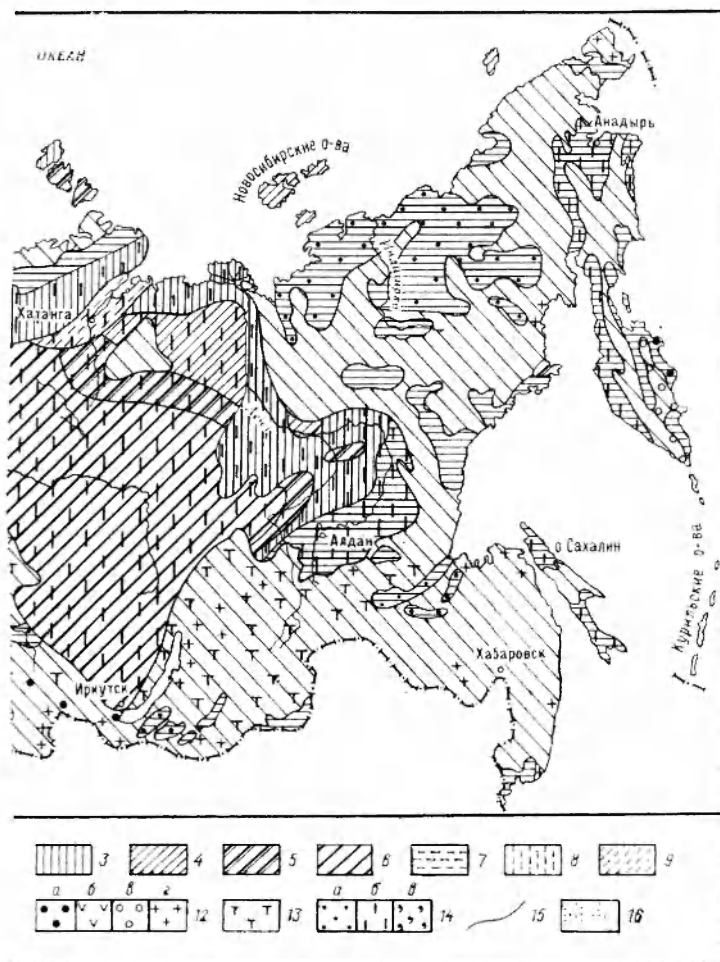


Рис. 2. Схема гидрогеохимической зональности территории СССР.

1—6 — гидрогеохимические пояса, характеризующиеся последовательным увеличением минерализации вод (пояс AB_3), 2 — до сильносоленых вод (пояс AB_{35}), 3 — до весьма слабых рассолов (пояс до весьма крепких рассолов (пояс ABV_{350}); 7—11 — гидрогеохимические пояса, характеризующиеся по площади, с максимальной минерализацией воды в поясе, кг, до: 7 — 35, 8 — 70, 9 — 140, преимущественно кислородно-азотных и азотных, местами углекислых, радоновых и других трасс распространены (а — углекислые и азотно-углекислые холодные и термальные области и термальные, в — сероводородно-углекислые и углекислые термы и парогидротермы облачных глыбовых поднятий и глубоких тектонических разломов), 13 — преимущественно кислородно-азотных, азотных, вод артезианских гидрогеологических структур, с подпровинциями, в пределах которых преобладают метаново-азотные в верхней части разреза, азотно-метановые и метановые в нижней (б), метаново-азотные, местами с повышенным количеством сероводорода и водорода, углекисло-метановые, местами с повышенным количеством сероводорода и водорода новления газогидрогеохимической



Составлена на основании гидрогеохимических карт СССР [18, 20 и др.].

рализации воды по мере роста глубины, преимущественно: 1 — от пресных до солоноватых ABV_{70} , 4 — до слабых рассолов (пояс ABV_{140}), 5 — до крепких рассолов (пояс ABV_{270}), 6 — щиеся сложным чередованием вод разной минерализации как по вертикальному разрезу, так 10 — 270, 11 — 350 и больше; 12—14 — газогидрогеохимические провинции ПВ: 12 — преимущественно-жильных вод складчатых областей с подпровинциями, в пределах которых широко четвертичного и неогенового вулканизма, 6 — азотные, углекислые и метановые холодные стей современного вулканизма, 2 — азотные и азотно-метановые термы областей кайнозой-родно-азотных и азотных, реже радоновых и других трещинно-жильных гидрогеологических метановых, местами с повышенным количеством сероводородных и углекислых пластовых обладают кислородно-азотные, азотные и метаново-азотные (а), кислородно-азотные, азотные кислородно-азотные, азотные в верхней части разреза, азотно-метановые и метановые в сред-в нижней, на большой глубине (б); 15 — границы гидрогеохимических поясов; 16 — для уста-зональности сведения отсутствуют.

на севере артезианской области (район г. Нарьян-Мар) при минерализации 0,2 г/кг.

Гидрохимическая зона *Б* (соленых вод) зафиксирована во всех гидрогеологических структурах области, за исключением локальных участков Малоземельско-Печорского бассейна. Мощность зоны от первых десятков метров (Верхнепечорский бассейн) до 600 м и больше (Усино-Коротайхинский бассейн). В дополнение к таблице следует отметить, что в разных подзонах этой зоны распространены воды разного химического состава.

В подзоне *Б₃* Ижма-Печорского бассейна сравнительно много сульфатных вод разного катионного состава, причем по площади распространения они в общем совпадают с водами из значительно загипсованных пород верхней части геологического разреза. В других структурах сульфатные воды встречаются только на отдельных участках. Вместо них распространены хлоридные натриевые воды, в которых присутствует до 3—5 % -экв хлоридов кальция и которые в нижней части разреза подзоны сменяются хлоридными кальциево-натриевыми водами. Из растворенных газов обычны преимущественно азотные, встречается и сероводород.

В подзонах *Б₁₀* и *Б₃₅* распространены преимущественно хлоридные натриевые и кальциево-натриевые воды с повышенным, а местами, в подзоне *Б₁₀*, и с преобладающим содержанием сульфатов. В этих подзонах развиты азотные, метаново-азотные и азотно-метановые газы, сменяющие друг друга по мере увеличения глубины в указанной последовательности.

Гидрохимическая зона *В* (рассольные воды) зафиксирована во всех артезианских бассейнах, ее мощность больше 3500 м. Наиболее концентрированные рассолы (до 250 г/кг) отмечены в Верхнепечорском бассейне, где они связаны с мощными толщами соленосных отложений пермского возраста. Воды этой зоны преимущественно хлоридные кальциево-натриевые, содержат от 10 до 30 % хлоридов кальция. Растворенные газы разные по составу, но преобладают азотно-метановые и метановые. В ПВ зоны отмечены повышенные концентрации иода (до 46 мг/кг) и брома (до 900). В дополнение к таблице следует отметить, что в рассолах концентрация калия местами достигает 500—1000, стронция 150—600 мг/кг. В северных районах Усино-Коротайхинского бассейна на глубине 3—4 км отмечено уменьшение минерализации рассолов до 100—50 г/кг, брома до 300—50 и иода до 25—3 мг/кг.

Гидротермические закономерности в пределах Печорской области изучены еще меньше, чем гидрохимические. На основании разрозненных сведений можно отметить, что геотермический градиент изменяется в пределах 2,3—2,7 °C/100 м, но на глубине в зависимости от литологического состава пород и наличия глубинных тектонических разломов он увеличивается до 3,5—3,7 °C/100 м. На западе области, где фундамент находится на глубине 1000—1600 м, распространен пояс горячих вод (до 35—60 °C), а далее на восток-юго-восток по мере увеличения глубины залегания фундамента появляется пояс весьма горячих вод (до 100 °C),

который занимает центральную часть области. На территории области имеется термальный источник (Пымва-Шор) с температурой воды до 28 °С. Он приурочен к региональному разлому в западной части адмассива Чернышева.

На температурный режим в верхней части гидрогеологического разреза на севере области оказывает влияние многолетняя мерзлота. Ее максимальная мощность (322 м) отмечена в районе пос. Хоседа-Хард, преобладающие мощности в зоне сплошного ее распространения 55—150 м, температура мерзлых пород от —1,5 до —3 °С. Охлаждающее воздействие мерзлоты сказывается до глубины 500 м и больше, что обуславливает появление пониженных геотермических градиентов (1,6—1,8 °С/100 м).

Восточно-Европейская область (II). Занимает большую часть плиты Восточно-Европейской платформы. Фундамент плиты сложен метаморфическими и кристаллическими породами архея и протерозоя, а чехол — терригенными и карбонатными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Общая мощность плиты от нескольких сотен метров на крупных сводовых поднятиях до 7—8 км и больше в глубоких впадинах, но преимущественно до 3—4 км. В отдельных структурах развиты мощные толщи палеозойских галогенных пород (сульфатных, соленосных, в том числе калиеносных).

В гидрогеологическом отношении область представляет собой систему различных артезианских структур, сформировавшихся в течение от позднего протерозоя до наших дней. Среди этих структур выделяют: артезианские бассейны, приуроченные к синеклизам и впадинам (Прибалтийский II_1 , Московский II_2 , Северодвинский II_3 , Брестский II_9), к обширной антеклизе (Волго-Камский II_7), к авлакогенам (Донецко-Днепровский II_8^1 , Припятский II_8^2 , Пачелмский II_4), к предгорным прогибам (Предуральский II_7^2 и Волыно-Подольский II_{10}); артезианские своды (Воронежский II_6 и Белорусско-Литовский II_5); систему донецких артезианских, адартезианских бассейнов и адмассивов II_8^3 .

Каждая из названных структур в свою очередь подразделяется на более мелкие гидрогеологические структуры II и III порядка, существенно различающиеся в гидрогеологическом и гидрохимическом отношении, что хорошо видно в табл. 2 и на рис. 2.

Имеющиеся данные показывают, что зона пресных вод А хорошо развита в пределах всех структур области, но мощность ее изменяется от нескольких метров в районах разгрузки минеральных ПВ глубокозалегающих водоносных комплексов (юго-запад Прибалтийского артезианского бассейна), а также в районах неглубокого залегания гипсо- и соленосных отложений (отдельные районы Волыно-Подольского, Донецко-Днепровского, Московского, Волго-Уральского бассейнов) до 700 м на некоторых участках Прибалтийского бассейна и до 1260 м в Брестском бассейне. Преобладающая же мощность зоны 150—300 м.

Восточно-Европейская артезианская область (по данным М. Н. Авчинниковой, С. В. Егорова, В. М. Мрозова, Н. И. Сырды и др.)

	Артезианский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг			
							Br	I	Sr	K
Прибалтийский II ₁	Эстонско-Северодатский	1,0	Терригенные, карбонатные	16,0 0,75	$\frac{A_1}{0,05-0,3}$ $\frac{B_{35}}{0,05-0,8}$ $\frac{B_{103}}{—}$	1 3, 7, 5 7, 5	—	—	—	—
							150	0,3	34,0	152,0
							260,0	—	—	—
Датский	1,2	То же		28,0 0,97	$\frac{A_1}{0,15-0,27}$ $\frac{B_{35}}{0,15-0,5}$ $\frac{B_{110}}{0,1-0,2}$	1 7, 3 7	—	—	—	—
							60,0	—	—	—
							260,0	0,3	230,0	360,0
Немано-Лиепский	2,5	Терригенные, карбонатные, гипс, соль		83,0 2,47	$\frac{A_1}{0,01-0,7}$ $\frac{L_{35}}{0,07-0,65}$ $\frac{B_{110}}{0,1-0,45}$	1 3, 7, 4 4	—	—	—	—
							—	—	—	—
							700,0	—	330,0	—

МОСКОВСКИЙ II ₂									
Чудско-Онежский	1,0	Терригенные, карбонатные, местами с гипсом	$\frac{30,0}{0,9}$	$\frac{A_1}{0,05 - 0,25}$	1	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,01 - 0,55}$	7, 3, 2	40,0	Следы	10,0	120,0
				$\frac{B_{70}}{0,7 - 0,8}$	7	100,0	2,0	—	—
Центральный	4,5	Терригенные, карбонатные, гипсы, соль	$\frac{88,0}{3,1}$	$\frac{A_1}{0,05 - 0,3}$	1	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,01 - 0,6}$	3, 7, 2	—	—	—	—
				$\frac{B_{240}}{3,0}$	7	1950,0	7,0	1000,0	1300,0
Северодвинский II ₃									
Обозерско-Кулойский	1,1	Терригенные, карбонатные, местами с гипсом	$\frac{12,0}{0,8}$	$\frac{A_1}{0,0 - 0,18}$	1	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,1 - 0,6}$	3, 7, 2	50,0	25,0	—	—
				$\frac{B_{135}}{0,3 - 0,5}$	7	130,0	—	20,0	250,0
Сухонский	2,5	Терригенные, карбонатные, прослои гипсов, ангидритов, солей	$\frac{55,0}{2,4}$	$\frac{A_1}{0,0 - 0,7}$	1	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{B_{229}}$	3, 7, 2	40,0	10,0	—	—
				$\frac{B_{229}}{3,0}$	7	1250,0	7,0	—	260,0
Пачелмский II ₄									
Цнинский	2,0	Терригенные, карбонатные, прослои гипсов, ангидритов	$\frac{38,0}{1,7}$	$\frac{A_1}{0,05 - 0,25}$	1	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,15 - 0,5}$	3, 6, 7	80,0	—	—	150,0
				$\frac{B_{235}}{1,5}$	7	400,0	6,0	—	790,0

Артезианский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг			
						Br	I	Sr	K
Хоперско-Медведицкий	3,5	То же	$\frac{94,0}{3,2}$	$\frac{A_1}{0,03-0,5}$ $\frac{B_{35}}{0,15}$ $\frac{B_{204}}{3,0}$	1 6, 7, 3 7	— 50,0 1200,0	— 36,0 11,0	— — —	— — —
Белорусско-Литовский Артезианский свод // 5	1,0	Терригенные, карбонатные	$\frac{16,2}{0,5}$	$\frac{A_1}{0,25-0,3}$ $\frac{B_{35}}{0,2-0,25}$ $\frac{B_{97}}{0,15}$	1 3, 5, 7 7	— — 180,0	— — —	— — —	— — —
Вильнюско-Полоцкий	1,0	Терригенные, карбонатные	$\frac{16,2}{0,5}$	$\frac{A_1}{0,25-0,3}$ $\frac{B_{35}}{0,2-0,25}$ $\frac{B_{97}}{0,15}$	1 3, 5, 7 7	— — 180,0	— — —	— — —	— — —
Минско-Гродненский	0,85	То же	—	$\frac{A_1}{0,15-0,4}$ $\frac{B_{35}}{0,15-0,3}$ $\frac{B_{100}}{0,15}$	1 — 7	— 0,8 —	— — —	— — —	— — —
Воложский Артезианский свод // 6	1,2	Терригенные, карбонатные, местами прослойки гипса	$\frac{16,8}{0,46}$	$\frac{A_1}{0,15-0,6}$ $\frac{B_{35}}{0,2-0,5}$	1 3, 5, 7	— —	— —	— —	— —

Донецко-Днепроровско-Припятская система II_8	12,0	То же	$\frac{103,0}{2,6}$	$\frac{B_{70}}{0,05-0,2}$	7, 3	50,0	—	—	—
				$\frac{A_1}{0,05-0,9}$	1	—	—	—	—
Донецко-Днепровский II_8^1	12,0	То же	$\frac{103,0}{2,6}$	$\frac{B_{35}}{0,2-0,5}$	3, 5, 2	489,0	10,0	—	—
				$\frac{B_{300}}{2- >4}$	6, 7, 8	1917,0	127,0	889,0	—
Припятский II_8^2	6,0	Терригенные, карбонатные, галогенные	$\frac{90,0}{3,5}$	$\frac{A_1}{0,2-0,3}$	1	0,9	0,8	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,3-0,5}$	6, 7, 3	40,0	77,0	97,0	52,0
				$\frac{B_{373}}{0,5-5,5}$	9	4932,0	172,0	5025,0	5750,0
				$\frac{A_1}{0,05-0,1}$	1, 3	—	—	—	—
Донецкая система адартезианских бассейнов II_8^3	12,0	Терригенные, карбонатные, местами галогенные	$\frac{61,2}{1,7}$	$\frac{B_{26}}{0,1-1,2}$	4, 5, 3	—	—	—	—
				$\frac{B_{259}}{0,5- >3,0}$	6, 7	520,0	10,0	470,0	112,0
				$\frac{A_1}{0,8-1,3}$	1, 3	—	—	—	—
				$\frac{B_{12}}{0,7-1,8}$	5, 7, 3	—	—	—	—
Брестский II_9	2,0	Терригенные, вулканогенные, карбонатные	—	$\frac{A_1}{0,02-0,5}$	1, 3	0,8	0,1	—	—
Волыно-Подольский II_{10}	7,0	Терригенные, карбонатные, местами прослой гипсов, ангидритов	$\frac{95,0}{3,6}$	$\frac{B_{35}}{0,35-1,1}$	4, 5, 6	226,0	75,0	161,0	—
				$\frac{B_{264}}{0,5-5,3}$	7	1371,0	138,0	251,0	2533,0

	Водо-Уральский 117	5	Терригенные, кар- бонатные, кста- ми пирогенные сое. ангидридов, каменной соли гали	62 3,03	$\frac{A_1}{0,02-0,4}$ $\frac{B_{35}}{0,04-0,4}$ $\frac{B_{270}}{0,3-3,0}$	1 3, 5, 7 7, 8	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг			
							Br	I	St	K
Артезианский бас- сейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная тем- пература, °С (в чис- лителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаме- натель)	Индекс гидрохими- ческой зоны (в чис- лителе) и ее мощ- ность, км (в знаме- натель)	Преобладающий химический состав воды в зоне					
Волго-Кам- ский 111: районы сенерее тор Жи- гули	8	Терригенные, кар- бонатные, гало- генные	98,2 4,45	$\frac{A_1 - B_{35}}{0,15-0,40}$ $B_{>320}$	1, 3, 6, 7 4, 7, 8	—	—	—	—	
Жигулевско-Орен- бургский	10	То же	61,0 2,7	$\frac{A_1}{0,05-0,27}$ $\frac{B_{35}}{0,12-0,46}$ B_{270}	1 3, 6, 7 7, 8	1300,0	43,0	—	—	
Пресурель- ский 112										
Соликамский										
Белский										

В пределах зоны развиты преимущественно гидрокарбонатные разного катионного состава воды, но в отдельных структурах сравнительно широко распространены гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатные воды также разного катионного состава. В северных районах платформы воды четвертичных отложений часто содержат повышенное количество железа: до первых миллиграммов на килограмм, как исключение до 36 мг/кг (район вод «Полюстрово»).

Состав растворенных газов в пресных водах зоны *A* преимущественно кислородно-азотный, а в районах большей ее мощности и на значительной глубине — азотный.

Зона соленых вод *B* установлена во всех артезианских бассейнах области, за исключением центральной части артезианских сводов и северных склонов Прибалтийского бассейна. Мощность зоны изменяется от десятков до сотен метров. Наибольшая мощность ее (до 800 м) отмечена в Прибалтийском бассейне.

Химический состав зоны неодинаков. В подзоне слабосоленых вод преобладают сульфатные и хлоридные натриевые воды, а в подзонах средне- и сильносоленых вод — хлоридные натриевые. Среди хлоридных натриевых вод широко распространены сульфатно- и гидрокарбонатно-хлоридные, а также хлоридные. В последних содержание хлоридов натрия превышает 95 %. Характерная особенность химического состава зоны соленых вод большинства бассейнов рассматриваемой области — наличие сульфатных вод, образующих довольно отчетливо выраженную зону сульфатных кальциевых и натриевых вод. В дополнение к табл. 2 следует отметить, что особенно широко эти воды развиты в подзонах *B₃* и *B₁₀*. Сульфатные и сульфатно-хлоридные воды связаны с районами распространения гипсоносных отложений, которыми столь богат геологический разрез большинства структур описываемой области.

В отдельных районах в нижней части зоны *B* встречаются хлоридные натриевые воды со значительным содержанием хлоридов кальция (до нескольких процент-эквивалентов) или гидрокарбонатов натрия. Но эти воды имеют отчетливо подчиненное значение по сравнению с сульфатными и сульфатно-хлоридными.

Зона рассолов *B* занимает нижнюю часть гидрохимического разреза. Она отсутствует только в пределах осевых частей артезианских сводов и на высоко приподнятых склонах артезианских бассейнов. Мощность зоны изменяется от нескольких сотен метров в периферических частях бассейнов до нескольких километров в наиболее опущенных.

Степень минерализации вод в этой зоне обычно не превышает 270 г/кг (подзона *B₂₇₀*), только в отдельных структурах она выше. В Припятском бассейне известны рассолы с минерализацией до 372 г/кг, в Бузулукском районе Волго-Уральского бассейна — до 302, в Донецко-Днепровском — до 300. В Бузулукском районе рассолы с указанной минерализацией приурочены к пермской соленосной толще. В подстилающих уфимских и сакмаро-

артинских толщах они сменяются рассолами, минерализация которых достигает 270 г/кг.

В дополнение к табл. 2 следует отметить, что по химическому составу рассолы преимущественно хлоридные кальциево-натриевые, причем в подзоне B_{70} они часто сульфатно-хлоридные или гидрокарбонатно-хлоридные, а в подзонах B_{140} и B_{270} — преимущественно хлоридные кальциево-натриевые, редко магниевонатриевые. Чем выше минерализация вод, тем больше в них хлоридов кальция, магния, калия. В подзонах B_{350} и $B_{>350}$ щелочные земли (кальций, магний) преобладают над щелочами (натрием и калием).

Среди рассолов области сравнительно мало распространен чистый тип хлоридных натриевых вод (хлоридов натрия больше 95 %), хотя рассолы подзон B_{270} , B_{350} и $B_{>350}$ развиты в районах, где преобладают галогенные отложения. На фоне указанных общих закономерностей распространения хлоридных рассолов резко выделяются сульфатные натриевые рассолы, вскрытые в северной части Московского бассейна на глубине 160 м в татарских и казанских отложениях кубено-сухонских дислокаций. По данным Ю. В. Николаева [1975 г., 1982 г.], минерализация рассолов составляет 142 г/кг, содержание сульфат-иона 61, хлора 39 %.

На большей части площади бассейнов Восточно-Европейской артезианской области минерализация рассолов возрастает с глубиной, но в отдельных районах (Волго-Уральский бассейн) она понижается, особенно часто в подсоленосных отложениях. Однако такое уменьшение минерализации не превышает нескольких десятков граммов на килограмм (до 30—60 г/кг) и не вызывает изменения химического состава рассолов, преимущественно хлоридных кальциево-натриевых или натриево-кальциевых.

Рассольные воды отдельных бассейнов области богаты промышленно ценными химическими элементами: иодом, бромом, стронцием, калием (табл. 2). В первую очередь это относится к рассолам Волго-Уральского, Донецко-Днепровского и Припятского бассейнов.

Растворенные газы соленых и рассольных вод разнообразны по составу. На обширных пространствах северо-западных бассейнов области азотные и метаново-азотные газы преобладают во всех гидрохимических зонах вплоть до фундамента, а в Волго-Уральском и других бассейнах (в нижней части разреза) — азотно-метановые и метановые с разной примесью углекислого газа. Обращает на себя внимание широкое распространение во многих бассейнах сероводорода, особенно в Волго-Уральском.

К общим гидротермическим закономерностям, свойственным области, следует отнести преобладание гидротермических поясов холодных (до 20 °С на фундаменте), теплых (до 35 °С) и слабобогатых (до 50 °С) вод. Структура гидротермических поясов усложняется по мере увеличения мощности чехла и погружения их в глубь фундамента. Температура воды до 75 (в фундаменте)

и 100 °С может быть на востоке Московского, в западной части Северодвинского, на юге Волго-Камского бассейнов, а также в пределах Среднерусского авлакогена, где поверхность фундамента опускается до 4—6 км. Зона весьма горячих вод (75—100 °С) возможна также в пределах Предуральяского прогиба на глубинах >3,5 км.

Судя по геотермическому градиенту и мощности чехла, зоны весьма горячих (до 100 °С) и перегретых (свыше 100 °С) вод, очевидно, развиты в Донецко-Днепровском и Припятском бассейнах.

Глубина и мощность отдельных гидротермических зон в бассейнах Восточно-Европейской артезианской области существенно различны, что объясняется неодинаковыми геотермическими градиентами, зависящими от литологического состава пород, слагающих чехол бассейнов, и мощности последнего.

Черноморско-Каспийская область (III). Расположена на юге европейской части СССР. Она включает тектонические структуры: южный склон Русской платформы, Скифскую платформу и ряд передовых прогибов, расположенных между Скифской платформой и Кавказской складчатой областью. С учетом гидрогеологических особенностей названных тектонических структур в пределах рассматриваемой области можно выделить следующие артезианские бассейны: Причерноморский III_1 , Азово-Кубанский III_2 и Терско-Каспийский III_3 .

Причерноморский бассейн занимает одноименную впадину, расположенную в районе сочленения Русской и Скифской платформ. С учетом тектонической структуры и характера пород чехла бассейн подразделяется на ряд бассейнов II порядка, которые кратко охарактеризованы в табл. 3. Максимальная глубина залегания фундамента в западной (Молдавия) и восточной (Приазовье) частях бассейна около 2 км, а в осевой части (Сиваш) — больше 5 км. Чехол сложен преимущественно терригенными и карбонатными породами кембрийского, силурийского, пермского и мезозойско-кайнозойского возраста. В Преддобруджском прогибе в пермских и юрских отложениях встречаются прослои ангидритов и гипсов.

В пределах южного склона бассейна (Степной Крым) чехол разделен регионально выдержанной водоупорной толщей майкопских глин на две водоносные толщи. Верхняя толща мощностью 500—700 м сложена породами четвертичного и неогенового возраста, а нижняя мощностью свыше 3 км — более древними.

Верхняя часть разреза бассейна занята зоной пестрых по степени минерализации (пресных, слабосоленых, реже сильносоленых) и разных по химическому составу вод. Формирование этой зоны связано с процессами континентального засоления. В пределах зоны пресные воды прослеживаются до глубины 20—350 м, глубже находится подзона соленых вод, мощность которой на северном склоне бассейна до 1 км, в центральной его части (Преддобруджский и Сивашский прогибы) до 1,5, на южном

Черноморско-Каспийская артезианская область (по данным Г. И. Пустовойтовой, В. М. Морозова и др.)

Артезианский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг			
						Br	I	Sr	K
Причерноморский III ₁ Северный склон	2,5	Терригенные и карбонатные	$\frac{69,5}{1,9}$	$\frac{D_3}{0,05-0,3}$	1	0-0,1	0-0,1	0-4	0-12
				$\frac{B_{35}}{0,5-1,0}$	3, 5	2-144	1-15	0-5	0-31
				$\frac{B_{99}}{0,15-1,0}$	4, 7	0-176	2-11	0-90	0-424
				$\frac{D_3}{0,02-0,35}$	1, 2	—	—	—	—
Центральная часть (Геленджикский и Сивашский проливы)	5,0	Терригенные, карбонатные, известняки	$\frac{46}{1,0}$	$\frac{B_{35}}{0,4-1,5}$	4, 6	4-80	1-14	0-39	—
				$\frac{B_{100}}{0,5-3,0}$	7	90-313	1-54	0-131	5-800

Южный склон (Степной Крым)	4,5	Терригенные, кар- бонатные	$\frac{125}{3,2}$	$\frac{D_5}{0,05-0,35}$	1	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{1,5-2,0}$	4, 6	7—97	0—117	Следы— 61	—
				$\frac{B_{80}}{1,0-3,0}$	7	0—162	4—146	0—233	0—160
Азово-Кубанский <i>III</i> ₂	До 10—12	Терригенные	$\frac{84}{2,6}$	$\frac{A_1}{0,2}$	2	—	—	—	—
				$\frac{B_{70}}{0,7}$	4, 6	40—130	20—60	—	—
				$\frac{B_{35}}{1,0}$	6, 4	20—190	20—114	—	—
Каневско- Тимашев- ский	> 4,5	Терригенные, соле- носные	$\frac{170}{4,25}$	$\frac{D_{35}}{—}$	—	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{1,0-1,8}$	7, 6, 4	40—80	10—40	—	—
				$\frac{B_{70}}{0,0-1,1}$	4, 7	100—120	4—16	—	—
				$\frac{B_{140}}{0,0-0,1}$	7	100—400	10—16	—	—
Восточно- Кубанский	4,5	То же	$\frac{170}{4,2}$	$\frac{A_1}{До 0,3}$	1	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,5-2,8}$	1, 6, 4	40—120	10—50	—	—
				$\frac{B_{70}}{0,3-2,0}$	7, 4	40—220	4—54	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,0-0,1}$	4, 6	20—40	6—9	—	—
				$\frac{B_{270}}{0,0-0,1}$	7, 8	40—690	4—64	—	—

Артезианский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг			
						Br	I	Sr	K
Терско-Каспийский III ₃ Прикумский	> 4,0	Терригенные	$\frac{154}{3,7}$	$\frac{A_1}{Д_0 0,3}$	—	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,3-1,8}$	1, 4	10—100	2—24	—	—
				$\frac{B_{140}}{0,3-2,1}$	4, 7	50—400	5—30	70—790	100—2600
				$\frac{B_{70}}{0-0,6}$	7	70—150	3—10	—	300
				$\frac{A_1}{—}$	—	—	—	—	—
Центролесский	> 4,7	Терригенные, карбонатные, местами соленосные	$\frac{175}{3,9}$	$\frac{B_{35}}{1,0-1,5}$	1, 4, 5	50—80	4—30	—	—
				$\frac{B_{140}}{2,0}$	7	70—660	5—53	130	300—2040
				$\frac{B_{310}}{0-0,5}$	7	100—740	5—54	1760	3475

Прикаспий- ский	> 5,0	Терригенные, ме- стами гипсы	—	$\frac{Д_{35} A_1}{—}$	—	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{До 1,3}$	1, 4	—	—	—	—
				$\frac{B_{70}}{0,5}$	4, 6, 7	145	35—53	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,3}$	7, 6	540	3—25	—	—
Ставрополь- ский	> 2,8	Терригенные	$\frac{89}{2,1}$	$\frac{A, Д_{75}}{—}$	1, 2	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,5—1,4}$	6, 4	15—100	4—40	—	—
				$\frac{B_{140}}{0,2—0,9}$	4, 6, 7	20—160	3—28	330	—
				$\frac{B_{70}}{0—0,1}$	7	5—160	3—12	—	—
Терско-Да- гестанский	> 4,5	Терригенные, ме- стами гипсонос- ные, соленосные	$\frac{124}{3,8}$	$\frac{Д - B_{35}}{2,0}$	3, 4, 6, 7	15—130	4—60	—	—
				$\frac{B_{140}}{—}$	7	20—290	10—45	200—300	400—980

склоне (Степной Крым) до 2, на Керченском полуострове до 3 км. Химический состав соленых вод хлоридный натриевый, кальциево-натриевый, местами гидрокарбонатно-хлоридный или сульфатно-хлоридный натриевый, а газовый состав их преимущественно метановый, часто со значительной примесью сероводорода (до 0,4 г/кг на Керченском полуострове) и углекислого газа (до 3 г/кг).

Глубже подзоны соленых вод в отдельных районах вскрыты рассолы с минерализацией до 80—140 г/кг преимущественно хлоридного натриевого, реже кальциево-натриевого состава. На северном крыле бассейна на глубине 3—4 км минерализация рассолов достигает 196 г/кг.

В Предобруджском прогибе на глубинах около 4 км распространены преимущественно метановые рассолы, часто с повышенным количеством углекислого газа (до 6 %) и с примесью водорода. Газовый состав вод грязевых вулканов Керченского полуострова сероводородно-углекисло-метановый, углекислый и метаново-углекислый, что, вероятно, указывает на возможный газовый состав вод на больших глубинах региона. Соленые и рассольные воды местами обогащены иодом (до 146 мг/кг на южном склоне бассейна).

Температура ПВ на северном склоне и в центральной части бассейна на глубине 2500 м достигает 70 °С, а в Степном Крыму на глубине 3200 м — 125 °С.

Азово-Кубанский бассейн приурочен к одноименной тектонической впадине, образованной юго-западным крылом Скифской платформы и примыкающими к ней с юга передовыми прогибами. С учетом тектонической структуры он разделяется на бассейны II порядка: Западно-Кубанский, Каневско-Тимашевский и Восточно-Кубанский, которые в свою очередь подразделены на бассейны III порядка [55]. На большей части бассейна фундамент сложен преимущественно сравнительно слабометаморфизованными породами палеозойского возраста и лишь на северо-западе (Азовский выступ) появляются кристаллические породы докембрия. Чехол бассейна выполнен преимущественно песчано-глинистыми, карбонатными и флишoidными породами мезозойско-кайнозойского возраста мощностью до 3—5 км на Скифской платформе и до 10—12 км в Западно-Кубанском прогибе. Среди мезозойской части разреза установлены соленосные отложения (юра). В чехле имеется несколько водоупорных толщ, среди которых наиболее выдержанные и мощные (больше 1 км) глины майкопской свиты. Они делят чехол бассейна на два гидродинамических этажа.

В бассейне установлены гидрохимические зоны пресных (А), соленых (Б) и рассольных (В) вод. В отдельных районах в верхней части разреза бассейна распространена зона пестрых по степени минерализации вод (Д). Мощность и положение гидрохимических зон в разрезе весьма различны, что определяется структурно-тектоническими условиями и литолого-фациальным составом

пород. Однако в гидрохимическом разрезе всюду преобладают соленые воды (зона *Б*) и слабые рассолы (подзона *В*₇₀). Рассолы более высокой минерализации появляются только в нижней части чехла, в структурах, в геологическом строении которых участвуют галогенные породы.

В пределах платформенного крыла бассейна наблюдается нормальный гидрохимический разрез, характеризующийся постепенным увеличением минерализации воды по мере углубления. В зависимости от мощности чехла гидрохимический разрез заканчивается либо зоной *Б*, либо подзоной *В*₇₀. При наличии в разрезе галогенных пород минерализация воды увеличивается, появляются рассолы с минерализацией до 140, 270, 350 г/кг (Восточно-Кубанский район).

В северной части названного бассейна — Прикумский район — установлен переменный* гидрохимический разрез. Там в мезозойских отложениях на глубине более 4 км под весьма слабыми рассолами подзоны *В*₇₀ вскрыты соленые воды (*Б*₃₅). Такой же тип разреза характерен и для Западно-Кубанского района, где весьма слабые рассолы (подзона *В*₇₀) песчано-глинистых пород неогена на глубине 900—2500 м сменяются солеными водами (зона *Б*₃₅) в породах палеоцена — эоцена.

Вследствие сложного геолого-тектонического строения бассейна в его пределах резко меняются также глубины залегания и мощности гидрохимических зон. Так, мощность зоны пресных вод изменяется от 50—300 м в платформенной части бассейна до 500 м и более в предгорьях. Положение в разрезе бассейна зоны соленых вод также неодинаково. В районах с нормальным гидрохимическим разрезом соленые воды, связанные с породами неогена, палеогена и мела, а на отдельных участках и юры (Адыгейский выступ), вскрываются на глубинах 50—500 м. Мощность зоны здесь изменяется от 500 до 2800 м. В переменном разрезе Восточно-Кубанского района соленые воды распространены в нижнемеловых породах на глубинах более 4 км. В этом случае вскрытая мощность зоны не превышает 100 м.

Слабые рассолы связаны главным образом с песчано-глинистыми и карбонатными отложениями мела, реже неогена. Они вскрыты на глубинах 900—2600 м, мощность зоны 1—2 км. Крепкие рассолы встречены в бассейне на отдельных участках на глубине 2600—2700 м, причем мощность зоны не установлена. Соленые и рассольные воды неогеновых, палеогеновых и меловых отложений содержат повышенные и высокие концентрации иода, брома и других химических элементов.

Подземные воды большей части бассейна на глубинах порядка 1500—2200 м имеют температуру до 100, в Каневско-Тимашевском районе на глубине 4200 м отмечена температура 170 °С.

* Здесь и далее под переменным подразумевается гидрогеохимический разрез, характеризующийся чередованием более или менее минерализованных вод по мере увеличения глубины.

Терско-Каспийский артезианский бассейн приурочен к одноименной впадине, образованной юго-восточным крылом Скифской платформы и молодыми наложенными Терско-Дагестанским и Кусарским прогибами. В соответствии с тектонической структурой бассейн разделяется на районы и подрайоны, каждый из которых имеет свои гидрогеологические особенности [55]. Чехол бассейна сложен преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными породами мезозойско-кайнозойского возраста, мощность которых на платформе до 4, в прогибах до 10 км. Он делится на два гидродинамических этажа мощным регионально выдержанным водоупором глин майкопской свиты. Этот водоупор отсутствует лишь на отдельных участках вала Карпинского.

В гидрохимическом разрезе бассейна установлены зоны пресных, соленых и рассольных ПВ. Мощность и положение в разрезе зон сильно меняются в разных районах, преобладают подзоны весьма слабых и слабых рассолов. При этом для большей части бассейна характерен нормальный гидрохимический разрез типа $AB\bar{B}_{140}$. В Ставропольском районе разрез заканчивается подзоной весьма слабых рассолов, а в Чернолесском, где появляются галогенные породы, — подзоной весьма крепких рассолов (B_{370}). В отдельных районах наблюдаются существенные отклонения от указанного типа разреза. Так, на севере Прикумского района в основании осадочного чехла в пермских и триасовых отложениях на глубине около 3 км под рассолами юрских отложений, имеющих минерализацию до 140 г/кг, вскрыты весьма слабые рассолы (B_{70}). Сложные гидрохимические условия наблюдаются в районе Минераловодского выступа, где сильная тектоническая нарушенность пород обуславливает хорошую взаимосвязь ПВ разных частей разреза и сложное чередование зон и подзон. Мощность гидрохимических зон и подзон в разных районах бассейна сильно меняется (табл. 3).

Соленые и рассольные воды бассейна богаты иодом, бромом и другими промышленно ценными химическими элементами и обладают высокими температурами: до 120 °C на глубинах 2600—3000 м. Южные районы бассейна изобилуют разнообразными лечебными водами (нарзаны, эссентуки и др.).

Химический состав ПВ Азово-Кубанского и Терско-Каспийского бассейнов не менее разнообразен, чем степень минерализации их. В зоне пресных (A), в подзонах солоноватых (B_3) и слабосоленых (B_{10}) вод в основном господствуют воды смешанного (по анионам и катионам) состава, что обусловлено влиянием процессов континентального засоления в верхней части геологического разреза. Так, на большей части Терско-Каспийского бассейна, а также Западно-Кубанского района Азово-Кубанского бассейна широко распространены хлоридные натриевые слабосоленые воды, содержащие гидрокарбонаты натрия. Состав газов в этих водах азотно-метановый и метановый. В ряде районов отмечено повышенное содержание промышленно ценных химических элементов (табл. 3), а также сероводорода.

Иной состав имеют слабосоленые воды Восточно-Кубанского района Азово-Кубанского бассейна, вскрытые на глубинах 2000—4200 м. Количество хлоридов натрия в них превышает 95 %-экв; газы преимущественно метановые. Сильносоленые воды повсеместно хлоридного натриевого состава, причем среди них имеются воды с довольно высоким содержанием хлоридов натрия ($>95\%$) и с повышенным гидрокарбонатов натрия или хлоридов кальция. Названные три типа вод чередуются как в вертикальном направлении, так и по площади. При существующей изученности их установить какую-либо закономерность в этом чередовании не удается. Можно лишь отметить, что в неоген-палеогеновых породах Терско-Каспийского бассейна преобладают хлоридные натриевые и хлоридные кальциево-натриевые воды. В пределах Западно-Кубанского района этого бассейна среди сильносоленых вод преобладают гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, причем в меловых отложениях (на глубинах 4—5 км) в соленых водах отмечается повышенное количество хлоридов кальция ($>5\%$).

На большей части Восточно-Кубанского района Азово-Кубанского бассейна в подзоне B_{35} преобладают хлоридные натриевые и хлоридные кальциево-натриевые воды; гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды встречены лишь в породах палеогена и неогена на глубинах 3000—3500 м.

Для районов платформенного крыла Азово-Кубанского бассейна характерны хлоридные натриевые воды (для всей части изученного разреза), в отложениях неогена встречаются гидрокарбонатно-хлоридные, а в образованиях палеогена и мела наряду с названными отмечены и хлоридные кальциево-натриевые воды. В сильносоленых водах бассейна (подзона B_{35}) преобладает метан, но на глубине более 3500 м в них увеличивается количество углекислого газа (до 30 об. %).

Весьма слабые и слабые рассолы более однообразны и выдержанны по химическому составу. Среди них преобладают хлоридные кальциево-натриевые, причем количество хлоридов кальция возрастает по мере увеличения степени минерализации. Тем не менее общее содержание хлоридов кальция в весьма слабых рассолах редко превышает 8—10, а в слабых — 15—18 %. Среди первых довольно часто встречаются хлоридные натриевые (хлоридов натрия больше 95 %).

Из газов в рассолах подзон B_{70} и B_{140} преобладает метан, на глубинах больше 3500 м значительно количество углекислого газа, в отдельных случаях до 60 %, а также азота и водорода. На некоторых участках зафиксированы сероводородные воды.

Крепкие B_{270} и весьма крепкие B_{350} рассолы изучены слабо. Первые вскрыты в Восточно-Кубанском районе Азово-Кубанского бассейна, они преимущественно метановые, хлоридные кальциево-натриевые (содержат до 15 % хлоридов кальция). Весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы Чернолесского района Терско-Каспийского бассейна имеют хлоридный кальциево-натриевый состав (хлоридов кальция до 25 %), а Восточно-Кубанского района

Азово-Кубанского бассейна — хлоридный кальциево-магниевый с высоким содержанием промышленно ценных химических элементов.

Арало-Каспийская область (IV). Охватывает две обширные, разные в геолого-тектоническом отношении структуры: Прикаспийскую впадину и Туранскую плиту. Чехол первой сложен осадочными палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами общей мощностью в разных частях впадины от 7 до 20 км, второй — осадочными мезозойско-кайнозойскими общей мощностью 5—12 км. В Прикаспийской впадине наряду с терригенными и карбонатными весьма широко распространены галогенные отложения пермского и девонского возраста, а в чехле отдельных бассейнов Туранской плиты — юрского возраста.

С учетом геолого-тектонических особенностей в пределах Арало-Каспийской области можно выделить следующие бассейны I порядка: Северо-Прикаспийский IV_1 , Устюртский IV_2 , Среднекаспийский IV_3 , Туркменский (Амударьинский) IV_4 , Сырдарьинский IV_5 , Тургайский IV_6 , Чу-Сарысу́йский IV_7 , Западно-Туркменский (Южно-Каспийский) IV_8 (табл. 4), которые в свою очередь подразделяются на бассейны II и III порядков [55].

Северо-Прикаспийский артезианский бассейн занимает обширную тектоническую впадину того же наименования, расположенную в юго-восточной части Русской платформы. Для нее характерны очень глубокое погружение фундамента, до 15—20 км в наиболее погруженных частях, и весьма широкое развитие солянокупольной тектоники. Чехол бассейна сложен осадочными породами верхнего протерозоя — палеозоя и мезозоя — кайнозоя. Он делится соленосной толщей кунгурского возраста на два этажа. Нижний этаж представлен терригенными, в меньшей степени карбонатными породами (с прослоями ангидритов), допалеозойскими, девонскими, каменноугольными и нижнепермскими, общая мощность которых до 4 км. К ним приурочены в основном пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды. Кунгурская соленосная толща распространена на всей площади бассейна и сложена главным образом каменной солью с гипсами и ангидритами в кровле и подошве. Она обуславливает широкое распространение солянокупольной тектоники, столь характерной для этого региона. В северо-западной части впадины обнаружены залежи бишофита.

Верхний (надсолевой) этаж мощностью до 6 км и более выполнен преимущественно песчано-глинистыми породами пермтриаса и мезозоя — кайнозоя. Только среди туронских и датских отложений преобладают карбонаты (писчий мел и др.). В верхнем этаже господствуют порово-трещинно-пластовые, порово-пластовые воды, частично развиты трещинно-карстово-пластовые воды.

Северо-Прикаспийский бассейн принято подразделять на два бассейна II порядка: Западно-Прикаспийский, занимающий Прикаспийскую низменность, верхнюю часть разреза которой слагает мощная толща терригенных неоген-четвертичных отложений, и

Восточно-Прикаспийское (Урало-Эмбинское плато), сложенный с поверхности преимущественно меловыми породами, среди которых широко распространен писчий мел.

Гидрогеохимия бассейна изучена слабо, особенно в подсолевой части разреза. Судя по имеющимся данным, в верхней части гидрогеохимического разреза бассейна повсеместно распространены зоны пестрых по степени минерализации ПВ: от пресных до солоноватых на хорошо дренированных участках Урало-Эмбенского плато, до соленых и крепких рассолов в низменной части бассейна. В некоторых сорах минерализация рассолов достигает 350 г/кг. Среди пресных и солоноватых вод преобладают гидрокарбонатные и сульфатные, среди соленых (10—35 г/кг) — хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные, среди рассольных (до 70—350 г/кг) — сульфатно-хлоридные и хлоридные разного катионного состава.

Формированию зоны пестрых по степени минерализации вод способствует жаркий сухой климат, равнинный, низменный на обширных пространствах рельеф и наличие многочисленных соляных куполов. Глубже, в надсолевой части разреза, наблюдается повсеместное увеличение минерализации ПВ. В нижнепермских отложениях, судя по данным опробования немногочисленных глубоких скважин, заключены преимущественно хлоридные натриевые и кальциево-натриевые рассолы, минерализация которых изменяется от 140 до 270 г/кг. В кунгурской соленосной толще, являющейся водоупором, встречаются линзообразные скопления рассолов (минерализация более 350 г/кг) хлоридного магниевого и магниево-кальциевого состава (район Ташлы и др.) с высоким содержанием брома (до 9,3 г/кг).

Газовый состав подземных вод надсолевой части разреза изменяется от преимущественно кислородно-азотного в верхней зоне до азотно-метанового и метанового, местами со значительным количеством углекислого газа или сероводорода в нижних зонах.

В подсолевой части разреза, вскрытой скважинами, в настоящее время лишь по периферии бассейна наблюдается снижение минерализации рассолов: сначала до 270—140, а затем и до 80—70 г/кг. Характер гидрогеохимического разреза в подсолевых отложениях центральной части бассейна не известен, но можно предположить, что он характеризуется меньшей минерализацией рассолов по сравнению с рассолами соленосной толщи. Газовый состав рассолов здесь преимущественно азотно-метановый и метановый, в карбонатных породах со значительным количеством углекислого газа (до 20—30 %) и сероводорода (0,5—40 %) [Анисимов Л. А., 1982 г.].

Гидрогеотермические условия бассейна также изучены недостаточно. В прибортовой зоне на глубинах 4,6—5,3 км максимальная температура 100—130 °С, средний геотермический градиент надсолевой части чехла (1,5—3 °С)/100 м. Общее увеличение градиента происходит в направлении от северных районов бассейна к южным [Дмитриева Т. П., 1982 г.].

Араго-Каспийская артезианская область (по данным В. М. Тарасова и др.)

Артезианский бассейн, его вид, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг			
						Br	I	Sr	K
Северо-Прикаспийский / V ₁ Западно-Прикаспийский	15—20	Терригенные, карбонатные, соленосные	$\frac{150}{6}$	$\frac{D_{216}}{0,1-1,1}$	3, 5	10—30	0—11	1—30	30—100
				$\frac{B_{140}}{1,0-1,5}$	7	50—200	1—14	1—100	100—350
				$\frac{B_{250}}{1,0-5,6}$	7, 8	200—500	10—30	2—8	350
				$\frac{B_{360}}{0,5-2,0}$	7, 9	300—9200	5—20	4—400	550—600
				$\frac{A_1}{0,1-0,3}$	1	—	—	—	—
Артезианско-Удальский	5	То же	$\frac{63}{2,9}$	$\frac{B_{36}}{0,5-1,8}$	3	—	—	—	—
				$\frac{B_{270}}{1-2}$	5, 7	50—100	20—40	—	—
				$\frac{B_{110}}{1,0-1,7}$	5, 7	40—90	30—40	—	—

Устьюртский IV_2	7	Терригенные, карбонатные	$\frac{155}{3,3}$	$\frac{D_{110}}{0,05-0,5}$	1, 3, 4	5—13	0—3	—	0—20
				$\frac{B_{35}}{0,1-0,6}$	5, 3, 4	20—300	1—19	—	—
				$\frac{B_{175}}{1,5-3,5}$	7	30—450	3—18	—	150—200
				$\frac{B_{270}}{0-2,0}$	7	40—380	2—12	—	300—1200
Среднеприкаспийский IV_3 Южномангышлакско-Устьюртский	8	Терригенные, карбонатные, прослой гипса	$\frac{167}{3,7}$	$\frac{D_{35}}{0,1-0,5}$	3, 4	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,5-1,5}$	3, 4	2—67	1—2	—	—
				$\frac{B_{190}}{1,0-3,0}$	7	50—500	1—222	1—58	200—1500
				$\frac{B_{112}}{0-2,5}$	7	100—378	3—773	—	—
Красноводско-Карабогазский	2	Терригенные, карбонатные	$\frac{65}{1,2}$	$\frac{D_{200}}{0,05-0,1}$	1, 3	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,1-0,6}$	3, 4	10—80	1—2	—	—
				$\frac{B_{115}}{0,5-1,3}$	7	50—170	2—12	—	—
Туркменский (Амударьинский) IV_4 Центральнокаракумский	3	То же	$\frac{13}{2,5}$	$\frac{D_{35}}{0,05-0,4}$	3, 4	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,3-0,6}$	3, 4	5—20	0—2	—	—
				$\frac{B_{207}}{1,2-2,0}$	4, 7	20—550	1—40	—	—

Артезианский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоне, мг/кг			
						Вг	І	St	К
Бадхыз-Карабильский	10	Терригенные, карбонатные, соленосные	$\frac{139}{35}$	$\frac{D_{35}}{0,1-0,9}$	1, 3	1-10	0,3-1	—	0,5-20
			$\frac{B_{35}}{0,3-0,6}$	3, 4	1-100	0,5-5	—	—	—
			$\frac{B_{230}}{1-1,5}$	5, 7	20-500	1-29	50-250	50-400	—
			$\frac{B_{300}}{0,5-0,7}$	7, 9	40-2500	10-250	50-450	100-4000	—
			$\frac{D_{50}}{0-0,1}$	1, 3	—	—	—	—	—
Сырдарьинский /V ₅	2, 5	Терригенные, карбонатные	$\frac{86}{1,6}$	$\frac{B_{10}}{0,1-1,2}$	3, 5	0-1	0-0,4	—	—
			$\frac{B_{10}}{0,1-0,3}$	5, 7	1-25	0-1	—	—	—

Устьюртский бассейн сложен преимущественно терригенными породами (общей мощностью в прогибах до 5—8, а на поднятиях до 1—3 км), к которым приурочены преимущественно трещинно-пластовые и порово-трещинно-пластовые ПВ, минерализация которых увеличивается (сверху вниз) от 1—10 до 270 г/кг. Максимальная температура воды 155 °С зарегистрирована на глубине 3,2 км.

Среднекаспийский бассейн включает два бассейна II порядка: Южномангышлакско-Устьюртский и Красноводско-Карабогазский. Первый по характеру гидрогеологического разреза сходен с Устьюртским бассейном, а второму свойственно значительное сокращение мощности мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (до 1—3 км). Изменяется и гидрогеохимический разрез. Соленые и рассольные грунтовые воды неоген-четвертичных образований (с линзами пресных вод в песчаных массивах) сменяются солеными (10—40 г/кг) водами верхнемеловых отложений и рассолами хлоридного натриевого состава (до 140 г/кг) в породах нижнего мела. Более древние породы, залегающие глубже, в гидрогеохимическом отношении не изучены.

Туркменский (Амударьинский) бассейн сложен терригенными, карбонатными и соленосными мезозойско-кайнозойскими породами общей мощностью до 3—8 км в разных частях. Системой глубинных разломов он делится на несколько районов, выделяемых в качестве бассейнов II порядка (табл. 4).

Для западной части бассейна (Каракумский и Прикопетдагский бассейны II порядка) характерен нормальный гидрохимический разрез. Соленые грунтовые воды сменяются в отложениях палеоцена, сенона и верхнего турона более минерализованными напорными водами (20—70 г/кг) хлоридного натриевого состава. Ниже по разрезу, в альб-сеноманском водоносном комплексе, присутствуют слабые хлоридные натриевые рассолы (70—140 г/кг). Рассолы неом-аптских (70—180 г/кг) и нижне-среднеюрских (100—220 г/кг) отложений имеют хлоридный натриевый и кальциево-натриевый состав, в них отмечается повышенное количество иода, брома и других химических элементов. Растворенные в этих рассолах газы обычно метановые.

Для гидрохимического разреза восточной части бассейна характерно увеличение минерализации с глубиной до 350—400 г/кг (в соленосной части разреза), а затем уменьшение ее до 270—140 г/кг в нижележащих терригенно-карбонатных юрских и пермотриасовых породах. Специфического состава рассолы (хлоридные магниевые-кальциевые и магниевые) с минерализацией до 400 г/кг распространены в соленосных отложениях, где образуют изолированные линзы и находятся в условиях высоких пластовых давлений. Им свойственны высокие концентрации брома, иода и других промышленно ценных химических элементов.

Температура рассолов на глубине 3,0—3,5 км достигает 120—140 °С.

Западно-Туркменский (Южно-Каспийский) бассейн известен в литературе также под названиями Закаспийский, Южно-Каспийский. Это — по существу межгорный артезианский бассейн. Он приурочен к одноименной обширной межгорной впадине, окруженной с трех сторон горными сооружениями Альпийской складчатой системы: на севере и востоке Кубадаг-Большебалханскими горами и Западным Копетдагом, на юге — горными сооружениями Эльбруса и Талышскими, на западе — Кавказа. Северная граница впадины в пределах Каспийского моря условно проводится по линии, соединяющей Красноводский и Апшеронский полуострова, вдоль которой расположены локальные поднятия. В пределах впадины мощность мезозойско-кайнозойских отложений по геофизическим данным 20—25 км. Восточная часть впадины, находящаяся в пределах Туркмении, известна в литературе под названием Западно-Туркменского артезианского бассейна, где мощность только песчано-глинистых неоген-четвертичных отложений достигает 5 км.

Во вскрытой части разреза бассейна установлены разнообразные по степени минерализации и химическому составу ПВ: от соленоватых до весьма крепких рассолов. С глубиной соленые воды сменяются рассольными, а последние — вновь солеными. Зона пресных вод в бассейне отсутствует. Отдельные подтакырные линзы слабосоленоватых вод маломощны (10—30 м) и занимают небольшие площади (3—22 км²).

В верхней части разреза повсеместно распространена зона пестрых по степени минерализации вод мощностью 0,1—0,8 км. Воды в основном соленые (10—35 г/кг), хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые, реже рассольные (35—70, иногда до 140 г/кг), кальциево-натриевые, содержащие хлориды кальция (5—15 %).

Соленые воды образуют две зоны: одна из них приурочена к верхней части разреза неогеновой толщи (в апшеронских и акчагыльских отложениях), а другая — к низам красноцветной толщи. В первой зоне соленые воды находятся под водами зоны Д. Они занимают сравнительно небольшие площади, но имеют значительную мощность (1,5—2,5 км). Соленые воды второй зоны распространены регионально, под рассолами, мощность ее от 0,3 до 1,1 км. В них содержатся иод (5—30 мг/кг), бром (20—200 мг/кг). По химическому составу соленые воды обеих зон в основном хлоридные натриевые с незначительным содержанием сульфатов (1—9 %), реже хлоридные кальциево-натриевые с хлоридами кальция (1—10 %).

Зона рассолов на большей части бассейна находится под зоной пестрых вод. Ее мощность 2—5 км. Концентрация рассолов изменяется как по площади, так и разрезу от 35 до 230 г/кг, а химический состав остается почти неизменным — хлоридным натриевым и кальциево-натриевым с хлоридами кальция (3—21 %). В рассолах почти отсутствуют сульфаты и гидрокарбонаты (они встречаются от долей процента до 5 %), но в значительном ко-

личестве содержатся бром (50—500 мг/кг) и иод (5—30 мг/кг). Кроме того, рассолы бассейна давно привлекают внимание наличием в них рудных элементов, что особенно характерно для рассолов Челекенского полуострова, в которых, по данным Л. М. Лебедева [1983 г. и др.], содержится, мг/л: Fe 7—25; Pb 10—200; Cu 1,5—15; Zn 2—9; Cd 0,5—6; Tl 0,1—3; As — до 1,0; Mo — до 0,3; Sb — до 0,02; Bi и Ag — следы. Растворенные газы в рассолах в основном метановые, иногда с небольшой примесью сероводорода.

Геотермический градиент в различных частях бассейна изменяется от 2,7 до 3,8 °C/100 м, увеличиваясь в зонах разломов до 5 °C/100 м.

Сырдарьинский артезианский бассейн включает четыре бассейна II порядка: Приаральский, Северо-Кызылкумский, Восточно-Кызылкумский и Приташкентский. Первые три бассейна по гидрогеологическим условиям весьма близки между собой. Их чехол сложен преимущественно терригенными породами общей мощностью 1—2,5 км, в которых максимальная минерализация воды обычно не превышает 5—12, редко минерализация возрастает до 35 г/кг.

Приташкентский бассейн II порядка отличается от названных выше наличием мощной (до 2,2 км) зоны пресных и слабосоленых ПВ. Причем закономерного увеличения минерализации этих вод по мере углубления здесь не наблюдается. Так, четвертичные галечники и песчаники содержат пресные воды (до 1 г/кг), красноцветные отложения неогена — пресные и солоноватые (0,5—5 г/кг), песчаники и известняки палеоцена и эоцена — пресные и солоноватые (до 0,7—3 г/кг), а к сенон-туронским песчано-глинистым породам приурочены еще менее минерализованные воды (0,5—1,5, реже до 3 г/кг). Даже в сеноманских и альбских песках, песчаниках и конгломератах, а также в песчано-глинистых отложениях юры, залегающих на глубинах от 800 до 2200 м, встречаются воды, минерализация которых 0,6—10 г/кг. Температура этих вод 55—70 °C.

Тургайский бассейн приурочен к одноименному прогибу, расположенному между Уральской и Северо-Казахстанской складчатыми системами. Чехол бассейна сложен преимущественно терригенными мезозойско-кайнозойскими породами мощностью до 1,5 км. С учетом особенностей строения фундамента и чехла бассейн разделяется на два бассейна II порядка, а последние — на бассейны III порядка [55]. В верхней части разреза бассейнов развита зона пестрых по степени минерализации вод с отчетливым преобладанием соленых. Только в пределах песчаных полупустынь (Большие и Малые Барсуки) в основании песчаных холмов преобладают пресные и солоноватые воды.

Пресные и пестрые по степени минерализации воды на глубине сменяются солеными и весьма слабыми рассолами (до 70 г/кг), которые распространены до изученной глубины (первая тысяча метров). Состав вод преимущественно сульфатно-хлорид-

ный и хлоридный магниевый-натриевый и натриевый, газов — азотный и метаново-азотный.

Чу-Сарысуйский бассейн занимает впадину того же наименования. Он подразделяется на Сарысуйский и Чуйский бассейны II порядка [55]. Чехол Чу-Сарысуйского бассейна сложен терригенными, карбонатными и галогенными верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью 4—6 км. В гидрогеологическом отношении бассейн изучен до глубины 1300—2400 м. Минерализация вод изменяется в широких пределах. В центральных и юго-западных районах бассейна в мезозойско-кайнозойских отложениях господствуют пресные и соленые воды подзоны B_{10} , которые ниже по разрезу в породах палеозоя сменяются сильносолеными и рассольными водами с минерализацией до 240 г/кг. На большей глубине, вероятно, распространены более крепкие рассолы. В восточных районах бассейна, где соленосные отложения отсутствуют, воды имеют максимальную минерализацию — до 35 г/кг.

Газы в верхней части разреза бассейна преимущественно азотные, которые ниже по разрезу сменяются метаново-азотными, а еще ниже азотно-метановыми и метановыми с примесью других газов.

Температура воды на глубине 300—600 м — 22—30 °С, а на 800 м — около 61 °С.

Приведенные выше и в табл. 4 данные показывают, что ПВ бассейнов Арало-Каспийской артезианской области довольно разнообразны как по химическому составу, так и по минерализации. По степени минерализации в осадочном чехле большинства бассейнов области можно выделить четыре зоны, сменяющие одна другую по мере увеличения глубины. Наиболее широко распространена зона пестрых вод D , а зона пресных вод A занимает незначительные площади, чередуясь с зоной D . Зоны соленых вод B и рассолов B развиты повсеместно, однако мощности их непостоянны. Наиболее мощной — до 6 км и более — является зона рассолов B .

В большинстве артезианских бассейнов области распространены все четыре зоны. Так, в Северо-Прикаспийском, Туркменском (Амударьинском), Устюртском и Среднеприкаспийском бассейнах гидрохимический разрез начинается (сверху вниз) зона пестрых вод разного химического состава, а заканчивается зона рассолов различной концентрации (140—350 г/кг и больше). В Сырдарьинском и Тургайском бассейнах в гидрохимическом разрезе подзоны рассолов (более 70 г/кг) отсутствуют. В них пресные или пестрые по степени минерализации и химическому составу воды сменяются солеными (до 35 г/кг), а в отдельных районах — весьма слабыми рассолами (до 70 г/кг), которые и заканчивают гидрохимический разрез.

Воды зоны D весьма разнообразны по степени минерализации и химическому составу: широко распространены сульфатные воды разного катионного состава, сульфатно-хлоридные натриевые и

хлоридные кальциево-натриевые, содержащие хлориды кальция. Повсеместно преобладают воды двух последних типов, их минерализация 3—250 г/кг. В пределах Северо-Прикаспийского артезианского бассейна превалируют пестрые воды высокой минерализации (35—140 г/кг и больше), обычно сульфатно-хлоридные натриевые, которые на участках развития соляных куполов становятся хлоридными натриевыми ($\text{Na} + \text{Cl} > 95\%$). В восточной и северо-восточной частях бассейна среди пестрых вод встречаются гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-хлоридные. Мощность зоны Д изменяется от 0,1 до 1,1 км.

Менее минерализованы воды зоны Д в других бассейнах области. Среди них преобладают, как правило, сульфаты и хлориды натрия; в Сырдарьинском бассейне в водах зоны Д отмечается значительная примесь гидрокарбонатов натрия. В Чу-Сарысуйском бассейне широко распространены смешанные по анионам и катионам и смешанные только по анионам натриевые воды. В Бадхыз-Карабильском районе Туркменского (Амударьинского) бассейна мощность зоны Д изменяется от нескольких метров до 900 м. В водах зоны Д Арало-Каспийской артезианской области (в Бадхыз-Карабильском районе и в Северо-Прикаспийском бассейне) иногда встречаются в повышенном количестве бром (до 80 мг/кг), иод (8—13), стронций (до 30), что указывает на сложный генезис вод.

Зона пресных и подзона слабосолоноватых вод АБ₃ в бассейнах Арало-Каспийской области распространена ограниченно. Значительные площади эти воды занимают на севере и северо-востоке Северо-Прикаспийского, в Чу-Сарысуйском, Тургайском и Сырдарьинском бассейнах. По химическому составу — это гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и натриевые воды, а в Сырдарьинском бассейне — смешанные по анионам (гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные) натриевые и сульфатные кальциево-натриевые. Мощность зоны колеблется от 100—300 (Северо-Прикаспийский бассейн) до 1500—1800 м (Приташкентский бассейн).

В Чуйском бассейне II порядка пресные и слабосолоноватые воды формируются в пределах конусов выноса и особенно характерны для района выхода с гор р. Чу и ее многочисленных притоков. В Сарысуйском бассейне II порядка и в Тургайском бассейне I порядка они вскрыты рядом скважин в меловых отложениях. Состав вод смешанный либо по анионам и катионам, либо по анионам (натриевый), либо по катионам (гидрокарбонатный). Гидрокарбонатные воды особенно характерны для конусов выноса бассейна р. Чу.

В центральных частях Арало-Каспийской области ПВ с минерализацией до 3 г/кг, в основном смешанно-анионного состава при преобладании среди катионов натрия, встречаются редко и залегают в форме линз, плавающих на соленых водах. Так, в Устюртском бассейне они приурочены к сарматским отложениям, причем линзы имеют небольшую мощность (до 20 м).

На западе Среднеприкаспийского и в Туркменском (Амударьинском) бассейнах встречаются отдельные линзы пресных и слабосоленоватых вод (Гильмамедкумская, Ясханская и др.), мощность которых от 10 до 100 м. На востоке Туркменского (Амударьинского) бассейна находятся более крупные линзы: Восточно-Заунгузская, Джилликумская, Западно- и Восточно-Иолотанская и др. Мощность этих линз от 26 до 300 м. Солевой состав вод в линзах гидрокарбонатный кальциевый (при минерализации до 1 г/кг) и смешанный (при минерализации 1—3 г/кг).

Пресные (зона А) и солоноватые (подзона B_3) воды распространены на небольших участках во всех бассейнах описываемой области: в аллювиальных отложениях речных долин, в «западинах» рельефа (Прикаспийская низменность) и на площадях развития эоловых песков.

Зона соленых вод Б распространена совместно: к западу от Аральского моря (во всех бассейнах) в верхней части чехла бассейнов (первые от поверхности) или под зоной Д, а в Сырдарьинском и Тургайском бассейнах в низах разреза; в некоторых районах Тургайского бассейна под слабыми рассолами, развитыми под первым от поверхности земли водоупором. Воды с минерализацией 3—35 г/кг по химическому составу сульфатные разного катионного состава, сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые. Причем сульфатные воды широко распространены лишь в Сырдарьинском бассейне и на юге Бадхыз-Карабильского района Туркменского (Амударьинского) бассейна. В других бассейнах области преобладают сульфатно-хлоридные натриевые соленые воды. В водах с минерализацией 20—25 г/кг появляются хлориды кальция (до 1—10 %-экв). В Тургайском (I порядка) и Чуйском (II порядка) бассейнах соленые воды часто имеют смешанный по анионам натриевый состав.

Мощность зоны соленых вод колеблется в широких пределах: от полного выклинивания на отдельных участках и замещения их рассолами в Северо-Прикаспийском бассейне до 0,6 км в Устюртском (I порядка), Красноводско-Карабогазском и Центральнокаракумском бассейнах (II порядка), до 1,8 км в Актюбинско-Приуральском и Южномангышлакско-Устюртском (II порядка), Туркменском (Амударьинском) и Сырдарьинском бассейнах (I порядка), от 0,03 до 1,5 км в Чуйско-Тургайской системе артезианских бассейнов.

Содержание промышленно ценных химических элементов в соленых водах обычно невысокое, мг/кг: брома 1—100, редко до 300, иода 0,4—5, редко до 19. Состав растворенных в водах зоны газов — преимущественно азотный, а в нефтегазоносных районах — метаново-азотный и азотно-метановый.

В зоне рассолов имеются воды с минерализацией от 35 до 400 г/кг. Мощность этой зоны изменяется в разных бассейнах от нескольких сотен метров до 6 км и больше.

Весьма слабые рассолы — подзона B_{70} — в основном хлоридные кальциево-натриевые, содержат хлориды кальция (от 3 до

10, реже до 15 %-экв), концентрация микрокомпонентов в них изменяется в следующих пределах, мг/кг: брома 20—200, иода 0,5—15. Мощность подзоны B_{70} в разных бассейнах — от 0,2 до 0,9 км.

Слабые рассолы — подзона B_{140} — также хлоридные кальциево-натриевые, содержат хлориды кальция (от 7 до 25, иногда до 53 %-экв), бром (40—350 мг/кг), иод (1—17), стронций (50—570). Мощность подзоны (в разных бассейнах) изменяется от 0,3 до 1,5 км.

Крепкие рассолы — подзона B_{270} — хлоридные кальциево-натриевые, содержат хлориды кальция (от 25 до 40 %-экв, редко больше), бром (200—550 мг/кг), иод (10—40), стронций (100—700). Мощность подзоны изменяется от 1 до 4 км (в разных бассейнах).

Весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы — подзоны B_{350} и $B_{>350}$ — вскрыты незначительным числом скважин в толщах соленосных отложений. В Северо-Прикаспийском бассейне (I порядка) обнаружены хлоридные, магниевые-кальциевые рассолы, а в Бадхыз-Карабильском (II порядка) — хлоридные кальциево-магниевые. В указанных рассолах установлены наиболее высокие концентрации брома (500—3500 мг/кг), иода (12—25, в отдельных случаях до 80), стронция (до 400).

Весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы, как правило, распространены в соленосных толщах в форме линз сравнительно небольшой мощности, залегающих на разной глубине: от 850 (Челкарская структура) до 3500 м (Байрам-Алийская структура). По газовому составу рассолы преимущественно азотно-метановые и метановые, но в отдельных районах Туркменского (Амударьинского) бассейна (Бухаро-Каршинский, Гаурдакский и др.) отмечены значительные содержания сероводорода: от нескольких десятков до сотен миллиграммов на килограмм [Гуревич М. С., Беленицкая Г. А. и др., 1980 г.].

Приведенные выше данные показывают, что в бассейнах Арало-Каспийской области распространены весьма разнообразные по степени минерализации и химическому составу воды, среди которых отчетливо преобладают соленые и рассольные хлоридного кальциево-натриевого состава. В основном ПВ области термальные. Только в самой верхней части разреза (до глубины 30—100 м) воды относятся к зоне холодных (на фундаменте до 20 °C). На максимально вскрытых глубинах (3—3,5 км) распространены термальные рассолы, температура которых 139—148 °C [Устьюртский и Туркменский (Амударьинский) бассейны]. В Чуйском бассейне термальные воды (50 °C) вскрыты на глубине 0,5 км.

По расчетным данным температура ПВ в глубоких частях Северо-Прикаспийского, Устьюртского и Туркменского (Амударьинского) бассейнов, в которых фундамент погружен на глубину до 8—19 км, повышается до 200—300 °C и больше. Однако интенсивность роста температуры в зависимости от глубины распро-

странения ПВ различна в разных бассейнах и даже в пределах одного бассейна, что определяется тектоническими, литологическими, гидродинамическими и другими факторами. Так, в Северо-Прикаспийском бассейне геотермический градиент на глубине до 3 км изменяется от 1,0—2,5, в Актюбинско-Приуральском до 1,9—2,8, на Южно-Эмбинском поднятии — 2,0—2,7 °C/100 м. Более прогреты недра Устьюртского (Южномангышлакско-Устьюртский район) и Туркменского (Амударьинского) бассейнов, в пределах которых геотермический градиент (на глубинах до 3 км) изменяется от 2,5 до 4, а в районе Кушки до 4,8 °C/100 м (на глубине до 2 км). Наиболее высокие градиенты характерны для Сырдарьинского бассейна (от 4,5 до 5,6 °C/100 м). В Приташкентском бассейне II порядка он снижается до 2,4 °C/100 м. Глубина расположения фундамента в названных бассейнах не превышает 1,5—3 км.

Балхаш-Алакольская область (V). Занимает внутриконтинентальную впадину того же названия, разделяющую Джунгаро-Балхашскую систему складчатых областей на северо-западную — Прибалхашскую — и юго-восточную — Джунгарскую. Фундамент впадины имеет блоковое строение, причем в результате подвижек, связанных с альпийской складчатостью, обособились две впадины, к которым приурочены артезианские бассейны: Алакольский и Южно-Балхашский. Чехол впадины сложен мезозойско-кайнозойскими породами, преимущественно грубообломочными, песчаными, песчано-щебенисто-глинистыми, с которыми связаны порово-пластовые, реже порово-трещинно-пластовые скопления ПВ, а также мощными толщами глин, особенно характерных для Южно-Балхашского бассейна. Мощность чехла от 0,7 (Лепсинский район Южно-Балхашского бассейна) до 1,5—2,5 км (Алакольский бассейн).

Бассейны области в гидрогеологическом отношении изучены в основном до глубины 0,3—0,5 км, только в отдельных пунктах до 1,5—2,5 км (в Алакольском бассейне). Для изученной части разреза характерна максимальная сосредоточенность запасов пресных и солоноватых (до 3 г/кг) ПВ в мощной толще валунно-щебенисто-суглинистых отложений конусов выноса. Эти воды широко используются для водоснабжения.

Гидрохимическая зональность в бассейнах области сложная. В краевых частях развиты пресные (0,2—1,0 г/кг) гидрокарбонатные воды разного катионного состава, иногда сульфатные, которые образуют зону А мощностью до 0,5 км (табл. 5).

В центральных и северных районах бассейнов зона А замещается зоной Д, минерализация воды в которой изменяется от 0,2 до 50 г/кг (Южно-Балхашский бассейн), от 0,2 до 15 (Алакольский бассейн) и от 0,3 до 9 (Лепсинский район). Соленые воды (9—15 г/кг) преимущественно сульфатно-натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые, а рассолы (до 50 г/кг) — хлоридные натриевые. Рассолы зоны Д, возникающие в результате испарения в бессточных впадинах, сосредоточены вблизи оз. Бал-

Таблица 5

Балхаш-Алакольская артезианская область (по данным Е. Е. Беяковой и др.)

Артезианский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в зна- менателе)	Индекс гидрости- мической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический сос- тав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг	
						Br	I
Южно-Балхаш- ский V ₁	0,025 — 1,0	Терригенные валунно- гравийно-галечнико- вые, песчаные и гли- нистые породы, плот- ные глины	35 0,8	$\frac{D_{50}}{0,0-0,15}$	1	—	—
				$\frac{A_1}{0,3-0,5}$	1, 3	—	—
				$\frac{B_{15}}{0,0-0,6}$	3, 5	—	—
Лепсинский	0,09 — 1,1	Терригенные валунно- щебенисто-галечнико- вые, песчаные и су- глинистые породы, плотные глины	18 0,2	$\frac{D}{0,1-0,2}$	1, 3	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,4}$	3, 5	—	—
Алакольский V ₂	0,1 — 0,5	Терригенно-валунно-ще- бенисто-галечниковые, песчаные, суглини- стые, реже глинистые породы, песчаники, конгломераты с про- слоями и линзами уг- лей	44 На поверх- ности (родни- ки)	$\frac{D_{15}}{0,0-0,2}$	1	4	1
				$\frac{A_1}{0,0-1,3}$	1, 3	—	—
				$\frac{B_{24}}{—}$	1, 3	До 5	—

хаш (Южно-Балхашский бассейн). Глубже рассолов часто распространены слабо (до 3 г/кг)- и среднесоленые (до 10 г/кг) воды. В центральных районах бассейнов гидрохимическая зональность также переменная, но несколько другого характера. Пресные воды (0,5—1 г/кг) распространены под соленоватыми. Имеются участки с нормальным, но сокращенным гидрохимическим разрезом: глубже соленоватых вод находятся воды с минерализацией 10—12 г/кг; зона пресных вод отсутствует. В бассейне до отметок 130—200 м ниже уровня моря рассолы не установлены (кроме отмеченных выше в зоне Д).

Соленоватые воды всюду преимущественно смешанные по анионам и катионам, а среднесоленые — сульфатные и хлоридные натриевые, смешанные по катионам. В этих водах в небольшом количестве содержатся иод, бром, фтор.

В бассейнах области можно выделить две гидротермические зоны: холодных вод (12—20 °С) мощностью 0,23—0,35 км и теплых (25—45 °С) мощностью 1,0—1,2 км. В Алакольском бассейне, судя по расчетным данным, в которых учтена температура воды источников, текущих по тектоническим разломам (в бассейне р. Эмель), вероятно, имеется третья зона — зона горячих вод с температурой 55—75 °С мощностью 0,65—0,75 км.

Западно-Сибирская область (VI). Эта область расположена в пределах эпигерцинской плиты того же названия. В геологическом строении плиты выделяются три структурно-тектонических этажа: нижний, геосинклинальный, средний, парагеосинклинальный, и верхний, платформенный. Нижний этаж служит фундаментом плиты и сложен глубокометаморфизованными осадочными и магматическими породами архея, протерозоя и палеозоя; средний этаж — породами палеозоя и нижнего мезозоя, сравнительно слабометаморфизованными и дислоцированными. В этом этаже выделяются два структурно-тектонических яруса. Нижний ярус представлен собственно параплатформенными образованиями палеозоя (песчаники, известняки, алевролиты, аргиллиты, доломиты, мергели и др.), которые широко развиты в восточной части Западно-Сибирской плиты, а также предположительно в центральных и северных районах ее. Верхний ярус (тафрогенный) сложен эффузивно-осадочной терригенной толщей нижнего лейаса — триаса, которая выполняет многочисленные грабенообразные впадины. Предполагается, что в северных районах плиты этот ярус имеет региональное распространение. Общая мощность пород среднего этажа от нескольких сотен метров до 3 км и больше на севере плиты.

Верхний этаж — чехол плиты — выполнен терригенными осадочными мезозойско-кайнозойскими породами общей мощностью около 3 км в центральных и более 6 км в северных районах. Для пород чехла в целом характерны почти горизонтальное залегание, преобладание на западе глинистых пород, на востоке песчаных, в северных районах наличие многолетней мерзлоты мощностью 500 м. Чехол плиты осложнен системой пологих впа-

дин, прогибов, валов, сводообразных поднятий, разных по размерам и амплитуде перемещения пород.

В нижнем этаже господствуют трещинно-жильные, в среднем — пластово-трещинные, трещинно-жильные и трещинно-пластовые, а в верхнем — трещинно-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления ПВ.

В пределах области следует различать два типа районов. Районы двухэтажного строения — чехол сложен мезозойско-кайнозойскими, а фундамент допалеозойско-палеозойскими породами, и районы, в которых между верхним и нижним этажами имеется средний этаж, выполненный палеозойско-нижнемезозойскими породами.

Породы среднего этажа изучены еще очень слабо, вследствие чего границы названных районов провести невозможно.

С учетом геологического строения чехла рассматриваемая область подразделяется на два артезианских бассейна I порядка: Западно-Сибирский VI_1 и Прикарский VI_2 , которые в свою очередь делятся на несколько районов (бассейнов II порядка) (табл. 6).

В Западно-Сибирской артезианской области известны воды с минерализацией от 0,1 до 75 г/кг, распределение которых в разрезе и по площади подчинено определенным закономерностям (рис. 2). Сравнительно отчетливо можно выделить гидрохимические зоны А, Б и подзону B_{70} , мощность и глубина залегания которых существенно изменяются в разных частях области. На северо-западе (район VI_1^1) и юго-востоке (районы $VI_1^4 - VI_1^7$) в чехле преобладают пресные и солоноватые воды, причем мощность зоны пресных вод изменяется от 500 до 2100 м, а подзоны солоноватых — от 400 до 1100 м. На остальной территории области чехол заполнен в основном солеными и слабосолевыми водами. Соленые воды вскрываются на глубинах 200—400 м, а мощность зоны этих вод местами превышает 2500 м. Рассольные воды распространены только в восточных районах области на глубинах 2200—2600 м в зависимости от рельефа поверхности фундамента; мощность подзоны B_{70} 200—500 м.

В пределах зоны пресных вод господствуют гидрокарбонатные разного катионного состава и гидрокарбонатные натриевые воды. Первые развиты повсеместно в верхних горизонтах осадочной толщи, а вторые — на юго-востоке и северо-западе области (районы $VI_1^4 - VI_1^7$, VI_1^1) на глубине более 100—300 м. На локальных участках в пределах зоны А встречаются воды хлоридные натриевые с высоким содержанием гидрокарбоната натрия. Появление этих вод, вероятно, связано с восходящей разгрузкой залегающих глубже хлоридных вод. Микрокомпонентный состав пресных вод практически не изучен, в отдельных пунктах определены следы брома, аммония, встречается железо (до 20 мг/кг). Состав растворенных газов преимущественно кислородно-азотный и азотный. В восточ-

Западно-Сибирская артезианская область (по Д. Г. Унителиевой и др.)

Артезианский бассейн, его индекс, разряд	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в зна- менателе)	Индекс гидрохи- мической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический сос- тав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зонах, мг/кг		
						Вг	Г	К
Западно-Сибирский VI, Березовско-Сось- винский VI, ¹	1,9	Терригенные	$\frac{82}{1,8}$	$\frac{A_1}{0,15-0,9}$	1, 5	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,3-2,0}$	6, 5	До 30	0-10	—
				$\frac{B_{35}}{0-1,6}$	6, 7, 5	20-70	2-33	До 70
Туринский VI, ²	2,0	То же	$\frac{93}{1,5}$	$\frac{A_1}{0,08-0,2}$	1	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,2-0,45}$	6, 7	7-25	До 10	—
				$\frac{B_{15}}{0,5-1,7}$	6, 7	10-95	8-45	До 60
Тофоло-Тюмен- ский VI, ³	2,5	"	$\frac{118}{2,2}$	$\frac{A_1}{0,01-0,1}$	1, 5, 3	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,35-0,8}$	5, 6, 3	До 30	До 7	—
				$\frac{B_{15}}{0,5-1,9}$	6, 7	30-100	8-31	10-200
Барабинский VI, ⁵	2,2	"	$\frac{69}{2,0}$	$\frac{A_1}{0,2-0,6}$	1, 3, 6	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,5-1,2}$	5, 6, 3	1-32	0,01	—
				$\frac{B_{35}}{0,2-1,0}$	7	До 50	1-6	До 40

Чулымско-Енисей- ский VI ₁ ⁶	3,0	"	$\frac{105}{2,9}$	$\frac{A_1}{0,7-2,1}$	1, 6, 3	До 10	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,5-1,1}$	5, 6, 3	1—30	До 2	—
				$\frac{B_{35}}{0,2-2,5}$	6, 7	4—60	До 3	До 25
				$\frac{B_{70}}{0,1}$	7	7—120	До 2	До 380
				—	—	—	—	—
Елагуй-Ермаков- ский VI ₁ ⁷	1,5	"	$\frac{66}{2,3}$	$\frac{A_1}{0,4-1,0}$	1, 5	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,2-0,7}$	5, 6, 7	До 60	—	—
				$\frac{B_{35}}{> 0,5}$	6, 7	До 32	—	—
				—	—	—	—	—
Надым-Ханты- Мансийский VI ₁ ⁸	3,5	"	$\frac{137}{2,8}$	$\frac{A_1}{\text{До } 0,2}$	1	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{\text{До } 0,4}$	6	До 20	До 8	—
				$\frac{B_{35}}{> 2,5}$	6, 7	17—85	15—33	До 70
				—	—	—	—	—
Омский VI ₁ ⁹	3,2	"	$\frac{120}{2,3}$	$\frac{A_1}{0,1-0,7}$	1, 2	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,5-1,8}$	5, 6, 7	До 23	0—6	—
				$\frac{B_{35}}{0,8-2,0}$	7	40—70	5—16	—
				$\frac{B_{70}}{0,1-0,35}$	7	70—162	5—13	—
				—	—	—	—	—
Юган-Пякин-Пу- ровский VI ₁ ¹⁰	3,2	"	$\frac{157}{3,0}$	$\frac{A_1}{—}$	1	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{—}$	6, 7	До 25	До 8	—
				$\frac{B_{35}}{—}$	6, 7	35—105	2—50	—
				$\frac{—}{2,5-3,5}$	—	—	—	—

Артезианский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в зна- менателе)	Индекс гидрохи- мической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический сос- тав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг		
						Вг	І	К
Тазовский VI ¹¹	4,0	"	$\frac{132}{2,7}$	$\frac{B_{70}}{0,1}$	7	70—150	3—8	—
				$\frac{A_1}{0,2-1,2}$	1, 5	До 7	До 1	—
				$\frac{B_{10}}{0,35-1,3}$	5, 6	1—24	1—8	—
				$\frac{B_{35}}{—}$	6, 7	20—150	4—15	—
				$\frac{B_{70}}{>0,1}$	7	70—160	1—10	—
Прикаспийский VI ₂	>5	"	$\frac{87}{3,70}$	$\frac{A_1}{—}$	—	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{—}$	6, 7	13—22	До 3	—
				$\frac{B_{35}}{3,0}$	7, 6	13—81	8—30	—
				$\frac{A_1}{—}$	1	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{—}$	6, 7	До 8	До 2	—
Усть-Енисейский VI ₂ ²	>5	"	$\frac{66}{2,3}$	$\frac{B_{85}}{>2,5}$	6, 7	20—30	5—9	—

ных районах области (районы VI_1^1, VI_1^7) и на северо-западе (район VI_1^1) в пресных водах растворены азотно-метановые, метаново-азотные и метановые газы. На заболоченных площадях, широко развитых в регионе, часто встречаются сероводородные газы, количество которых обычно не более 15—20 мг/кг.

Воды подзоны B_3 характеризуются наиболее разнообразным солевым составом. Среди них распространены гидрокарбонатные натриевые, сульфатные разного катионного состава, хлоридные натриевые с содержанием гидрокарбонатов натрия и сульфатно-хлоридные натриевые. При этом на большей части площади области в этой подзоне развиты преимущественно хлоридные натриевые воды с различным количеством гидрокарбонатов натрия.

Воды гидрокарбонатные натриевые регионально распространены на северо-западе (район VI_1^1) и юго-востоке (районы $VI_1^4 - VI_1^7$) области, а сульфатно-хлоридные натриевые — на юге области (район VI_1^3). Сульфатные воды разного катионного состава вскрыты отдельными скважинами в районе VI_1^4 . Состав растворенных газов в водах подзоны B_3 преимущественно азотный, а в районах VI_1^6 и VI_1^7 распространены азотно-метановые и метановые газы. Микрокомпонентный состав слабосоленых вод изучен слабо. В них отмечено наличие брома (до 10 мг/кг), иода (до 3 мг/кг) и некоторых других компонентов.

Среднесоленые воды (подзона B_{10}) имеют преимущественно хлоридный натриевый состав. В западных районах в них присутствуют гидрокарбонаты натрия, а в восточных и южных — хлориды кальция. На нескольких участках встречаются воды с содержанием хлоридов натрия больше 95 %. В водах подзоны растворены преимущественно метаново-азотные, азотно-метановые, а на юго-востоке и метановые газы. В водах содержатся бром (до 25 мг/кг), иод (до 10) и другие микрокомпоненты.

Сильносоленые воды (подзона B_{35}) — преимущественно хлоридные натриевые. В западных районах ($VI_1^1 - VI_1^3, VI_1^8, VI_1^{10}$) они содержат гидрокарбонаты натрия (до 10, в единичных пунктах до 50 %-экв), а в восточных ($VI_1^7, VI_1^{11}, VI_1^{12}$) и частично южных (VI_1^9) районах — хлориды кальция (до 10—31 %-экв). При этом наиболее высокое содержание хлоридов кальция отмечается в водах неокотских отложений, а в выше- и нижележащих водоносных комплексах оно значительно снижается, хотя тип вод остается прежним. В палеозойских породах Тоболо-Тюменского района (Лучинкинская площадь) вскрыты хлоридные кальциевые воды. Состав растворенных газов в водах подзоны B_{35} преимущественно метановый, только на отдельных участках западных районов углекисло-метановый и метаново-углекислый.

Микрокомпонентный состав сильносоленых вод весьма разнообразен. В них содержатся иод (1—55 мг/кг), бром (25—160),

калий (до 200), железо (до 150), стронций (до 300), аммоний (до 20), рубидий (до 2), цезий (до 1) и многие другие химические элементы. Наиболее высокие концентрации иода характерны для вод с гидрокарбонатами натрия, в водах с хлоридами кальция количество иода заметно понижается. Для брома наблюдается обратная закономерность.

Рассольные воды представлены только весьма слаборассольными (подзона B_{70}); они имеют хлоридный натриевый или кальциево-натриевый состав. Содержание хлоридов кальция в них изменяется от нескольких процентов до 31 %. На отдельных разведочных площадях в нижних горизонтах осадочного чехла встречаются рассолы с содержанием хлоридов натрия до 99 % (Парабельская площадь в пределах Худосейского района). Растворенные газы — преимущественно метановые. Рассольным водам области свойственны относительно повышенные содержания брома (15—200 мг/кг), калия (110—950), стронция (до 800) и сравнительно пониженные иода (до 11 мг/кг). Другие элементы встречаются в таких же концентрациях, как и в соленых водах.

Гидрогеохимический разрез большинства районов описываемой области характеризуется ростом минерализации вод с глубиной, но в отдельных районах в пределах зоны соленых вод наблюдается небольшая инверсия. Так, в Прикарском бассейне, а также в районах VI_1^8 и VI_1^{10} Западно-Сибирского бассейна после увеличения минерализации воды до 18—20 г/кг отмечается ее понижение до 8—15 г/кг. Воды пониженной минерализации в названных бассейнах связаны с неокомскими и апт-сеноманскими отложениями.

Анализ имеющихся данных показывает, что в чехле бассейнов Западно-Сибирской артезианской области наиболее широко распространены хлоридные натриевые воды, содержащие гидрокарбонаты натрия или хлориды кальция, а также гидрокарбонатные воды разного катионного состава (преимущественно кальциевые), при этом последние развиты в основном в верхних горизонтах чехла бассейнов, до глубины не более 200 м. Гидрокарбонатные натриевые воды распространены регионально: на юго-востоке и северо-западе области, где образуют значительную по мощности зону щелочных вод преимущественно в песчаных континентальных отложениях. Хлоридные натриевые воды с гидрокарбонатами натрия преобладают на западе области, в районах распространения терригенных фаций морского генезиса, а хлоридные натриевые с хлоридами кальция — в основном в восточных районах, где в геологическом разрезе превалируют песчано-глинистые отложения лагунно-континентального и континентального генезиса. В южных районах области, в поясе недостаточного увлажнения, регионально развиты хлоридные воды со значительным количеством сульфатов. Воды иного состава (табл. 6) развиты локально и вскрыты в отдельных пунктах области.

Температура ПВ области изменяется от нескольких градусов в верхних горизонтах чехла до 155 °С и более в нижних. Основная часть разреза чехла в большинстве районов заполнена водами

с температурой 35—100 °С. Воды, температура которых более 100 °С, распространены на глубинах либо свыше 3 км, либо на меньших, но вблизи разрывных нарушений в фундаменте. В целом по области температура воды возрастает закономерно вниз по разрезу и от периферических частей к центральным частям. Средний геотермический градиент по разрезу изменяется от 2 до 7,7 °С/100 м. Максимальные градиенты характерны для западных районов области (VI_1^2 , VI_1^3), сложенных преимущественно глинистыми породами и характеризующихся широким развитием тектонических нарушений в фундаменте. Минимальные градиенты (2—3 °С/100 м) установлены на севере области в районах распространения многолетней мерзлоты, а также в краевых частях области, в зонах распространения инфильтрационных маломинерализованных вод (районы VI_1^6 , VI_1^7 , VI_1^8). На большей части территории области геотермический градиент составляет 3,5—4,5 °С/100 м. Изменение его значения зависит от литологического состава пород, наличия тектонических разломов, глубины залегания фундамента.

Восточно-Сибирская область (VII). Эта область занимает Сибирскую платформу и в современном структурном плане представляет собой огромную сложно построенную впадину в кровле архейских кристаллических пород, выполненную разнообразными осадочными (терригенными, карбонатными, соленосными) и вулканогенными породами — от верхнепротерозойских до четвертичных. Преобладающая мощность чехла 2—5 км, но в пределах Якутской и Тунгусской синеклиз она значительно больше. В области почти повсеместно развита многолетняя мерзлота: сплошная мощностью до 500—1200 м в северных и восточных районах и островная мощностью до 80—150 м в юго-западных.

На основании геолого-структурных, а следовательно, и гидрогеологических особенностей различных частей области в ее пределах можно выделить следующие артезианские бассейны I порядка: Ангаро-Ленский VII_1 , Якутский VII_2 , Тунгусский VII_3 , Оленёкский VII_4 , Котуйский VII_5 , Хатангский VII_6 .

Ангаро-Ленский бассейн характеризуется почти повсеместным распространением в нижней части разреза чехла карбонатных и терригенных пород верхнего протерозоя и галогенных нижнего кембрия общей мощностью до 3—4 км. К ним приурочены трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые скопления в основном рассольных (до 350—415 г/кг) хлоридных вод разного катионного состава, в местах выхода названных пород на поверхность — пресные воды, которые образуют зону мощностью до 150—300 м (табл. 7).

Верхние части разреза чехла в разных районах бассейна сложены разнообразными терригенными и карбонатными верхнекембрийскими — четвертичными породами. С учетом особенностей геологического строения чехла Ангаро-Ленский бассейн подразделяется на несколько районов (бассейнов II порядка) [55]. В Че-

Восточно-Сибирская артезианская область (по данным Е. А. Баскова, С. Н. Сурикова и др.)

Артезианский бассейн, геоиндекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоне, г/кг			
						Br	I	Sr	K
Агано-Ленский VII ₁ Черемховский, Иркутский	6	Карбонатные, галогенные, терригенные	77,3 2,9	$\frac{A_1}{0,2-0,5}$	1, 2	—	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,2-0,6}$	2, 3, 7	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,9-0,3}$	2, 3, 7	—	—	—	—
				$\frac{B_{70-140}}{0,6-1,2}$	7	0,1-0,7	0,001-0,03	—	0,2-0,3
				$\frac{B_{350}}{1,5-2,0}$	7, 8, 9	3-5	0,001-0,02	2-5	4-15, до 35,5
Припарский, Вененский	4	Галогенные, карбонатные	57 2,5	$\frac{A_1}{0,1-0,3}$	1, 2	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,1-0,5}$	3, 2, 7	—	—	—	—
				$\frac{B_{270}}{0,1-0,5}$	3, 7	0,0-0,1	0,001-0,005	—	0,02-0,2
				$\frac{B_{350}}{1,5-2}$	8, 9, 7	3-6	До 0,02	2-7	4-15,0
				$\frac{B_{>370}}{—}$	7, 8, 9	2-5	До 0,01	1-3	2-15,0

Якутский VII ₂ Юго-запад- ные райо- ны: Пеле- дуйский, Березовский и др.	4	То же	—	$\frac{A_1}{—}$	1, 2	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{—}$	3, 6, 7	—	—	—	—
				$\frac{B_{270}}{1,2-2}$	3, 7	0,01—0,6	До 0,001	—	0,02—0,3
				$\frac{B_{350}}{>2}$	7, 8	0,6—3,6	До 0,005	0,5—1	3—35,0
				$\frac{A_1}{0,5-1,5}$	1, 5	—	—	—	—
Централь- ные районы: Вилуйский, Якутский и др.	7	Терригенные, уг- леносные	$\frac{70}{3,1}$	$\frac{B_{10}}{1,0-1,5}$	5, 6, 7	0,001—0,01	—	—	0,001—0,0
				$\frac{B_{35}}{1,2-1,5}$	6, 7	0,01—0,05	0,001—0,005	0,1—0,2	0,05—0,1
				$\frac{B_{140}}{>1,5}$	7	0,05—0,1	0,001	0,1—0,4	0,1—0,3
				$\frac{A_1}{0,1-0,2}$	1, 3	—	—	—	—
				$\frac{B}{0,1-0,2}$	3, 7	—	—	—	—
Оленёкский VII ₄ Мархинский	4	Карбонатные, тер- ригенные, гало- генные	—	$\frac{B_{140}}{0,3-0,5}$	7, 3	0,5—1,0	0,001—0,005	—	1,0—0,2
				$\frac{B_{350}}{1,0-1,5}$	8, 9	4	0,05	—	До 9,0
				$\frac{A_1}{0,5-1,0}$	1, 3	—	—	—	—
Тунгусский VII ₃ Централь- ные районы: Камо-Вель- минский, Сухотунгус- ский и др.	8	Карбонатные, тер- ригенные, эффу- зивные, галоген- ные	$\frac{45}{2,8}$	$\frac{B_{35}}{0,5-0,6}$	3, 6, 7, 8	До 0,1	До 0,002	—	До 0,3
				$\frac{B_{270}}{0,5-2,5}$	7, 8	До 0,4	До 0,008	До 2	До 0,5
				$\frac{B_{350}}{>2}$	7, 8	2—4	0,002—0,014	0,5—3	8—16
				$\frac{A_1}{0,5-1,0}$	1, 3	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,5-0,6}$	3, 6, 7, 8	До 0,1	До 0,002	—	До 0,3

Агтеинский бассейн, его индекс, район	Максимальная мощность чехла бассейна, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в зна- менателе)	Индекс гидрохи- мической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменате- ле)	Преобладающий химический сос- тав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоне, г/кг			
						Br	I	Sr	K
Северо-за- падные районы: Хантайский, Нижнетун- гуский и др.	7	Карбонатные, тер- ригенные	—	$\frac{A_1}{0,2-0,5}$	1, 3	—	—	—	—
				$\frac{B_{10}}{0,2-0,5}$	3, 2	—	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,5-1,0}$	3, 7	До 0,1	До 0,012	—	До 0,3
				$\frac{B_{70}}{1}$	7, 3	До 0,3	До 0,01	До 0,2	До 0,5
				$\frac{A_1}{0,3-0,5}$	1, 5	—	—	—	—
Хатангский VII ₆ Песно- Енисейский и Анаба-о- Оленёкский	7	Терригенные, кар- бонатные	$\frac{75}{3,5}$	$\frac{B_{35}}{2-4}$	4, 6	0,01—0,05	0,004—0,025	—	0,01—0,05
				$\frac{B_{140}}{>2}$	7, 3	—	—	—	—

ремховском и Иркутском в верхней части разреза широко распространены терригенные угленосные юрские породы мощностью 200—500 м, к которым приурочены преимущественно порово-трещинно-пластовые пресные и солоноватые воды. В Приангарском и Верхнеленском районах верхняя часть разреза сложена терригенными и карбонатными породами верхнего кембрия и ордовика общей мощностью до 500—700 м с порово-пластовыми и трещинно-пластовыми водами разной солености. В Канском районе широко развиты терригенные силурийские, девонские и каменноугольные водоносные комплексы общей мощностью 400—600 м с порово-трещинно-пластовыми водами, пресными в верхней части разреза и солеными в нижней. В Мурском районе распространены каменноугольные, пермские, триасовые и юрские преимущественно терригенные породы общей мощностью до 600—1200 м. Киренгский бассейн сложен в основном, начиная с поверхности, терригенными, карбонатными и галогенными породами верхнего протерозоя и нижнего кембрия общей мощностью до 3 км.

Нижняя, большая, часть разреза чехла на всей площади Ангаро-Ленского бассейна заполнена солеными и рассольными водами с минерализацией до 400 г/кг и выше, в которых установлены высокие концентрации брома, калия, стронция и других промышленно ценных химических элементов.

Якутский артезианский бассейн также характеризуется большим разнообразием геологического строения отдельных районов (бассейнов II порядка). В Пеледуйском, Нюйском, Березовском районах чехол сложен преимущественно карбонатными и соленосными породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. В нижней части разреза этих отложений господствуют рассольные (до 400 г/кг) трещинно-пластовые воды, а в верхней — соленые и пресные трещинно-карстово-пластовые, причем мощность зоны пресных вод не превышает первых сотен метров.

В Лено-Алданском и Майском районах, представленных в основном терригенными и карбонатными верхнепротерозойскими и кембрийскими породами, господствуют в нижней части разреза соленые трещинно-пластовые воды, а в верхней — пресные трещинно-карстово-пластовые. Вилуйский и Нижнеленский районы характеризуются весьма широким распространением мощных (до 5 км) терригенных, местами угленосных юрских и меловых пород. В нижних горизонтах этих толщ развиты соленые хлоридные (до 42 г/кг), а в верхних — пресные и слабосоленые (в основном гидрокарбонатные) порово-трещинно-пластовые воды. В сводах антиклинальных структур мезозойских отложений встречаются хлоридные рассолы (до 100 г/кг), проникшие в названные отложения из более глубоких частей разреза, сложенных нижнепалеозойскими породами.

В Якутском и Сунтарском районах, приуроченных к древним сводовым поднятиям, мощность чехла, выполненного в основном терригенными юрскими породами, не превышает 600 м. С ними связаны солоноватые и соленые воды.

В Кемпедняйском и Ыгыаттинском районах широко распространены вулканогенно-осадочные и галогенные девонские породы, что обуславливает наличие в их пределах подмерзлотных трещинно-карстово-пластовых рассолов.

Имеющиеся сведения о гидрогеологических и гидрогеохимических особенностях отдельных частей Якутского артезианского бассейна показывают, что они существенно различны, особенно в гидрогеохимическом отношении. В районах (бассейнах II порядка), сложенных преимущественно верхнепротерозойскими и кембрийскими терригенно-карбонатными и соленосными породами, господствуют соленые и рассольные воды, а в районах, выполненных мезозойскими породами, — пресные и соленые, мощность зоны которых измеряется километрами.

Тунгусский бассейн приурочен в основном к синеклизе того же названия. Нижнюю часть разреза чехла составляют верхнепротерозойские и нижнепалеозойские галогенно- и терригенно-карбонатные породы общей мощностью до 5 км. К ним приурочены рассолы (до 270—350 г/кг), которые только в районах выхода указанных пород на поверхность сменяются солеными и пресными водами.

Строение верхней части разреза чехла весьма разнообразно, что служит основанием для выделения в пределах Тунгусского бассейна нескольких районов (бассейнов II порядка). В Камовельминском, Чадобецком, Сухотунгусском районах чехол сложен в основном карбонатно-терригенными и карбонатными верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими породами, к которым приурочены пресные и соленые трещинно-карстово-пластовые и трещинно-карстовые воды.

В Путоранском районе развиты мощные (2—4 м) покровы триасовых базальтов (с прослоями туфов и осадочных пород), с которыми связаны пластово-трещинные, трещинно-покровные и трещинно-жильные в основном пресные подмерзлотные воды. В этом же районе широко распространены терригенные, часто угленосные толщи каменноугольного и пермского возраста (мощность 700—1000 м) с трещинно-пластовыми и порово-трещинно-пластовыми водами.

В Нижнетунгусском и Маркокинском районах в верхних частях разреза развиты осадочно-вулканогенные породы нижнего триаса, содержащие пластово-трещинные, порово-трещинно-пластовые, трещинно-жильные и другие скопления в основном пресных ПВ. Вблизи зон новейших тектонических разломов, к которым обычно приурочены долины рек, в названных отложениях распространены соленые и рассольные воды.

Как указывают имеющиеся данные, особенности Тунгусского бассейна — наличие мощных толщ вулканогенных и осадочных пресноводных триасовых пород, в которых формируются пресные воды, и интенсивное проявление новейших разрывных дислокаций, по которым выходят на поверхность соленые и рассольные воды, формирующиеся в нижней части разреза чехла, сложенного

терригенными, карбонатными и соленосными верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими породами.

Оленёкский бассейн занимает южные и восточные склоны Анабарского щита (артезианские склоны), Суханскую впадину и склоны Оленёкского поднятия. В гидрогеологическом отношении бассейн изучен очень слабо. На основании особенностей геологического строения в нем выделяются три района (бассейны II порядка).

Мархинский район занимает южную часть Оленёкского бассейна. Он сложен терригенными и карбонатными (часто сульфатными) породами верхнего кембрия, нижнего и среднего палеозоя общей мощностью до 2—3 км, в которых господствуют порово-трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые рассольные воды.

Среднеолёнёкский район представлен преимущественно терригенными и карбонатными породами верхнего протерозоя и кембрия общей мощностью до 2 км, в которых известны подмерзлотные соленые и рассольные (до 140 г/кг) воды.

Уджинский район имеет сходные со Среднеолёнёкским районом геологическое строение и, вероятно, гидрогеологические условия.

Котуйский бассейн занимает западные склоны Анабарского щита и Котуйскую впадину. С учетом разницы в геологическом строении в нем выделяют [55] три района (бассейны II порядка). В Мойерокском районе распространены терригенные и карбонатные гипсоносные толщи верхнего докембрия и нижнего протерозоя общей мощностью до 4 км. Верхние горизонты их проморожены до глубины 300—400 м. Под мерзлотой распространены в основном порово-трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые рассольные воды, минерализация которых достигает 250 г/кг, а возможно, и больше.

В Нижнекотуйском районе развиты главным образом карбонатные и терригенные породы верхнего докембрия и кембрия общей мощностью до 1500 м. В них под мерзлотой находятся соленые и рассольные воды.

Попигайский бассейн занимает впадину того же наименования и характеризуется широким распространением брекчий осадочных пород неясного генезиса. Подземные воды здесь, вероятно, проморожены до глубины 500—600 м. Под мерзлотой, возможно, распространены соленые воды.

Хатангский бассейн включает Притаймырский и Анабаро-Оленёкский прогибы, выполненные верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями общей мощностью до 10 км. В пределах Хатангского бассейна выделяют [55] три района (бассейны II порядка): Пясино-Енисейский, Нордвикский и Анабаро-Оленёкский.

В Пясино-Енисейском районе изучены лишь мезозойские песчано-глинистые толщи, общая мощность которых достигает 3—4 км. Верхние горизонты их проморожены до глубины 400—500 м.

Под мерзлотой распространены в основном соленые (до 35 г/кг) воды.

В Нордвикском районе мощность мезозойских отложений сокращается до 1 км. В сводах антиклинальных и солянокупольных структур вскрыты пермские песчано-глинистые толщи (мощностью 800—1000 м), каменноугольные карбонатные (600—800 м) и девонские соленосные (>1 км). Можно предполагать, что последние широко распространены в данном районе. Это определяет соответственно широкое развитие в нем рассолов в девонских и подстилающих толщах, а также в пермских и мезозойских отложениях на крыльях солянокупольных структур.

В Анабаро-Оленёкском районе в мезозойских и пермских песчано-глинистых толщах, а также в пермских и мезозойских отложениях на крыльях солянокупольных структур содержатся в основном подмерзлотные порово-трещинно-пластовые скопления соленых и слаборассольных вод (20—75 г/кг).

В заключение краткой характеристики Восточно-Сибирской артезианской области следует отметить, что гидрогеохимия отдельных бассейнов ее весьма различна (табл. 7).

Зона А пресных вод распространена весьма широко, однако мощность ее обычно невелика: на большей части территории области не превышает 150—300 м. Кроме того, в Хатангском, Котуйском, Оленёкском бассейнах и в северных районах Якутского бассейна она обычно заморожена на всю мощность. В названных бассейнах пресные воды в жидкой фазе могут быть встречены лишь в пределах деятельного слоя (в теплое время года), а также на участках таликов, приуроченных к долинам рек и впадинам озер.

В южных частях области зона А распространена спорадически на площади развития нижнепалеозойских терригенных и карбонатных пород, содержащих пласты сульфатных и хлоридных солей. Так, в Ангара-Ленском районе пресные воды отсутствуют на левобережье р. Ангара в районе пос. Балаганск, Тиреть Первая и в других пунктах. Наибольшую мощность (до 400—500 м) зона А имеет в южных краевых приподнятых частях области (районы среднего течения р. Мая в Якутском бассейне, р. Иркут в Ангара-Ленском районе и др.), а также в вулканогенных и угленосных породах (до 500 м и более), слагающих северную часть Тунгусского бассейна, на водораздельных пространствах. Вместе с тем в долинах рек, связанных с зонами новейших разломов, пресные воды часто отсутствуют. Довольно мощная (до 500—1000 м и больше) зона пресных вод, включая и замороженную часть зоны, приурочена к континентальным угленосным юрским и меловым отложениям Вилюйской синеклизы (центральные районы Якутского бассейна).

По химическому составу воды зоны А Восточно-Сибирской области преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. В угленосных толщах также широко распространены гидрокарбонатные натриевые воды. Особенно характерны они

для верхних подмерзлотных горизонтов меловых и юрских пород Виллюйской синеклизы. В северной части Тунгусского бассейна верхние горизонты пресных подмерзлотных вод имеют разный состав. Так, в междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок в угленосных толщах пермского и каменноугольного возраста скважинами наряду с гидрокарбонатными кальциевыми вскрыты гидрокарбонатные натриевые, сульфидные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. В южных районах Тунгусского, юго-западных Якутского бассейнов и в Ангари-Ленском районе в местах выхода на поверхность галогенно-карбонатных и сульфатоносных палеозойских толщ спорадически встречаются пресные воды хлоридного натриевого, сульфатно-хлоридного натриевого и сульфатного разного катионного состава.

Зона *Б* соленых вод распространена широко, имеет мощность от первых десятков метров до 4 км и более. Установлено, что в южной части Оленёкского бассейна и в юго-западной части Якутского соленые воды заморожены на всю мощность. Наибольшей мощности (3—4 км) зона *Б* достигает в центральных частях Якутского бассейна, сложенных угленосными меловыми и юрскими толщами. Вероятно, большую мощность (до 3 км) эта зона имеет в северных районах Якутского бассейна и в Хатангском бассейне, за пределами Нордвикского бассейна. В южной части Якутского бассейна (в среднем течении р. Амга), где преобладают карбонатные кембрийские и верхнепротерозойские породы, мощность зоны не превышает 1 км, в карбонатных и терригенных толщах, содержащих пласты гипса и ангидрита, она составляет 500—600 м (бассейн р. Толба и другие районы), в районах неглубокого залегания каменной соли она еще меньше.

По химическому составу воды зоны весьма разнообразны, особенно в подзонах *Б₃* и *Б₁₀*. В угленосных отложениях Ангари-Ленского района, Якутского и Тунгусского бассейнов состав вод этих подзон изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного до сульфатно-хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого; в карбонатных и терригенных породах, содержащих пласты гипса и ангидрита, в южных районах Тунгусского и Якутского бассейнов и в Ангари-Ленском районе отмечаются преимущественно сульфатные кальциевые и сульфатно-хлоридные натриевые, а в галогенно-карбонатных породах — хлоридные натриевые. В центральных районах Якутского бассейна в угленосных юрских и меловых толщах в подзонах *Б₃* и *Б₁₀* преобладают хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. Они вскрыты многими скважинами на глубинах до 1,5, реже до 3 км (Олойская структура). Более соленые воды (подзона *Б₃₅*) имеют преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный, реже сульфатно-хлоридный натриевый состав.

Состав растворенных газов в верхних горизонтах зоны *Б*, залегающих выше уровня местных базисов эрозии, — кислородно-азотный и азотный, а на большей глубине — азотно-метановый и метановый.

Зона рассолов *В* в Восточно-Сибирской области распространена повсеместно. Мощность ее на большей части Ангара-Ленского района и Тунгусского бассейна, в юго-западной части Якутского, а также, вероятно, в Оленёкском и Котуйском бассейнах достигает 2—4 км и более. В области преимущественно развиты хлоридные рассолы с минерализацией больше 200 г/кг, приуроченные к соленосным кембрийским и девонским отложениям. В тех районах, где соленосные отложения выходят на дневную поверхность или залегают выше уровня местных базисов эрозии, формируются рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией от 35 до 250 г/кг. Столь большие колебания степени минерализации рассолов обусловлены процессами смешения (разбавления) вод, контактирующих с залежами солей и с водами других водоносных горизонтов. Эти рассолы вскрыты многими скважинами. Кроме того, в краевых частях Ангара-Ленского района, в южных районах Тунгусского и в юго-западных Якутского бассейнов имеются многочисленные источники рассольных вод хлоридного натриевого состава.

В соленосных толщах, залегающих ниже местных базисов эрозии (обычно начиная с глубины 600—800 м), распространены высококонцентрированные рассолы (270—350, реже до 420 г/кг) преимущественно хлоридного натриево-кальциевого и кальциево-натриевого состава, реже встречаются (в соленосных толщах) хлоридные щелочноземельные.

В подсоленосных отложениях, как установлено в Ангара-Ленском районе и в Якутском бассейне, рассолы имеют несколько меньшую минерализацию (300—350 г/кг), состав их хлоридный натриево-кальциевый и кальциево-натриевый. В восточных и северо-восточных районах области, где соленосные отложения отсутствуют, минерализация рассолов обычно не превышает 70—140 г/кг; они имеют хлоридный кальциево-натриевый состав.

Крепкие и весьма крепкие рассолы Восточно-Сибирской области характеризуются весьма высокими концентрациями брома, стронция, калия, а в отдельных районах — цезия, рубидия и других химических элементов.

По газовому составу рассольные воды — преимущественно метановые, часто с высоким содержанием тяжелых углеводородов и сероводорода. В рассолах хлоридного натриевого состава, формирующихся в результате выщелачивания инфильтрагенными водами неглубокозалегающих соленосных пород, присутствуют азотные газы.

Гидрохимическая зональность в области, проявляющаяся обычно в последовательной смене в вертикальном разрезе (сверху вниз) пресных вод солеными, а последних рассолами, нарушается в местах выходов соленых и рассольных источников, фиксирующих гидрохимические аномалии. Отмечены аномалии, в которых наблюдаются хлоридные натриевые, хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые воды. Эти аномалии приурочены к зонам новейших разломов. Особенно четко аномалии второго типа вы-

ражены в Тунгусском бассейне на участках новейших тектонических разломов.

Гидротермическая зональность Восточно-Сибирской области изучена еще довольно слабо. Температура ПВ изменяется от минус 5—6 до плюс 100—150 °С. Весьма холодные и переохлажденные рассольные воды (криопеги) установлены в южных районах Оленёкского бассейна, в Якутском бассейне. Наиболее горячие воды с температурой до 90 °С распространены в мезозойских отложениях Якутского бассейна на глубинах до 3300 м.

В области можно выделить несколько гидротермических поясов (до фундамента). Пояс переохлажденных (до 0 °С) и холодных (до 20 °С) вод занимает обширные пространства в Якутском, Оленёкском и Котуйском бассейнах; пояс холодных, теплых и слабогорячих вод (до 50 °С) широко развит в Ангара-Ленском районе и в южной части Тунгусского бассейна; пояс горячих вод с температурой в фундаменте до 100 °С расположен в юго-западной части Ангара-Ленского района, а также в районах глубокого залегания фундамента Тунгусского и Якутского бассейнов.

Следует отметить, что в описываемой области отчетливо проявляется большое влияние на распределение температур в чехле климатического фактора, обусловившего сильное охлаждение верхней части земной коры (до 500—1000 м) в северных и восточных районах области. Так, в южных районах (Ангара-Ленском) температура ПВ на глубине 200—300 м плюс 7—10 °С, а в северных (вне таликовых зон) на таких же глубинах — минус 1—3 °С, на отдельных участках опускается до минус 6—8 °С (Нордвикский район).

Яно-Индигорская область (VIII). Включает [55] артезианские и адартезианские бассейны, расположенные в пределах Колымской и Яно-Индигорской низменностей: Омолойский VIII₁, Ольджейский VIII₂, Нижнеиндигорский VIII₃, Олойский VIII₄, Среднеколымский VIII₅ и Алазейский VIII₆. В гидрогеологическом отношении область не изучена. Можно лишь отметить, что верхние водоносные толщи почти повсеместно заморожены до глубины 300—500 м. Вероятно, для всей области характерно наличие подмерзлотных порово-трещинно-пластовых соленоватых и соленых вод в мезозойских терригенных (местами угленосных) породах, общая мощность которых достигает 3—5 км.

Пенжинско-Анадырская область (IX). Включает Пенжинский IX₁ и Анадырский IX₂ бассейны. В них повсеместно развита многолетняя мерзлота мощностью до 500 м. Чехол бассейнов сложен преимущественно терригенными породами верхнемеловыми (мощность до 5 км), палеогеновыми (до 5 км) и неогеновыми (до 4 км). Названные породы содержат порово-трещинно-пластовые скопления ПВ, преимущественно соленых.

В гидрогеологическом отношении область почти не изучена. Некоторые сведения можно привести только об Анадырском бассейне [Глотов В. Е., Иванов В. В., 1982 г. и др.], где проведен большой объем геофизических работ и нефтепоискового бурения

с частичным гидрогеологическим опробованием скважин. В этом бассейне мощность многолетней мерзлоты достигает 130—250 м. Отмечено наличие таликов под руслами рек и дном озер и локально распространенных межмерзлотных и подмерзлотных переохлажденных соленых вод и рассолов (криопегов), тяготеющих в основном к морскому побережью (районы г. Анадырь и пос. Шахтерский). Температура криопегов от $-1,5$ до $-6,5^{\circ}\text{C}$; минерализация их 14,5—128 г/кг. Это — хлоридные натриевые воды с содержанием хлоридов кальция или магния. В отличие от соленых вод глубоких горизонтов в них отмечается значительное количество сульфатов (до 11 %-экв) и магния (до 16 %-экв). Формирование криопегов столь высокой минерализации многие исследователи объясняют процессами мерзлотного концентрирования морских седиментогенных вод.

Пресные воды (зона А) гидрокарбонатного состава сосредоточены в подоцерных и подрусловых таликах, кое-где, вероятно, и под многолетнемерзлыми породами. В центральной части южной половины Анадырского бассейна в миоценовых отложениях на глубине 650 м (Западно-Озерная площадь) и на юго-восточной его окраине в меловых породах на глубине 1 км (Туманский горст) вскрыты хлоридные натриевые пресные воды с гидрокарбонатами натрия и хлоридами кальция. Тем не менее говорить о значительной мощности зоны пресных вод в рассматриваемом бассейне затруднительно, так как большинством скважин на глубинах 500—600 м вскрыты соленые воды. На Восточно-Озерной площади отмечены среднесоленые воды (B_{10}) на глубинах от 390 до 2240 м, хлоридные натриевые с гидрокарбонатами натрия на меньшей глубине и с хлоридами кальция на большей. Наряду с названными встречаются воды с содержанием хлоридов натрия свыше 95 %. В среднесоленых водах присутствуют иод (от 2,5 до 27,6 мг/кг), бром (до 35).

Сильносоленые воды (подзона B_{35}) вскрыты в олигоцен-миоценовых осадках на глубине от 500 до 1300 м (Собольковская и Восточно-Озерная площади). Их состав хлоридный натриевый с содержанием хлоридов кальция, а также иода (2,3—29,6 мг/кг) и брома (28,2—64,2). Вероятно, в столь высокие горизонты гидрогеологического разреза эти воды поступают по тектоническим разломам, так как на указанных глубинах и значительно глубже (до 2250 м) в рядом расположенных скважинах встречены среднесоленые воды (подзона B_{10}).

МЕЖГОРНЫЕ АРТЕЗИАНСКИЕ СТРУКТУРЫ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Горно-складчатые области в гидрогеологическом отношении представляют собой разной сложности системы гидрогеологических массивов, адмассивов, артезианских и адартезианских бассейнов, а некоторые из них, кроме того, супербассейнов и супермассивов [18, 55].

Можно отметить, чем моложе складчатая область, тем разнообразнее в ее пределах гидрогеологические структуры. Так, складчатые области допалеозойского возраста, т. е. щиты древних платформ, состоят в основном из гидрогеологических массивов; палеозойского возраста — из массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов, часто с наложенными на последние артезианскими бассейнами более молодого возраста. В горно-складчатых областях мезозойско-кайнозойского возраста (альпийская складчатость) широко распространены кроме названных гидрогеологических структур типичные межгорные и другие артезианские бассейны; в областях интенсивных кайнозойских и современных тектонических движений и вулканизма дополнительно к вышеназванным появляются гидрогеологические вулканогенные суперструктуры (супербассейны и супермассивы).

Ниже будут кратко рассмотрены только наиболее крупные межгорные бассейны различных горно-складчатых областей. Они по общим гидрогеологическим закономерностям близки к артезианским бассейнам платформ.

Бассейны Восточно-Карпатской складчатой области. Эта область представляет собой сложную систему гидрогеологических массивов, адмассивов, межгорных и внутригорных адартезианских и артезианских бассейнов, сложенных в основном сравнительно сильнодислоцированными осадочными мезозойско-кайнозойскими породами, среди которых широко распространены соленосные породы. По геологическому строению она разделяется на три района: северо-восточный (внутренняя зона Предкарпатского прогиба), центральный и юго-западный (Закарпатский прогиб).

В гидрогеологическом отношении наиболее изучен Закарпатский прогиб, к которому приурочены Чоп-Мукачевский и Солотвинский артезианские бассейны. Чехол этих бассейнов сложен преимущественно терригенными, местами соленосными палеоген-неогеновыми породами общей мощностью до 4 км, в которых развиты порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые воды разной степени минерализации. Мощность зоны пресных вод в Солотвинском бассейне изменяется от нуля на участках неглубокого залегания солей до 100 м, а в Чоп-Мукачевском бассейне — до 300 м. Среди пресных вод преобладают гидрокарбонатные разного катионного состава, иногда встречаются гидрокарбонатные натриевые.

Мощность зоны соленых вод в Чоп-Мукачевском бассейне изменяется от 200 м в краевых частях бассейна до 1500 м в центральных; в Солотвинском бассейне не превышает 250 м. Среди соленых вод распространены гидрокарбонатные натриевые, сульфатные разного катионного состава, хлоридные натриевые с гидрокарбонатами натрия, а вблизи залежей соли нередко отмечаются хлоридные натриевые, содержащие больше 95 % хлоридов натрия. Растворенные в них газы преимущественно метаново-азотные. В соленых водах присутствуют бром (до 190 мг/кг), иод (до 19) и другие промышленно ценные элементы (табл. 8).

Межгорные артезианские бассейны гидрогеологических областей (по данным В. М. Морозова, Г. И. Пустоваловой, В. М. Тарасова)

Горно-складчатая область и артезианский бассейн	Максимальная мощность чехла, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе, и глубина, км, в знаменателе)	Индекс гидрохимической зоны (в числителе, и ее мощность, км (в знаменателе))	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг		
						Br	I	Sr
Восточно-Карпатская	6	Терригенные, галогенные	$\frac{127,0}{2,4}$	$\frac{A_1}{0,02-0,3}$	1	—	—	—
Юго-западная система адмассивов и бассейнов			$\frac{B_{35}}{0,2-1,5}$	6, 7, 3	0—190	0—19	0—78	
			$\frac{B_{268}}{3,0-5,0}$	7, 4	0—852	0—99	0—191	
Кавказская	> 4	Терригенные, соленосные	$\frac{125,0}{3,0}$	$\frac{A_1}{0,1-0,4}$	1	—	—	—
Рионский			$\frac{B_{35}}{\text{До } 0,4}$	7	20—80	5—8	—	
			$\frac{B_{140}}{\text{До } 1,2}$	7	100—130	8—15	10—60	
			$\frac{B_{35}}{0,2-0,5}$	5	До 40	1—3	16—20	
			$\frac{B_{140}}{\text{—}}$	7	40—130	2—10	30—60	
			$\frac{B_{350}}{\text{—}}$	8	До 800	15	250	

Куринский (Кобыста- но-Апше- ронский р-н)	> 6	Терригенные	$\frac{106,0}{4,7}$	$\frac{D_{35}}{0,4-0,5}$	—	—	—	—
				$\frac{B_{270}}{1,5}$	7	200—300	20—34	—
				$\frac{B_{35}}{1,5}$	6	50—19	6—23	—
Араксин- ский (Ок- темберян- ский р-н)	> 4	Терригенные, со- леносные	$\frac{96}{3,4}$	$\frac{A_1}{0,09-0,5}$	1	—	—	—
				$\frac{B_{35}}{0,1-1,0}$	4, 7	40—45	До 10	—
				$\frac{B_{140}}{0-0,6}$	7, 8	10—40	—	—
				$\frac{B_{35}}{—}$	7	15—80	29—35	—
				$\frac{B_{70}}{—}$	7, 4, 6	40—50	До 20	—
Тянь-Шаньская	До 20	Терригенные, кар- бонатные, воз- можно, соленос- ные	$\frac{95,0}{2,1}$	$\frac{D_{70}}{0,2-0,8}$	7, 3	—	—	—
Западно- Туркмен- ский (Юж- но-Каспий- ский)				$\frac{B_{140}}{0,3-1,0}$	7	—	—	—
				$\frac{B_{230}}{1-3}$	7	250—500	10—30	50—500
				$\frac{B_{140}}{0,5-1,0}$	7	60—300	10—30	—
				$\frac{B_{70}}{0,3-0,7}$	7	50—300	5—30	—
				$\frac{B_{35}}{0,3-0,5}$	7	20—200	5—30	—

Горно-кладчатая область и аэтеман- ский бассейн	Максимальная мощность чехла, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она измерена (в зна- менателе)	Индекс гидро- химической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический сос- тав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ. зоне, мг/кг		
						Вг	І	Ст
Южно-Тад- жикский	5	Терригенные, кар- бонатные, соде- льные	$\frac{115,0}{2,3}$	$\frac{A-B_3}{0,05-0,15}$	1, 3	—	—	—
				B_{35}	3, 7	10-50	1-5	—
				$\frac{0,15-1,8}{B_{140}}$	7, 4	20-300	3-25	—
				$\frac{0,3-1,5}{B_{210}}$	7, 4	100-500	5-29	—
				$\frac{0,1-1,5}{B_{330}}$	7, 9	300-650	20-30	—
				$\frac{0,1-0,2}{A-B_3}$	1, 3	0-40	0-13	—
				$\frac{0-1,0}{B_{35}}$	3, 7	0-15	2-15	—
				$\frac{0,5-1,9}{B_{140}}$	7, 4	1-500	1-35	—
				$\frac{0,8-3,0}{B_{230}}$	7	1-400	1-25	—
				$\frac{0,3-0,6}{83}$				
Ферганский	10	То же						

Мощность зоны рассолов повсеместно изменяется в зависимости от глубины залегания фундамента от 3 до 5 км. Максимальная минерализация рассолов до 280,8 г/кг. В этой зоне распространены преимущественно хлоридные кальциево-натриевые рассолы, а вблизи залежей соли — хлоридные натриевые. Растворенные в воде газы — метановые и азотно-метановые, иногда со значительным количеством сероводорода. В рассолах присутствуют, мг/кг, до: бром — 852, иод — 90, стронций — 191. Температура рассолов от 40 до 127 °С в зависимости от глубины.

Бассейны Кавказской складчатой области. Приурочены к синклинальным прогибам или внутригорным впадинам, выполнены терригенными и карбонатными, иногда соленосными юрскими, меловыми и палеоген-неогеновыми породами общей мощностью до 5 км и более, в которых присутствуют порово-пластовые, трещинно-пластовые и пластово-трещинно-карстовые воды. Для этих структур характерны не выдержанные по площади, мощности и глубине залегания гидрохимические зоны (табл. 8), что обусловлено блоковым строением пород не только фундамента, но и чехла бассейнов. В большинстве бассейнов наблюдается закономерное увеличение степени минерализации вод по мере увеличения глубины их распространения, а в отдельных бассейнах — уменьшение ее.

В Рионском бассейне развиты подземные воды с минерализацией от 0,5 до 350 г/кг, распределение которых по площади и вертикальному разрезу весьма сложно. В общем в неогеновых, палеогеновых, меловых, а на отдельных участках и в верхнеюрских породах преобладают соленые и весьма слаборассольные (до 70 г/кг) воды. Рассолы более высокой минерализации (до 350 г/кг) отмечены в Очамчирской депрессии, где они приурочены к соленосным верхнеюрским образованиям.

Вследствие сложного геолого-тектонического строения бассейна выделяемые в его разрезе гидрохимические зоны и подзоны трудно проследить на значительном расстоянии. Мощности и глубины залегания их в разных частях Рионского бассейна существенно различны. Так, скважины, пробуренные в районе Зугдиди, вскрыли на глубине 700—1880 м в карбонатных породах верхнего мела (неоком) пресные (0,85—1,2 г/кг) сульфатные кальциевые термальные воды. В районе Тагры также в карбонатных толщах, залегающих на глубине 321—1153 м, обнаружены пресные (0,5 мг/кг) гидрокарбонатные кальциевые воды, а на глубине 1300—2050 м — слабосоленоватые (2,2 г/кг) сульфатные кальциевые воды. Приведенные данные указывают на то, что отдельные блоки пород названного бассейна промыты на большую глубину, особенно блоки, сложенные карбонатными закарстованными толщами, имеющими области питания высоко в горах. По газовому составу это — азотные, слабосероводородные (до 10 мг/кг) воды [16, т. 10].

Тем не менее в пределах отдельных структур тенденция роста степени минерализации воды по мере увеличения глубины зале-

гания водоносных пород сохраняется. В Гурийском районе, который изучен до глубины 1700 м, в пределах палеоген-неогеновых отложений гидрохимический разрез заканчивается подзоной B_{70} . В Колхидском районе прослеживается нормальный гидрохимический разрез от пресных вод до рассолов подзоны B_{350} , которые вскрыты в центральной части бассейна. Нормальный гидрохимический разрез нарушается в Мегрельском районе, где под рассолами верхнего мела (подзона B_{70}) вскрыты в нижнемеловых породах солоноватые воды подзоны B_3 и соленые подзоны B_{35} . Под ними снова появляются рассолы разной концентрации.

В разрезе Куринского бассейна, изученного на глубину 3500—5000 м, известная минерализация рассолов (в кайнозойских породах) не превышает 270 г/кг. Наиболее распространены рассолы с минерализацией до 70 г/кг.

В приморской части Нижнекуринского бассейна II порядка и на Апшеронском полуострове в песчано-глинистых породах плиоцена наблюдается уменьшение минерализации по мере увеличения глубины залегания пород: от рассолов (270 г/кг) до соленых вод (<35 г/кг).

Сложное геолого-тектоническое строение чехла Куринского бассейна, наличие разломов, приводящих в соприкосновение различные горизонты геологического разреза, обусловили резкую изменчивость минерализации и химического состава соленых вод и рассолов как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Вследствие этого глубины залегания и мощности гидрохимических зон соленых и рассольных вод в целом для всего бассейна определить невозможно. Так, соленые воды подзоны B_{35} , вскрытые на глубинах 1500—3600 м и более в районах с переменным гидрохимическим разрезом, имеют мощность до 1500 м и больше; они характеризуются преимущественно гидрокарбонатно-хлоридным натриевым, реже хлоридным натриевым составом. Растворенный в них газ — метан. Они содержат иода до 23, брома до 190 мг/кг, а соленые воды, вскрытые на глубине 3500—4000 м вдоль южного борта бассейна, — иода до 23, брома до 40 мг/кг.

Зона рассолов в приморской части Нижнекуринского района Куринского бассейна вскрыта на глубинах 1500—4500 м и имеет мощность более 2 км, а на Апшеронском полуострове на глубинах 100—500 м. Эти рассолы характеризуются преобладающим хлоридным натриевым составом с хлоридами кальция, реже почти чистым хлоридным натриевым. Рассолы содержат брома 200—300, иода 20—37 мг/кг. Газы — метановые, встречается сероводород.

В разрезе Араксинского бассейна, изученного на глубину 2—3 км, сложенного песчано-глинистыми, иногда соленосными или карбонатными породами верхнего мела, палеогена и неогена, развиты пресные, соленые и рассольные воды с максимальной (известной) минерализацией до 140 г/кг. Бассейн характеризуется переменным гидрохимическим разрезом, что обусловлено наличием в разрезе на части территории соленосных неогеновых отложений. Соленые воды на глубинах 500—1900 м сменяются рассола-

ми с минерализацией до 140 г/кг; мощность подзоны рассолов до 600 м. Глубже они переходят в соленые воды (подзона B_{35}), которые в свою очередь переходят в рассолы (B_{70}).

Зона А в бассейне имеет мощность от 90 до 150 м, в ней господствуют гидрокарбонатные воды. Преобладающий состав соленых и рассольных вод — хлоридный натриевый с хлоридами кальция и хлоридный натриевый. Кроме того, среди рассольных вод подзоны B_{140} встречаются хлоридные кальциевые и сульфатно-хлоридные натриевые воды, иногда сероводородные.

В соленых и рассольных водах бассейна сравнительно немного иода (до 10 мг/кг) и брома (до 80). Лишь в случае, когда соленые и рассольные воды вскрываются на глубине 2500 м и глубже, количество названных микрокомпонентов в них увеличивается.

Геотермические закономерности, свойственные межгорным артезианским бассейнам Кавказа, не менее сложны, чем гидрохимические, но изучены еще слабо. Имеющиеся данные показывают, что в Куринском бассейне геотермический градиент изменяется в широких пределах. Так, для разреза преимущественно песчаных пород плиоцена, изученного в Нижнекуринском и Кобыстано-Апшеронском районах на глубину 3—5 км, геотермический градиент равен 1,3—2,4 °C/100 м. В краевых частях бассейна, где на глубинах 0,8—1 км залегают преимущественно глинистые породы майкопской свиты, он составляет 5—5,5 °C/100 м. В Рионском бассейне геотермический градиент также меняется в широких пределах, причем в зависимости не только от особенностей геолого-тектонического строения отдельных районов, но и от литологического состава пород. Так, в Колхидском районе он равен 2—5, а в Мегрельском 2,6—10 °C/100 м.

Основной объем осадочной толщи в Рионском, Араксинском и в пределах изученной части Куринского бассейна заполняют воды с температурой 35—100 °C. На большей части территории Рионского бассейна зона перегретых вод с температурой свыше 100 °C вскрыта на глубинах, превышающих 2700 м.

Бассейны Тянь-Шаньской складчатой области. Здесь имеется значительное число межгорных артезианских бассейнов. В Южном, Юго-Западном и Среднем Тянь-Шане бассейны сформировались в мезозое — кайнозое в условиях, близких к платформенным, и отделились от платформы на последних стадиях альпийской складчатости. Наиболее крупные из них — Ферганский, Южно-Таджикский, Зеравшанский, Таласский, Нарынский, Сурхандарьинский, Кулябский и др. Чехлы их сложены мезозойско-кайнозойскими терригенными карбонатными отложениями, местами соленосными, общей мощностью до 5—10 км.

В названных бассейнах прослежены зоны пресных, соленых и рассольных вод разной мощности. Наиболее крепкие рассолы (270—350 г/кг) вскрыты в Южно-Таджикском и Ферганском бассейнах, где они приурочены к соленосным отложениям морского происхождения. Эти рассолы характеризуются хлоридным (с незначительной примесью сульфатов) натриевым и кальциево-

натриевым составом; в Южно-Таджикском бассейне, кроме того, обнаружены хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией до 333 г/кг. Они содержат в значительном количестве бром (300—600 мг/кг) и иод (до 30).

В более мелких (по площади) бассейнах (Иссык-Кульском, Джумгольском, Нарынском и др.) встречаются рассолы с минерализацией до 280 г/кг, формирование которых связано с соленосными толщами континентального происхождения. Эти рассолы по составу также преимущественно хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, но содержат меньше иода (до 4 мг/кг) и брома (до 40).

В Северном Тянь-Шане внутригорные бассейны приурочены к впадинам, заложенным на позднегерцинском и альпийском этапах тектогенеза. Наиболее крупными здесь являются Илийский, Чарынский, Кегено-Текесский и др. На большей части площади названных бассейнов породы фундамента (преимущественно верхнепалеозойские эффузивы и туфы) погружены на глубины 3,0—4,5 км и больше. Чехол бассейнов сложен терригенными разнообразного гранулометрического состава четвертичными (Илийский, Кегено-Текесский бассейны), четвертичными и неоген-палеогеновыми (Чарынский бассейн) породами, мергелисто-глинистыми, местами глауберито-доломито-галитовыми неогеновыми (Кегено-Текесский бассейн), мощной толщей палеогеновых (Чарынский, Кегено-Текесский) и неоген-палеогеновых (Илийский) глин с линзами и прослоями песчаников, известняков, аргиллитов, песков, галечников, конгломератов.

Пласты и линзы водопроницаемых пород прилегают в бортах впадин к блокам пород горных массивов, что обеспечивает проникновение ПВ в глубь бассейнов и неодинаковую степень проточности разных частей разреза чехла бассейнов. Все это определяет большое разнообразие гидрохимических разрезов бассейнов. Не останавливаясь на этом более подробно, отметим только, что и в этих бассейнах в разных сочетаниях распространены пресные, соленые и рассольные воды разного химического состава. Наиболее крепкие рассолы (до 150 г/кг) сульфатно-хлоридного состава установлены в Кегено-Текесском бассейне, в чехле которого имеются пачки доломитов и аргиллитов с прослоями неогеновых тенардита и галита. Разнообразны и гидротермические условия бассейнов. В них известны воды от холодных до весьма горячих и перегретых (90—155 °C).

Бассейны Северо-Казахстанской складчатой области. Здесь расположены два сравнительно крупных бассейна (Карагандинский и Тенгизский), а также целый ряд мелких (Бестобинский, Коскенгирский, Экибастузский, Майкубенский и др.). Все бассейны приурочены к тектоническим впадинам в складчатом фундаменте и представляют собой сложные синклинии либо мульды с частыми тектоническими разломами, местами «залеченными» интрузивными телами. Впадины сложены в разной степени уплотненными терригенными, часто угленосными и карбонатными па-

леозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами. К этим породам приурочены в основном пластовые (трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-поровые, поровые) скопления ПВ.

Гидрохимический разрез бассейнов изучен недостаточно и сравнительно на небольшую глубину. Имеющиеся данные показывают, что в верхней части разреза бассейнов развиты воды пестрые по степени минерализации (зона Д): от 0,2 до 47 г/кг. Химический состав вод зоны Д весьма разнообразен: гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный. Глубже находится зона соленых вод, которая сменяется затем зоной рассольных вод. Соленые и рассольные воды также весьма разнообразны по степени минерализации и химическому составу.

В Тенизском бассейне до глубины 100—150 м распространены пестрые по степени минерализации воды, до глубины 500—600 м — преимущественно соленые и слаборассольные, а глубже — рассолы, минерализация которых на глубине 1300—1400 м достигает 160 г/кг. Они хлоридные кальциево-натриевые, преимущественно азотно-метановые.

Бассейны Алтае-Саянской складчатой области. В области имеется несколько крупных артезианских и адартезианских бассейнов: Кузнецкий, Южно- и Северо-Минусинский, Улугасинский, Назаровский, Сыдо-Ербинский, Рыбинский и Убсанурский. Эти и более мелкие бассейны области сложены преимущественно терригенными средне- и верхнепалеозойскими, в меньшей степени мезозойско-кайнозойскими породами, к которым приурочены преимущественно пластовые (трещинные, трещинно-поровые и поровые) и трещинно-жильные скопления ПВ.

Минерализация и химический состав ПВ в названных бассейнах изменяются от периферии впадин к их центру, причем мощность зоны пресных вод в этом направлении уменьшается (в разных бассейнах) от 600—500 до 150—200 м. В Кузнецком бассейне наблюдается мощная (до 2500 м, возможно, и больше) зона соленых вод (до 36 г/кг), содержащих бром (до 0,034 г/кг) и иод (до 0,022). Рассольные воды на изученной глубине не известны. В Минусинских бассейнах наблюдается иной гидрохимический разрез. Мощность зоны соленых вод в них не превышает 500—600 м, а зоны рассолов измеряется тысячами метров. Причем в Южно-Минусинском бассейне на глубине 2300—2400 м выявлены рассолы, минерализация которых до 255 г/кг, количество брома до 0,250, иода до 0,012, калия 2,4 г/кг. Температура рассолов на глубине 2840 м равна 81 °С.

В других бассейнах Алтае-Саянской области воды глубоких частей разреза не изучены.

Бассейны складчатых областей Восточной Сибири и Дальнего Востока. В этих областях находится большое количество межгорных и внутригорных артезианских и адартезианских бассейнов, чехол которых сложен преимущественно терригенными, часто угленосными мезозойско-кайнозойскими породами, к которым приурочены преимущественно трещинно-пластовые и пластово-тре-

щинные скопления ПВ, а в бассейнах складчатых областей Забайкалья — пластово-трещинные и трещинно-жильные (табл. 9).

В бассейнах Байкальской складчатой области до глубины 1,5 км обычно развиты пресные воды, а в некоторых бассейнах (например, в Байкальском) они распространены до глубины 2,8 км. В Баргузинском бассейне на отдельных участках до глубины 30—60 м встречаются воды с минерализацией до 15 г/кг (зона Д), формирование которых связано с процессами континентального засоления.

На глубинах до 1,5 км в бассейнах названных выше областей распространены преимущественно гидрокарбонатные магниевые, кальциевые и кальциево-натриевые воды, причем по мере увеличения глубины количество гидрокарбонатов натрия возрастает. На глубинах более 1,5 км преобладают гидрокарбонатные натриевые воды, минерализация которых 1—2 г/кг. В Байкальском бассейне на глубине 2,8 км отмечены хлоридные натриевые воды с минерализацией около 3,0 г/кг. С увеличением глубины изменяется и состав растворенных газов: от кислородно-азотных к азотным или азотно-метановым. Наряду с этим сравнительно быстро повышается и температура воды; геотермический градиент около 3,2°C/100 м, а в зонах тектонических нарушений он достигает 5°C/100 м и больше.

В бассейнах Байкальской области отмечены азотные, реже метановые термы гидрокарбонатного и сульфатно-натриевого состава с минерализацией до 0,7, реже до 2 г/кг. В краевых частях Тункинского бассейна известны также углекислые теплые воды (пос. Аршан).

В пределах Даурской складчатой области развито несколько адартезианских бассейнов с наложенными артезианскими. К наиболее крупным относятся Кырино-Алтайский, Верхнеолонский, Тургино-Харанорский, Васучеевский, Торейский, Ундино-Даинский и др. В разрезе их чехла преобладают терригенные и вулканогенные юрские, реже нижнемеловые породы. Вода в них до глубины 0,5—0,8 км пресная; минерализация воды преимущественно до 0,5, реже до 1 г/кг. Состав ее преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и смешанный по катионам.

В верхних частях разреза бассейнов (до глубины 80—180 м) широко развиты воды с пестрой степенью минерализации и химического состава (зона Д). В большинстве бассейнов широко распространены (в зонах тектонических нарушений) холодные углекислые воды преимущественно гидрокарбонатного щелочно-земельного состава с минерализацией до 3—4 г/кг. С ростом глубины воды нередко приобретают преимущественно магниевый или натриевый состав и более высокую минерализацию. В частности, в Ундино-Даинском бассейне (г. Балей, с. Тасеево) известны углекислые воды с минерализацией до 16 г/кг; в Торейском, Урулюнгуевских бассейнах — углекислые воды с минерализацией 5—6 г/кг, хлоридно-гидрокарбонатные щелочноземельно-натриевые. Углекислые воды в рассматриваемых бассейнах распространены

Таблица 9

Артезианские и адартезианские бассейны горно-складчатых областей
Восточной Сибири и Дальнего Востока (по данным С. Н. Сурикова,
Г. И. Климова и др.)

Горно-складчатая область	Максимальная мощность чехла, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она изменена (в знаменателе)	Индекс гидрокимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав подземных вод в зоне
Даурская					
Агинская система адбассейнов: Верхнеононский, Васучеевский, Дурулгуевский, Торейский и др.	2	Терригенные и вулканогенные	—	$\frac{D}{\text{До } 0,2 \text{ } A_1}$ $\overline{\text{Более } 0,5}$	1, 2 1, 2
Восточно-Даурская система адбассейнов: Ундино-Даинский, Газимурозаводский, Уровско-Золинский, Западно- и Восточно-Урулюнгуевские, Приаргунский и др.	3,5	То же	—	$\frac{A_1}{\text{До } 0,2 \text{ } A_1}$ $\overline{\text{Более } 0,5}$	1, 2 1, 2
Байкальская					
Баргузинский	1,4	Терригенные	$\frac{37}{1,4}$	$\frac{A_1}{1,4}$	1, 5
Байкальский (Усть-Селенгинский)	5,0	То же	$\frac{97}{2,0}$	$\frac{A_1}{\text{Более } 2,8}$ $\frac{B_3}{1,5 - 3,0}$	1, 5, 6 5, 6
Тункинский	3,2	Терригенные и вулканогенные	$\frac{53}{2,0}$	$\frac{A_1}{\text{Более } 1,5}$ $\frac{B_{1,5}}{\text{До } 1,7}$	1, 6 5, 6
Забайкальская					
Хилокско-Удинская система адбассейнов: Беклемишевский (Верхнехилокский),	1,3	Терригенные	—	$\frac{A_1}{\text{Более } 0,2}$	1, 5

Продолжение табл. 9

Горно-складчатая область	Максимальная мощность чехла, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная температура, °С (в числителе), и глубина, км, на которой она изменена (в знаменателе)	Индекс гидротермической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав подземных вод в зоне
Среднехилокский и др.					
Малханско-Черская система адбассейнов: Макковеевский, Читино-Ингодинский, Чикойский и др.	2,0	То же	—	$\frac{A_1}{\text{Более } 0,5}$	1, 5
Селенгино-Даурская система адбассейнов: Боргойский, Гусино-озерский, Тугнуйско-Сухаринский, Чикой-Хилокский	2,0	Терригенные, вулканогенные	$\frac{24,4}{0,8}$	$\frac{D_3}{\text{До } 0,05}$ $\frac{A_1}{0,03 - 0,5}$ $\frac{B_3}{0,1 - 0,5}$	1, 3 1, 5, 2 6, 3
Буреинская					
Нижнезейский	3,5	Терригенные	$\frac{81,3}{2,65}$	$\frac{A_1}{0,3 - 1,0}$ $\frac{B_3}{1,0 - 2,5}$	1, 3 6
Буреинский адартезианский	6,0	Терригенные, часто угленосные	—	$\frac{A_1}{0,5 - 1,0}$	1, 2
Среднеамурский	2,5	Терригенные	$\frac{36,4}{1,0}$	$\frac{A_1}{0,1 - 1,5}$	1, 6
Ханкайская					
Уссури-Ханкайский	1,5	То же	—	$\frac{A_1}{\text{До } 1,5}$	5, 6
Раздольнинский	2,0	„	$\frac{46,0}{1,1}$	$\frac{A_1}{\text{До } 1,5}$ $\frac{B_3}{0,5 - 1,5}$	5, 6 5, 6

локально; на тех же глубинах на других участках бассейнов вскрыты пресные воды (0,3—0,5 г/кг) гидрокарбонатного кальциевого или магниевого состава.

Разведочные работы в Тургино-Харанорском, Торейском и других бассейнах показали, что глубже засоленных вод зоны Д находятся пресные воды, мощность зоны которых еще не установлена, но, по-видимому, превышает мощность чехла бассейнов и опускается в фундамент.

Бассейны Забайкальской складчатой области, так же как и Даурской, являются адартезианскими, нередко с наложенными на них артезианскими бассейнами. В бассейнах северной части области широко распространена многолетняя мерзлота. Для большинства бассейнов этой области характерно преобладание пресных вод по всей мощности чехла. В верхней части разреза чехла бассейнов южной части области местами отмечено наличие вод зоны Д. На химический состав вод бассейнов северной части области оказывают влияние криогенные процессы, что проявляется в увеличении в гидрокарбонатных водах доли магния и уменьшении доли кальция. В нижних частях разреза в катионном составе вод большую роль приобретает натрий.

В Боргойском и Гусиноозерском бассейнах в нижних частях разреза чехла появляются хлоридно-сульфатные воды с минерализацией 3—4, местами до 5 г/кг.

В большинстве бассейнов Хилокско-Удинской и Малханско-Черской систем в зонах тектонических нарушений широко распространены холодные углекислые воды, преимущественно гидрокарбонатного щелочноземельного состава с минерализацией до 5 г/кг.

В Буреинской складчатой области сравнительно крупными бассейнами являются Нижнезейский и Буреинский. Первый сложен преимущественно песчано-глинистыми мезозойско-кайнозойскими породами мощностью до 3,5 км. До глубины 600—1000 м распространены пресные воды гидрокарбонатного натриевого и магниево-кальциевого состава. Глубже минерализация вод возрастает до 1,5—3,5 г/кг и они становятся гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми. Геотермический градиент в различных частях бассейна равен 1,09—3,71 °C/100 м. Максимальная температура воды (81,3 °C) измерена на глубине 2,65 км.

Буреинский адартезианский бассейн сложен терригенными и угленосными юрскими и нижнемеловыми породами общей мощностью до 6 км. Вода до глубины около 1 км обычно пресная (0,5—1,2 г/кг), гидрокарбонатная кальциевая и натриевая, иногда сульфатная. В фундаменте бассейна на глубине 2,5 км вскрыты соленые (до 15 г/кг) гидрокарбонатно-хлоридные воды. Геотермический градиент (1,5—3 °C)/100 м.

Артезианские бассейны Ханкайской складчатой области (Уссури-Ханкайский и Раздольнинский) выполнены преимущественно песчано-глинистыми, местами галечными породами кайнозойского возраста мощностью до 1,5 км. Минерализация воды в пределах

Артезианские бассейны Камчатки и Сахалина

Горно-складчатая область, бассейн	Максимальная мощность чехла, км	Преобладающие породы чехла	Максимальная темпе- ратура, °С (в числи- теле), и глубина, км, на которой она изме- рена (в знаменателе)
Западно-Камчатская			
Большерецкий:			
Южная часть	1,5	Терригенные	$\frac{32,0}{0,54}$
Северная часть	3,0	Терригенные и вулканогенные	$\frac{83,0}{2,0}$
Тигильский	2,5	Вулканогенные, терригенные	$\frac{57,0}{2,3}$
Восточно-Камчат- ский	4,5	То же	$\frac{78,0}{2,3}$
Сахалинская			
Северо-Сахалин- ский	>5	Терригенные	$\frac{99,0}{2,7}$
Сусунайский	>3	То же	$\frac{98,0}{2,7}$
Татарский	>8	„	$\frac{128,0}{3,0}$

Таблица 10

(по данным Н. А. Петровой и др.)

Индекс гидрохимической зоны (в числителе) и ее мощность, км (в знаменателе)	Преобладающий химический состав воды в зоне	Максимальное содержание в ПВ зоны, мг/кг	
		Br	I
$\frac{A}{\text{До } 0,6}$	6, 1	—	—
$\frac{A}{0,1-0,8}$	1, 5	—	—
$\frac{B_{26}}{1,0-2,2}$	6	0,0—10,0	До 200,0
$\frac{A}{0,1-0,3}$	1	—	—
$\frac{B_{11}}{1,2-2,2}$	5, 6, 7	—	—
$\frac{A}{0,1-0,3}$	—	—	—
$\frac{B_{25}}{3,0-4,3}$	7	—	50,0
$\frac{A}{\text{До } 2,0}$	1, 5, 6	—	—
$\frac{B_3}{0,3-1,6}$	1, 5, 6	45,0	4,5
$\frac{A}{0,0-0,6}$	1, 6	Следы	Следы
$\frac{B_3}{0,0-0,2}$	6, 5	32,0	5,0
$\frac{A}{0,1-0,5}$	1, 5, 6	—	—
$\frac{B_{10}}{0,0-1,6}$	5, 6, 7	14,0	15,0
$\frac{B_{35}}{3,0}$	6, 7	75,0	36,0

чехла до 1,5 г/кг. В фундаменте Раздольнинского бассейна в вулканогенных породах перми на глубине 2,3—2,8 км вскрыты гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией 13 г/кг. Геотермический градиент в различных районах бассейна изменяется от 1,5 до 6 °C/100 м.

В Западно-Камчатской складчатой области наиболее изучен Большерецкий бассейн, сложенный слабоуплотненными неоген-четвертичными породами общей мощностью до 3 км. На глубине до 0,8 км в этих отложениях вскрыты пресные воды (до 1 г/кг), гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные, а на глубине около 3 км — соленые воды (до 26 г/кг), гидрокарбонатно-хлоридные. Геотермический градиент в южной части бассейна 4,2 °C/100 м.

В Сахалинской складчатой области имеется несколько артезианских и адартезианских бассейнов (табл. 10). Среди них наиболее крупные Северо-Сахалинский, Поронайский, Сусунайский и Татарский бассейны. Все названные бассейны представляют собой тектонические впадины, выполненные сравнительно слабоуплотненными терригенными породами мощностью до 8 км, преимущественно неогеновыми. Мощность зоны пресных вод в этих бассейнах 100—2000 м. По составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, кислородно-азотные и азотные, а в нижней (большей) части разреза — азотно-метановые и метановые. Мощность зоны соленых вод обычно больше 1500—2000 м. Минерализация преимущественно 3—30, реже до 35 г/кг (иногда 48—50 г/кг). По составу соленые воды преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Татарский адартезианский бассейн сложен в основном неогеновыми и палеогеновыми в разной степени уплотненными и дислоцированными терригенными породами общей мощностью до 8 км. Мощность зоны пресных вод преимущественно 100—600 м. В сводовых частях антиклиналей и в прибрежных районах она часто сокращается до 40—50 м, а местами еще меньше. Минерализация соленых вод не превышает 35 г/кг. Они хлоридные натриевые, обычно со значительным количеством гидрокарбонатов натрия в верхних частях разреза и хлоридов кальция в нижних, иода до 40, брома 14—75 мг/кг, редко больше.

Характерной гидрогеохимической особенностью бассейнов Сахалина является очень большая мощность зон пресных и соленых вод, отсутствие рассолов даже на глубинах нескольких километров и широкое распространение в воде гидрокарбонатов натрия. Причем химический состав вод изменяется по мере увеличения глубины и степени минерализации от гидрокарбонатных смешанных по катионному составу к гидрокарбонатным натриевым, глубже к хлоридным натриевым с содержанием гидрокарбонатов натрия, а еще глубже к хлоридным натриевым с хлоридами кальция. Температура ПВ в изученной части разреза сахалинских бассейнов (до 3300 м) достигает 99 °C. Глубже, вероятно, повсеместно распространены перегретые воды.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ, АДМАССИВЫ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ СУПЕРБАССЕЙНЫ И СУПЕРМАССИВЫ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В коллективной работе [55], посвященной гидрогеологическому районированию СССР, выделено 45 гидрогеологических горно-складчатых областей, каждая из которых представляет собой сложную систему массивов, адмассивов, межгорных и других артезианских бассейнов. Ниже будут рассмотрены гидрогеологические массивы и адмассивы, приуроченные к поднятым участкам земной коры, образующим горные хребты, разделенные межгорными и внутригорными впадинами (артезианскими бассейнами). Рассматриваемые структуры весьма разнообразны как в гидрогеологическом, так и в гидрогеохимическом отношении, но имеют и некоторые общие черты. Для них характерно господствующее распространение трещинно-жильных ПВ. Роль этих вод особенно велика в осевых частях складчатых сооружений, обычно сложенных наиболее древними метаморфическими и изверженными породами. На склонах многих массивов сравнительно широко распространены осадочные и вулканогенные сильнодислоцированные и метаморфизованные породы с трещинно-жильными, пластово-трещинными, часто с трещинно-карстовыми водами. У подножия массивов и адмассивов обычно развиты сравнительно молодые слабо-метаморфизованные породы, содержащие трещинно-пластовые воды, иногда образующие небольшие артезианские бассейны и склоны.

В рассматриваемых структурах сток подземных и поверхностных вод направлен от центральных частей к периферическим, что соответствующим образом отражается на характере их гидрогеохимической зональности. Интенсивность водообмена и степень промытости пород обычно уменьшаются от осевых наиболее приподнятых частей массивов к их подножию. Вследствие значительной эрозионной расчлененности рельефа и наличия большого числа глубоких тектонических разломов интенсивный водообмен захватывает мощные толщи пород, что обуславливает формирование мощной (до нескольких километров) зоны пресных вод. Особенно большой мощности такая зона достигает в древних гидрогеологических массивах, поднятых на значительную высоту молодыми вертикальными тектоническими движениями (Саяны, Прибайкалье, Тянь-Шань и др.), а также в осевых частях молодых высоких горно-складчатых областей. В некоторых массивах и адмассивах молодых горно-складчатых областей, в геологическом строении которых участвуют галогенные формации, пресные воды сравнительно на небольшой глубине сменяются солеными, а иногда и рассольными (Карпаты, Кавказ и др.). В отдельных массивах весьма широко распространены холодные и термальные минеральные воды разного химического состава. Они обычно вытекают на дневную поверхность в виде источников, приуроченных в основном к тектоническим разломам. Все это позволяет думать, что и в

массивах глубже пресных вод находятся разные по минерализации и химическому составу холодные и термальные воды.

Однако гидрогеохимические закономерности, свойственные рассматриваемым структурам, изучены значительно хуже, чем присущие артезианским бассейнам. Скважин, вскрывших гидрогеологические массивы на значительную глубину ниже уровня региональных базисов дренирования, тем более ниже уровня моря, насчитываются единицы. Поэтому о гидрогеохимических закономерностях, свойственных глубоким частям этих структур, можно судить только по данным единичных скважин и по источникам, питающимся трещинно-жильными водами. Но этих данных далеко недостаточно для надлежащего выявления гидрохимической зональности массивов и адмассивов. Несколько лучше изучена вертикальная гидрогеохимическая «поясность», связанная с гипсометрией складчатых областей.

Суммировав имеющиеся в литературе данные, можно отметить, что эта «поясность» обусловлена главным образом степенью увлажнения и степенью промытости горных пород на разных высотах. На отметках выше 1500—2000 м над уровнем моря (а в северных областях и меньше) преобладают весьма пресные воды с минерализацией 0,05—0,2 г/кг, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава, часто с относительно высоким содержанием кремнезема (кремнисто-гидрокарбонатные кальциевые или натриевые). На меньших высотах распространены главным образом воды с минерализацией до 0,5 г/кг, преимущественно гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные. У подножия массивов некоторых горно-складчатых областей на юге СССР часто встречаются солоноватые и соленые воды, хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные, преимущественно натриевые. Имеющиеся разнообразные данные позволяют отметить, что по мере углубления, ниже региональных базисов дренирования, и уменьшения интенсивности водообмена минерализация ПВ увеличивается, хотя и с небольшой скоростью.

Неодинаков и химический состав ПВ разных горно-складчатых областей. Автор разделяет эти области на пять групп, в каждую из которых входят области, более или менее близкие по условиям формирования скоплений ПВ: 1) допалеозойские; 2) палеозойские; 3) мезозойско-кайнозойские; 4) разновозрастные, но обновленные тектоно-магматическими процессами в кайнозое (складчатые области кайнозойской тектоно-магматической активизации); 5) современного вулканизма.

Допалеозойские области

Они расположены в пределах щитов древних платформ, в которых отчетливо преобладают массивы, выполненные архейскими и протерозойскими породами (нижний гидрогеологический ярус), обводненными по трещинам разного генезиса. В этих структурах господствуют трещинно-жильные скопления ПВ. Массивы иногда

чередуются с адмассивами, редко с адартезианскими бассейнами, приуроченными к мульдам и синеклизам, выполненным верхне-протерозойскими сравнительно слабометаморфизованными осадочными и вулканогенными породами. К этой группе горно-складчатых областей относятся (см. рис. 1) Балтийская (1), Украинская (2), Алданская (25) и Анабарская (21), которые в гидрогеологическом и гидрогеохимическом отношении изучены слабо.

Балтийская складчатая область. Характеризуется наличием ряда чередующихся синклинориев и антиклинориев, различных в гидрогеологическом отношении. Синклинории сложены преимущественно метаморфизованными вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, а антиклинории — преимущественно гранитами и гранито-гнейсами. В первых широко распространены регионально-, локально- и отчасти пластово-трещинные ПВ, а во вторых отчетливо преобладают локальные трещинно-жильные в древних породах и порово-пластовые в четвертичных. Наибольшей водообильностью обладают системы крупных тектонических трещин, особенно в местах их пересечения, и аллювиальные отложения.

В гидрогеохимическом отношении Балтийская область изучена еще слабо, но имеющиеся данные все же позволяют отметить, что в верхней части разреза (до глубины нескольких сотен метров) в пределах как четвертичных, так и более древних пород господствуют гидрокарбонатные натриевые и кальциевые воды с минерализацией 0,1—0,3 г/кг, местами с повышенным количеством железа и кремнезема. Наряду с этим на отдельных участках побережий Баренцева и Белого морей, а также Онежского и Ладожского озер в кристаллических и метаморфических породах скважинами вскрыты (на глубинах до 135 м) хлоридные натриевые воды, минерализация которых достигает 1,06—8,5 г/кг. Единичные данные позволяют предполагать, что по крайней мере в отдельных районах на большей глубине (ниже уровня моря) в древних метаморфических породах распространены не только соленые, но и рассольные воды, преимущественно хлоридные разного катионного состава.

Так, по данным В. Д. Безроднова [1979 г.], на Карельском перешейке в районе ст. Бородинская скважиной (на отметке 120 м ниже уровня моря) вскрыты хлоридные кальциево-натриевые соленые воды с минерализацией 17 г/кг; в районе ст. Сортолово на глубине 583 м (548 м ниже уровня моря) — хлоридные кальциево-натриевые слабые рассолы с минерализацией 42 г/кг; в районе оз. Медное на глубине 700 м (636,4 м ниже уровня моря) — хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 93,7 г/кг, а в районе пос. Песочный на глубине 735 м (700,5 м ниже уровня моря) — хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 138 г/кг.

По данным А. И. Короткова и др. [1978 г.], несколько скважин, пробуренных в разных районах Восточного Приладожья, вскрыли на глубинах 160—725 м соленые воды с минерализацией

от 7,7 до 36,2 г/л, а в Восточном Прионежье на глубинах 17—305 м — воды с минерализацией 2,6—8,6 г/л. По составу воды хлоридные кальциево-натриевые, преимущественно азотно-метановые, связанные с сильнометаморфизованными трещинно-жильными коллекторами осадочных вулканогенных пород рифейского возраста. Отмечается отчетливо заметное возрастание минерализации вод с глубиной.

На Кольском полуострове в районе пос. Сопча в массиве ультраосновных пород тремя скважинами на глубине 249—309 м вскрыты трещинно-жильные воды с минерализацией 11,3—52,2 г/л хлоридного натриевого, преимущественно метанового состава, с повышенным количеством гелия и водорода. В этих водах содержатся бром (19,3—288 мг/л) и иод (20—73).

Кольская сверхглубокая скважина [Безроднов В. Д., 1979 г.] в осадочно-вулканогенных протерозойских породах Печенгского синклинория вскрыла воды, минерализация которых увеличивается от нескольких сотен миллиграммов на килограмм в верхней части разреза до 51 г/кг на глубине 1200 м. Состав рассольных вод кальциево-натриевый, азотно-метановый и метановый. Они содержат стронций (1150 мг/кг), бром (272), иод (8), калий (60), рубидий (0,15), свинец (0,13). Достоверные сведения о степени минерализации ПВ Печенгского синклинория на большей глубине отсутствуют, но можно предполагать, что она увеличивается. Так, Л. В. Боровский, Г. С. Вартанян, Т. В. Куликов [Кольская сверхглубокая, 1984 г.] в названном районе выделяют:

1. Зону регионального стока подземных трещинно-жильных ПВ (до глубины 800 м), преимущественно гидрокарбонатных, реже сульфатных кальциевых, кислородно-азотных и азотных с минерализацией менее 1 г/кг.

2. «Верхнюю зону» развития жильных вод (на глубине 800—4500 м), хлоридных кальциево-натриевых, азотно-метановых и метановых, с повышенным содержанием водорода и с минерализацией 50—150 г/кг.

3. Зону регионального тектонического рассланцевания и гидрогенного уплотнения пород (глубина 4500—9200 м). Вода на глубине 4500—5850 м хлоридная кальциевая, гелий-водородная, с минерализацией 200—300 г/кг; на глубине 5850—6900 м — хлоридная натриевая, водородная, со значительным количеством углекислого газа и гелия, с минерализацией более 300 г/кг; на глубине 6900—9200 м хлоридная натриево-кальциевая, водородно-углекислая, со значительным количеством гелия.

В Ловозерском руднике встречены своеобразные сульфатно-гидрокарбонатно-фторидные натриевые воды с минерализацией 38 г/кг, которые содержат около 6250 мг/кг фтора. Это — кислые воды рудничного типа [44].

Украинская складчатая область. Здесь на сильноденудированной поверхности допалеозойских пород почти повсеместно лежит покров мезозойско-кайнозойских пород мощностью 5—20 м в западной части области и 20—50 м в других ее частях.

В отдельных впадинах имеются меловые отложения мощностью до 180—300 м, представленные глинами, песками, мелом и мергелями, которые образуют малые артезианские бассейны, на-

ложенные на кристаллические породы. В соответствии с этим на большей части области господствуют трещинно-жильные (регионально- и локально-трещинные) воды. По химическому составу и степени минерализации эти воды неодинаковы. В северо-западной части области они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевого с минерализацией 0,3—0,5 г/кг. На территории, расположенной юго-восточнее (до линии Арбузинка—Бобриниз—Новгородка—Новая Прага—Васильковка), среди гидрокарбонатных вод появляются сульфатные, минерализация которых возрастает до 0,5—1,0 г/кг, а на территории, находящейся еще восточнее, преобладают сульфатные и сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 1,0—3,0 г/кг и больше. Состав растворенных газов кислородно-азотный.

Химический состав локально-трещинных вод с увеличением глубины их распространения изменяется подобно химическому составу вод артезианских бассейнов. Так, в Криворожском железорудном бассейне В. Д. Натаровым [1960 г.] выделены три гидрохимические зоны: верхняя (до глубины 180 м) гидрокарбонатно-сульфатных вод с минерализацией до 3 г/кг; средняя (переходная) сульфатно-хлоридных вод с минерализацией 11—16 г/кг; нижняя хлоридных вод с минерализацией более 50 г/кг (до 200 г/кг); начинается зона с глубины 200—400 м. Высокая минерализация вод отмечается и в других пунктах Украинской гидрогеологической области. Так, на Южно-Белозерском железорудном месторождении на глубине 480 м вскрыты хлоридные рассолы с минерализацией 70—80 г/кг.

Микрокомпонентный состав локально-трещинных вод указанных рассолов изучен слабо. В них установлено присутствие железа, марганца, кремнезема, меди, титана, никеля, молибдена и др. Состав растворенных газов — азотный.

В геотермическом отношении Украинская гидрогеологическая область изучена недостаточно. Можно отметить, что в Кривом Роге геотермический градиент колеблется от 0,54 до 1,1, в среднем составляет 0,86 °C/100 м.

Из минеральных лечебных вод в пределах Украинской области установлены лишь радоновые (источники Белая Церковь, Миرونковский, Цигеньский, Хмельный и др.) с содержанием радона от 1 до 56,0 нКи/л и радия до $8,95 \cdot 10^{-11}$ г/л. Иногда радоновые воды одновременно являются и углекислыми с содержанием свободного углекислого газа от 167 до 11 000 мг/л.

Алданская складчатая область. В ее пределах выделяются крупные массивы, сложенные преимущественно кристаллическими и метаморфическими архейскими породами: Олёмно-Чарский, Центральноалданский и Учуро-Нельканский. В этих массивах господствуют трещинно-жильные воды, нередко промороженные на глубину до 300—500 м. В верхней части разреза в таликах и под мерзлотой пресные (до 0,01—0,15 г/кг) регионально-трещинные воды, преимущественно гидрокарбонатные магниевые-кальциевые или смешанные по катионам. В тектонических нарушениях на

глубинах 80—150 м в воде появляется сульфат-ион (до 50 %-экв). По газовому составу эти воды кислородно-азотные.

Трещинно-жильные воды тектонических разломов вскрыты на отдельных участках на глубинах до 900 м [38]. Примерно до абсолютных отметок 350—400 м они пресные, сульфатно-гидрокарбонатные смешанные по катионам. Глубже, примерно до 0 м над уровнем моря, минерализация вод повышается до 3—7 г/кг, а состав вод становится хлоридно-сульфатным кальциево-натриевым. Еще глубже воды приобретают сульфатно-хлоридный состав и минерализацию более 10 г/кг. Известная максимальная минерализация воды на отметке —268 м достигает 12 г/кг. Воды холодные, преимущественно кислородно-азотные и азотные, иногда с повышенным содержанием гелия (до 2,5—3 об. %) и радона (до нескольких сотен нанокури на литр). По южной окраине области известны единичные источники термальных и субтермальных вод. Так, воды термальных источников (Олёкминский и Тунгургаканский) имеют температуру до 50 °С, сульфатный натриевый азотный состав и минерализацию до 0,5 г/кг, а воды субтермальных источников (Мал. Нахет и Горбыляхский) — температуру 15—18 °С, сульфатный натриево-кальциевый азотный состав и минерализацию до 2,5 г/кг, являются аналогами трещинно-жильных вод, широко распространенных на абсолютных отметках около 300—400 м. Олёкминские же термы формируются, вероятно, на глубинах не менее 2,5—3 км (по расчетным данным). Помимо названных термальных источников в пределах области часто встречаются холодные радоновые, пресные и солоноватые воды разного химического состава.

В области имеется несколько сравнительно небольших артезианских бассейнов, приуроченных к впадинам (Чульманской, Тонкинской и др.). В нижней части разреза этих бассейнов залегают терригенно-карбонатные толщи верхнего протерозоя и кембрия (мощностью до 500—800 м) с трещинно-карстовыми и трещинно-карстово-пластовыми пресными, местами, возможно, солоноватыми водами. Они перекрываются терригенными угленосными и местами вулканогенными толщами юры и нижнего мела (мощность до 2—3 км) с пластово-трещинными и трещинно-пластовыми водами. В этих породах до глубины нескольких сотен метров господствуют пресные гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые кислородно-азотные и азотные воды, а глубже (до первой тысячи метров) — слабосолоноватые хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные.

Анабарская складчатая область. В гидрогеологическом отношении не изучена, в ее пределах мощность многолетней мерзлоты превышает 1 км. В связи с этим пресные ПВ зоны региональной трещиноватости, вероятно, заморожены, за исключением деятельного слоя. Возможно, они имеются в таликах, приуроченных к зонам крупных тектонических разломов. Вероятно, на значительной глубине в жидкой фазе присутствуют соленые и рассольные воды.

**Гидрогеологические области
позднепротерозойские и палеозойские
(байкалиды, каледониды и герциниды)**

К областям этого типа относятся Тиманская (6), Уральская (7), Северо-Казахстанская (15), Джунгаро-Балхашская (14), Чингиз-Тарбагатайская (16), Енисейская (19), Патомская (24), Становая (28), Таймырская (29), Приколымо-Омолонская (36) и др. Названные области весьма различны как по истории формирования, геологическому строению и современным физико-географическим условиям, так и по гидрогеологическим условиям. Подземные воды этих областей изучены весьма неравномерно и в общем слабо, особенно на значительной глубине. Имеющиеся данные все же позволяют отнести их к одной группе.

Все складчатые области сравнительно неглубоко расчленены гидрографической сетью. В их строении более или менее отчетливо выделяются три структурно-гидрогеологических яруса, образующих гидрогеологические структуры разного типа. Нижний ярус сложен преимущественно метаморфическими и кристаллическими доверхнепротерозойскими породами, которые выходят на поверхность в осевых частях складчатых сооружений или слагают отдельные горные массивы. Они образуют гидрогеологические массивы преимущественно трещинно-жильных ПВ.

Средний ярус представлен разнообразными осадочными, эффузивными и интрузивными породами, существенно различающимися в разных областях составом, степенью дислоцированности и метаморфизма, но в общем близкими по комплексу признаков, определяющих господствующий тип скоплений ПВ: в изверженных и осадочных терригенных породах — трещинно-жильных и пластово-трещинных, а в карбонатных — трещинно-карстовых. В соответствии с этим структуры, сложенные породами названного яруса, в одних случаях представляют собой массивы преимущественно трещинно-жильных ПВ, в других — адмассивы пластово-трещинных, трещинно-жильных и реже трещинно-карстовых. В разнообразных межгорных и внутригорных впадинах породы этого яруса слагают верхний ярус фундамента межгорных артезианских бассейнов.

Верхний гидрогеологический ярус представлен преимущественно терригенными осадочными и осадочно-вулканогенными, реже карбонатными породами, преимущественно верхнепалеозойскими и мезозойско-кайнозойскими. Они слагают чехлы межгорных бассейнов и нижние части склонов горных сооружений (артезианские склоны). Для пород этого яруса характерны трещинно-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления ПВ.

В разных складчатых областях соотношение между массивами, адмассивами и бассейнами различно, но преобладают два первых типа структур. Чем древнее складчатая область, тем более широко в ее пределах распространены массивы трещинно-жильных ПВ.

Тиманская складчатая область. Представляет собой горно-складчатое сооружение, вытянутое в северо-западном направлении, состоящее из ряда валов и депрессий, осложненных тектоническими разрывами. В этой области выделяются два гидрогеологических яруса: нижний, сложенный сильнометаморфизованными и дислоцированными сланцами рифея, выходящими на поверхность в осевых частях валов, и верхний, выполненный менее метаморфизованными породами, в основном девонскими, каменноугольными и пермскими. Нижний ярус образует массивы преимущественно трещинно-жильных ПВ, а верхний — адмассивы в пределах валов и адартезианские бассейны в пределах депрессий.

Имеющиеся отрывочные данные позволяют отметить, что в верхней части разреза названных структур господствуют пресные воды, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые. В районах распространения гипсов и ангидритов имеются источники соленоватых сульфатных кальциевых и натриевых вод. Одиночными скважинами на глубине 100—400 м вскрыты воды с минерализацией до 53 г/кг, хлоридные натриевые. Можно предполагать, что на больших глубинах структур этой области широко распространены рассольные воды.

Уральская складчатая область. Представляет собой мегантиклинорий, вытянутый в меридиональном направлении. По особенностям геологического, тектонического и гидрогеологического строения в этой области принято выделять три системы гидрогеологических структур: центральную, восточную и западную.

Центральная система массивов преимущественно трещинно-жильных вод расположена в пределах водораздельной части Урала, сложенной кварцитами, гнейсами и метаморфическими сланцами. Эти породы хорошо дренированы, слаботрещиноваты и водоносны. Источники редки. Воды источников пресные, гидрокарбонатные разного катионного состава. Глубокие части структур не изучены.

Восточная система массивов и адмассивов занимает восточный склон Урала — площадь Тагило-Магнитогорского синклинория, в строении которого участвуют разнообразные осадочные и изверженные породы палеозойского возраста. В верхней, изученной, части массивов и адмассивов (до глубины первых сотен метров) распространены пресные ПВ, приуроченные к трещиноватой зоне выветривания осадочных терригенных и изверженных пород, к закарстованным карбонатным породам и зонам тектонических разломов. В небольших бассейнах, сложенных юрскими и каменноугольными угленосными породами, на глубине до нескольких сотен метров вскрыты соленые, а иногда и рассольные хлоридные натриевые воды.

В районе ст. Карталы в углистых аргиллитах карбона на глубинах 13,6—18,3 м встречены сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 33,7 г/кг; на площади Белинского месторождения бокситов в известняках нижнего карбона многими сква-

жинами на глубинах до нескольких сотен метров вскрыты хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 197 г/кг; в Тагило-Магнитогорском синклинории — рассолы с минерализацией до 100 г/кг.

Западная система адмассивов и адбассейнов расположена в пределах западного склона Урала, представляющего собой систему линейной складчатости, сложенную терригенными и карбонатными породами, преимущественно девонскими и каменноугольными. В этой системе господствуют пластово-трещинные, трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые воды. В верхней части разреза структур вода пресная. Однако в отдельных районах отмечено, что минерализация воды с глубиной возрастает. Так, на западном крыле Залаирского адбассейна на Уваринской разведочной площади скважинами на глубине 740—941 м из известняков верхнего карбона получены хлоридные натриевые воды с минерализацией 2,1 г/кг; на Асташской площади той же структуры на глубине 2145—2840 м в отложениях нижнего и среднего карбона вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,4—13,5 г/кг; на Мурадышской площади из отложений среднего карбона на глубине 2315 м получен хлоридный натриевый рассол, минерализация которого 59,0 г/кг, а на глубине 2370 м — хлоридный кальциево-натриевый с минерализацией 91,7 г/кг.

Приведенные данные показывают, что по крайней мере в некоторых структурах западных и восточных склонов Урала на глубине распространены соленые и рассольные воды. Вероятно, они могут быть встречены на глубинах ниже уровня моря и в других структурах. Наличие их маловероятно в центральной системе структур.

В пределах Уральской области известно несколько источников сероводородных (в адбассейнах), железистых и радоновых вод в массивах, сложенных кристаллическими породами.

Северо-Казахстанская, Чингиз-Тарбагатайская и Джунгаро-Балхашская складчатые области. Расположены в пределах Центрального Казахстана. Каждая область представляет собой сложную систему массивов, адмассивов и небольших адартезианских бассейнов.

Массивы сложены в основном метаморфическими и изверженными породами первого структурно-гидрогеологического яруса, в которых развиты трещинно-жильные ПВ. Адмассивы представлены разнообразными осадочными сильнометаморфизованными, дислоцированными и изверженными породами, преимущественно кембро-силурийскими и девонскими, в которых развиты трещинно-жильные и пластово-трещинные воды. Адбассейны сложены в основном терригенными и карбонатными каменноугольными породами, в которых развиты пластово-трещинные, трещинно-пластовые и трещинно-карстовые ПВ.

В приподнятых в рельефе частях массивов и адмассивов названных областей распространены очень пресные и пресные ПВ, преимущественно гидрокарбонатные разнообразного катионного

состава, в гранитах — часто натриевые. На склонах массивов и низкоргорных плато на глубинах 150—200 м иногда появляются слабосоленоватые воды, а у подножия возвышенностей и в межсопочных понижениях под покровом четвертичных отложений часто встречаются солоноватые и соленые (до 10 г/кг) воды, сформировавшиеся, по всей вероятности, в условиях аридного климата.

Глубокие части разреза массивов и адмассивов рассматриваемых областей в гидрогеохимическом отношении не изучены, и судить о наличии там сильноминерализованных вод трудно. Однако в адартезианских бассейнах Центрального Казахстана их присутствие несомненно. Так, в Карагандинском бассейне на глубинах до 1455 м установлены воды с минерализацией 24—42, в Джезказганском на глубине 518 м — до 31, в Бестобинском — 52 (восходящий источник), в Тенгизском на глубине 1376—1390 м — до 160 г/кг.

Енисейская складчатая область. Разделяется на Ангаро-Канскую систему массивов и Северо-Енисейскую систему массивов, адмассивов и межгорных адартезианских и артезианских бассейнов.

Гидрогеологические массивы Ангаро-Канской системы сложены кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами архейскими и протерозойскими, а массивы Северо-Енисейской системы — вулканогенными, карбонатными и терригенными преимущественно протерозойскими породами, прорванными гранитами.

В зоне региональной трещиноватости пород массивов распространены пресные воды (минерализация от 0,02 до 0,3, реже до 0,5 г/кг) гидрокарбонатные кальциевые, натриевые и смешанные по катионам. Среди вод, связанных с гранитами, довольно часто встречаются радоновые. Подземные воды с высоким содержанием радона приурочены обычно к зонам разломов. Минеральные воды других типов в массивах Енисейской складчатой области не обнаружены.

Небольшие внутригорные адартезианские и артезианские бассейны Северо-Енисейской системы сложены терригенными и карбонатными породами верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В верхней части разреза бассейнов распространены пресные (до 0,5 г/кг) гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды. Встречаются источники солоноватых (до 2—3 г/кг) сульфатных и хлоридных натриевых вод, связанные с тектоническими разломами. Это может указывать на наличие в бассейнах на большей глубине и более минерализованных вод.

Патомская складчатая область. Расположена в пределах Патомского нагорья. Она представляет собой систему массивов, сложенных преимущественно сильнометаморфизованными и дислоцированными терригенными и карбонатными допалеозойскими породами. В западной части области узкой полосой протягивается система массивов, выполненных метаморфическими, интрузивными и сильнометаморфизованными терригенными и вулканогенными

ми допалеозойскими породами. В пределах всей области развита прерывистая многолетняя мерзлота мощностью от 20—50 м в долинах рек до 150—200 м на водоразделах.

Регионально-трещинные ПВ в метаморфизованных терригенных и изверженных породах обычно пресные (0,1—0,3 г/кг). В зонах тектонических разломов отдельными скважинами на глубинах ниже местных базисов дренирования вскрыты сульфатные воды с минерализацией до 1—2 г/кг. Пластово-трещинные и карстово-трещинные воды терригенно-карбонатных пород в верхних горизонтах имеют минерализацию 0,3—0,5 г/кг. Есть указания о наличии в зонах разломов солоноватых вод сульфатного и хлоридного состава.

В пределах области известны один термальный источник (Челюлекский), воды которого имеют минерализацию 0,2 г/кг, гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав, температуру 37 °С, и один холодный источник (Шубинский) хлоридных натриевых вод с минерализацией 50 г/кг.

Становая складчатая область. Сложена преимущественно архейскими метаморфическими и разновозрастными интрузивными породами, образующими гидрогеологические массивы. К тектоническим впадинам, разделяющим массивы, приурочены небольшие адартезианские и артезианские бассейны, выполненные меловыми угленосными породами. В пределах всей области распространена многолетняя мерзлота мощностью 100—200 м. В гидрогеологическом отношении область изучена слабо. Имеющиеся данные о химическом составе ПВ показывают, что их минерализация в массивах увеличивается от 0,03 до 0,17 в надмерзлотных водах и до 0,2—0,7 г/кг в подмерзлотных. Соответственно изменяется и химический состав ПВ от гидрокарбонатного до гидрокарбонатно-сульфатного, разного по катионам.

На западе области к тектоническим впадинам приурочены межгорные бассейны пластовых и трещинно-жильных ПВ, выполненные уплотненными терригенными угленосными отложениями мелового возраста, разбитыми многочисленными тектоническими нарушениями (бассейны Верхнеречинский, Тунгирский, Нерюнгринский и др.). Гидрохимия этих межгорных бассейнов еще не изучена.

На востоке области расположены Верхнезейско-Удский артезианский бассейн, выполненный мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью до 3 км. Максимальная установленная минерализация воды в Верхнезейском бассейне 0,2—0,3 г/кг (на глубине 200—250 м), а в Удском — в верхних горизонтах приморской полосы — до 1,6 г/кг.

Другие складчатые области рассматриваемой группы в гидрогеохимическом отношении почти не изучены. Можно отметить, что минерализация вод источников, вытекающих выше уровня современных базисов дренирования, измеряется сотыми и десятими долями грамма на килограмм. О водах, распространенных на большей глубине, сведения отсутствуют.

Гидрогеологические области мезозойско-кайнозойских фаз складчатости (альпиды)

Восточно-Карпатская (3), Крымская (4), Кавказская (5), Мангышлакская (8), Таврическая (9), Большебалханская (11), Копетдагская (10), Верхояно-Колымская (34), Чукотская (37), Охотская (33), Охотско-Чукотская (38), Корякская (39), Западно-Камчатская (40), Сахалинская (32). Названные области весьма разнообразны по геологическому строению, расположены в разных климатических условиях и в гидрогеологическом отношении представляют собой сложные системы массивов, адмассивов, межгорных адартезианских и артезианских бассейнов, а в некоторых из них, кроме того, широко распространены вулканогенные супермассивы и супербассейны. Несмотря на очень большое разнообразие, рассматриваемым областям свойственны и общие признаки, отличающие их от охарактеризованных выше групп складчатых сооружений и позволяющие объединить их в особую группу.

К таким признакам относятся: 1) широкое, а в некоторых областях преобладающее распространение гидрогеологических адмассивов, выполненных хотя и сильнодислоцированными, но сравнительно слабометаморфизованными терригенными и карбонатными мезозойскими или палеогеновыми породами, т. е. такими, с которыми связаны преимущественно пластово-трещинные скопления ПВ; 2) приуроченность массивов трещинно-жильных вод главным образом к осевым частям складчатых сооружений или отдельным высоко поднятым блокам; 3) наличие в некоторых областях вулканогенных суперструктур; 4) отчетливое преобладание межгорных артезианских бассейнов над адартезианскими; 5) широкое распространение источников минеральных, термальных и холодных разного химического состава и разной минерализации ПВ, приуроченных к молодым тектоническим разломам (трещинно-жильные воды).

Восточно-Карпатская складчатая область. В ее пределах гидрогеологические массивы сложены палеозойскими гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами, а адмассивы — мезозойскими и кайнозойскими песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, глинами, местами соленосными. Все эти породы смяты в складки, нарушены сбросами и надвигами.

Гидрохимический разрез этих структур характеризуется нали-

Максимальные количества микрокомпонентов в соленых и рассоль

Зона (минерализация воды, г/кг)	Br	I	Fe	K	Sr
Д (1—70)	0,374	0,030	0,153	0,590	0,037
Б (1—35)	0,340	0,075	0,080	0,410	0,017
В (35—104)	1,043	0,077	0,130	—	2,590

нием зон разных по минерализации ПВ: до сильносоленых (зона *Д*), соленых (зона *Б*) и рассольных (зона *В*). Зона *Д* развита в верхней части разреза до уровня местного базиса дренирования, имеет мощность около 150—200 м. Минерализация воды в зоне на разных участках от 1 до 70 г/кг. Зона *Б* характеризуется весьма изменчивой мощностью и прослеживается по скважинам (на отдельных участках) до глубины 3600 м (участок Опака). По химическому составу воды этой зоны обычно хлоридные натриевые, но иногда гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 30 г/кг (участок Свалява). Зона *В*, вероятно, имеет мощность до нескольких километров. Минерализация рассолов, вскрытых в центральной части Карпат, не превышает 70, на южном склоне 104 г/кг. В соленых и рассольных водах отмечено повышенное и высокое содержание микрокомпонентов (табл. 11).

Из минеральных лечебных вод в пределах Восточно-Карпатской складчатой области распространены углекислые воды типа «Нарзан», «Боржоми», «Ессентуки», «Арзни» и др. [16, т. 5].

О термических условиях области имеются отрывочные указания. Так, температура ПВ в скважине, пробуренной на разведочной площади Ужок, равна, °С: на глубине 250 м — 18, 680 м — 28, 2050 м — 50. Максимальная температура воды 80 °С. отмечена на глубине 1690 м в районе г. Свалява.

Крымская складчатая область. Представляет собой систему адмассивов (Южнобережное и Колинское поднятия) и адбассейнов (Западно-Крымский и Восточно-Крымский синклиории).

Адмассивы сложены глинистыми сланцами и глинами с прослоями песчаников и конгломератов поздне триасового и юрского возраста. Породы слабоводоносны. Пресные и слабосоленоватые воды встречаются лишь в верхней части адмассивов, выше местного базиса дренирования. Они гидрокарбонатные кальциевые или сульфатные и хлоридные разного катионного состава. Ниже базиса дренирования ПВ становятся солеными и иногда рассольными сульфатными кальциевыми и хлоридными натриевыми с минерализацией (вскрыты скважиной в районе г. Ялта), г/кг: на глубине 700—900 м — 39,7; 1300 м — 46,7; 1900—2000 м — 38,0; 2257 м — 45,8. В них присутствуют бром (0,063 г/кг), иод (до 0,051), отмечены следы мышьяка, титана, цинка, меди, стронция. Растворенные газы преимущественно кислородно-азотные, меньше азотно-метановые с примесью сероводорода и углекислого газа. О геотер-

Таблица 11

ных водах Восточно-Карпатской складчатой области

Ва	Mn	F	SiO ₂	Преобладающий состав растворенных газов
0,013	—	0,005	0,093	N — CH ₄ , N — CO ₂
0,010	0,004	0,005	1,100	H ₂ S, CO ₂ , N — CO ₂ , N — CH ₄
0,058	0,010	—	0,440	N — CH ₄ , N — CO ₂

мических условиях адмассивов ориентировочное представление можно составить по водам из Ялтинской скважины (Южнобережный массив). Температура вод, вытекающих (самоизлив) из скважины с глубины 1300 м, составила 27, а с глубины 2257 м — 77 °С. Средний геотермический градиент — около 3,4°С/100 м.

Адбассейны Крымской области выполнены в основном карбонатными закарстованными верхнеюрскими породами. Воды источников пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже сульфатные, минерализация их 0,05—0,8 г/кг. Более минерализованные воды встречаются редко. Максимальная минерализация (69,25 г/кг) отмечена в водах карбонатных эоценовых отложений, покрывающих юрские известняки в восточной части Восточно-Крымского адбассейна (источник у д. Ключевая). Из минеральных вод описываемой области известны метановые, сероводородные и углекислые.

Кавказская складчатая область. Представляет собой сложную глубоко расчлененную эрозией систему складчатых сооружений, в геологическом строении которых участвуют породы от докембрийских до четвертичных, слагающие разные структурно-гидрогеологические ярусы:

- 1) ярус, представленный допалеозойскими и нижнепалеозойскими породами (кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, гранитоиды), для которых характерны трещинно-жильные воды;
- 2) ярус, сложенный верхнепалеозойскими породами (преимущественно сильно метаморфизованные песчаники), для которых типичны трещинно-жильные и пластово-трещинные воды;
- 3) ярус, представленный ниже- и среднеюрскими породами (аспидные сланцы, метаморфизованные песчаники, порфиристы, осадочно-вулканогенные и др.), для которых характерны пластово-трещинные, трещинно-жильные и трещинно-пластовые воды;
- 4) ярус, сложенный верхнеюрскими и палеогеновыми породами (осадочно-вулканогенные, карбонатные, терригенные и др.), в которых установлены трещинно-пластовые, карстово-трещинные и пластово-трещинные воды;
- 5) ярус, выполненный верхнепалеогеновыми, неогеновыми и четвертичными породами (преимущественно песчано-глинистые отложения — нижние и верхние молассы), для которых характерны порово-трещинно-пластовые и порово-пластовые ПВ;
- 6) ярус, сложенный осадочно-вулканогенными неоген-четвертичными породами (туфы, лавы и др.), для которых типичны порово-пластовые и порово-трещинно-покровные ПВ.

Названные структурно-гидрогеологические ярусы образуют гидрогеологические структуры разного типа: первый ярус — гидрогеологические массивы; второй и третий — массивы и адмассивы; четвертый и пятый — преимущественно адмассивы, межгорные адартезианские и артезианские бассейны; шестой — вулканогенные супермассивы и супербассейны, которые особенно широко развиты в пределах Малого Кавказа. Перечисленные структуры во многих районах Кавказа представляют собой сложные системы, обусловленные сложной складчатой и глыбовой тектоникой.

Для гидрогеологических массивов Большого Кавказа, выполненных в основном кристаллическими и метаморфическими поро-

дами докембрия и палеозоя, характерны пресные (до 0,5—1 г/кг) холодные преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже магниевые или натриево-кальциевые воды. С зонами тектонических разломов связаны выходы субтермальных и термальных (до 57 °С) углекислых, реже азотно-метаново-углекислых хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных кальциевонатриевых вод с минерализацией 2—8 г/кг. В этих водах присутствуют As, Fe, Pb, Cu и другие элементы, часто содержание их повышенное [Крайнов С. Р., Волков Г. А., Королькова М. Х., 1966 г.].

Структуры промежуточного типа образуют системы адмассивов и адартезианских бассейнов (Абхазско-Рачинскую, Чиатуро-Дибрарскую, Восточно-Кавказскую и др.), сложенные песчаноглинистыми, карбонатными, часто флишеидными юрско-палеогеновыми породами, для которых характерны преимущественно трещинно-пластовые, пластово-трещинные и в меньшей степени трещинно-жильные воды. В названных структурах в зоне свободного водообмена господствуют пресные, местами (Абхазско-Рачинская система и др.) слабосолоноватые воды, гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые. В зоне затрудненного водообмена преобладают соленые воды (преимущественно до 10 г/кг), гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные кальциевонатриевые с небольшим количеством иода, брома и бора. Меньше распространены воды с повышенной сульфатностью, которые развиты преимущественно в местах наличия рудной минерализации.

Соленые воды (с минерализацией 10—35 г/кг) встречаются сравнительно редко, выходы их известны главным образом по периферии площади развития нижнеюрских отложений Абхазско-Рачинской и Малкинской систем. Такие же воды вскрыты отдельными скважинами в пределах названных систем. Состав соленых вод гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный; содержание иода от следов до 10, брома до 45 мг/кг. Особенностью соленых вод в пределах названной системы структур является значительное содержание в них гидрокарбонатов натрия, в отдельных случаях встречаются гидрокарбонатные натриевые воды.

Рассолы (до 270 г/кг) развиты ограниченно, выходы их известны по зонам разломов вдоль южной окраины Абхазско-Рачинской системы и вскрыты несколькими скважинами в ее пределах. Состав этих рассолов хлоридный кальциевый с повышенным количеством брома (до 700 мг/кг). Газовый состав вод в адмассивах и адартезианских бассейнах Большого Кавказа разнообразен. Воды структур, расположенных в западной части области (до Казбекского разлома), преимущественно углекислые (CO₂ до 99 %). Метановые газы насыщают рассолы южной окраины Абхазско-Рачинской системы и соленые воды в пределах Кахетинского хребта. Восточнее Казбекского разлома газовый состав вод изучен слабо.

Особое положение в системах гидрогеологических структур рассматриваемого типа занимают азотные и азотно-метановые маломинерализованные (до 3 г/кг), преимущественно сероводородные кремнистые термы (37—52 °С) хлоридно-сульфатного и сульфатного кальциевого, а также хлоридно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатного натриевого состава. Источники этих вод обычно связаны с региональными разломами общекавказского направления и известны в Восточно-Кавказской, Дагестанской и Абхазско-Рачинской системах.

На Малом Кавказе гидрогеологические структуры образуют сложные многоярусные системы, состоящие из гидрогеологических массивов, адмассивов, артезианских бассейнов и вулканогенных суперструктур. Гидрогеологические массивы сложены кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами допалеозойского и палеозойского возраста, разновозрастными интрузивными породами, в которых распространены преимущественно трещинно-жильные пресные (0,2—0,5, редко до 1 г/кг) гидрокарбонатные кальциевые (на участках сульфидного оруденения — сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые) холодные (10—12 °С) воды. С тектоническими разломами связаны выходы холодных слабосоленых вод (до 10—12 г/кг), преимущественно хлоридно-гидрокарбонатных кальциево-натриевых, реже субтермальных и термальных (до 42 °С), хлоридных кальциево-натриевых. Газовый состав таких вод преимущественно углекислый.

В адмассивах и адбассейнах Малого Кавказа, так же как в аналогичных структурах Большого Кавказа, ПВ весьма разнообразны. В зоне интенсивного водообмена широко проявляются пресные воды, формирующиеся в более глубоких частях разреза. Для структур Сомхето-Карабахской и Зангезурской систем характерны пресные и солоноватые преимущественно гидрокарбонатные кальциевые холодные воды. С зонами разломов иногда связаны субтермальные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-кальциевые, часто кремнистые углекислые воды с минерализацией до 3 г/кг.

В структурах Аджаро-Триалетской, Севанской, Армянской, Арпинской систем, сложенных вулканогенными, вулканогенно-осадочными, иногда флишеидными и карбонатными мел-палеогеновыми породами, минерализация вод с глубиной увеличивается до 10, а на отдельных участках достигает 15—20 г/кг. Преобладающий состав вод хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый, реже гидрокарбонатный натриевый и хлоридный натриевый. На участках контакта осадочных и изверженных пород часто формируются воды хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые.

С зонами разломов связаны источники термальных и субтермальных вод различного состава. Среди них выделяются слабосоленые горячие (до 65 °С) кремнистые сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с повышенным количеством рудных элементов. Наибольшим разнообразием состава вод характеризуются

структуры Аджаро-Триалетской системы. В ней известны источники маломинерализованных (до 1 г/кг) азотных, метаново-азотных и азотных гидрокарбонатных и хлоридно-гидрокарбонатных натриевых терм с небольшим количеством (до 10, иногда до 30 мг/кг) сероводорода. Встречаются также азотные сульфатные сероводородные термы. Своеобразны минеральные воды зоны разломов в пределах Талышской системы. Их температура достигает 55 °С, минерализация — 30 г/кг; состав — азотный и азотно-метановый хлоридный кальциево-натриевый; они содержат иод, фтор, цинк.

Приведенные выше краткие сведения показывают, что в пределах Кавказской складчатой области ПВ весьма разнообразны. Среди них развиты пресные, соленые и рассольные, холодные и термальные воды разного химического состава. Особенно разнообразны по составу воды адмассивов и адбассейнов, в пределах которых известны минеральные углекислые, азотные, сероводородные, реже метановые.

Мангышлакская, Туаркырская и Большебалханская складчатые области. Сложены преимущественно сравнительно слабометаморфизованными терригенными и карбонатными мезозойскими и палеогеновыми породами. В гидрогеологическом отношении они изучены слабо и на небольшую глубину (до сотен метров).

В Мангышлакской и Туаркырской областях воды источников и неглубоких скважин пресные и слабосоленые (0,3—10 г/кг), а в Большебалханской соленые (до 34 г/кг). Причем воды с минерализацией до 1 г/кг — преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, до 3 г/кг — сульфатно-хлоридные натриевые, до 34 г/кг — хлоридные натриевые.

Скважина, пробуренная на южном погружении хр. Большой Балхан, на глубине 613—1134 м вскрыла в известняках верхней юры хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 196,5 г/кг, в которых содержатся бром (400 мг/кг) и иод (19). В этой области известны также сероводородные солоноватые и соленые воды.

Копетдагская складчатая область. Разделяется на два гидрогеологических адмассива: 1) Центральный и Восточный Копетдаг и 2) Западный Копетдаг. Первый адмассив сложен терригенными и отчасти карбонатными мезозойско-палеоген-неогеновыми породами. В верхней части геологического разреза ПВ пресные и слабосоленые, а на глубине нескольких сотен метров — соленые (до 35 г/кг). На больших глубинах, вероятно, имеются рассолы. В соленых водах количество брома достигает 0,058, иода 0,084 г/кг. Иногда встречаются термальные источники, приуроченные к зонам разломов; температура воды в них 38 °С. Среди них известны воды углекислые и сероводородные.

Адмассив Западный Копетдаг сложен преимущественно терригенными и отчасти карбонатными юрскими — неогеновыми породами. В верхней части разреза в них распространены пресные и

соленые воды (до 10 г/кг) разного химического состава, а на глубине — сильносоленые и слабосоленые. На глубинах 170—2755 м скважинами вскрыты воды с минерализацией до 72 г/кг, преимущественно хлоридные кальциево-натриевые. Количество брома в них до 0,2, иода — до 0,05 г/кг. Соленые воды (20—27 г/кг), полученные из меловых отложений Внутрикопетдагской зоны разломов (с глубины 550—2000 м), содержат иода до 0,450, брома до 0,1, фтора до 0,030, свинца до 0,014, железа до 0,060 г/кг [54]. В газовом составе ПВ преобладает азот, незначительно присутствие углекислого газа и значительно (до 0,250 г/кг) — сероводорода. На больших глубинах газ азотно-метановый.

Сахалинская складчатая область. Представляет собой систему гидрогеологических массивов (Восточно-Сахалинский и др.), адмассивов (Западно-Сахалинский и др.), адартезианских (Татарский и др.) и артезианских бассейнов (Северо-Сахалинский, Поронайский и др.).

Гидрогеологические массивы сложены сильнодислоцированными метаморфизованными (сланцы, кварциты, мраморы и др.) палеозойскими и юрско-нижнемеловыми породами, а адмассивы — верхнемеловыми сильнодислоцированными.

В верхней части разреза массивов и адмассивов развиты пресные воды, которые на глубине сменяются слабосоленоватыми. Так, в Западно-Сахалинском адмассиве на глубине 80—100 м вскрыты гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 2 г/кг. Среди трещинно-жильных вод, связанных с крупными тектоническими разломами, известны холодные углекислые гидрокарбонатные с минерализацией до 8,5 г/кг, а также термальные метаводы гидрокарбонатные с минерализацией до 1,2 г/кг.

Западно-Камчатская складчатая область. Представляет собой систему гидрогеологических массивов (Малкинский), адмассивов (Центральнокамчатский, Козырёвский), вулканогенных супермассивов и супербассейнов (Среднекамчатская и Ичинская системы), а также охарактеризованных выше адартезианских и артезианских бассейнов.

Малкинский массив, расположенный в юго-западной части Срединного хребта, сложен сильнометаморфизованными и дислоцированными кристаллическими протерозойскими и палеозойскими породами. В этих породах среди регионально-трещинных вод преобладают весьма пресные (0,02—0,1 г/кг) гидрокарбонатные магниевые-кальциевые и натриевые. С тектоническими разломами связаны холодные углекислые гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией до 5 г/кг и с повышенным количеством, марганца, стронция, цинка и др.

Центральнокамчатский и Козырёвский адмассивы сложены разнообразными породами, среди которых существенное место принадлежит вулканогенным меловым и палеоген-неогеновым. Имеющиеся данные позволяют отметить, что в названных структурах преобладают пресные гидрокарбонатные воды с минерали-

зацией 0,05—0,5 г/кг. На участках развития гидротермально измененных пород встречаются кислые сульфатные кальциевые воды, минерализация которых до 3,5 г/кг. С глубокими разломами связаны многочисленные источники термальных вод, преимущественно азотных сульфатных натриево-кальциевых и кальциево-натриевых, с минерализацией 1—2 г/кг. Наряду с ними встречаются источники углекислых гидрокарбонатных натриевых термальных вод, минерализация которых до 3—5 г/кг. Для азотных сульфатных гидротерм характерно повышенное содержание металлов (мышьяка, сурьмы, свинца, меди, цинка и др.).

Корякская складчатая область. Представляет собой сложную систему гидрогеологических структур разного типа, слабоизученных в гидрогеологическом отношении. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что регионально-трещинные воды в массивах, расположенных в районах сплошной многолетней мерзлоты мощностью более 300 м, вероятно, полностью проморожены. Вместе с тем тектонические разломы, очевидно, значительно обводнены, на что указывает наличие крупных наледей и источников. Воды источников преимущественно гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,2 г/кг. В юго-восточной части Пылгинской системы массивов и адмассивов в зоне тектонического дробления песчано-глинистых неогеновых пород скважинами на глубине 10—140 м вскрыты напорные гидрокарбонатные воды с минерализацией до 1,1 г/кг.

Гидрогеологические области разного возраста с проявлениями тектоно-магматической активизации в кайнозое

Тянь-Шаньская (13), Памирская (13а), Рудноалтайская (17), Алтае-Саянская (18), Даурская (27), Забайкальская (26), Байкальская (24), Амуро-Буреинская (29), Ханкайская (31), Сихотэ-Алинская (30) области весьма разнообразны в гидрогеологическом отношении. Каждая из них представляет собой сложные системы гидрогеологических массивов, адмассивов, межгорных и других адартезианских и артезианских бассейнов. Соотношения между разными структурами в отдельных областях весьма различны: в одних областях преобладают массивы, в других — адмассивы и бассейны. Наряду с этим названные области имеют и общие черты, позволяющие объединить их в одну группу. В первую очередь — это глубокое эрозионное расчленение высокоподнятых горно-складчатых сооружений и, как следствие, хорошая проницаемость их на большую глубину; глыбово-складчатая структура; интенсивная неотектоника и наличие многочисленных молодых тектонических разломов, обуславливающих глубокое проникновение в недра инфильтрационных вод; наличие в отдельных структурах молодых лавовых излияний. Все это определило и некоторое сходство гидрогеохимии названных областей.

Регионально- и пластово-трещинные воды верхней части разреза массивов и адмассивов этих областей характеризуются неболь-

шой минерализацией и отчетливо выраженной гидрогеохимической поясностью, т. е. последовательным увеличением минерализации ПВ по мере снижения высоты и степени эрозионного расчленения рельефа горных сооружений. На высоте более 1,5—2,0 км преобладают воды с минерализацией менее 0,2, часто менее 0,05 г/кг, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые с относительно высоким содержанием кремнезема. По мере уменьшения высоты горных сооружений минерализация регионально-трещинных вод возрастает до 0,3—0,5 г/кг, а у подножия гор и в межгорных впадинах, характеризующихся недостаточным увлажнением, часто появляются соленоватые, а иногда и соленые воды разного химического состава.

Наличие в названных складчатых областях большого числа глубоких молодых тектонических разломов обусловило сравнительно широкое распространение минеральных термальных и холодных источников вод самого разнообразного химического состава.

Тянь-Шаньская складчатая область. Подразделяется на Северо-Западную, Северную, Юго-Западную, Южную и Среднетянь-шаньскую подобласти. В первой с некоторыми зонами разломов связаны источники вод, минерализация которых 1—4 г/кг. Это — гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-кальциевые или натриевые воды. С разломами в кристаллических породах Чаткало-Кураминского массива связаны азотные холодные (16 °С) и термальные (до 37 °С) радоновые воды.

В Северной подобласти в гидрогеологических массивах и адмассивах хребтов Киргизского, Терской-Ала-Тоо, Кунгей-Алатау и других сравнительно широко распространены термальные азотные гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды. Температура их до 34—52 °С. В некоторых источниках присутствует радон 3,5—35,0 нКи/л. На отдельных участках обнаружены холодные углекислые источники (Каракиче, Аксу и др.).

К песчано-сланцевой (гипсоносной и соленосной) толще каменноугольных отложений рассматриваемой системы структур приурочены источники соленой и рассольной воды (7—120 г/кг), хлоридной натриевой (хлоридов натрия более 95 %), температура которой достигает 20 °С. В Акатауском массиве известны источники термальных и холодных (18—37 °С) радоновых (3,2—49,0 нКи/л) вод (Талгарские, Алмаарасанские, Горельникские). Вода пресная (0,1—0,3 г/кг), смешанная по анионам и катионам, содержит, мг/кг: сероводород 0,58—7,2, фтор 3,6—6,0, кремнезем — 28—75. Состав газа азотный, количество гелия — до 0,053 об. %.

В массивах Юго-Западной подобласти, включающей Алтай, хребты Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, сравнительно широко распространены источники термальных (42—96 °С) азотных вод, пресных (0,4—0,9 г/кг) сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных кальциево-натриевых.

В массивах Среднетяньшаньской и Южной подобластей сравнительно часто встречаются источники термальных, реже холодных углекислых вод, гидрокарбонатных или сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых. В адмассивах названных областей распространены воды разной минерализации: от пресных до рассольных. Причем соленые и рассольные воды связаны с песчано-глинистыми карбонатными и соленосными мезозойско-неогеновыми отложениями. Минерализация рассолов на глубине достигает 150—250 г/кг (Гиссарский, Кафирниганский, Обигармский адмассивы). Температура их на глубине 1360 м в Обигармском адмассиве 50—60 °С. Воды хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, содержат брома до 0,120 и иода до 0,020 г/кг.

Памирская складчатая область. Здесь известны термальные (до 77 °С) и холодные углекислые и азотные источники. Наиболее часто они встречаются на юго-западе и юго-востоке области. На севере и в центральной части области развиты только холодные углекислые воды.

Алтае-Саянская складчатая область. В массивах и адмассивах области известны разнообразные по составу минеральные источники, обычно приуроченные к участкам пересечения тектонических разломов. Среди них имеются термальные (до 85 °С) азотные, холодные и термальные (до 42 °С) углекислые, холодные сероводородные, азотные, радоновые, а также кислые железистые «рудничного» типа. Термальные источники чаще встречаются в южной части области, где наиболее активно проявлены неотектонические движения. Термальные и холодные углекислые и азотно-углекислые воды известны также в Восточном Саяне, где наряду с глубокими разломами на отдельных участках наблюдаются проявления молодого вулканизма. Минерализация вод области обычно небольшая — до 1, редко до 2—3 г/кг; химический состав — разный. В азотных термах нередко повышенные количества фтора (до 14 мг/кг), молибдена (до 0,4) и других микрокомпонентов, а в термальных углекислых водах — рубидия (до 0,16 мг/кг) и цезия (до 0,113 мг/кг).

Даурская складчатая область. Термальные (до 42 °С) азотные воды и их охлажденные дериваты (до 4—12 °С) известны главным образом в пределах Горно-Даурской системы структур. Они преимущественно гидрокарбонатные натриевые с повышенным содержанием (относительно обычных вод) мышьяка, вольфрама и других микрокомпонентов. Преобладающая минерализация этих вод — от 0,1 до 0,5 г/кг. Близкие по составу воды с температурой до 22—32 °С вскрыты горными выработками и скважинами в Южном Приаргунье, в пределах Восточно-Даурской системы структур. Там же, в зоне Газимурозаводского глубинного разлома известны проявления азотных и углекисло-азотных субтермальных вод (до 22 °С) гидрокарбонатного щелочноземельного состава.

В пределах всей области, за исключением Приаргунья, широко распространены холодные углекислые воды, преимущественно

гидрокарбонатные щелочноземельные. На северо-востоке области в катионном составе последних часто появляется натрий, количество которого значительно (иногда и преобладающее). Из других минеральных вод широко распространены пресные радоновые с содержанием радона до нескольких тысяч нанокури на литр. В двух пунктах на юго-востоке области (источник Улан-Булак и скважина в районе Приаргунска) установлены кислые сульфатные воды «рудничного» типа.

Забайкальская складчатая область. В пределах Витимо-Олёкминской, Восточно-Забайкальской, Хилок-Удинской и Малхан-Черской систем гидрогеологических структур сравнительно широко распространены холодные углекислые воды гидрокарбонатного, преимущественно щелочноземельного состава, минерализация их до 3,5 г/кг. Кроме того, в этих структурах известны источники холодных железистых, сероводородных и радоновых вод.

Байкальская складчатая область. Здесь широко распространены азотные термы (до 46—81 °С), минерализация которых преимущественно 0,3—0,5, иногда до 1,2 г/кг. Состав вод — гидрокарбонатный или сульфатный, преимущественно натриевый. Почти во всех термах отмечается повышенное количество фтора, молибдена и других микрокомпонентов.

Амуро-Буреинская складчатая область. В этой области известны азотные термальные источники (Кульдур, Биссинские, Тирминские) и холодные углекислые (Гонжинские). Температура азотных терм 36—74 °С; минерализация вод 0,2—0,36 г/кг; по составу они гидрокарбонатные натриевые, часто с повышенным количеством фтора (4,5—18,0 мг/кг), кремнезема (до 0,025). Углекислые холодные (Гонжинские) источники гидрокарбонатного, смешанного по катионам, состава имеют минерализацию до 8,9 г/кг.

Ханкайская складчатая область. Здесь известны источники холодных углекислых вод (Шмаковские, Раковские и др.) гидрокарбонатных, преимущественно щелочноземельных, с минерализацией 2,4 г/кг.

Сихотэ-Алинская складчатая область. В ней известны холодные углекислые и термальные (до 54 °С) азотные источники. Воды углекислых источников преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 2,8 г/кг, а азотных терм — гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,13—0,31 г/кг.

Гидрогеологические области современного проявления вулканизма

Основной особенностью этих складчатых областей является широкое распространение вулканогенных суперструктур (массивов и бассейнов), к которым приурочены разнообразные по составу минеральные воды и парогидротермы.

Восточно-Камчатская складчатая область. Представляет собой сложную систему массивов, адмассивов, адартезианских и ар-

тезианских бассейнов, вулканогенных супермассивов и супербассейнов. Массивы выполнены мезозойскими сильнодислоцированными вулканогенно-осадочными, кремнисто-вулканогенными и интрузивными породами (массивы Восточно-Карагинский и др.), протерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами (Хавывенский массив). В гидрогеологическом отношении они не изучены. Известен один термальный источник, вытекающий из кремнисто-вулканических пород на м. Африка. Вода источника сульфатно-хлоридная натриевая, минерализация ее 5 г/кг, температура 35 °С.

Адмассивы области (Южно-Камчатский, Валагинско-Ганальский и Кумрочский) сложены сильнодислоцированными терригенными и вулканогенными меловыми, палеогеновыми и неогеновыми породами. На значительных площадях они перекрыты четвертичными эффузивами. В адмассивах преобладают пластово-трещинные и трещинно-жильные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные разного катионного состава воды; минерализация их 0,1—0,3 г/кг. Наряду с этим встречаются многочисленные локально-трещинные термальные источники, среди которых преобладают хлоридные натриевые, азотные и азотно-углекислые. Минерализация термальных вод 0,3—6,0 г/кг.

Вулканогенные супермассивы и супербассейны приурочены к вулканическим конусам и плато. Они сложены в основном эффузивами преимущественно среднего и основного состава и их туфами. В верхних зонах этих структур преобладают порово-трещинные и порово-трещинно-покровные воды с минерализацией до 0,2 г/кг. С участками гидротермально измененных пород обычно связаны кислые сульфатные воды. Среди локально-трещинных вод распространены сероводородно-углекислые и углекислые фумарольные, углекислые и азотно-углекислые, азотные, метановые и азотно-метановые термы, а также холодные углекислые. Температура воды термальных источников до 80—100 °С, минерализация 1—70 г/кг. В отдельных термах содержатся в повышенном количестве свинец, цинк, медь и другие микрокомпоненты.

Курильская складчатая область. Включает острова Большой и Малой Курильских дуг и представляет собой горно-складчатую систему, большая часть которой скрыта под водами океана. В гидрогеологическом отношении эта область — система адмассивов, супермассивов, супербассейнов и адартезианских бассейнов, сложенных разнообразными породами, преимущественно кайнозойскими, реже меловыми, среди которых преобладают вулканогенные. Структуры Курильской области характеризуются интенсивным проявлением современного вулканизма, обуславливающего широкое распространение минеральных термальных и холодных вод. Среди них наиболее развиты сероводородно-углекислые и углекислые термы (до 100 °С), преимущественно сульфатные, реже хлоридные разного катионного состава; минерализация их от 0,3 до 20,0 г/кг; часто повышенное количество разнообразных металлов. На Горячем пляже о. Кунашир на глубине 90—150 м

скважинами вскрыты парогидротермы, температура которых до 169°C.

Заканчивая краткую характеристику гидрогеохимии горно-складчатых областей, отметим некоторые общие закономерности, свойственные гидрогеологическим массивам и адмассивам этих областей различных групп.

В пределах гидрогеологических массивов допалеозойского возраста (щиты древних платформ) известны только единичные источники термальных вод, несмотря на наличие многочисленных глубоких водопроницаемых тектонических трещин. Это может указывать на сравнительно глубокое охлаждение названных структур. Судя по имеющимся данным для них характерны геотермические градиенты 10—20°C/км по крайней мере до глубины первых 1—2 км. Очень редки также источники минеральных вод, за исключением радоновых и железистых. Наряду с этим появляется все больше данных о наличии в этих структурах ниже уровня моря соленых и рассольных вод. Они вскрыты скважинами в метаморфических и кристаллических породах Украинской (до 200 г/кг), Балтийской (до 60 г/кг и больше) и Алданской (до 12 г/кг) областей. Причем в названных структурах наблюдается постепенное увеличение (как общая закономерность) степени минерализации воды с глубиной. На основании этого можно предположить, что в структурах названных областей, по крайней мере в отдельных районах, приуроченных к синеклизам, могут быть встречены и более высокоминерализованные соленые и рассольные воды, чем те, которые известны в настоящее время.

Гидрогеологические массивы и адмассивы позднепротерозойских и палеозойских складчатых областей характеризуются более глубоким расчленением рельефа по сравнению со структурами допалеозойскими. Однако и в этих структурах соленые и рассольные воды встречены отдельными скважинами на глубине многих сотен метров, т. е. также примерно на уровне моря и несколько ниже его. Минеральные источники глубокой циркуляции и источники вод с высокой температурой в структурах этих областей или отсутствуют, или известны в единичных случаях. Однако это не может служить признаком, свидетельствующим об отсутствии соленых и рассольных вод на глубинах ниже уровня моря, еще не вскрытых.

Существенно иные гидрохимические условия характерны для мезозойско-кайнозойских складчатых областей, а также в более древних, но существенно обновленных в кайнозое тектоно-магматическими процессами (области молодой активизации). В складчатых областях, в строении которых участвуют породы галогенных формаций (Карпаты, Кавказ, Тянь-Шань и др.), сравнительно широко распространены соленые и рассольные воды. Наряду с этим в этих же областях известны многочисленные холодные и термальные источники минеральных вод разнообразного химического состава: углекислые, азотные, сероводородные и др. В гидрогеологических массивах, сложенных преимущественно метамор-

фическими и кристаллическими породами (области разного возраста молодой активизации), широко распространены источники холодных и термальных, углекислых и азотных, преимущественно пресных и слабосоленых локально-трещинных ПВ. Судя по температуре, воды азотных термальных источников поднимаются с глубин ниже уровня моря на 3—5 км, а возможно, и больше [3, 5, 64]. Соленые и рассольные воды в таких структурах не известны, по крайней мере до указанных глубин. Вряд ли они имеются и на больших глубинах.

В гидрогеологических массивах, вулканогенных супермассивах и супербассейнах областей проявления современного вулканизма наиболее широко распространены холодные и термальные воды, а также парогидротермы разного химического состава, в том числе такие, какие не известны в складчатых областях другого типа (сероводородно-углекислые и углекислые фумарольные термы и др.). Воды минеральных источников этих областей преимущественно солоноватые и соленые, рассольные в них также не известны.

3

ОБЩИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Приведенные выше данные о гидрогеохимии разных типов гидрогеологических структур позволяют наметить общие закономерности распространения на территории СССР скоплений ПВ разной минерализации и химического состава.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОД РАЗНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Вертикальные гидрогеохимические разрезы всех типов гидрогеологических структур характеризуются изменением степени минерализации ПВ по мере увеличения глубины залегания водосодержащих пород, но эти изменения в разных структурах неодинаковы (рис. 3). В большинстве структур они выражаются в постепенном увеличении минерализации воды с глубиной (прямая гидрогеохимическая зональность), в других — сначала в увеличении, затем в уменьшении (обратная гидрохимическая зональность), а потом (очень редко) в чередовании зон ПВ разной минерализации (переменная гидрогеохимическая зональность).

В подавляющем большинстве структур в верхней части разреза господствуют пресные (до 1 г/кг) или слабосоленые (1—3 г/кг) воды. Они образуют зону пресных вод А и подзону Б₃ зоны соленых вод Б, суммарная мощность которых изменяется в широких пределах, в структурах не только разного типа, но и в однотипных. В артезианских бассейнах она колеблется от нескольких десятков до первых сотен и, как исключение, даже до тысяч метров. Последнее наблюдается в отдельных бассейнах в сравнительно небольших по площади районах, преимущественно в периферических частях бассейнов, прилегающих к горно-складчатым сооружениям,

а также в бассейнах, в чехле которых отсутствуют породы галогенных формаций. Так, в приалтайской юго-западной части Западно-Сибирской артезианской области мощность зоны пресных и солоноватых вод 1500—2000, в отдельных районах Донецко-Днепровского бассейна 500—1000, во Львовском бассейне 800—1000, в Брестском до 1260, в Приташкентском до 1500, в Вилюйском 2000—2500, в межгорных бассейнах Прибайкалья, Забайкалья, Дальнего Востока, Сахалина 2000—2500 м.

На закономерности распространения пресных вод в артезианских бассейнах решающее влияние оказывает также климатический фактор, определяющий характер широтной гидрогеохимической зональности, на что указывалось многими исследователями начиная с конца прошлого столетия. Эта зональность выражается в общем увеличении минерализации воды по мере движения от северных широт к южным, т. е. по мере уменьшения влажности климата. В областях избыточного увлажнения господствуют весьма и сверхпресные воды (0,050—0,100 г/кг), в областях умеренного увлажнения — пресные воды с минерализацией 0,200—0,500 г/кг, а в областях сухого (аридного) климата с минерализацией 0,500—1,00 г/кг. В областях аридного климата пресные воды образуют не сплошную зону, а чередуются с солоноватыми, солеными и местами рассольными водами (зона Д, т. е. зона «пестрых» по минерализации вод). Причем во многих районах бассейнов, расположенных в областях аридного климата, пресные воды в зоне Д имеют подчиненное распространение по сравнению с солеными и рассольными водами, а местами и совершенно отсутствуют (Североприкаспийский, Амударьинский и другие бассейны Арало-Каспийской артезианской области). В ряде других зона пресных вод расположена под зоной пестрых по минерализации вод, причем ее мощность измеряется (иногда) сотнями метров. Особенно часто такая гидрогеохимическая зональность наблюдается в предгорных и межгорных бассейнах (в Куринском, Араксинском, Терско-Каспийском, Чуйском, Илийском и др.).

В области распространения многолетней мерзлоты во многих районах артезианских бассейнов Восточно-Сибирской, Яно-Инди-гирской областей и в северных районах Западно-Сибирской области зона пресных вод заморожена на всю мощность, за исключением отдельных таликов. В таких районах под мерзлотой распространены соленые или даже рассольные воды разной степени минерализации («криопеги» по терминологии Н. И. Толстихина).

Таким образом, мощность зоны пресных вод А в разных бассейнах изменяется от нуля до тысяч метров, но преобладает от нескольких десятков до первых сотен метров (до 100—300 м). Причем обычно мощность зоны уменьшается в направлении от периферических частей бассейнов (областей питания) к центральным, т. е. по мере уменьшения интенсивности водообмена и ухудшения условий питания водоносных горизонтов. В большинстве бассейнов зона пресных и слабосолоноватых ПВ близка по мощности к гидродинамической интенсивного (свободного) водообмена.

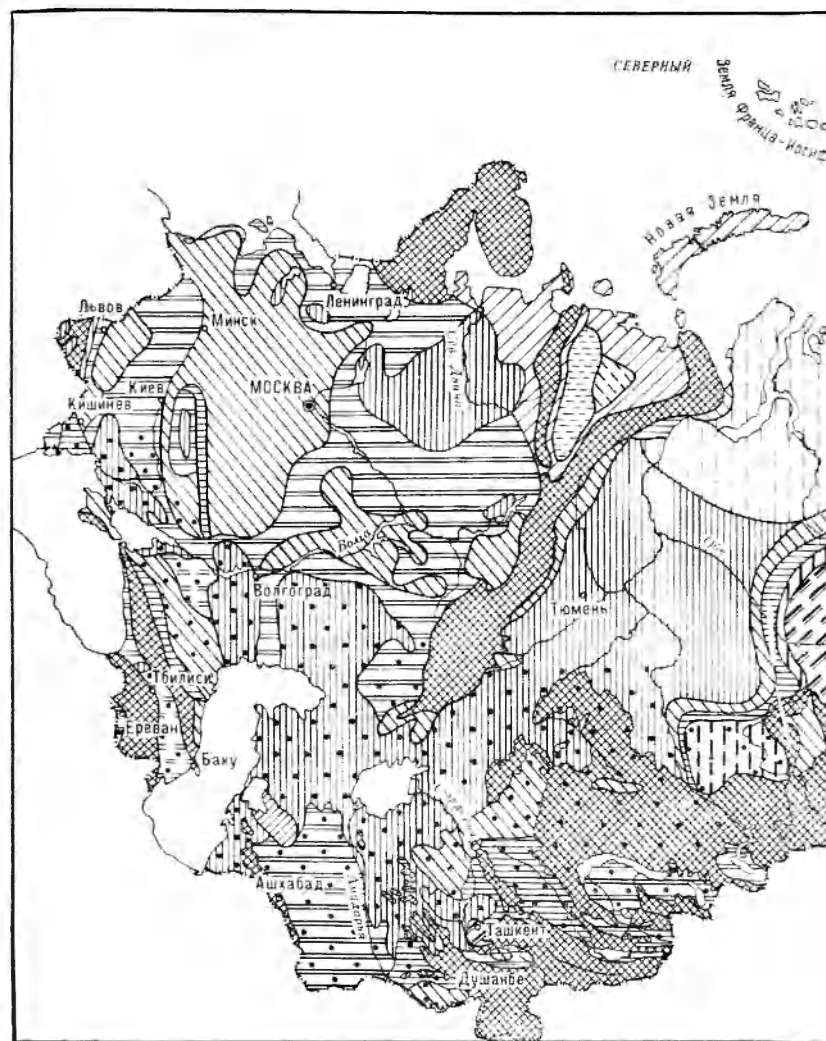
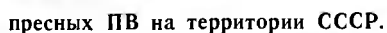


Рис. 3. Схема районов распространения

1—7 — районы с преобладанием глубины, м: 1 — до 50—100, 2 — до 150, 3 — до 300, 4 — до 500, разломов и в межгорных впадинах; 8 — зона пресных вод, проморожена на всю мощность, иногда рассольных вод, при указанной выше глубине распространения пресных вод (области ченной глубиной распространения пресных вод. Прерывистая штриховка —

В гидрогеологических массивах глубина распространения пресных и слабосоленых вод изменяется от многих сотен (массивы щитов древних платформ) до нескольких километров (массивы складчатых областей мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации). Причем в этих массивах отчетливо наблюдается вертикальная гидрогеохимическая поясность, зависящая от высоты и степени эрозионной расчлененности горно-склад-



чатых областей, что также отмечалось в работах многих исследователей. Так, на высоте более 2500 м господствуют воды, минерализация которых 0,05—0,20 г/кг, на высоте 1500—2500 м — 0,20—0,30 г/кг, на пологих склонах у подножия горных массивов она в общем еще больше возрастает, а у подножия массивов в областях аридного климата часто достигает 0,5—1,0 г/кг и выше. Степень минерализации ПВ и гидрогеологических массивах зависит

не только от гипсометрии складчатых сооружений, но и от состава слагающих их геологических формаций, что можно проиллюстрировать данными о ПВ гидрогеологических массивов региона БАМа (табл. 12).

Таблица 12

Степень минерализации ПВ, г/кг, в гидрогеологических структурах региона БАМа на уровне моря (по данным С. Н. Сурикова [1983 г.])

Гидрогеологическая структура (высота над уровнем моря, м)	Геологические формации (градиент минерализации мг/кг на 100 м глубины)				
	Терригенная, слабометаморфизованная (50)	Карбонатная (100)	Метаморфическая (70)	Эффузивная (50)	Интрузивная (гранитоиды) (50)
Западная и центральная части территории					
Бассейны межгорных впадин (400—1000)	0,2—0,5	0,4—1,0	0,3—0,7	0,2—0,5	0,1—0,4
Низко- и среднегорные массивы (1000—1800)	0,5—0,9	1,0—1,8	0,7—1,2	0,5—0,9	0,4—0,75
Высокогорные (гольцовые) массивы (1800—2000)	0,9—1,0	1,8—2,0	1,2—1,4	0,9—1,0	0,7—0,8
Восточная часть					
Бассейны межгорных впадин (200—400)	0,1—0,2	0,2—0,4	0,1—0,3	0,1—0,2	0,08—0,15
Низкогорные массивы (200—1000)	0,1—0,5	0,2—1,0	0,1—0,7	0,1—0,5	0,08—0,4
Среднегорные массивы (1000—1500)	0,5—0,75	1,0—1,5	0,7—1,0	0,5—0,75	0,4—0,6
Высокогорные (гольцовые) массивы (1500—2000)	0,75—1,0	1,5—2,0	1,0—1,4	0,75—1,0	0,6—0,8

Следует подчеркнуть, что если в артезианском бассейне мощность зоны пресных вод возрастает по направлению от центральных частей этих структур к периферическим, то в гидрогеологических массивах, наоборот, от периферических частей к центральным, наиболее приподнятым. По мере увеличения глубины пресные воды сменяются во всех типах гидрогеологических структур на разной глубине солеными водами разной минерализации (от 1 до 35 г/кг) зоны Б.

В артезианских бассейнах общая мощность зоны соленых вод находится в пределах от нескольких сотен до 3—4 тыс. м [16]. В бассейнах Печорской артезианской области она изменяется от

0,1 до 1,0 км, чаще до нескольких сотен метров, в Восточно-Европейской — от нескольких десятков метров до 1,0, чаще 0,5—0,6 км, в Черноморско-Каспийской — 0,5—2,0, в Арало-Каспийской — 0,5—2,0, в Балхаш-Алакольской — 0,6—0,8, в Западно-Сибирской — 0,5—3,6, в Восточно-Сибирской — 0,1—3,0, в межгорных бассейнах Восточно-Карпатской складчатой области — 0,2—1,5, в Кавказской — до 1,7, в Тянь-Шаньской — до 1,8, в Северо-Казахстанской — до 0,8, в бассейнах Восточной Сибири и Дальнего Востока — до 2,5, Камчатки и Сахалина — до 3,0 км. При этом в одних бассейнах большая часть зоны соленых вод относится к подзонам слабо- (B_3) и среднесоленых (B_{10}) вод (бассейны Западно-Сибирской области, Камчатки, Сахалина и др.), а в других — к подзонам сильносоленых (B_{35}) вод (бассейны Волго-Уральский, Азово-Кубанский и др.). В межгорных бассейнах Восточной Сибири (Забайкалье) сильносоленые воды на изученной глубине (до 3,0 км) не вскрыты.

В большинстве артезианских бассейнов по мере увеличения глубины залегания водосодержащих пород минерализация ПВ все больше возрастает и соленые воды сменяются рассольными (зона B), причем в одних бассейнах и даже в разных районах одного и того же бассейна гидрогеохимический разрез до подошвы чехла заканчивается весьма слабыми рассолами (до 70 г/кг, подзона B_{70}), в других — слабыми рассолами (до 140 г/кг, подзона B_{140}), в третьих — крепкими рассолами (до 270 г/кг, подзона B_{270}), в четвертых — весьма крепкими рассолами (до 350 г/кг, подзона B_{350}), в пятых — сверхкрепкими рассолами (больше 350 г/кг, подзона $B_{>350}$).

Мощность зоны рассолов (до фундамента), так же как и мощность ее подзон в разных бассейнах, изменяется от 0 до нескольких километров. Причем в бассейнах, в чехле которых присутствуют соленосные отложения, она наибольшая, а в бассейнах, в чехле которых такие отложения отсутствуют, зона рассолов также отсутствует. К первым относятся Донецко-Днепровский, Припятский, Волго-Уральский, Амударьинский, Ангара-Ленский бассейны, южные районы Якутского и других, а ко вторым — бассейны Западной Сибири, Камчатки, Сахалина и др. Рассолы с минерализацией 270—350 г/кг распространены сравнительно нешироко. Они обычно приурочены к наиболее глубоким частям артезианских бассейнов, в строении чехла которых участвуют мощные толщи галогенных отложений, в том числе и калиеносные (см. табл. 2—8). Эти рассолы чаще встречаются в артезианских бассейнах, расположенных в пределах плит древних платформ, а также в Амударьинском бассейне.

Мощность зоны рассолов обычно измеряется километрами, и в большинстве артезианских бассейнов она занимает нижнюю часть разреза чехла, до фундамента и, вероятно, глубже, но во многих бассейнах рассолы не известны (Западно-Сибирский, Сахалинские, Камчатские, Сырдарьинский, межгорные артезианские бассейны Восточной Сибири и Дальнего Востока). В некоторых бас-

сейнах рассольные воды на глубине сменяются солеными (Западно-Туркменский, Апшеронский, Ферганский и др.). В бассейнах, в строении чехла которых участвуют мощные толщи соленосных отложений, наиболее крепкие рассолы приурочены к этим толщам, а глубже минерализация их несколько уменьшается (Волго-Уральский, Ангаро-Ленский и другие бассейны).

В большинстве артезианских бассейнов наблюдается увеличение минерализации ПВ не только по вертикальному разрезу (сверху вниз), но и в пределах отдельных водоносных толщ (пластов, комплексов) по мере погружения их в глубину от периферических частей бассейнов к центральным [Гуревич М. С., 1954 г.; Альтовский М. Е., 1958 г. и др.], т. е. по мере ухудшения условий водообмена.

Сочетание вертикальной и пластовой гидрохимической зональности находит отражение в гидрохимической поясности артезианских бассейнов, которая заключается в постепенном усложнении вертикальных разрезов по мере удаления от периферических частей рассматриваемых структур. Это усложнение происходит за счет появления все более минерализованных вод в нижних частях гидрогеохимического разреза по мере погружения фундамента. Вследствие этого в периферических частях большинства артезианских бассейнов находится пояс пресных вод, в пределах которого до фундамента распространены преимущественно пресные воды зоны А, образующие соответствующий пояс пресных вод A_1 . По мере удаления от краевых частей бассейна под пресными водами появляются подзоны соленых вод (последовательно B_3 , B_{10} , B_{35}), формирующие соответствующие им пояса A_1B_3 , A_1B_{3-10} , A_1B_{3-35} или пояса, гидрохимические разрезы которых (до фундамента) характеризуются разным сочетанием зон и подзон пресных и соленых вод. По мере дальнейшего удаления от периферии бассейна в нижней части гидрохимического разреза появляются разные подзоны рассольных вод (B_{70} , B_{140} , B_{270} , B_{350} , $B_{<350}$), образующие соответствующие гидрохимические пояса, в разрезах которых могут наблюдаться или последовательное увеличение минерализации ПВ, или чередование подзон вод разной минерализации, что хорошо видно на гидрогеохимических картах [20, 21], а также на рис. 2.

Закономерности распространения соленых и рассольных вод в гидрогеологических массивах менее изучены, чем в артезианских бассейнах. Имеющиеся разрозненные фактические данные и теоретические соображения [16, 18 и др.] позволяют все же отметить весьма общую закономерность: в этих структурах с увеличением глубины пресные воды сменяются солеными, которые в свою очередь (по крайней мере в некоторых массивах) переходят в рассольные разной минерализации. Однако нельзя быть уверенным, что во всех массивах гидрогеохимический разрез заканчивается рассольными и даже сильносолеными водами. Соленые и рассольные воды, как было показано в гл. 2, установлены только в отдельных точках массивов древних платформ (Балтийская,

Украинская, Алданская складчатые области) и в адмассивах складчатых областей, в строении которых участвуют галогенные формации (Восточно-Карпатская, Кавказская, Тянь-Шаньская). Сильносоленые воды, кроме того, вскрыты в отдельных точках на глубине нескольких сотен метров в адмассивах Уральской, Центральноказахстанской и некоторых других складчатых областей палеозойского возраста. Можно предположить, что и в этих массивах на глубинах, измеряемых тысячами метров, широко распространены соленые и рассольные воды.

Исключительно интересное явление в рассматриваемом отношении представляют собой холодные и термальные источники соленых хлоридных кальциево-натриевых вод, вытекающие из кристаллических пород отдельных массивов Чукотского полуострова. Минерализация вод в источниках до 35 г/кг. В подавляющем же большинстве массивов складчатых областей при современной изученности установлены только слабо (до 3 г/кг)- и среднесоленые (до 10 г/кг) воды. Так, в гидрогеологических массивах складчатых областей Восточной Сибири и Дальнего Востока термальные воды многочисленных источников, судя по температуре их, поднимаются с глубин 3—5 км, но минерализация их не превышает 3—10 г/кг. Можно предположить, что в этих массивах сильносоленые и тем более рассольные воды отсутствуют, по крайней мере до указанной глубины, так как их наличие должно было сказаться на минерализации воды источников. В гл. 2 было показано, что и в межгорных бассейнах названных складчатых областей эти воды также отсутствуют до глубины 2—3 км, хотя такие бассейны должны были бы в какой-то мере дренировать зоны трещинно-жильных вод прилегающих массивов, в том числе и рассольные воды, если бы они там были.

Судя по имеющимся литературным данным, градиент минерализации воды в массивах складчатых областей Восточной Сибири и Дальнего Востока по мере увеличения глубины не превышает 1—3 г/кг на 1 км. Если принять этот градиент и для больших глубин, то, очевидно, следует ожидать появления сильносоленых вод (до 35 г/кг) на глубинах больше 10 км, а рассольных на глубинах, превышающих те, на которых и само существование скоплений воды в жидкой фазе становится сомнительным. Нельзя, конечно, полностью исключить возможность резкого увеличения градиентов минерализации на глубине, но при современной изученности названных областей данные для такого допущения пока отсутствуют.

Следует учитывать также, что закономерности распространения ПВ в массивах, в том числе и закономерности увеличения минерализации их с глубиной, более сложны, чем в артезианских бассейнах, что обусловлено многими причинами, но в первую очередь трещинно-жильным характером циркуляции воды. Имеющиеся данные позволяют думать, что в массивах более или менее четко выраженная гидрогеохимическая зональность отсутствует, так как отдельные трещины, по которым на одинаковых глубинах

циркулирует вода разной минерализации, разного химического состава и разной температуры, не сообщаются между собой. Хорошо известно, что во многих массивах многочисленные источники азотных, углекислых и других минеральных и неминеральных холодных и термальных вод выходят на поверхность на одинаковых гипсометрических отметках.

Анализ имеющихся данных показывает, что на закономерности распространения ПВ разной минерализации в гидрогеологических структурах разного типа оказывают влияние многие физико-географические и геологические факторы, причем роль первых по мере увеличения глубины уменьшается, а вторых увеличивается. Из геологических факторов решающее значение имеет характер геологических формаций, участвующих в строении гидрогеологических структур: галогенных, морских бассейнов нормальной, повышенной или пониженной солености. Влияние геологических формаций на гидрогеохимию гидрогеологических структур особенно отчетливо выявляется при изучении артезианских бассейнов [29, 18 и др.].

По характеру гидрогеохимических разрезов бассейны могут быть разделены на две основные группы: 1) артезианские бассейны с широким распространением галогенных отложений и 2) артезианские бассейны, в которых эти отложения отсутствуют. Первые отличаются от вторых широким распространением рассольных вод разной крепости, причем последнее сопряжено с наличием в геологическом разрезе тех или иных хемогенных пород. При наличии в разрезе только хемогенных доломитов степень минерализации рассолов обычно не превышает 70—80 г/кг, при наличии гипсов и ангидритов она составляет 140—270, а каменной и калийной солей — 350 г/кг и больше. На характер гидрогеохимических разрезов оказывает влияние не только характер хемогенных пород, но и положение их в геологическом разрезе. С учетом последнего артезианские бассейны, в которых имеются рассолы, можно разделить на две подгруппы:

а) бассейны, в геологическом строении которых участвуют мощные толщи каменной соли (и сопутствующих им гипсов или ангидритов), слагающие верхние или средние части разреза чехла. Такие артезианские бассейны характеризуются мощной зоной рассолов, занимающей большую (нижнюю) часть разреза мощностью до нескольких километров (3—4 км и больше). Зоны соленых и пресных вод в таких бассейнах имеют подчиненное значение. Мощность зоны соленых вод измеряется сотнями, а пресных — часто только десятками метров (Северо-Прикаспийский, Амударьинский, Волго-Камский, Ангара-Ленский и др.). Нахождение галогенных отложений в верхней и средней частях разреза чехла способствует засолению подземных вод водоносных комплексов, не только контактирующих с соленосными породами, но и залегающих ниже последних, вплоть до фундамента, в результате перемещения рассолов вниз как более тяжелых по сравнению с другими водами [Валяшко М. Г., 1965 г. и др.];

б) бассейны, в пределах которых галогенные отложения распространены сравнительно незначительно, залегают в нижней части разреза чехла на большой глубине, характеризуются преобладанием пресных (мощность зоны достигает многих сотен метров), соленых и слаборассольных вод, причем суммарная мощность зон соленых и слаборассольных вод измеряется километрами. Рассолы с минерализацией более 70 г/кг имеют отчетливо подчиненное значение и развиты в нижней части чехла артезианских бассейнов (Азово-Кубанский, Терско-Каспийский, Виллюйский).

Артезианские бассейны, в геологическом разрезе которых галогенные отложения отсутствуют, также можно подразделить на две подгруппы: а) бассейны, чехол которых сложен в основном морскими осадками нормальной солености, и б) бассейны, чехол которых выполнен в основном осадками пресноводных водоемов или морских, но существенно опресненных. В бассейнах первой подгруппы рассольные воды или отсутствуют, или развиты незначительно и представлены рассолами слабой крепости; вместо рассолов в них широко распространены соленые воды, образующие зону мощностью до нескольких километров. Примером могут служить бассейны большей части Западно-Сибирской области, Сахалина и Камчатки.

В бассейнах второй подгруппы отсутствуют не только рассольные, но и сильносоленые воды. В них господствуют зоны пресных и слабосоленых вод, общая мощность которых измеряется километрами. Причем слабо (до 3 г/кг) - и среднесоленые (до 10 г/кг) воды появляются только на глубинах больше 1,5—2 км (межгорные артезианские бассейны Забайкалья и Дальнего Востока). Пока не выяснено, на какую максимальную глубину распространены среднесоленые воды и имеются ли на больших глубинах сильносоленые воды. Однако по скорости увеличения степени минерализации можно предположить, что мощность зоны соленых (до 35 г/кг) вод в таких бассейнах измеряется несколькими километрами, а рассольные воды в пределах чехла, вероятно, отсутствуют.

Отмеченные выше закономерности распространения ПВ разной минерализации в бассейнах, приуроченных к области аридного климата, нарушаются широким распространением соленых и рассольных вод в верхней части гидрогеохимического разреза (бассейны Арало- и Черноморско-Каспийской артезианских областей).

Влияние геологических формаций на степень минерализации ПВ довольно отчетливо проявляется и в гидрогеологических массивах. Так, наличие сильносоленых и рассольных вод в Восточно-Карпатской, Кавказской и Тянь-Шаньской складчатых областях, несомненно, связано с наличием в соответствующих структурах галогенных формаций, а отсутствие таких ПВ в массивах и бассейнах горно-складчатых областей Восточной Сибири и Дальнего Востока увязывается с отсутствием в этих структурах отложений

водоемов повышенной и высокой солености, причем такие отложения не обнаружены геологами во всем геологическом разрезе от кембрия до неогена. Однако не во всех массивах связь рассольных вод с галогенными формациями столь очевидна, например в массивах древних платформ, хотя и там эта связь, по-видимому, существует, но в более сложной форме, о чем подробнее будет сказано при рассмотрении генезиса ПВ.

Заканчивая рассмотрение закономерностей распространения ПВ разной степени минерализации, следует отметить, что они в гидрогеологических массивах выявлены еще очень слабо, но то, что известно, указывает на значительно большую сложность их по сравнению с артезианскими бассейнами. Гидрогеохимическая зональность и поясность наблюдается и в этих структурах, но они существенно иные, чем в артезианских бассейнах. Гидрогеохимическая поясность массивов определяется в первую очередь высотой и степенью эрозионного расчленения горно-складчатых сооружений. Минерализация ПВ в общем увеличивается по мере уменьшения абсолютных и относительных высот массивов, в соответствии с чем располагаются гидрогеохимические пояса. Причем в большинстве массивов на глубинах до уровня моря, а во многих на несколько километров ниже уровня моря господствуют пресные и слабосоленоватые воды, закономерности распространения которых на больших глубинах еще малоизучены. Можно только отметить, что они довольно сложны, так как те части геологических разрезов, к которым приурочены эти воды, пересекаются трещинно-жильными водами другой степени минерализации.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОД РАЗНОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Химический состав ПВ в значительной мере зависит от степени их минерализации, но строгого соответствия между тем и другим не наблюдается. По химическому составу воды обычно более сложны, чем по степени минерализации, даже в одних и тех же гидрогеологических структурах (см. табл. 1—9). Ниже кратко охарактеризованы основные черты этих закономерностей.

Макрокомпонентный состав вод

В пресных ПВ обычно преобладают гидрокарбонаты кальция, в соленых — сульфаты, хлориды и гидрокарбонаты натрия и кальция, в рассольных — хлориды натрия и кальция. Пресные воды повсеместно преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, меньше натриевые и магниевые. В северных широтах (лесотундра и тундра) сравнительно широко распространены весьма пресные воды ($<0,1$ г/кг) с относительно высоким содержанием железа и кремнезема, причем последнего часто настолько много, что это позволяет некоторым исследователям отнести данные

воды к классу кремнисто-гидрокарбонатных (В. А. Сулин и др.). Весьма пресные воды указанного химического состава широко распространены также в пределах массивов высокогорных складчатых областей, где образуют соответствующие гидрогеохимические пояса.

В прибрежно-морских районах северных широт часто встречаются пресные сульфатные и хлоридные преимущественно натриевые воды. Частота встречаемости вод данного состава возрастает в направлении от северных широт к южным широтам и увеличения аридности климата, а в горных массивах — по мере уменьшения высот и расчлененности рельефа.

Соленые воды обычно хлоридные натриевые, но в разных бассейнах состав их существенно различен. В одних бассейнах преобладают хлоридные кальциево-натриевые и сульфатные, в других — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, реже гидрокарбонатные натриевые. К первым относится большинство бассейнов, расположенных в пределах Восточно-Европейской и Арало-Каспийской артезианских областей, а также Ангаро-Ленский бассейн, а ко вторым — бассейны Западно-Сибирской и Черноморско-Каспийской областей, а также Якутский, Хатангский бассейны и межгорные бассейны Кавказа, Восточной Сибири, Дальнего Востока, Камчатки и Сахалина. Особенно значительна роль гидрокарбонатов натрия в химическом составе соленых вод тех бассейнов, в чехле которых отсутствуют сульфатные и карбонатные породы (Западно-Сибирская область, Камчатка, Сахалин и др.), а сульфатов натрия и кальция — в водах бассейнов, чехол которых выполнен названными выше породами.

Сульфатные кальциевые и натриевые соленые воды (преимущественно слабосоленые) наиболее широко распространены в верхней части разреза бассейнов Восточно-Европейской артезианской области, где столь же широко представлены гипсоносные и карбонатные породы. Во многих бассейнах здесь под зоной пресных вод, а иногда прямо с поверхности разреза развита зона слабосоленых (до 3 г/кг) сульфатных вод, тогда как в бассейнах других артезианских областей она или отсутствует, или развита сравнительно на небольших участках.

Сульфатные преимущественно натриевые соленые воды широко распространены также в верхней части разреза бассейнов в области аридного климата. Однако для формирования этих вод совсем необязательно наличие гипсоносных и карбонатных пород. Содержание сульфатов в соленых хлоридных натриевых водах сравнительно невелико, обычно оно уменьшается по мере увеличения глубины циркуляции воды. В бассейнах Черноморско-Каспийской артезианской области чаще, чем в бассейнах других областей, встречаются соленые почти чистые хлоридные натриевые воды, в которых количество хлоридов натрия достигает 95 %. Однако такие воды обычно распространены менее широко, чем хлоридные натриевые, в которых хлориды кальция, гидрокарбонаты натрия или сульфаты натрия превышают 5 %.

По мере увеличения степени минерализации ионный состав ПВ становится менее разнообразным. Весьма слабые (до 70 г/кг) и слабые (до 140 г/кг) рассолы повсеместно преимущественно хлоридные натриевые, со сравнительно небольшим количеством хлоридов кальция (до первых десятков процентов) и сульфатных соединений (единицы процентов). В крепких рассолах (до 270 г/кг) при преобладании хлоридов натрия часто отмечаются в значительном количестве (до 20—40 %) хлориды кальция и магния, а иногда и калия. Весьма крепкие (до 350 г/кг) и сверхкрепкие (больше 350 г/кг) рассолы — преимущественно хлоридные кальциевые, реже магниевые, часто с большим количеством хлоридов калия. Такие рассолы распространены сравнительно нешироко и только в тех артезианских бассейнах, в геологическом разрезе которых участвуют мощные толщи соленосных, в том числе и калиеносных, отложений.

Соленые и рассольные воды гидрогеологических массивов по ионному составу в основном не отличаются от вод такой же минерализации артезианских бассейнов, за исключением иногда встречающихся вод «рудничного» типа: кислых, сульфатных, часто с высоким содержанием тяжелых металлов.

Микрокомпонентный состав вод

Ниже кратко охарактеризованы закономерности распространения в водах только тех микрокомпонентов, которые в настоящее время рассматриваются в качестве промышленно ценных и извлекаются из природных вод (подземных или поверхностных) в промышленных масштабах: бром, иод, стронций, рубидий, цезий и некоторые другие. Подземные воды, содержащие названные элементы в промышленных концентрациях (иод 10, бром 200 при сов-

Таблица 13

Коэффициенты концентрации промышленно ценных химических элементов в подземных водах (по данным С. Р. Крайнова и др. [1980 г.], с изменениями)

Элементы	Среднее содержание, мг/л		Максимальное содержание в подземных водах, мг/л	Отношение содержания элементов в ПВ к содержанию их в породах земной коры
	в породах земной коры	в океанической воде		
Br	2,1	65,0	17 500,0	8333
I	0,4	0,06	1 400,0	3500
B	12,0	4,6	23 000,0	1916
Ge	1,4	0,00007	0,2	0,14
Rb	150,0	0,12	960,0	6,4
Cs	3,7	0,0005	25,0	6,75
Sr	340,0	8,0	10 000,0	29,4
K	25 000,0	380,0	60 000,0	2,4
Mg	18 700,0	1350,0	110 000,0	5,9
Ca	29 600,0	400,0	205 000,0	6,9

местном нахождении иода и брома, а при раздельном соответственно 18 и 250, рубидий 2, цезий 1, стронций 100, калий 1000 мг/кг), принято называть промышленными («жидкими рудами»). Цифры указывают на нижний предел концентрации иода и брома, соответствуют общепризнанным ориентировочным промышленным кондициям. Для остальных элементов, перечисленных выше, промышленные концентрации еще не установлены и приведенные значения следует рассматривать как ориентировочные, указывающие на значительно большую концентрацию их в ПВ по сравнению с океаническими (табл. 13).

Некоторые авторы [Бондаренко С. С., 1967 г., и др.] к промышленным относят также галитовые воды, пригодные для получения поваренной соли ($\text{NaCl} > 50$ г/кг), мирабилитовые ($\text{Na}_2\text{SO}_4 > 50$ г/кг), содовые ($\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3 > 50$ г/кг), магниевые ($\text{Mg} > 50$ г/кг). Приведенные цифры указывают на минимальное содержание промышленно ценных элементов в ПВ, относимых к промышленным, но в действительности концентрация их часто значительно превышает указанные значения (табл. 14). Кроме того, приведенные данные показывают, что в одной и той же воде обычно содержится несколько промышленно ценных химических элементов. При этом в одних районах одни элементы имеют преобладающее значение, а другие подчиненное, хотя их целесообразно добывать попутно с главным элементом, в других районах главные и подчиненные элементы меняются местами. Главный элемент дает название промышленной воде, причем к главным элементам автор условно относит те, концентрация которых значительно превышает приведенные выше минимальные промышленные концентрации. Так, если количество иода в воде достигает 80 мг/кг (при минимальной промышленной концентрации 10 мг/кг), а брома 350 (при минимальной концентрации 250), то вода называется бромно-иодной. Если же концентрация брома не достигает кондиционных значений, но превышает принятые для лечебных вод, то вода называется бромисто-иодной [29]. Воды, для которых характерна высокая концентрация нескольких промышленно ценных элементов, причем, какой из них является главным, решить трудно, называются «поликомпонентными». В название такой воды включаются наименования всех промышленно ценных элементов.

В СССР в настоящее время из ПВ добывают только иод и бром. Другие названные выше элементы добываются из подземных и поверхностных вод в США, Италии, Израиле, Японии и др. [Бондаренко С. С. и др., 1971 г.; Бондаренко С. С., Куликов Т. В., 1984 г.]. Изучением промышленных вод на территории СССР в последние десятилетия занимались многие гидрогеологи. В результате их исследований получен большой фактический материал и сделаны описания закономерностей распространения иодных, бромных и других промышленных вод в отдельных регионах и на всей территории СССР. В настоящее время существует обширная литература, в которой с разной полнотой рассмотрены за-

Таблица 14

**Максимальные концентрации промышленно ценных химических элементов в ПВ
разной минерализации**

Группа и подгруппа вод (степень минерализации, г/кг)	Характерные макрокомпоненты химического состава вод	Характерные промышленно ценные химические элементы ПВ (максимальные концен- трации их, г/кг)
Пресные воды (до 1)	HCO ₃ , Ca	Ge (0,00003)
Соленые воды (1—35):		
слабосоленые (1—3)	SO ₄ , Cl, HCO ₃ , Na, Ca	Ge (0,00003) Cs (0,0006)
среднесоленые (3—10)		B ₂ O ₃ (1,8) Rb (0,003) Cs (0,004) Ge (0,0001)
сильносоленые (10—35)	Cl, SO ₄ , HCO ₃ , Na, Ca	I (0,470) B ₂ O ₃ (1,75)
Рассольные воды (>35):		
весьма слабые и слабые рассолы (35—140)	Cl, Na, Ca	I (0,773) Br (0,5) B ₂ O ₃ (0,98) Sr (0,4)
крепкие рассолы (140—270)	Cl, Na, Ca, Mg	I (0,223) Br (1,5) B ₂ O ₃ (2,11) Sr (0,73) Rb (0,060) Cs (0,004)
весьма крепкие и сверхкрепкие рас- солы (270—350 и выше)	Cl, Ca, Mg, K	Br (8,8) Sr (8,1) B ₂ O ₃ (5,1) I (0,06) Rb (0,06) Cs (0,004)

кономерности распространения в ПВ и гидрогеохимия промышленно ценных элементов, однако степень изученности этих закономерностей неравномерна и во многих регионах далеко недостаточна. Наиболее изучены промышленные воды нефтегазоносных (артезианских) бассейнов, так как основные данные о содержании в них промышленно ценных элементов были получены в процессе бурения поисковых и разведочных скважин на нефть и газ. Именно поэтому о наличии и закономерностях распространения промышленных вод в структурах, неперспективных в нефтегазоносном отношении, можно судить только по данным опробования источников, что далеко недостаточно.

К слабоизученным относится большинство массивов и адмассивов складчатых областей. Но и в нефтегазоносных бассейнах промышленно ценные компоненты вод изучены по-разному. Боль-

ше всего данных имеется о концентрациях брома, иода, отчасти бора, так как они рассматривались в качестве поисковых признаков на нефть и поэтому издавна привлекали внимание многих гидрогеологов-нефтяников при опробовании разведочных скважин на нефть. К таким элементам, как стронций, рубидий, цезий, интерес проявился значительно позднее, во многих районах, разведанных раньше, закономерности их распространения остались неизученными.

В настоящее время сравнительно хорошо промышленно ценные химические элементы изучены в ПВ Восточно-Европейской артезианской области, особенно в пределах Волго-Уральского, Московского, Донецко-Днепровского и Припятского бассейнов; в Черноморско-Каспийской области, Азово-Кубанском и Терско-Каспийском бассейнах; в Западно- и Восточно-Сибирской областях, в бассейнах Ангара-Ленском, Якутском и Тунгусском; в Арало-Каспийской области, в бассейнах Амударьинском и Южно-Каспийском, а также в бассейнах Сахалинской системы гидрогеологических структур.

Имеющиеся данные позволяют отметить, что закономерности распространения названных химических элементов в ПВ артезианских бассейнов в значительной мере определяются степенью минерализации и химическим составом вод. Эта зависимость особенно отчетливо прослеживается в закономерностях распространения брома, стронция, калия, менее отчетливо — других элементов (см. табл. 1—10 и 14).

Концентрация брома в ПВ измеряется единицами миллиграммов на килограмм в пресных водах, сотнями в соленых и тысячами в рассолах. Наиболее высокие концентрации брома отмечены в весьма крепких и сверхкрепких хлоридных натриево-кальциевых и хлоридных щелочно-земельных рассолах соленосных формаций Северо-Прикаспийского бассейна (до 8,5 г/кг), Волго-Уральского (до 3,4), Припятского (до 6,3), Амударьинского (до 3,5), Ангара-Ленского (до 8,8), Якутского (до 4,6). В рассолах хлоридного натриевого или кальциево-натриевого состава содержание брома обычно значительно меньше показанных значений и редко превышает несколько сотен миллиграммов на килограмм.

Концентрация стронция и калия, так же как и брома, отчетливо зависит от степени минерализации и химического состава ПВ. Максимальные количества этих элементов отмечены в хлоридных щелочноземельных весьма крепких рассолах. Стронция в рассолах Припятского бассейна до 5,0 г/кг, Волго-Уральского до 1,4, Ангара-Ленского до 7,0, Тунгусского до 4,0, Амударьинского до 4,7; калия в рассолах Ангара-Ленского бассейна до 20,0, Тунгусского 20,7, Амударьинского 23,0, Припятского до 15,0, Волго-Уральского до 12,7. В рассолах хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава концентрация стронция и калия обычно не превышает нескольких сотен миллиграммов на килограмм.

В соленых водах концентрация стронция обычно не более 20—30 мг/кг, причем в водах с повышенным содержанием сульфатов,

связанных с гипсоносными отложениями, она несколько выше, а в водах с повышенным количеством гидрокарбонатов — меньше. Концентрация калия в соленых водах часто достигает нескольких сотен миллиграммов, а в рассолах — до первых десятков граммов на килограмм. Причем наиболее высокие концентрации калия, так же как и брома, отмечены в весьма крепких хлоридных щелочноземельных рассолах галогенных формаций с повышенной калиеносностью.

Наблюдаются существенно иные закономерности распространения в водах артезианских бассейнов иода. Концентрация его варьирует в широких пределах: от долей и нескольких миллиграммов на килограмм в пресных и слабосоленых водах до нескольких сотен миллиграммов на килограмм в сильносоленых водах и до нескольких десятков, редко больше, — в рассольных. Наиболее полно закономерности распространения иода в ПВ артезианских бассейнов освещены в работе А. В. Кудельского [47]. На основании статистической обработки и анализа имеющихся данных по многим бассейнам СССР он пришел к достаточно обоснованному выводу, что максимальные средневзвешенные концентрации иода, равные 27—42 мг/кг, связаны с солеными водами (10—40 г/кг), равные 16—17 мг/кг, — со слабыми рассолами (40—90 г/кг), а равные 12—15 мг/кг, — с крепкими (90—280 г/кг). В весьма крепких рассолах (280—350 г/кг) средневзвешенные концентрации иода возрастают до 20—27 мг/кг, а в сверхкрепких рассолах (> 350 г/кг) вновь уменьшаются до 10,0—3,7 мг/кг.

Наибольшая концентрация иода (до 773 мг/кг) в СССР зарегистрирована в слабых рассолах (минерализация 110 г/кг) Устьюртского бассейна и в соленых водах (27 г/кг) Западного Копетдага, где она достигает 470 мг/кг.

Установлено, что наиболее благоприятными для накопления иода являются хлоридные натриевые соленые и рассольные воды, особенно воды с повышенным содержанием гидрокарбонатов натрия, в меньшей степени воды, в которых много сульфатов. Замечено также следующее: чем выше температура воды, чем больше мощность богатых органикой пород и чем больше изоляция их от дневной поверхности, тем выше при прочих равных условиях концентрация иода. Этим объясняется, в частности, повышенное содержание иода в водах нефтегазоносных бассейнов, сложенных мощными мезозойско-кайнозойскими толщами (бассейны Западно-Сибирской, Черноморско-Каспийской областей, Сахалина и Копетдага). В подземных водах бассейнов, представленных палеозойскими породами, концентрация иода обычно значительно меньше [47].

О закономерностях распространения в водах артезианских бассейнов цезия и рубидия имеются лишь разрозненные сведения, позволяющие все же отметить, что концентрация рубидия варьирует от единиц миллиграммов на килограмм в соленых и слабых рассолах до нескольких десятков в крепких и весьма крепких рассолах. Наиболее высокие концентрации рубидия, мг/кг, зарегистрированы в сверхкрепких рассолах бассейнов: Тунгусского — 39, Ангаро-Ленского — 29, Припятского — 65, Волго-Камского — 12, в остальных бассейнах — < 10. Еще ниже концентрации в подземных водах цезия: 1—5 мг/кг, причем в слабых и крепких рассолах она обычно меньше 2, а в весьма крепких достигает 4—5.

Кроме рассмотренных выше химических элементов в крепких рассолах отдельных бассейнов зафиксированы сравнительно высокие концентрации тяжелых металлов, мг/кг: свинца до 20, цинка до 3, меди до 1,5 (в Северо-Прикаспийском бассейне свинца до 3, цинка до 6; в Устьюртском бассейне меди

до 2, цинка до 4; в Амударьинском бассейне свинца до 9). Не исключена возможность наличия сравнительно высоких концентраций тяжелых металлов в рассолах и других бассейнов, но они не опробовались на эти элементы.

Крепкие (до 270 г/кг), весьма крепкие (до 350 г/кг) и сверхкрепкие (больше 350 г/кг) рассолы, т. е. рассолы подзон B_{270} , B_{350} и $B_{>350}$, можно рассматривать как возможный источник получения (при наличии других благоприятных условий) не только брома, стронция, рубидия, цезия, но и таких солей, как хлориды натрия, магния и кальция.

Приведенные выше данные достаточно определенно указывают на то, что степень концентрации промышленно ценных химических элементов в ПВ артезианских бассейнов существенно зависит от степени минерализации вод. Следовательно, гидрогеохимические зоны и пояса можно рассматривать в качестве основного критерия при оценке перспектив артезианских бассейнов на разные промышленно ценные химические элементы.

Гидрохимические пояса пресных (пояс А), а также пресных, слабо- и среднесоленых ПВ (AB_3B_{10}) артезианских структур охватывают периферические части артезианских и адартезианских бассейнов (см. рис. 2), полностью чехол артезианских сводов и многих межгорных артезианских и адартезианских бассейнов, сложенный осадками пресноводных бассейнов. В подземных водах этих поясов до сего времени не известны промышленные концентрации химических элементов, измеряемые десятками миллиграммов на килограмм и больше (иод, бром, стронций и др.). Что же касается химических элементов, промышленные концентрации которых измеряются единицами миллиграммов на килограмм (рубидий, цезий), то в этом отношении воды гидрогеохимических поясов не изучены. Нельзя полностью исключить возможность наличия рубидия и цезия в ПВ артезианских сводов и межгорных бассейнов Забайкалья и Дальнего Востока, особенно в трещинно-жильных водах фундаментов названных структур.

Гидрогеохимический пояс пресных и соленых ПВ (AB_{35}) занимает большую часть Западно-Сибирской артезианской области, значительные площади в пределах Черноморско- и Арало-Каспийской областей, бассейны Сахалина и Камчатки. В зоне сильносоленых вод этого пояса во многих районах широко распространены промышленные концентрации иода (Западно-Сибирская область, бассейны Сахалина, Азово-Кубанский и Терско-Каспийский). Наряду с этим в названном поясе других бассейнов (Сырдарьинском, Тургайском и др.) достаточно высокие концентрации промышленно ценных элементов не зарегистрированы. Можно отметить, что ПВ поясов не содержат промышленных концентраций и таких элементов, как бром и стронций. В отношении рубидия и цезия они не изучены, но, по-видимому, эти элементы в промышленных концентрациях там отсутствуют.

Гидрогеохимические пояса пресных, соленых и рассольных ПВ разной крепости (ABV_{70} , ABV_{140} , ABV_{270} , ABV_{350} , $ABV_{>350}$ и др.), включающие подзоны рассольных ПВ в разных сочетаниях, расположены в пределах наиболее погруженных и слабопромытых частей артезианских бассейнов, в геологическом строении ко-

торых принимают участие галогенные формации. В подзоне сильносоленых вод этих поясов, так же как и в подзоне подобных вод пояса ABV_{35} , широко распространены собственно иодные или иодные с наличием брома воды, а в разных подзонах рассольных вод — и другие промышленно ценные элементы, причем тем разнообразнее и в больших концентрациях, чем выше степень минерализации рассолов (табл. 14).

Количество разных промышленно ценных элементов и их концентрация изменяются не только в зависимости от крепости рассолов, но и от геологического строения бассейнов, особенно в зависимости от наличия или отсутствия в геологическом разрезе чехла соленосных формаций, о чем достаточно убедительно свидетельствуют данные, приведенные в табл. 1—7.

Воды с высокими концентрациями иода наиболее широко распространены в бассейнах, сложенных главным образом терригенными, богатыми органикой формациями морских бассейнов нормальной солености мезозойского, палеогенового и неогенового возраста, среди которых развиты мощные толщи глин, менее развиты или отсутствуют карбонатные отложения. Толщи глин обычно разделяют чехол таких бассейнов на ряд водоносных комплексов, хорошо изолированных как друг от друга, так и от дневной поверхности, что создает благоприятные условия для накопления и сохранения в ПВ такого подвижного и химически активного элемента, как иод. В гидрогеохимическом отношении такие бассейны характеризуются преобладанием соленых вод, которые обычно заполняют большую, верхнюю, часть разреза чехла (бассейны Западной Сибири, Сахалина, Камчатки и др.).

Наиболее богаты иодными водами с наличием брома и других элементов также бассейны, сложенные в основном мезозойско-кайнозойскими преимущественно терригенными породами, обогащенными органикой, но расположенными вблизи складчатых областей с широким проявлением мезозойско-кайнозойского вулканизма. К таким структурам относятся бассейны Азово-Кубанский, Терско-Каспийский, Камчатки, Сахалина, а также межгорные бассейны Кавказа.

Наиболее широко бромные воды с наличием иода или стронция и иода одновременно распространены в рассольных водах бассейнов, выполненных породами палеозойскими (Волго-Уральский бассейн) и мезозойскими (Амударьинский, Западно-Туркменский бассейны), среди которых сравнительно широко развиты соленосные отложения (каменная соль, гипсы).

Поликомпонентные промышленные воды с высокой концентрацией брома, стронция, рубидия, цезия и некоторых других элементов характерны для зон весьма крепких и сверхкрепких рассолов (пояса ABV_{350} и $ABV_{>350}$) в бассейнах, выполненных палеозойскими и мезозойскими породами, среди которых имеются мощные толщи галогенных отложений, особенно калиеносных. Районы, в которых распространены поликомпонентные промышленные воды, занимают сравнительно небольшие площади в Вол-

го-Уральском, Донецко-Днепровском, Припятском, Амударьинском и обширные в Ангаро-Ленском и Тунгусском бассейнах. Особенно высокой концентрации различные химические элементы достигают в поликомпонентных рассолах отдельных районов в двух последних.

Закономерности распространения промышленно ценных химических элементов в пределах гидрогеологических массивов и адмассивов складчатых областей изучены значительно хуже, чем в артезианских бассейнах. Суммировав разрозненные данные, можно отметить, что в пресных водах названных структур промышленно ценные элементы (Br, I, B, Sr, Rb, Cs), промышленных концентраций не достигают. В слабо- и среднесоленых водах источников, питаемых преимущественно трещинно-жильными водами, в повышенных концентрациях встречаются только рубидий и цезий, причем наиболее обогащены этими элементами углекислые воды. О количестве бора в углекислых водах различных складчатых областей дает представление табл. 15, составленная по данным Н. Г. Петровой [1980 г.], отметившей, что наиболее

Таблица 15

Количество бора (HBO_2), мг/л, в углекислых водах разных складчатых областей
[Петрова Н. Г., 1980 г.]

Область	Число анализов	Пределы концентрации (в числителе) и среднее (в знаменателе)	Тип воды		
			HCO_3-Ca	HCO_3-Na	$\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na},$ $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$
Кавказская					
Большекавказ- ская *	160	$\frac{20-2000}{120}$	1—80	15—700	50—2000
Малокавказская *	172	$\frac{20-1800}{96}$	1—65	5—95	50—100
Памирская	24	$\frac{5-176}{14}$	1—8	2—80	—
Тянь-Шаньская	18	$\frac{9-95}{10}$	—	1—6	2—35
Забайкальская	52	$\frac{1-20}{1,5}$	1—20	—	—
Приморская	26	$\frac{1-254}{1,2}$	1—5	5—254	—
Западно- и Восточно- Камчатские, Сахалин- ская	24	$\frac{10-2000}{112}$	—	200—467	404—2000

* В хлоридных натриевых углекислых водах количество HBO_2 , мг/л: в Большекавказской подобласти 100—2000, в Малокавказской 100—500.

Средний микрокомпонентный состав, мкг/л, вод

Компоненты	Воды зоны гипергенеза областей				
	многолетней мерзлоты	умеренного климата	континентального засоления	горных	Среднее
SiO ₂	9,6*	14,3	26,0	15,2	17,4
Fe	290,0	759,0	825,0	559,0	547,0
Al	300,0	247,0	317,0	304,0	279,0
Sr	23,8	245,0	493,0	109,0	185,0
Br	50,0	206,0	183,0	100,0	183,0
Mn	15,1	42,0		29,7	49,4
P	24,1	68,2	43,4	80,0	57,5
Zn	27,4	25,2	57,6	14,4	34,0
Ba	9,5	16,7	50,1	14,1	19,6
I	0,75	9,39	56,5	2,0	16,1
Ti	4,0	12,0	25,4	8,6	10,7
Cu	2,3	4,8	8,9	6,8	5,6
Ni	1,8	2,4	4,6	2,3	3,3
Cr	2,3	1,9	5,2	2,8	2,9
Rb	1,5	2,4	3,1	1,8	2,2
Pb	1,5	1,9	3,1	2,5	2,2
As	0,9	2,6	2,6	2,3	2,1
Mo	0,8	1,0	4,7	2,3	2,1
V	0,7	1,6	3,0	1,1	1,6
Sb	1,9	1,0	1,8	1,4	1,5
Zr	1,0	2,3	1,4	0,6	1,3
Hg	—	0,6	1,2	0,9	0,9
Se	—	0,4	3,1	1,1	9,0
Co	0,3	0,4	1,2	0,7	0,7
Sn	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4
Cd	—	0,2	0,4	0,4	0,3
Формула макрокомпонентного состава	—	$M_{0,22} \frac{HCO_3 80 SO_4 9 Cl 8}{Ca 49 Mg 26 Na 24} pH = 6,75$	$M_{1,3} \frac{SO_4 37 Cl 31 HCO_3 30}{Na 40 Ca 31 Mg 26} pH = 7,5$	—	$M_{0,43} \frac{HCO_3 49 SO_4 26 Cl 22}{Ca 37 Na 33 Mg 26} pH = 6,9$

Примечание. Звездочкой помечены значения, приведенные в миллиграмм

Таблица 6

некоторых гидрогеологических объектов [6, 74]

Воды артезианских бассейнов		Гидротермы		Воды Мирового океана
Соленые Западно-Сибир- ского	Рассольные Ангара-Ленского	Тихоокеанского сегмента	Балтийской рифтовой зоны	
300,0*	300,0*	129,0*	47,5*	30,0*
17,3*	220,0*	28,9*	—	10,0
—	250,0*	19,3*	19,3*	—
183,0*	2580,0*	826,0	1,26*	8,0*
51,6*	4420,0*	6,8*	3,2*	65,0*
1,1*	300,0*	1,8*	20,0	2,0
—	—	—	—	—
513,6	7,0*	1,5*	50,0	10,0
—	24,0*	347,0	60,0	30,0
12,3*	4,0*	1,1*	150,0	60,0
14,2	1,3*	777,0	40,0	1,0
11,5	6,0*	86,0	20,0	3,0
37,2	10,0*	—	—	2,0
17,2	1,6*	345,0	9,0	0,05
380,0	5,0*	400,0	120,0	120,0
8,1	23,0*	98,0	10,0	0,1
13,3	—	2,3*	15,0	3,0
5,3	—	26,0	4,0	10,0
8,5	50,0	1,8*	12,0	2,0
5,1	—	200,0	40,0	0,5
2,8	—	24,0	7,0	—
21,6	—	16,0	1,2	0,08
—	—	—	—	—
8,7	—	56,0	10,0	0,5
4,1	—	21,0	65,0	3,0
—	—	—	—	—
$M_{17,8}$	—	$M_{3,9}$	$M_{10,98}$	$M_{33,5}$
$\frac{Cl\ 96\ HCO_3\ 3\ 6}{Na\ 78\ Ca\ 17\ Mg\ 5}$	—	$\frac{Cl\ 80\ SO_4\ 16}{Na\ 64\ Ca\ 21\ Mg\ 11}$	$\frac{HCO_3\ 49\ SO_4\ 33\ Cl\ 18}{Na\ 70\ Ca\ 20\ Mg\ 8}$	$\frac{Cl\ 90\ SO_4\ 9,4}{Na\ 79\ Mg\ 19\ Ca\ 2}$
pH = 6,9	—	pH = 6,4	pH = 7,7	pH = 7,8

мах на литр.

высокие концентрации бора наблюдаются в углекислых водах, связанных с осадочными, вулканогенными и особенно галогенными породами, реже в углекислых водах, связанных с метаморфическими и магматическими породами, еще реже — с карбонатными. Количество бора в этих водах существенно возрастает в зависимости от химического состава и степени минерализации их. Наиболее высокие концентрации отмечаются в хлоридных натриевых сильносоленых водах.

По данным С. Р. Крайнова [1980 г.], в углекислых водах иногда наблюдаются повышенные концентрации и других промышленно ценных элементов (рубиния, цезия, германия). Причем наиболее часто высокие концентрации названных элементов встречаются в углекислых термальных водах, имеющих повышенную хлоридность и связанных с глубинными тектоническими разломами гидрогеологических массивов складчатых систем альпийского возраста.

Сильносоленые и рассольные воды, вскрытые в гидрогеологических массивах отдельных складчатых областей (Балтийской, Украинской, Восточно-Карпатской, Кавказской и др.), еще недо-

Микрокомпонентный состав, мг/кг, в гидротермах

Компоненты и pH воды	Кавказская (по Г. И. Пустоваловой)					Памирская	
	Углекислые гидрокарбонатные	Углекислые хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные	Азотные и азотно-метановые гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные	Азотные и азотно-метановые хлоридные	Азотные и азотно-метановые сульфатные	Углекислые гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные	Углекислые гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные
pH	6,3—7,6	6,4—6,8	7,4—9,7	6,5—9,2	6,8—7,6	—	—
Sr	4,0	(4,6)	(0,07)	—	(1,3)	0,7	0,300
SiO ₂	—	—	—	—	—	92,0	65,0
Mn	0,450	0,200	(0,008)	—	0,02	—	—
Fe	7,3	3,7	0,3	—	(0,3)	—	7,5
Ba	1,9	0,15	(0,3)	—	(0,3)	—	—
Pb	0,006	0,008	(0,003)	0,007	0,02	0,02	—
Zn	0,03	0,09	0,01	0,2	—	0,05	0,09
Cu	0,006	0,02	(0,0006)	0,009	(0,01)	0,001	0,006
Ag	0,03	0,008	(0,004)	—	(0,009)	—	0,001
Cr	0,01	0,01	0,002	—	(0,008)	—	—
Ti	0,04	0,01	0,002	—	(0,02)	0,016	0,012
F	—	—	—	—	—	4,1	1,0
Ni	0,009	0,01	(0,001)	—	(0,03)	—	0,012
Hg	—	(0,0005)	—	0,0001	—	—	—
As	1,3	0,4	0,006	0,02	(0,06)	0,09	0,04
Mo	0,04	(0,02)	0,003	—	(0,008)	—	0,001

Примечание. В круглых скобках данные спектральных анализов сухих остатков.

статочны изучены в отношении как наличия в них промышленно ценных химических элементов, так и закономерностей их распространения. Можно предполагать, что эти воды вряд ли могут представлять промышленный интерес вследствие ограниченности их ресурсов.

О содержании в подземных водах других микрокомпонентов некоторое представление можно составить по данным табл. 14 и 16. Следует отметить, что степень изученности микрокомпонентного состава ПВ сравнительно невелика, она находится в начальной стадии накопления фактического материала, объем которого еще не позволяет наметить достаточно определенные закономерности распространения большинства микрокомпонентов в разных типах ПВ. Большую работу по обработке и обобщению данных о микрокомпонентном составе ПВ зоны гипергенеза и более глубоких вод некоторых гидрогеологических структур выполнили в последние годы С. Л. Шварцев, а по металлоносности гидротерм Е. А. Басков с соавторами [4 и др.]. Результаты этих работ частично отражены в табл. 16 и 17.

Таблица 17

некоторых складчатых областей

(по Л. Г. Учителевой)		Алтае-Саянская (по А. В. Зуеву)				Даурская (по С. Н. Сурикову)
Азотные гидрокарбонатно-сульфатные	Азотные сульфатно-гидрокарбонатные	Азотные гидрокарбонатные	Азотные сульфатные	Углекислые гидрокарбонатные	Углекисло-азотные и азотно-углекислые	Азотные гидрокарбонатные
—	—	—	—	—	—	—
33,0	0,07	—	1,0	2,5	0,2	0,032
—	—	0,05	(0,02)	0,03	(0,03)	—
—	0,014	—	—	—	—	—
—	—	(0,06)	—	(0,05)	(0,006)	(0,005)
—	—	0,006	—	0,004	—	(0,003)
0,04	0,04	(0,080)	(0,02)	0,03	—	0,006
0,050	0,050	(0,005)	—	0,02	(0,002)	0,001
—	—	(0,0004)	—	—	—	(0,0007)
—	—	(0,007)	—	—	—	(0,008)
0,014	0,014	(0,011)	(0,010)	(0,008)	(0,02)	—
11,0	11,0	—	—	—	—	—
0,016	0,016	(0,0003)	—	0,02	—	(0,001)
—	—	—	0,0003	—	—	—
0,170	0,170	0,002	—	—	—	0,05
0,006	0,006	(0,1)	0,03	0,05	(0,015)	0,14

остатков воды, без скобок — данные химических анализов; прочерк означает

Данные, приведенные в табл. 16, позволяют (вслед за С. Л. Шварцевым) отметить одну общую закономерность: концентрация большинства микрокомпонентов в ПВ в значительной мере зависит от степени их минерализации. Так, среди вод зоны гипергенеза наименьшими концентрацией большинства микрокомпонентов и общей минерализацией обладают воды области многолетней мерзлоты, затем следуют воды горных областей, областей умеренного увлажнения и, наконец, областей континентального засоления. Значительные концентрации наблюдаются в ПВ Западно-Сибирского артезианского бассейна, а еще выше — в водах Ангара-Ленского. Среди гидротерм наиболее высокой концентрацией большинства микрокомпонентов характеризуются термальные воды Тихоокеанского сегмента, где она превышает концентрацию их в ПВ Западно-Сибирского бассейна, хотя по средней минерализации воды последнего выше, чем гидротерм Тихоокеанского сегмента. Концентрация большинства микрокомпонентов в гидротермах Тихоокеанского сегмента существенно выше, чем в других гидротермах (табл. 16 и 17), что, вероятно, объясняется влиянием современной вулканической деятельности, широко развитой в названном регионе.

С. Л. Шварцев, сравнив степень концентрации химических элементов в ПВ Западно-Сибирского артезианского бассейна и в водах Мирового океана (см. табл. 16), справедливо указал, что первые «коренным образом отличаются как от пресных инфильтрационных, так и морских». По его мнению, «это обстоятельство подчеркивает специфичность и уникальность подземной гидросферы, которую нельзя идентифицировать с водами морей и океанов» [74, с. 24—25]. Однако такой вывод вряд ли можно признать достаточно безупречным, так как он основан на сравнении составов ПВ Западно-Сибирского бассейна и Мирового океана. По солености воды морских бассейнов, питавших Западно-Сибирский бассейн, были существенно ниже вод Мирового океана.

На степень концентрации различных микрокомпонентов в ПВ оказывают влияние многие факторы (вещественный состав пород, температура, давление, интенсивность водообмена и др.), роль каждого из которых в формировании микрокомпонентного состава ПВ только начинает выясняться.

Газовый состав вод

Растворенные газы являются одним из основных элементов химического состава ПВ. Общее количество газов, растворенных в водах, огромно. По подсчетам В. Н. Корценштейна [1977 г.], в водах верхней части литосферы до глубины 5 км около $1,5 \times 10^{17}$ м³ газов, или 0,15 млрд. км³.

Геохимия и закономерности распространения газов в ПВ рассматриваются в работах многих авторов [Вернадский В. И., 1929 г., 1934 г., и др.; Белоусов В. В., 1937 г.; Козлов А. Л., 1950 г.; Виноградов А. П., 1959 г., 1964 г., и др.; Овчинников А. М.,

1963 г.; Щербаков А. В., 1968 г., 1972 г.; Соколов В. В., 1971 г.; Зоркин Л. М., 1973 г.; Корценштейн В. Н., 1977 г., 1981 г., и др.; Крайнов С. Р., Швеи В. М., 1980 г. и др.]. Суммировав данные, приведенные в названной литературе, а также показанные на гидрогеохимических картах [19, 20, 21], можно отметить, что газы ПВ по составу и генезису весьма разнообразны, но наиболее распространенными являются O_2 , N_2 , CO_2 , $CH_4 + C_2N_6$, H_2S , H_2 , NH_3 , Ne, Rn, Ar, Xe, Kr. Эти газы встречаются в водах в разных сочетаниях и соотношениях, что определяется их растворимостью, которая зависит от температуры, давления, минерализации воды и других факторов. В наибольшем количестве в ПВ растворены O_2 , N_2 , CO_2 и CH_4 , местами H_2S , остальные газы встречаются в виде более или менее постоянных примесей. Содержание газов в воде изменяется в широких пределах. Так, кислорода на небольшой глубине обычно не менее 0,015—0,020 г/л, углекислого газа на значительной глубине иногда 20 г/л, азота 1,2, углеводородных газов до 10,0—13,0 [Швей В. М., 1982 г.].

По генезису растворенные газы принято подразделять на следующие группы: а) атмосферные, образующиеся в верхней части литосферы в результате проникновения атмосферного воздуха (O_2 , N_2 , CO_2 , Ne, Ar, Xe); б) биогенные, формирующиеся в литосфере в результате разложения органического и минерального вещества живыми микроорганизмами (CH_4 , CO_2 , N_2 , H_2S , H_2 , O_2 , NH_3); в) метаморфогенные, образующиеся в условиях высоких температур и давлений (CO_2 , H_2S , CH_4 , CO, N_2 , HCl, HF, SO_2 , Cl, H_2 и др.); г) вулканогенные (магматогенные) — по составу такие же, как и метаморфогенные; д) радиогенные (Ne, Rn, Ar, Xe); е) космогенные (все инертные газы). Приведенный перечень показывает, что многие газы, имеющие одинаковое название, входят в разные генетические группы. Определить чистые (в отношении генезиса) виды их при современном уровне изученности вряд ли возможно.

Однако достаточно определенно установлено, что по мере увеличения глубины распространения ПВ и степени их изоляции от дневной поверхности генезис растворенных газов в общем закономерно изменяется. Газы преимущественно атмосферного происхождения сменяются на глубине преимущественно биохемогенными, а биохемогенные — метаморфогенными или в областях современной вулканической деятельности вулканогенными. В соответствии с этим принято различать три основные геохимические среды формирования газов и ПВ: окислительную, для которой характерен кислород; восстановительную, для которой важны углеводороды и сероводород; метаморфическую, для которой характерен углекислый газ [Овчинников А. М., 1963 г. и др.].

По характеру растворенных газов ПВ принято разделять на несколько типов, из которых наиболее распространены кислородно-азотный, азотный, метаново-азотный, азотно-метановый и метановый, углекислый, сероводородно-углекисло-метановый. К газам, преобладающим в соответствующих типах ПВ, обычно бы-

1

вают примешаны (в подчиненном количестве) другие газы, например сероводородные или углекислые к метановым, радоновые к кислородно-азотным и т. д., которые придают водам специфические свойства (геохимические, лечебные и др.).

С учетом генезиса газов, содержащихся в ПВ, гидрогеологические структуры расчленяются [Щербаков А. В., 1972 г.; Зоркин Л. М., 1973 г.] по вертикальному разрезу на следующие газогидрогеохимические зоны господствующего распространения газов (сверху вниз): 1) кислородно-азотных, т. е. газов воздушного происхождения; 2) азотных и метановых, местами со значительным количеством сероводорода, углекислого и других газов, преимущественно биохимического происхождения; 3) сульфидно-углекисло-метановых, преимущественно термометаморфогенного происхождения. Названные зоны сменяют друг друга по мере увеличения глубины, температуры и замедления водообмена, причем наиболее отчетливо они устанавливаются в пределах артезианских бассейнов и менее отчетливо в гидрогеологических массивах.

Кислородно-азотные и азотные газы являются господствующими в верхней части разреза гидрогеологических структур, в пределах верхнего гидродинамического этажа, мощность которого в артезианских бассейнах обычно не превышает нескольких сотен метров, а в гидрогеологических массивах часто достигает нескольких тысяч метров. В этом этаже в артезианских бассейнах наряду с господствующими кислородно-азотными и азотными газами воздушного происхождения местами, сравнительно на небольших площадях, существенное значение приобретают примеси азотных сероводородных и метановых газов биохимического происхождения. Метановые газы в пределах рассматриваемой зоны сравнительно широко распространены на заболоченных участках.

По мере увеличения глубины кислород и углекислый газ атмосферного происхождения сравнительно быстро расходуются на химические соединения, и в ПВ из газов воздушного происхождения остаются преимущественно азот и благородные газы (аргон и др.). В последнее время в литературе появляются сведения о наличии кислорода в ПВ и рассолах на глубине 1—3 км. При этом содержание его (до 200 см³/м³) на указанных глубинах превышает возможность захвата кислорода из атмосферы. Наличие последнего на глубинах свыше 1 км отмечается в азотно-метановых водах Донецко-Днепровского, Приташкентского и Сырдарьинского бассейнов. Его происхождение связывается с процессами радиолиза ПВ [Вовк И. Ф., 1979 г.].

Зона кислородно-азотных ПВ на глубине по мере уменьшения интенсивности водообмена сменяется преимущественно азотными, метаново-азотными, азотно-метановыми и метановыми водами с примесью на отдельных участках сероводородных, углекислых и радоновых газов. Газы преимущественно биохимогенные, за исключением радиогенных радоновых. В отдельных артезианских структурах мощность зоны преимущественно азотных и метаново-азотных газов достигает 1,5—2,0 км и при небольшой мощности чехла прослеживается до фундамента. Такие бассейны расположены на северо-западе Восточно-Европейской, на юге и юго-востоке Западно-Сибирской артезианских областей, в Чуйском (II порядка) и Сырдарьинском бассейнах Арало-Каспийской области, в некоторых других структурах. В бассейнах, где мощность чехла больше 1,5—2,0 км, нижняя часть разреза до глубины 4—5 км заполнена преимущественно азотно-метановыми и метановыми газами с примесью других газов: тяжелых углеводородов, углекислых, сероводородных и т. д.

Углекисло-метановые воды отмечены на больших глубинах в артезианских бассейнах Западного и Восточного Предкавказья и

Мангышлака. Кроме того, они широко распространены в рассматриваемой зоне во всех бассейнах, в строении чехла которых участвуют мощные угленосные формации. С зоной азотно-метановых и метановых вод во многих бассейнах связаны сероводородные газы (табл. 18). Наиболее широко они распространены на границе гидродинамических зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена всех бассейнов, в строении которых участвуют гипсоносные и нефтегазоносные формации. В бассейнах, в чехле которых отсутствуют гипсоносные отложения, слабо развиты или отсутствуют сероводородные газы (бассейны Западно-Сибирской области, а также межгорные бассейны Восточной Сибири, Дальнего Востока, Сахалина). Сероводородные газы, как показывает табл. 18, связаны с весьма разнообразными водами как по ионному составу, так и степени минерализации, причем концентрация сероводорода изменяется в очень широких пределах, достигая максимума в наиболее крепких рассолах Ангаро-Ленского бассейна. В гидрогеологических массивах сероводородные воды распространены меньше и известны главным образом в областях альпийского орогенеза.

Названные выше газы (азотно-метановые и метановые, так же как и их примеси) имеют преимущественно биохемогенное происхождение. Глубина распространения их в значительной степени определяется наличием среды, благоприятной для жизнедеятельности микроорганизмов. Микробиологи установили [Крамаренко Л. Е., 1976 г. и др.], что жизнедеятельность микроорганизмов может проявляться при температурах до 20—100 °С (т. е. до глубин 2—5 км, в зависимости от геотермического градиента) и при минерализации воды до 200—300 г/кг*.

В артезианских бассейнах, где мощность чехла превышает 4—5 км, в нижней части разреза появляется третья газогидрогеохимическая зона, т. е. зона преимущественно сульфидно-углекисло-метановых вод, формирование которых связано с термokatалитическими процессами. Можно предполагать, что эта зона развита во всех достаточно глубоких бассейнах — авлакогенных, предгорных, межгорных. Кроме того, такие воды сравнительно широко и на меньших глубинах распространены в областях современного проявления вулканизма, достаточно сильно прогретых (Камчатка, Курильские острова).

Приведенную выше схему газогидрогеохимической зональности артезианских бассейнов следует рассматривать как весьма общую, дающую только ориентировочное представление о закономерностях изменения состава и генезиса растворенных газов в зависимости в основном от изменения термобарических условий на разных глубинах. На характер этой зональности влияют и другие факторы. В первую очередь следует учитывать, что газы, образующиеся на больших глубинах, при наличии благоприятных условий мигрируют в более верхние зоны, вплоть до поверхности Зем-

* См. с. 168—171.

Характеристика сероводородных (сульфидных) вод СССР (по данным
Г. Н. Плотниковой [1977 г., 1981 г.], с изменениями)

Бассейн	Породы, содержащие сероводородную воду (возраст их)	Преобладающий ионный состав воды	Минерализация воды, г/л	Содержание $H_2S + HS$, мг/л
Артезианские бассейны				
Предкарпатский	Известняки и гипсы, соли (N_1)	$SO_4 - Ca$, $Cl - Na$	1—350	20—450
Львовский	Известняки (D)	$Cl - Na$, $SO_4 - Cl - Na$	70—350	20—120
Закарпатский	Известняки и песчаники загипсованные (N_1), туфы (N_2)	$SO_4 - Na - Ca$	До 2	20—30
Молдавский	Известняки (S , K , N_1)	$Cl - Na$, $Cl - HCO_3 - Na$, $SO_4 - Cl - Na$	2—65	10—150
Керчинская система бассейнов	Известняки и мергели (S , P , N_1)	$Cl - Na$, $HCO_3 - Cl - Na$	2—5	До 70
Причерноморский (юж. часть)	Известняки (K , P , N_1)	$Cl - Na$, $HCO_3 - Cl - Na$	2—7	15—130
Азово-Кубанский	Песчаники (P , N_1)	$HCO_3 - Cl - Na$	2—10	20—100
Терско-Каспийский:				
(Терско-Сунженский р-н)	Песчаники (N_1)	$HCO_3 - Cl - Na$	До 5	20—50
Притерекская часть	Известняки и ангидриты (K_1)	$Cl - Na$	70—150	100—1000
Дагестанский	Известняки (K_1), песчаники (N_1)	$Cl - Na$	70—80	300—600
Апшеронский	Песчаники (N_2)	$HCO_3 - Cl - Na$	2—15	До 100, иногда больше
Сочинский	Известняки ($J_3 - K_1$)	$Cl - Na$	18—40	400—650
Абхазский	То же ($K_2 - P$)	$Cl - Na$	3—35	20—70
Куринский	Песчаники, туфы ($K_2 - N$)	$Cl - Na$	4—8	100—250
Причерноморский (сев. часть)	Известняки (N_1)	$Cl - Na$	7—8	До 125
Припятский	Карбонаты, соли (D_3)	$Cl - Na$	До 350	До 370
Прибалтийский и Московский (сев. части)	Известняки загипсованные (D_2)	$HCO_3 - SO_4 - Ca$, Na	До 2	20—50
Печорский	Известняки, доломиты, гипсы (C , P_1)	$Cl - Na$, $SO_4 - Cl - Na$	1—17	10—100

Продолжение табл. 18

Бассейн	Породы, содержащие сероводородную воду (возраст их)	Преобладающий ионный состав воды	Минерализация воды, г/л	Содержание $H_2S + HS$, мг/л
Волго-Камский:				
Верхнекамская впадина	Терригенные и карбонатные загипсованные (D, C, P ₁)	Cl — Na	150—300	До 200
Башкирский свод	Карбонатные загипсованные и терригенные (P ₁ , P ₂)	Cl — Na	80—300	До 100, иногда до 2000
Татарский свод	Карбонатные, загипсованные и терригенные (C, P)	SO ₄ — Mg — Na	25—260	60—600
Жигулевско-Оренбургский свод	Гипсы, доломиты, известняки, песчаники (C ₁ , P)	Cl — Na	До 280	100—250, иногда до 1200
Предуральский прогиб	Известняки, гипсы, песчаники, мергели, соли (C ₁ —P ₁)	Cl — Na — Ca и др.	4—15	До 100, иногда до 500
Кулябский	Известняки, доломиты, ангидриты (P—N)	Cl — Na	До 120	200—450
Вахшский	Известняки, песчаники, гипсы (P ₁)	Cl — Na, SO ₄ — Cl — Na	14—200	50—130
Сурхандарьинский	Известняки, доломиты, соли (K ₂ , P)	То же	15—200	100—500
Душанбинский	Известняки, песчаники, соли (P)	.	> 35	250—800
Ферганский	Карбонатные, терригенные, гипсоносные (P)	Cl — Na, Cl — SO ₄ — Na и др.	3—200	До 500
Ангара-Ленский	Карбонатные, соленосные, терригенные (Є ₁)	Cl — Na, Cl — Na — Mg — Ca	35—550	500—2000
Гидрогеологические массивы и адмассивы				
Восточно-Кавказский	Терригенные породы (J, P)	HCO ₃ — Cl — Na	1—15	До 50
Аджаро-Триалетская система	Терригенные породы (P ₂ —N ₁)	Сложного состава	0,2—3	10—50
Ленкоранский	Терригенные породы (P ₂)	Cl — Na, HCO ₃ — Cl — Na	1—15	10—100
Копетдагская и Большебалханская области	Известняки (J ₃ —K ₁)	SO ₄ — Ca, Cl — SO ₄ — Na, Cl — Na	1—15	20—1500
Гиссарский	Известняки, гипсы, соли (J ₃)	Cl, Na	100—300	100—2500

ли. По пути они смешиваются с газами другого генезиса либо переходят в свободное состояние, накапливаются в коллекторах, либо выходят на поверхность в виде сухих струй или вместе с водой в растворенном состоянии. Примером могут служить многочисленные источники углекислых, азотных, сероводородных, метановых и других вод. Наиболее интенсивно миграция газовойдых растворов проявляется в виде фумарол и гейзеров в районах современной вулканической деятельности. По-видимому, миграция газовойдых смесей может происходить не только снизу вверх, но и наоборот. Примером этого служат кислородно-азотные и азотные газы, проникающие вместе с инфильтрационными водами на глубину до нескольких сотен метров в периферических частях артезианских бассейнов и до тысяч метров в гидрогеологических массивах.

На характер газогидрогеохимической зональности оказывает влияние и состав геологических формаций, выполняющих артезианские бассейны. Так, для верхних частей разреза чехлов бассейнов, сложенных угленосными породами, характерны азотно-углекислые и углекисло-азотные воды, которые глубже сменяются метаново-азотными, азотно-метановыми и метановыми [43]. Сероводород в ПВ и газах в значительном количестве накапливается только в тех частях геологического разреза гидрогеологических структур, которые сложены карбонатными, сульфатными и терригенными породами, обогащенными органикой. Наличие в разрезе красноцветных терригенных толщ, богатых окислами железа, неблагоприятно сказывается на сохранении сероводорода. Углекислые метаморфогенные газы наиболее характерны для карбонатных, а метан и тяжелые углеводороды — для нефтегазоносных терригенных формаций.

Существенное влияние на распределение газов разного генезиса в артезианских бассейнах оказывают и галогенные формации. Как известно, толщи соленосных отложений, являющиеся наиболее непроницаемыми для газовойдых смесей, служат покрышками, ограничивающими возможность миграции газов из подсолевых частей разреза в надсолевые. Кроме того, с соленосными отложениями обычно связаны рассолы высокой концентрации, формирующиеся еще в солеродных бассейнах. Наличие таких рассолов ограничивает жизнедеятельность микроорганизмов, что влечет за собой замедление биохимического разложения органики и способствует тем самым ее сохранению. При погружении соответствующих частей разреза таких бассейнов в зоны высоких температур и давлений сохранившаяся органика подвергается термокатализу, что ведет к интенсивному накоплению метаморфогенных газов, в том числе метана, сероводорода и др. Вследствие этого в надсолевых толщах пород в зонах распространения соленых вод и слабых рассолов в условиях сравнительно небольших температур генерируются преимущественно биохемогенные газы, а в подсолевых в зонах развития крепких и весьма крепких рассолов в условиях высоких температур и давлений — преимущественно

метаморфогенные газы [Поливанова А. И., 1981 г.]. В обоих случаях большое значение имеет степень насыщенности геологических формаций органическим веществом.

Кратко охарактеризованная выше газогидрогеохимическая зональность, свойственная артезианским бассейнам, менее отчетливо проявляется в гидрогеологических массивах. В некоторых из этих структур верхняя газогидрогеохимическая зона (зона кислородно-азотных и азотных вод), имеющая мощность до многих сотен, а иногда (возможно) и до тысяч метров, пересекается в различных направлениях азотными, углекислыми и радоновыми холодными и термальными трещинно-жильными водами. Большинство этих вод — минеральные лечебные и в качестве таковых описаны во многих монографиях, статьях, показаны на картах разного масштаба [5, 9, 12, 32, 36, 54, 61, 68, 69 и др.].

Азотные трещинно-жильные воды, обычно термальные, послужили основанием для выделения в пределах СССР «второй провинции минеральных вод» [Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И., 1946 г.; Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А., 1960 г.; Иванов В. В., 1965 г., 1975 г. и др.]. Они детально описаны во многих монографиях и статьях [3, 5, 29, 78; Иванов В. В., 1974 г., 1977 г., 1982 г.; Посохов Е. В., Толстихин Н. И., 1977 г., и др.].

Азотные термальные воды выходят на дневную поверхность в виде источников, приуроченных к тектоническим разломам в пределах гидрогеологических массивов и адмассивов складчатых областей альпийского орогенеза или более древних, но претерпевших неоген-четвертичную тектоно-магматическую активизацию. Известно несколько областей сравнительно широкого распространения азотных терм [3, 49 и др.]: Крымско-Кавказская, Тянь-Шаньская, Памирская, Саяно-Байкальская, Бурейско-Охотская, Камчатская, Чукотская и др. Основные сведения об азотных термах названных областей (за исключением Чукотской) приведены в табл. 19, составленной по литературным данным, в основном по работам [3, 49].

По степени минерализации среди этих вод преобладают пресные (0,5—1,0 г/л) и солоноватые (1—2 г/л), по химическому составу — сульфатные, хлоридные и гидрокарбонатно-сульфатные, преимущественно натриевые, реже гидрокарбонатные натриевые. По данным работы [3], из 194 описанных групп источников азотных терм гидрокарбонатными натриевыми являются 12, сульфатными и гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми (или натриево-кальциевыми) 42, сульфатно- или гидрокарбонатно-хлоридными 46 %. Характерная особенность химического состава этих вод — высокое содержание кремнезема, фтора, иногда сероводорода и радона. Растворенные и спонтанные газы состоят в основном из азота (90—100 об. %) с примесью редких тяжелых (Ar, Kr, Xe) до единиц процента и легких (He+Ne) — до десятых процента. Примеси углеводородных газов, углекислого газа и кислорода также незначительны.

Таблица 19
Азотные термальные воды массивов и адмассивов складчатых областей СССР (по данным [3, 49])

Область	Число описанных источников, скважин	Температура воды, °С (в числителе), и геотермическая ступень, м/°С (в знаменателе)	Число источников с указанной минерализацией воды, г/л		Число источников с указанным химическим составом воды			Основные микрокомпоненты, мг/л				Возможная глубина формирования, м	Наблюдающиеся распространяющиеся типы осадочных пород
			0,5—1	1—2	HCO ₃ Na(Ca)	SO ₄ (Cl, HCO ₃) Na (Ca)	Cl (SO ₄ , HCO ₃ Na — Ca	H ₂ SiO ₃	F	H ₂ S	Rn, нКи/л		
Крымско-Кавказская	42	20—80 28—40	32	10	9	15	18	8—93	—	0—12	0—10	840—3200	Туфогенные, терригенные карбонатные, терригенные
Колтадская	2	20—40 —	—	2	—	—	2	До 19	—	14,0	—	—	Карбонатные, терригенные
Тыво-Шатская	49	20—100 50—100	34	15	—	17	2	11—61	0—17	0—5	0—15	1500—9800	Граниты, гнейсы, мраморы
Пампская	13	20—80 50—100	11	2	1	10	2	6—108	0—20	—	—	1500—7200	То же
Алтайская	4	20—50 50—60	4	—	1	3	—	28—75	3—8	0,0	1—19	900—5000	Граниты, порфиры
Саяно-Байкальская	43	20—90 50—60	39	4	6	50	7	56—105	0—10	0—15	0—18	900—5000	Граниты, метаморфические сланцы
Камчатская	24	20—100 27—36	13	11	—	6	18	31—287	1—3	0—14	0—1	1600—3600	Вулканические туфогенные
Буренско-Охотская	16	20—90 40—60	13	3	5	5	6	25—126	1—18	0—4	0,0	900—5400	Граниты, порфиры, туфогенные
Туниская	2	40—90 —	2	—	2	—	—	124,0	10,0	21,0	—	—	Мраморы, граниты

Примечание. pH воды азотных терм 6,5—9,5, чаще 7—8.

Азотные термы Чукотской области существенно отличаются от терм, охарактеризованных в табл. 19, повышенной минерализацией. Среди них преобладают слабосоленые (5—10 г/кг) и соленые (10—25 г/кг), хлоридные натриевые и кальциево-натриевые. Наиболее высокой минерализацией обладает вода Некшинских (около 35 г/кг) и Дежневских (40 г/кг) источников. В некоторых источниках отмечается повышенное содержание кремнезема и радона.

Источники азотных термальных вод обычно связаны с крупными тектоническими разломами. Судя по температуре, можно предполагать, что вода поднимается с глубин от многих сотен метров до 4—5 км, а возможно и больше (табл. 19).

Углекислые воды (холодные и термальные), так же как и азотные термы, наиболее широко распространены в областях проявления современного и четвертичного вулканизма, в складчатых областях разного возраста, но претерпевших неоген-четвертичную тектоно-магматическую активизацию: Курильские острова и Камчатка, Малый и Большой Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Восточный Саян, складчатые области Забайкалья, Сихотэ-Алинь, Восточные Карпаты и Сахалин (табл. 20). За пределами названных областей известны лишь единичные проявления трещинно-жильных углекислых вод: в Крыму, Кузнецком Алатау, на юго-востоке Верхоянского хребта, на Чукотском полуострове и в некоторых других местах [Посохов Е. В., Толстухин Н. И., 1977 г.].

Для областей проявления современного вулканизма (Камчатка и Курильские острова) характерны сероводородно-углекислые, углекислые и азотно-углекислые термы и парогидротермы. Газы сероводородно-углекислых терм состоят в основном из углекислого газа и сероводорода, а азотно-углекислых — из азота и углекислого газа при преобладании в тех и других последнего. Кроме того, присутствуют примеси сероводорода и других газов (HCl , HF , B , CH_4 и др.).

По общему химическому составу среди сероводородно-углекислых вод выделяют три типа [Толстухин Н. И., 1972 г.]: 1) солянокислые хлористо-водородные фумарольные термы (тип Эбеко), в которых отмечаются серная кислота, фтор, повышенное количество железа, алюминия и других металлов (источники Эбеко, Головинские и др.); 2) сернокислые хлористо-водородные и соляно-сернокислые фумарольные термы разного катионного состава с преобладанием водорода, алюминия, железа, натрия, кальция (источники Нижнеменделеевский, Верхнеюрьевский и др.); 3) сернокислые фумарольные термы с преобладанием среди катионов водорода, натрия, алюминия, железа, кальция (термы вулканов Головина, Мачеха и др.). Минерализация этих вод 2—40 г/кг. Температура от 30—50 до 70—100°C; pH от 0,05 до 2—4. Среди азотно-углекислых выделяются хлоридные натриевые парогидротермы (паужетский тип), хлоридно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые термы (апапельский тип), сульфатно-

Таблица 20

Углекислые воды массивов, адмассивов и адбассейнов горно-складчатых областей СССР [69, 70]

Горно-складчатые области	Число источников (ориентировочное)	Минерализация воды, г/кг	Наиболее часто встречающийся ионный состав воды	Специфические компоненты химического состава (часто встречающиеся)	Максимальное содержание CO_2 , г/кг, до	Температура воды, °C	Преобладающие водоносные породы
Закарпатская	120	0,8—130	$\text{HCO}_3\text{Ca}(\text{Mg})$ $\text{HCO}_3\text{Na}(\text{Ca})$ $\text{Cl—Na}(\text{Ca}, \text{HCO}_3)$	HBO_2 , As, HBO_2 , Fe, H_2SiO_3	2—3	6,5—60,0	Терригенные, изверженные
Кавказская							
Большекавказская	>800	0,6—32,0	$\text{HCO}_3\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Na})$ $\text{HCO}_3(\text{Cl})\text{Na}$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)\text{Na}$	HBO_2 , H_2SiO_3 , As, Fe	1,5—3,3	4,0—53,0	Изверженные, метаморфические, терригенные, карбонатные
Район Кавказских минеральных вод	—	3,4—16,0	$\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{Ca}(\text{Na}, \text{Mg})$ $\text{SO}_4(\text{HCO}_3)\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mg})$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)\text{Na}(\text{Ca})$ $\text{SO}_4(\text{Cl})\text{Na}(\text{Ca})$ $\text{HCO}_3(\text{Cl})\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mg})$	H_2SiO_3 , Sr, HBO_2 , H_2S , Rn, Ba	0,6—2,6	13,0—60,0	Терригенные, карбонатные
Малокавказская	>150	0,4—32,7	$\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{Ca}(\text{Mg})$ $\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{Na}$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)\text{Na}$	H_2SiO_3 , Fe, As, HBO_2	0,5—3,5	10,0—71,0	Вулканогенные, терригенные, карбонатные, метаморфические, туфогенные

Памирская (Центральнопамирская)	30	1,2—4,5	$\text{HCO}_3(\text{Cl}, \text{SO}_4)\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mg})$ $\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Na})$	$\text{H}_2\text{SiO}_3, \text{Fe}, \text{F}$	0,7—3,3	10,0—64,0	Метаморфические гранитоиды, терригенные и карбонатные
Тянь-Шаньская	40	0,9—25,0	$\text{HCO}_3\text{Na}(\text{Ca})$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mg})$ $\text{HCO}_3(\text{Cl})\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Na})$ $\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{Ca}(\text{Mg})$	$\text{Fe}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{H}_2\text{SiO}_3$	1,4—3,3	7,0—19,0	Терригенные
Восточно-Саянская	18	1,0—4,2	$\text{HCO}_3\text{Ca}(\text{Mg})$ $\text{HCO}_3\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mg})$ $\text{SO}_4(\text{HCO}_3)\text{Na}(\text{Mg}, \text{Ca})$	$\text{Fe}, \text{H}_2\text{SiO}_3, \text{Rn}$	0,8—2,3	9,0—44,0	Изверженные, метаморфические, карбонатные
Забайкальская (Даурская)	280	1,0—16,4	$\text{HCO}_3\text{Ca}(\text{Mg})$ $\text{HCO}_3\text{Na}(\text{Mg}, \text{Ca})$ $\text{HCO}_3(\text{Cl})\text{Na}(\text{Ca})$	$\text{Fe}, \text{H}_2\text{SiO}_3, \text{Rn}$	4,8—13,15	0,2—19,6	Карбонатные, терригенные, изверженные
Сихотэ-Алинская	21	0,73—15,2	$\text{HCO}_3\text{Ca}(\text{Mg})$ $\text{HCO}_3\text{Ca}(\text{Na})$	$\text{H}_2\text{SiO}_3, \text{Fe}, \text{HBO}_2$	3,0—3,5	4,0—15,0	Изверженные
Сахалинская	—	4,0—25,7	$\text{HCO}_3(\text{Cl})\text{Na}(\text{Ca})$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)\text{Na}(\text{Ca})$	$\text{HBO}_2, \text{H}_2\text{SiO}_3, \text{I}$	До 2,6	6,0—9,0	Терригенные
Камчатская	—	2,0—5,0	$\text{SO}_4(\text{HCO}_3)\text{Ca}(\text{Mg})$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)\text{Na}(\text{Ca})$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)\text{Na}(\text{Mg})$ $\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{Na}(\text{Ca})$ $\text{Cl}(\text{SO}_4)\text{Na}(\text{Ca})$	$\text{Fe}, \text{H}_2\text{SiO}_3, \text{As}, \text{H}_2\text{S}$	0,4—2,6	5,6—74,8	Вулканогенные, терригенные

Примечание. рН углекислых вод 5,4—7,3, чаще 6,0—6,5. Прочерк означает отсутствие данных.

хлоридно-гидрокарбонатные натриевые (timoновский тип). Минерализация азотно-углекислых вод обычно не превышает нескольких граммов на килограмм, температура — до 100°C и выше [Иванов В. В., 1964 г.; Толстихин Н. И., 1972 г.].

В областях проявления четвертичного вулканизма углекислые воды известны в основном в Налачаевско-Авачинском и Щепинском районах Восточно-Камчатских складчатых сооружений и на Малом Кавказе в ряде вулканических районов Армении и Азербайджана. В названных областях распространены углекислые воды двух типов (по В. В. Иванову [1974 г.]):

1) углекислые различного ионного состава с минерализацией до 6 г/кг, холодные и теплые. Они связаны с различными изверженными, метаморфическими и вулканическими породами. В Армении — это источники Лалигюх, Ахурик, Тридзор другие, в Азербайджане — Туршсу, Ширлан и другие, на Камчатке — македонские (на Озерновском полуострове) и др.;

2) углекислые термальные воды различного ионного состава с минерализацией до 7 г/кг и повышенным содержанием кремнезема (до 220 мг/кг). На Камчатке — это источники налчаевские, тымлатские, тимоновские, пущинские и другие, на Малом Кавказе — джермукские, анкаванские, нижние и верхние Истису.

Углекислые воды областей молодой (неоген-четвертичной) активизации кратко охарактеризованы в табл. 20, составленной в основном по данным работ [69, 70]. В дополнение к таблице следует отметить, что в Карпатской складчатой области (в пределах СССР) эти воды известны в ее внутренней антиклинальной зоне, в прилегающих к ней районах центральной синклинали и зоны и Закарпатского прогиба. В районах Мукачевском и Свалявском, в долине р. Латорица, сосредоточены в основном источники боржомского типа, в Хустском районе — эссендукского и нарзанского, в бассейне р. Уж — ереванского типа.

В Большекавказской области углекислые воды распространены в районах осевой части Главного Кавказского хребта — от р. Малая Лаба до рек Асса и Пшавская Арагви (источники нарзанского типа); на западе южного склона Большого Кавказа, между хребтами Кодорский и Чугуш (воды нарзанского, эссендукского и арзнинского типов), на южном склоне Большого Кавказа (воды нарзанского, дарасунского и боржомского типов). Район Кавказских Минеральных Вод (КМВ) расположен у подножия Кавказского хребта (источники, на которых базируются известные курорты Кисловодск, Эссентуки, Пятигорск, Железноводск). В Малокавказской области углекислые воды развиты в районах Аджаро-Триалетском (источники боржомского, эссендукского, арзнинского и майлисуйского типов), Артвино-Сомхето-Карабахском (источники нарзанского и эссендукского типов), Армянского вулканического нагорья (воды дарасунского, арагацкого и джермукского типов).

На Памире углекислые и азотно-углекислые воды распространены на юге и севере центральной части области (воды дарасун-

ского типа и близкие к боржомскому и тасеевскому типам). В Тянь-Шаньской области основная масса источников углекислых вод сосредоточена на юго-западном склоне Ферганского хребта и в бассейне озер Чатыр-Кёль и Аксай (источники вод дарасунского, боржомского и других типов). Кроме того, источники углекислых вод известны в Северном Тянь-Шане (джарташские и др.) и на юге области, в Гиссарском и Каратегинском массивах (источники дарасунского и шивандинского типов).

Саянская область охватывает массивы Восточного и Западного Саяна и Туву, где имеются углекислые воды дарасунского, шумакского, нарзанского, балейского, джермукского и других типов. Проявления углекислых вод отмечены также в районах Колывань-Томском, на северо-западе и юге Кузнецкого Алатау и в других местах. Забайкальская (Даурская) область охватывает массивы Восточного, Центрального, Северного и отчасти Западного Забайкалья. В области преобладают воды дарасунского типа, среди которых встречаются радоновые дарасуны.

Сихотэ-Алинская область охватывает массивы Сихотэ-Алинской и Амгунь-Амурской складчатых областей, в пределах которых распространены углекислые воды дарасунского, нарзанского и балейского типов. В некоторых источниках отмечается повышенное содержание железа.

В Сахалинской области выходы углекислых вод (боржомского типа) известны в центральной части и на юге Сахалина в зоне разлома, на границе Западно-Сахалинского массива и Сусунайского артезианского бассейна (углекислые мышьяковистые воды джультинского типа). В Камчатской области углекислые воды известны на востоке Срединного хребта, на п-ове Озерновский и на о. Карагинский. Они представлены эссентукским, арзнинским, джермукским, железноводским, дарасунским, нарзанским и другими типами.

Газы углекислых ПВ всех областей, приведенных в табл. 20, состоят в основном из углекислого газа: 54—100, чаще >90 об.%. Примесь других газов обычно незначительна: азота и метана — от десятых долей процента до нескольких, редко до десятков процентов; сероводород чаще отсутствует, иногда его содержание достигает нескольких процентов (эссентукский тип минеральных вод); водорода, аргона, гелия — редко до сотых долей процента, водорода — чаще до тысячных, а в отдельных источниках до единиц процента.

К радоновым относят воды любого ионного и газового состава, содержащие более 5 нКи/л радона. Они встречаются в различных геологических и гидрогеологических условиях, но чаще всего в гидрогеологических массивах, сложенных кислыми изверженными породами. По газовому и общему ионному составу различают пять типов радоновых вод [Толстухин Н. И., 1972 г. и др.], из которых широко распространены в гидрогеологических массивах три: 1) кислородно-азотные слабоминерализованные разнообразного ионного состава, холодные, содержащие сотни

нанокюри на литр радона. Это типичные регионально-трещинные воды кислых кристаллических пород; они сравнительно широко развиты в пределах Балтийской, Украинской, Уральской (восточные склоны), Центральноказахстанской, Алтайской, Байкало-Чарской, Даурской и ряде других складчатых областей Восточной Сибири и Дальнего Востока, 2) азотные, кремнистые слабоминерализованные щелочные термы, связанные с зонами молодых глубоких тектонических разломов. Температура этих вод до 40—50 °С, содержание радона 5—20 нКи/л и повышенное кремнезема (источники Белокуриха, Балыра и др.); 3) углекислые, частично, кремнистые различных ионного состава, минерализации и температуры (источники малоковские в Забайкалье, Истису на Малом Кавказе, пятигорские на Кавказе и др.). Кроме сравнительно широко распространенных встречаются единичные источники радоновых вод и вод другого типа [Иванов В. В., 1960 г. и др.].

Охарактеризованные выше региональные закономерности распространения ПВ разного газового и ионного состава издавна служили гидрогеологам основой для выделения провинций минеральных вод. Впервые они были показаны на карте минеральных вод СССР [25], где приведены три провинции минеральных вод: 1) сероводородно-углекислых и азотно-углекислых разнообразного анионного и катионного состава, включает области современного вулканизма и молодой, недавно угасшей вулканической деятельности; 2) азотных и углекисло-азотных термальных разного анионного состава, преимущественно натриевых, включает складчатые области молодой тектоно-магматической активизации; 3) азотных, азотно-метановых и метановых холодных и термальных, разных по степени минерализации и ионному составу, охватывает платформы и межгорные впадины (артезианские бассейны). Кроме того, на карте показаны области распространения радоновых и железистых вод (апровинциальных), приуроченных преимущественно к кристаллическим массивам.

В дальнейшем названные провинции минеральных вод с некоторыми уточнениями были представлены на многих картах и описаны во многих работах [17, 19, 21, 36 и др.], где первая провинция разделена на две подпровинции: а) сульфатно-углекислых гидротерм и парогидротерм областей проявления современного вулканизма и б) углекислых и азотно-углекислых холодных и термальных вод областей молодой, недавно угасшей вулканической деятельности [36]. Несколько позднее уточнены границы провинций и областей распространения разных типов минеральных вод и названия провинций. Так, на схематической карте в работе Е. В. Посохова и Н. И. Толстихина [1977 г.] выделены те же провинции минеральных вод, что и на более ранних картах, изданных Н. И. Толстихиным, и на гидрохимических картах СССР других авторов, но в названиях провинций нашло место указание на генезис минеральных вод. Первая провинция получила название «вулканогенной», вторая — «сейсмогенной», третья — «существенно талассогенной». Кроме того, третья провин-

ция разделена на гидрогеохимические пояса, ранее выделенные на гидрохимических картах СССР [17, 21 и др.]. На указанных выше картах районирование минеральных лечебных вод выполнено по их газовому составу, что дает возможность получить общее представление о региональных закономерностях распространения вод не только лечебных, но и разного газового состава.

Однако имеются и такие карты, на которых газогидрогеохимическое районирование СССР дано независимо от принадлежности ПВ к минеральным. Так, на картах, составленных под руководством А. В. Щербакова [77, 78 и др.], в основу газогидрогеохимического районирования положен характер геохимической среды, определяющей господствующее распространение ПВ того или иного газового состава. В соответствии с этим на картах выделены области трех типов: 1) глубокого развития воздушно-окислительной геохимической обстановки с газами преимущественно атмосферного происхождения; 2) переходной геохимической обстановки; 3) преимущественно восстановительной обстановки. Названные области расчленяются на ряд зон, под которыми подразумеваются площади распространения ПВ того или иного газового состава.

В 1981 г. издана гидрогеохимическая карта СССР [19], авторы которой на основании изменения состава и генезиса газов ПВ по мере увеличения глубины выделили два гидрогеохимических этажа: верхний и нижний. К верхнему этажу отнесена верхняя часть разреза гидрогеологических структур, для которой характерны кислородно-азотные и азотные газы атмосферного происхождения; к нижнему — нижняя часть разреза, где господствуют биогенные и метаморфогенные газы: азотные, метановые, углекислые, сероводородные и др. В пределах этого этажа выделены газогидрогеохимические провинции по господствующему распространению ПВ того или иного газового состава.

Рассмотренные выше работы и карты имеют как положительные, так и отрицательные стороны. На основе обобщения положительных сторон предложенного в этих работах районирования автор составил следующую схему (см. рис. 2).

1. Провинция преимущественно кислородно-азотных и азотных, местами сероводородных, углекислых, азотных, иногда радоновых трещинно-жильных и пластово-трещинных ПВ гидрогеологических массивов и адмассивов складчатых областей, которую можно разделить на три подпровинции:

1а) сероводородно-углекислых и углекислых гидротерм и парогидротерм областей современного вулканизма (Камчатка и Курильские острова). Полностью соответствует первой подпровинции первой провинции, выделенной Н. И. Толстихиным и др. [25];

1б) углекислых и азотно-углекислых термальных и холодных ПВ в областях молодого (четвертичного и неогенового) вулканизма. Соответствует второй подпровинции, выделенной в работах [36 и др.]. Перечень областей этой подпровинции приведен в табл. 20;

1в) азотных термальных ПВ областей молодых (кайнозойских) глыбовых поднятий и глубоких тектонических разломов. Соответствует второй провинции, выделенной Н. И. Толстихиным [25], третья — В. В. Ивановым [36] и пятой — на карте [19]. Перечень областей этой подпровинции приведен в табл. 19.

2. Провинция кислородно-азотных, местами радоновых преимущественно трещинно-жильных ПВ гидрогеологических массивов щитов и древних платформ. Соответствует пятой провинции на карте [19] и второй зоне первой области в работе [78].

3. Провинция преимущественно кислородно-азотных, азотных, метаново-азотных, азотно-метановых и метановых (местами с повышенным содержанием сероводорода или углекислого газа) пластовых ПВ артезианских бассейнов. Соответствует третьей провинции на карте [25], четвертой на карте [21] и первой на карте [19]. В этой провинции целесообразно выделить подпровинции, отличающиеся друг от друга по наличию в их разрезе (до фундамента бассейнов) разных газогидрогеохимических зон:

3а) преимущественно кислородно-азотных, азотных и метаново-азотных пластовых ПВ;

3б) кислородно-азотных, азотных и метаново-азотных (в верхней части разреза), азотно-метановых и метановых (в нижней) пластовых ПВ;

3в) кислородно-азотных, азотных, метаново-азотных, азотно-метановых и метановых (в верхней и средней частях разреза), метановых, углекислых, сероводородных, местами с повышенным содержанием водорода (в нижней части разреза на больших глубинах).

Подпровинции 3а и 3б показаны на картах в работе [78] под названием «площадей ПВ соответствующего газового состава». Площади распространения самой нижней газогидрогеохимической зоны А. В. Щербаков выделил под названием «зоны перегретых углеводородно-углекислых, водородно-сероводородных и других вод...» [78], которую он показал в пределах предгорных прогибов и межгорных впадин Русской платформы и Кавказа.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В последние десятилетия накоплены многочисленные данные, показывающие, что в ПВ широко распространены органические вещества, имеющие большое значение для взаимодействия порода — вода — газы — органическое вещество, на что указывал В. И. Вернадский еще в начале 30-х годов текущего столетия. Эти данные и выявленные закономерности распространения органических веществ в ПВ обобщены в работах М. Е. Альтовского и др. [1967 г.], В. М. Швеца и др. [1973 г.], А. И. Германова и др. [1975 г.], В. Н. Корценштейна [1976 г.], В. А. Кирюхина и др. [1976 г.], А. А. Карцева [1978 г.], В. М. Матусевича [1976 г.] и других. На основании названных работ можно отметить, что органическое вещество, растворенное в ПВ, имеет сложный состав. Его компонентами являются «представители всех химических групп (углеводы, белки, жиры) и классов органических соединений (углеводороды, спирты, эфиры, карбоновые кислоты)» [Крайнов С. Р., Швец В. М., 1980 г.].

Общее количество органических веществ в ПВ определяется содержанием в них $S_{орг}$. По данным В. М. Швеца [1982 г.], среднее количество органических веществ, мг/л: в грунтовых водах 25; в пластовых водах артезианских бассейнов вне нефтегазоносных бассейнов 50; в пластовых водах газовых месторождений 35; в непродуктивных горизонтах нефтяных месторождений 60; в законтурных водах этих месторождений 110; в приконтурных водах нефтяных месторождений 370, газоконденсатных 800—3000. По данным того же автора, содержание $S_{орг}$ в ПВ некоторых районов характеризуют цифры, приведенные в табл. 21.

Т а б л и ц а 21

Содержание $C_{орг}$, мг/л, в подземных водах некоторых структур (по данным В. М. Швеца [1982 г.])

Структура	Грунтовые воды	Пластовые воды
Бассейны		
Азово-Кубанский	25	120
Ангари-Ленский	40	50
Западно-Туркменский	30	50
Московский	—	20
Камчатский	20	50
Складчатые области		
Алданская	40	—
Копетдагская	—	60

Количество органических веществ в ПВ зависит от многих природных факторов: содержания органического вещества в породах, интенсивности водообмена, степени минерализации воды, температуры и др. Значение первого фактора хорошо иллюстрируют приведенные выше данные. Как показал В. М. Швец [56], в грунтовых водах гумидных областей, связанных с породами, богатыми органическим веществом, среднее содержание $C_{орг}$ достигает 35, а аридных областей, где породы беднее органикой, — 25 мг/л.

На зависимость содержания органики в водах от интенсивности водообмена отчетливо указывают данные табл. 21. Имеются и другие сведения, подтверждающие эту зависимость. Так, по данным В. М. Матусевича [1976 г.], в ПВ юрско-неокомского водоносного комплекса Западно-Сибирской области отчетливо наблюдается увеличение содержания $C_{орг}$ по мере погружения в глубину комплекса. Если в периферических частях области содержание $C_{орг}$ не превышает 500, то в центральных районах оно достигает 1500 мг/л. По данным М. Е. Альтовского и др. [1967 г.], в ПВ областей питания водоносных горизонтов артезианских бассейнов $C_{орг}$ значительно меньше, чем в условиях затрудненного водообмена и в областях разгрузки тех же водоносных горизонтов.

Как показал В. М. Швец [1973 г.], в Западно-Туркменском бассейне грунтовые воды содержат $C_{орг}$ в среднем 55 мг/л, а межпластовые воды на глубине 2700 м — 107, в Ангари-Ленском бассейне — 80 и 100, в Южно-Камчатском на глубине до 500 м — 50 и 76 соответственно.

Менее определенно выявляется влияние температуры, минерализации и химического состава ПВ на накопление в них органических веществ. Однако В. М. Швец и В. М. Матусевич высказывают предположение, что между температурами и минерализацией воды, с одной стороны, и содержанием органики в ПВ — с другой, в общем существует положительная связь. Это до некоторой степени подтверждается тем, что по мере увеличения глубины повышаются (в общем случае) температура и минерализация воды, что не мешает росту в ней количества органики.

Однако четкой зависимости между температурой, минерализацией и содержанием органики в ПВ пока не установлено. Следует учитывать, что общее количество органики в ПВ литосферы достигает огромных значений ($2,5 \cdot 10^{12}$ г), что превышает количество ее в водах Мирового океана ($2,0 \cdot 10^{12}$ г).

В общем количестве органики в ПВ значительная доля, очевидно, принадлежит живым микроорганизмам. Исследования последних десятилетий показывают, что в ПВ широко распространены различные микробы, жизнедеятельность которых имеет боль-

шое биохимическое значение. Определения количества микробов в ПВ отсутствуют, но некоторое представление о населенности вод микробами можно составить по данным Л. Е. Крамаренко [1974 г., 1976 г., и др.]. Она указывает, что общее содержание микробов в ПВ изменяется от нескольких сотен до 1—2 млн. в 1 мл воды. Некоторые виды микробов, благодаря своим физиологическим свойствам, способны жить в ПВ при высоких давлениях (свойственном глубинам до 3 км), температуре (до 80—90 °C) и минерализации (до 270—300 г/кг).

По физиологическим особенностям различают следующие группы микробов: аэробные (аммонифицирующие тионовые, окисляющие углеводороды), факультативные (денитрифицирующие — гетеротрофы и миксотрофы) и анаэробные (восстанавливающие сульфаты и продуцирующие водород).

Для выяснения условий среды обитания и жизнедеятельности различных групп бактерий Л. Е. Крамаренко изучила ПВ ряда артезианских бассейнов: Западно-Сибирского (до глубины 3 км, преимущественно соленые воды — до 35 г/л), Бухаро-Каршинского (до глубины 1330 м, соленые и рассольные воды — 10—100 г/л), Сурхандарьинского (до глубины 1430 м, соленые и рассольные воды — 15—236 г/л), Западно-Туркменского (до глубины 2130 м, соленые и рассольные воды — 20—326 г/л), Восточно-Сибирского (до глубины 3 км, соленые и рассольные воды — 35—600 г/л). Результаты изучения микрофлоры этих бассейнов позволили Л. Е. Крамаренко [1976 г.] сделать следующие выводы: высокая минерализация, глубина распространения и минерализация воды ограничивают развитие аэробных микробов, но не угнетают (до определенных пределов) жизнедеятельность факультативных и анаэробных. В ряде случаев факультативные и анаэробные бактерии усиливают свою активность на больших глубинах и при более высоких температурах. На основании выявленных закономерностей Л. Е. Крамаренко [45] сочла возможным выделить в артезианских бассейнах четыре гидробиохимические зоны (сверху вниз):

1) аэробную, где развиваются бактерии, использующие для своей жизнедеятельности только свободный кислород. В этой зоне основное значение приобретают процессы, приводящие к окислению веществ, содержащихся в системе вода—порода. Продуктами жизнедеятельности микробов являются SO_4 , NO_3 , NO_2 , NH_4 , CO_2 и металлы высшей валентности (Fe^{3+} и др.). Расположена в пределах гидродинамической зоны свободного водообмена;

2) смешанную, населенную аэробными (использующими для своего развития свободный кислород) и анаэробными бактериями (использующими связанный кислород). К продуктам жизнедеятельности микробов в этой зоне характерных для аэробной зоны (названных выше) прибавляются H_2S , CH_4 и металлы низшей валентности (Fe^{2+} и др.). Расположена в пределах зоны затрудненного водообмена;

3) анаэробную, населенную бактериями, питающимися связанным кислородом. Она благоприятна для образования и накопления восстановленных элементов и соединений (N_2 , H_2S , CH_4) и металлов низшей валентности (Fe^{2+} и др.). Расположена в пределах гидродинамической зоны весьма затрудненного водообмена нижнего гидродинамического этажа;

4) зону отсутствия жизнедеятельных бактерий. Однако продукты их жизнедеятельности (восстановленные элементы и соединения) иногда обнаруживаются, что может указывать на биохимические процессы, происходившие в то время, когда соответствующие части разреза артезианских бассейнов находились в более благоприятных физико-химических условиях, т. е. в условиях температур меньше 70 °C и минерализации воды меньше 270 г/кг.

Микроорганизмы ПВ гидрогеологических массивов складчатых областей изучены значительно слабее, чем вод артезианских бассейнов, но отрывочные данные, имеющиеся в работах Л. Е. Крамаренко и других, все же позволяют предполагать, что законо-

мерности распространения органики, в том числе и микробов, в тех и других структурах, в принципе, одинаковы. Они различны в такой же степени, в какой различны гидродинамические, гидрогеотермические и гидрогеохимические условия бассейнов и массивов.

Роль жизнедеятельности микроорганизмов (т. е. биохимических процессов) в преобразовании химического состава (ионного и газового) ПВ трудно переоценить, что хорошо показано в работах многих исследователей [44, 56], особенно в работе А. Д. Назарова [1983 г.]. Еще на начальных стадиях диагенеза биохимические процессы способствуют обогащению иловых растворов, а затем и ПВ (в том числе и поровых растворов) такими биогенными компонентами, как сероводород, аммоний, метан, биогенный азот, углекислый газ, бор, бром, иод, органические кислоты, повышают миграцию многих элементов, в том числе железа, меди, ванадия и др. Биохимическое преобразование ПВ, наиболее интенсивно протекающее в иловую стадию формирования пород, продолжается на всех стадиях диагенеза, на начальных стадиях катагенеза и в гипергенезе. Особенно большую роль при этом играют сульфатредуцирующие бактерии, деятельность которых способствует десульфатизации ПВ и накоплению в них углекислого газа, сероводорода и хлоридов кальция, т. е. переводу сульфатных натриевых и кальциевых вод в гидрокарбонатные натриевые, хлоридных натриевых в хлоридные кальциево-натриевые, а также обуславливает осаждение металлов в виде сульфидов. Интенсивность биохимических преобразований ПВ тем выше, чем больше породы обогащены органикой [Назаров А. Д., 1983 г. и др.].

4

ФОРМИРОВАНИЕ СКОПЛЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ РАЗНОГО ТИПА

Подземные воды всегда представляют собой растворы, состоящие из растворителя (собственно воды H_2O) и растворенных в ней солей (ионный состав), газов, органических веществ. Названные составные части ПВ (растворов) обычно имеют разный генезис, даже в одних и тех же частях гидрогеологических структур, находящихся в одинаковых термобарических условиях.

СКОПЛЕНИЯ ЖИДКИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА РАЗНЫХ ГЛУБИНАХ

Выше (см. гл. 1) было показано, что максимальные глубины распространения пустотности горных пород и термобарические условия, при которых возможно формирование скоплений жидких ПВ, вряд ли превышают 15—20 км. В пределах этих глубин изменяются не только возможности образования и существования, но и источники питания скоплений ПВ. В настоящее время принято различать в горных породах свободные и связанные ПВ [Лебедев А. Ф., 1936 г.; Толстухин Н. И., 1971 г.; Сергеев Е. М., 1971 г., и др.]. Под свободными подразумеваются воды, заполняющие пустоты в горных породах и существующие как «самостоятельное физическое тело» [Саваренский Ф. П., 1933 г.] в жидком, твердом (лед) и парообразном состоянии*. К жидким относятся гравитационные и капиллярные воды, способные перемещаться в пустотах пород за счет силы тяжести, давления, сил натяжения, а также вакуольные воды, заключенные в пустотах минералов (со времени образования последних), способные высвобождаться только при разрушении минералов.

* В настоящей работе рассматриваются только свободные жидкие воды.

Связанные воды подразделяются на физические и химически связанные. Первые в свою очередь делятся на рыхлосвязанную (или пленочную) и прочносвязанную (или гигроскопическую). Эти виды вод существенно различны по физическим свойствам. Рыхлосвязанная вода отделяется от породы и переходит в свободное состояние при температуре около 90—120 °С, а прочносвязанная — при 150—300 °С. Химически связанная вода подразделяется на цеолитную, кристаллизационную (слабо химически связанные воды), переходящую в свободное состояние при нагревании до 200 °С (без разрушения структуры минерала), и конституционную (прочно химически связанная вода), переходящую в свободное (пар) состояние при высоких давлениях и температурах (до 400—700 °С), что сопровождается изменением структуры минерала. Названные воды принимают участие в питании скоплений ПВ в разных соотношениях и на разных глубинах.

По генезису свободные подземные воды подразделяются на инфильтрагенные, седиментогенные, возрожденные, метаморфогенные, магматогенные, ювенильные. К инфильтрагенным относятся гравитационные воды, накапливающиеся в горных породах в результате инфильтрации (просачивания по мелким порам и трещинам) и инфлюации (втекания по крупным трещинам, макропорам, кавернам) метеорных (дождевых, снеговых, конденсационных), речных, озерных, морских и других наземных вод.

К седиментогенным относятся воды, накапливающиеся в горных породах за счет иловых вод тех водоемов (преимущественно морских), в которых отлагались породы. В эту группу, очевидно, можно включить воды, заполняющие пустоты в породах еще на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза. Среди этих вод могут быть как синхронные с вмещающими их осадками, так и перемещенные в осадки другого возраста. К возрожденным относятся воды, образующиеся за счет физически связанных (преимущественно рыхлосвязанных) вод. Эти воды в литературе часто называются «поровыми» (или «горными») растворами. Хотя они и формируются вместе с твердыми осадками в седиментационных бассейнах, эти воды существенно отличаются по физическим и химическим свойствам от свободных седиментогенных вод тех же бассейнов, переходят в свободное состояние при других термодинамических условиях и на более поздних стадиях литификации пород (разные стадии катагенеза). В эту группу, по-видимому, следует включать и вакуольные воды, перешедшие в свободное состояние.

К метаморфогенным относятся воды, формирующиеся за счет перехода в свободное состояние химически связанных вод (кристаллизационных и конституционных) на разных стадиях метатгенеза и метаморфизма пород. К магматогенным следует причислить воды, связанные с магматической деятельностью пород (эффузивной и интрузивной), а к ювенильным — воды, выделяющиеся из мантии и впервые поступающие в литосферу.

Все названные воды участвуют в питании скоплений ПВ, однако доля их участия неодинакова на разных глубинах и этапах развития разных типов гидрогеологических структур. Степень изученности вопроса позволяет отметить, что скопления ПВ, сформировавшиеся за счет какой-либо одной группы вод в природе, вероятно, отсутствуют. Они представляют собой смеси разных по генезису вод с преобладанием то одних, то других в разных термодинамических условиях. С учетом этого в вертикальном разрезе гидрогеологических структур можно выделить (в общей схеме) несколько зон, в пределах которых скопления ПВ формируются преимущественно за счет вод (сверху вниз): инфильтрагенных, инфильтрагенных и седиментогенных; седиментогенных, возрожденных и метаморфогенных; возрожденных и метаморфогенных. Магматогенные и ювенильные воды в питании скоплений ПВ, вероятно, участвуют в виде сравнительно небольших примесей и только на определенных стадиях развития некоторых гидрогеологических структур. На ранних стадиях формирования гидрогеологических массивов в периоды интенсивной тектоно-магматической деятельности роль этих вод была, по-видимому, существенно большей, чем в современную геологическую эпоху.

В разных и даже в одинаковых типах гидрогеологических структур, но на разных этапах развития их имеются не все названные зоны, а имеющиеся различаются как по мощности и глубине распространения, так и по генезису вод, формирующих скопления. В этом отношении наиболее существенно отличаются бассейны от массивов, а те и другие от адбассейнов, адмассивов и от вулканогенных супербассейнов и супермассивов. Различия между гидрогеологическими структурами определяются многими факторами, но в первую очередь генезисом и степенью литификации горных пород, слагающих структуры.

В настоящее время имеется обширная литература, в которой приведены разнообразные фактические данные и соображения, позволяющие составить ориентировочное представление о глубинах преобладающего распространения скоплений ПВ того или иного генезиса. Особенно много таких данных об артезианских структурах.

Рассмотрим возможную роль различных генетических групп вод (названных выше) в формировании скоплений их на разных глубинах гидрогеологических структур, начиная с седиментогенных вод артезианских бассейнов. Формирование большинства артезианских бассейнов начиналось и начинается с субаквальной стадии, когда вместе с твердым осадком образуются седиментогенные (иловые) свободные и связанные воды (физически и слабо химически связанные). На этой стадии в глинистых осадках в зависимости от плотности (пористости) осадка вода составляет до 68—80, а в песчаных — до 30—45 %. По мере опускания дна бассейна, увеличения толщины слоя осадков, давления и температуры происходит уплотнение осадков и отжатие воды из них. Высвобождающаяся вода удаляется в сторону наименьшего со-

противления, т. е. из глин в песчаные породы (как наиболее водопроницаемые и менее сжимающиеся), а из песчаных пород в поверхностные водоемы, если для этого имеются благоприятные условия. В формирующихся породах остается столько воды, сколько позволяет вместить пористость пород на данной стадии уплотнения их. На первых стадиях уплотнения пород скопления ПВ образуются в основном за счет седиментогенной свободной воды, по мере уплотнения осадка — за счет физически и слабо химически связанной, а потом и за счет метаморфогенной воды. Степень изученности вопроса позволяет установить только ориентировочные глубины перехода в свободное состояние разных видов связанной воды.

Особенно много связанной воды выжимается из глин на разных стадиях их уплотнения. В. Д. Ломтадзе [1955 г.] на основании экспериментальных исследований установил стадии свободного, затрудненного и замедленного уплотнения глин, с которыми связано выделение свободной, рыхло- и прочносвязанной воды. Л. Б. Рухин [65], опираясь на эти данные, сделал вывод, что в природных условиях первая стадия уплотнения глин от второй отделяется давлениями, приблизительно соответствующими глубинам 200—300 м, а вторая от третьей — глубинам 2700—3000 м.

З. А. Кривошеевой, Р. И. Злочевской и др. [1977 г.] на основании изучения глин центральной части Московской синеклизы, Северо-Крымского и Кубанского прогибов выделены четыре интервала изменения влажности изученных пород, каждый из которых соответствует определенному этапу литогенеза. Первый интервал расположен до глубины 200—300 м, влажность гидрослюдисто-каолинитовых глин снижается до 20 %, главным образом за счет удаления свободной воды (стадия позднего диагенеза); второй интервал — до 1100—1200 м (температура 30—65 °С), влажность глин снижается до 12—14 %, преимущественно за счет удаления рыхлосвязанной воды (стадия раннего катагенеза); третий интервал — до 2500 м (температура до 90 °С), влажность глин уменьшается до 5—4 % за счет выделения более прочносвязанной воды (стадия среднего катагенеза); четвертый интервал — до 3 км (температура до 120 °С), влажность глин уменьшается до 2—3 % за счет удаления прочносвязанной воды (стадия позднего катагенеза). В названной работе указано, что в аргиллитах остается только наиболее прочносвязанная вода (адсорбционная), которая удаляется при температуре около 200 °С, что соответствует глубинам около 5—6 км при среднем геотермическом градиенте 25—30 °С/км.

В работах других исследователей по рассматриваемому вопросу имеются несколько иные суждения. Так, по мнению В. Л. Соколова и В. Ф. Симоненко [1971 г.], граница полного отжатия из глин «поровых вод (рыхлосвязанных)» близка к 4 км. Однако процесс отжатия воды из глинистых пород, по мнению названных исследователей, продолжается и на больших глубинах, но

уже за счет высвобождения «кристаллогидратных» вод*. Опираясь на данные А. П. Пауэрса и Г. Уивера, В. Л. Соколов и В. Ф. Симоненко считают, что при эпигенетическом превращении минералов, прежде всего монтмориллонита в гидрослюда, эти процессы протекают в интервале глубин от 2 до 8—10 км.

Процессу обезвоживания глин в результате гидрослюдизации монтмориллонита придают большое, если не решающее, значение и другие исследователи, так как этот минерал содержит 24 % воды, а слюды, в которые он переходит (иллит и др.), не более 10 % [37]. Глубины, на которых происходит существенная гидрослюдизация монтмориллонита, зависят от температур и давления. По данным Н. А. Минского [1979 г.], граница устойчивости монтмориллонита при геотермических градиентах 23°C/км располагается на глубине около 3 км, 40°C/км на глубине 1,4 км, 54°C/км на глубине 0,5 км. На зависимость устойчивости монтмориллонита от температуры указывается и в работе Е. И. Зубковской [1981 г.], которая пишет, что этот минерал может сохраниться в широком диапазоне глубин: при геотермическом градиенте 10°C/км до глубины 16 км, при 20—40°C/км — 6—3 км.

Суммировав имеющиеся в литературе данные [23, 37; Нестерова И. Н., 1965 г.; Хитаров Н. И., Пугин В. В., 1966 г.; Блох А. М., 1969 г.; Безроднов В. Д., 1970 г.; Савкевич С. С., 1971 г.; Белов Н. В. и др., 1974 г., 1978 г.; Зхус И. Д., Шмайс И. И., 1975 г.; Басков Е. А., 1976 г.; Жиров М. Б., 1979 г.; Минский Н. А., 1979 г.; Гатенберг Ю. П., 1980 г.; Зубковская Е. И., 1981 г.; Холодов В. Н., 1983 г., и др.] с учетом геотермической напряженности артезианских бассейнов, от которой зависит устойчивость монтмориллонита, можно отметить, что основная масса воды при гидрослюдизации этого минерала высвобождается на глубинах около 4—6 км, хотя этот процесс начинается на меньших и заканчивается на больших глубинах. Гидрослюдизация монтмориллонита, вероятно, является основным процессом формирования свободной метаморфогенной воды на указанных глубинах, так как этот минерал распространен весьма широко не только в глинистых породах, составляющих до 65 % мощности чехла артезианских бассейнов, но и в глинистом цементе разнообразных песчаных отложений. Формирование метаморфогенных вод за счет дегидратации других минералов, содержащих слабо химически связанную воду, происходит и на меньших глубинах. Так, например, гипс переходит в ангидрит на глубине всего лишь 1200—1500 м при температуре 40°C и давлении около 300 кгс/см². Этот процесс сопровождается удалением воды до 48,5 % от объема породы. Однако гипс не имеет столь широкого распространения, как глинистые породы.

Изложенное позволяет отметить, что переход в свободное состояние слабо химически связанной воды начинается на тех глу-

* Т. е. химически связанной воды по терминологии, принятой в данной работе.

бинах, на которых еще продолжается переход в свободное состояние и физически связанной воды. Следовательно, на глубинах около 2—4 км скопления ПВ представляют собой смесь возрожденных, метаморфогенных и седиментогенных вод.

Приведенные выше и имеющиеся в литературе другие данные о глубинах перехода разных видов связанной воды в свободное состояние следует рассматривать только как ориентировочные, поскольку они основаны главным образом на экспериментальных данных. В природе же процесс высвобождения воды из пород по мере увеличения глубины залегания их зависит от многих взаимодействующих факторов, существенно изменяющихся на разных этапах развития бассейнов, что трудно воспроизвести в эксперименте. В. Л. Соколов и В. Ф. Симоненко [1971 г.] справедливо отметили: если учесть реально существующие в природе перепады давлений в отдающих и принимающих воду породах, то границу полного отжатия из глин «поровых вод» следует опустить по крайней мере до 4, а не до 1 км, как думают те, кто опирается на экспериментальные данные, полученные при отжатии воды в сосуды, в которых давление равно 1 ат (1 кгс/см²).

В работах П. Ф. Тесленко и Б. С. Соколова [1966 г.], К. Б. Орфаниди [1979 г.], А. Г. Дурмышьяна и др. [1973 г.] приведены данные, позволяющие названным авторам считать, что даже в одинаковых термобарических условиях уплотнение и обезвоживание глин происходит по-разному и зависит от числа, мощности и близости расположения в разрезе достаточно емких коллекторов или других путей, обеспечивающих разгрузку тектонически выжатых вод, например водопроницаемых тектонических разломов. При прочих равных условиях чем больше мощность глин и меньше мощность коллекторов или водопроницаемость трещин, обеспечивающих разгрузку выжатых вод, тем меньше уплотнение глин, меньше связанной воды переходит в свободное состояние, тем больше должно быть давление для отжатия ее.

Вода, выжатая из глин, поступает в песчаные и другие коллекторы, пустотность которых обычно существенно больше, чем пустотность глин на тех же глубинах, и вытесняет из коллекторов седиментогенные и другие воды, находившиеся в них до этого. Однако это возможно только при наличии благоприятных условий, обеспечивающих разгрузку коллекторов. Если такие условия отсутствуют, то уплотнение глин прекращается и седиментогенные воды, заполняющие коллекторы, остаются неудаленными, как бы запечатанными. При погружении бассейнов (в результате тектонических движений) седиментогенные воды могут оказаться на таких глубинах, на которых по термобарическим условиям должны находиться преимущественно возрожденные воды.

Степень изученности рассматриваемого вопроса позволяет отметить следующее: чем больше глубина залегания пород, тем меньше (при прочих равных условиях) объемы выжатых вод, но тем меньше и пустотность пород. Однако объемы выжатых вод обычно больше объемов пустотности пород на тех же глубинах, и

поэтому избыточные порции воды при повышении давления отжимаются в близрасположенные пластовые или трещинно-жильные коллекторы, частично смешиваются с водами, находившимися в коллекторах, или вытесняют последние. Избыточные объемы воды перемещаются в верхние горизонты, причем отток излишней воды направлен по восстанию наиболее водопроницаемых пластов или вверх по тектоническим трещинам, что характерно для так называемых элизионных этапов гидрогеологических циклов артезианских бассейнов.

Некоторые авторы считают, что объемы вод, выжатых из глинистых и других уплотняющихся пород, в несколько раз превышают объемы пустотности коллекторов на тех же глубинах и при благоприятных условиях могут в течение геологической истории многократно заменить воды, находящиеся в коллекторах [37; Якобсон Г. Л., 1973 г. и др.]. Однако такое допущение вряд ли можно признать достаточно обоснованным, так как разгрузка возрожденных и других вод на больших глубинах происходит не фронтально по пластам коллекторов, а преимущественно по наиболее водопроницаемым локальным зонам, главным образом по зонам тектонической трещиноватости.

Необходимо также учитывать, что процесс отжатия воды из пород происходит медленно, со скоростями, соответствующими скоростям увеличения мощности осадочных пород и погружения их в глубину, т. е. растягивается на десятки и сотни миллионов лет. Следовательно, несмотря на большой абсолютный объем возрожденных вод, их количество в небольшие промежутки времени не так уж велико, и они могут разгрузиться по локальным зонам тектонического дробления пород. Вне таких зон полного промывания пород восходящими водами, вероятно, не происходит в течение всего времени существования бассейна, по крайней мере до тех пор, пока в породах сохраняется первичная пустотность, которая, как мы видели выше (см. с. 7—29), может существовать приблизительно до глубин 6—8 км. Глубже первичная пустотность может смениться вторичной пустотностью. Следовательно, и седиментогенные воды могут сохраняться до указанных глубин в непромываемых частях разреза артезианских бассейнов. Однако по мере увеличения глубины доля седиментогенных вод, вероятно, уменьшается, а возрожденных увеличивается.

Выше рассмотрен процесс формирования скоплений ПВ в результате дегидратации нормальных осадочных пород в условиях повышенных давлений и температур. По мнению многих геологов, этот процесс характерен для начальных и поздних стадий катагенеза [48, 68]. При погружении пород на глубины до 10—15 км и больше процесс уплотнения и обезвоживания пород продолжается, но уже за счет перехода в свободное состояние других видов химически связанной воды (как кристаллизационной, так и конституционной), находящейся в минералах главным образом в форме гидроксильных групп, которые после выделения и перемещения вверх синтезируются на меньших глубинах (при меньших

температурах и давлениях) в молекулы воды. Этот процесс продолжается на всех этапах метабенеза и регионального метаморфизма: от зеленосланцевой до гранулитовой фаций.

О количестве воды, освобождающейся в процессе метаморфизации пород, можно составить ориентировочное представление по данным, приведенным в работах Н. Г. Судовикова [1963 г.], Я. Н. Белевцева и В. Б. Коваль [1968 г.], В. И. Смирнова [1976 г.], А. В. Сидоренко и др. [1978 г.], У. Файф, Н. Прайс, А. Томсон [1981 г.] и др. Так, если в минералах пород зеленосланцевой фации регионального метаморфизма еще остается в среднем до 3—5 вес. % воды, вероятно преимущественно гидроксильной, то в породах амфиболитовой фации ее количество уменьшается до 0,7—1,06, а гранулитовой — до 0,15—0,7 вес. %. Последняя цифра принимается как наиболее характерная для метаморфических пород фундаментов древних платформ [Сидоренко А. В. и др., 1978 г.]. По расчетам А. М. Блох [1981 г.], в результате метаморфизации в зонах «дислокационного метаморфизма» из одного 1 м³ аргиллитов может выделяться до 3,3 л воды, а из 1 м³ гранитов — до 7,5 л. В той же работе указано, что основная масса гидроксильной воды из разных минералов (каолинит, гидрослюда, хлориты, монтмориллонит) отжимается в интервале температур 300—800 °С, т. е. на глубинах 10—30 км (при среднем геотермическом градиенте 30 °С/км). По данным М. Е. Королева [1982 г.], даже при ультраметаморфизме из 1 км³ горных пород может высвободиться до 30 млн. м³ воды.

Н. Г. Судовиков [1963 г., с. 18] высказал предположение, что давления, свойственные глубинам 20 км, и температуры, близкие к 800 °С, «можно считать пределом для метаморфических реакций, не сопровождающихся плавлением и происходящих в породах, близких по составу к гранитоидам». Если это так, то можно, следовательно, предполагать, что на глубинах около 20 км в основном прекращается выделение гидроксильной воды и пустотность пород приближается к нулевым значениям. Приведенные данные позволяют также отметить, что на указанных глубинах молекулы воды, образующиеся из освобождающихся гидроксильных групп, могут существовать преимущественно в парообразном состоянии.

Жидкая вода может появиться на меньших глубинах: 12—15 км при геотермическом градиенте 30 °С/км и 9—8 км при 40—50 °С/км. Однако это уже те глубины, на которых имеющаяся в породах пустотность (в общем небольшая) должна быть заполнена водами другого генезиса, рассмотренными выше. С этими водами, вероятно, и смешиваются метаморфогенные пары и воды, поднимающиеся с больших глубин главным образом по зонам локальной тектонической трещиноватости. Следовательно, можно предполагать, что в литосфере отсутствует самостоятельная зона метаморфогенных жидких вод. На глубинах более 8—15 км, вероятно, господствуют пары метаморфогенной воды. Можно отметить, что в современную геологическую эпоху на террито-

рии СССР имеется ограниченное число артезианских бассейнов с мощностью чехла больше 8—10 км, т. е. бассейнов, в пределах которых могут формироваться метаморфогенные воды. К ним относятся бассейны, расположенные в Прикаспийской впадине и, возможно, в предгорных прогибах (Предкавказском, Предуральском, Предверхоянском). В пределах остальных бассейнов мощность чехла значительно меньше, обычно не превышает 5—6 км. Этих глубин недостаточно для формирования свободных метаморфогенных вод.

Чехлы артезианских бассейнов древних платформ лежат на сильноэродированной поверхности фундаментов, сложенных метаморфическими и изверженными породами, которые задолго до формирования чехлов были обезвожены. Следовательно, для образования скоплений ПВ в чехлах таких бассейнов метаморфогенные воды не имеют и не могут иметь существенного значения.

В пределах молодых платформ фундаменты артезианских бассейнов сложены сравнительно слаболитифицированными породами (стадии позднего катагенеза и раннего метакатагенеза), из которых, следовательно, при погружении их в соответствующие термобарические условия могут генерироваться метаморфогенные воды и в современную геологическую эпоху. Однако при оценке возможных объемов воды, выделившейся при этом, следует учитывать, что породы фундамента и молодых платформ уже были значительно метаморфизованы до отложения пород, слагающих чехлы.

Магматогенные воды тесно связаны с магматической деятельностью: интрузивной и эффузивной (вулканической). Кислые интрузивные породы по характеру взаимоотношения с водой, по мнению геологов, отличаются от основных. В пределах чехла артезианских структур кислые породы имеют и имели локальное и ограниченное распространение и небольшое влияние на формирование скоплений ПВ. Значительно шире развиты основные породы (траппы, диабазы, базальты и др.). В отдельных бассейнах они занимают обширные площади, например на Сибирской платформе (Тунгусский бассейн и др.). Кислые породы, наоборот, значительно шире распространены в складчатых областях.

По данным А. А. Кадика, Е. Е. Лебедева, Н. И. Хитарова [1971 г.], основные магмы разного состава содержат от 0,1 до 4, некоторые до 8, а кислые от 1 до 10 вес. % воды, что определяется давлением на глубине залегания (остывания) магмы. Опираясь на данные указанных и других исследователей [Смирнова В. И., 1976 г.; Шипулина Ф. К., 1960 г. и др.], отметим, что магмы способны в одних условиях отдавать воду в окружающие их породы, а в других, наоборот, отбирать ее из контактирующих пород. Так, в работе А. А. Кадика и др. [1971 г.] указывается, что при низком содержании воды в основных магмах (около 1 %) последние должны поглощать воду из пород, чему может мешать только очень низкое, редко встречающееся давление во внешней среде. При концентрации в магмах до 3—5 % воды ситуация становится менее определенной, возможны как отдача,

так и поглощение воды. Ф. К. Шипулин [1960 г.] и другие исследователи считают, что гранитоидные магмы способны поглощать воду на больших глубинах и отдавать ее на меньших. В. И. Смирнов [1976 г.], опираясь на экспериментальные данные Р. Гарансона, указывает, что гранитоидная магма ($t=900^{\circ}\text{C}$) способна удерживать и отдавать воду при кристаллизации, вес. %: на глубине 15 км — 9,35; на глубине 7,5 км — 8,15, на глубине 2 км — 3,37. Следовательно, при уменьшении глубины с 15 до 2 км магма потеряет в среднем до 6 % воды.

Далее В. И. Смирнов пишет, что если принять за среднее содержание воды в расплаве 8 %, а за находящееся в породах после их кристаллизации 1 %, то при этом высвободится воды около $0,2 \text{ км}^3$ от каждого 1 км^3 магмы. Таким образом, гранитоидные магмы, вероятно, могут служить переносчиком глубинных вод, в том числе и ювенильных, ближе к поверхности. Несколько менее определенно можно говорить о роли вод, связанных с основными магмами. Приведенные выше данные показывают, что эти магмы на глубинах, соответствующих мощностям чехлов артезианских структур, могут как отдавать, так и поглощать воду. Однако следует обратить внимание на то, что в природе отсутствуют достаточно отчетливые контакты изменения вмещающих пород на большом расстоянии от контакта с основными, что, возможно, объясняется сравнительно небольшим количеством флюидов (в том числе и воды), поступающих из основных магм.

Воды, связанные с вулканической деятельностью, в большом количестве выделяются в настоящее время и, очевидно, выделялись в прошлые геологические эпохи в областях действующих вулканов в виде пара и парогидротерм. В литературе есть много данных о том, что в парогазовых выделениях действующих вулканов пар составляет 70—80 % и что в течение геологической истории в результате вулканических извержений на поверхность земли поступило в общем огромное количество воды, за счет которой сформировалась большая часть гидросферы.

Для иллюстрации сказанного приведем подсчеты Ю. П. Мансурова [52], который пишет, что в пределах Эльбрусской вулканической области начиная с конца плейстоцена было извержено примерно 400 км^3 вулканического материала, общая масса которого оценивается в $1 \cdot 10^{11}$ т. Если даже магматический расплав, поставивший этот вулканический материал, в процессе перемещения к земной поверхности сбросил 1 % содержавшейся в нем воды, как это установлено для многих близповерхностных магматических образований, то и в этом случае выделившаяся из магмы вода составила около 1 млрд. т.

В признании того факта, что в процессе магматической деятельности выделяется довольно много воды, геологи более или менее единодушны, но о генезисе этой воды существуют разные мнения. Одни считают, что главная масса ее поступает из мантии вместе с лавами и является ювенильной, а другие, что магматогенные воды представляют собой смесь вод разного генезиса (седиментогенных, возрожденных и др.), выделившихся из пород, пересеченных тектоническими разломами, по которым магмы поднимаются с глубины. При этом на долю ювенильных вод отводится только несколько процентов (до 5—10 %). Магматическая деятельность обуславливает повышение температур пород на соответствующих участках, что способствует развитию парогидротермальной деятельности.

Суммировав имеющиеся в литературе данные, отметим, что ювенильные воды, т. е. воды, синтезирующиеся в литосфере из летучих, поступающих из мантии, несомненно, решающую роль играли в формировании первичной гидросферы на начальных стадиях земной коры, но в процессе стабилизации последней роль их постепенно уменьшалась, и в современный период геологической истории они некоторое значение в гидрогеологических процессах имеют только в областях современного проявления вулканизма, т. е. в пределах вулканогенных супербассейнов и супермассивов.

Однако существуют и другие мнения. Так, один из активных защитников представлений о значительной роли в гидрогеологических процессах ювенильных вод пишет [13, с. 6—7]: «Приведенные в данной работе материалы опровергают предположения некоторых исследователей о возможности рассеянного поступления веществ из мантии через толщу пород, слагающих земную кору... В то же время имеются многочисленные доказательства того, что ювенильная вода (водный раствор, флюид) поступает в огромных объемах по глубинным протяженным разломам. Об этом свидетельствуют пояса гидротермальных рудных месторождений, не имеющих связи с интрузиями, а также глобальная система поясов серпентинизированных пород».

Можно согласиться с цитируемым автором, что имеющиеся данные опровергают предположение о возможности рассеянного поступления ювенильных вод из мантии, но вряд ли можно считать доказанным, что гидротермальные месторождения полезных ископаемых и пояса серпентинитов обязаны своим происхождением ювенильным (мантийным) растворам. Многие из того, что некоторые исследователи связывают с деятельностью ювенильных вод, может быть объяснено деятельностью седиментогенных, возрожденных и метаморфогенных вод, в том числе и многие гидротермальные рудообразующие процессы. Ведь количество таких вод в общем огромно, выжимаются они из пород на больших глубинах и при сравнительно высоких температурах, а разгружаются по локальным зонам тектонического дробления пород. На основании геологических предпосылок можно сделать вывод, что наиболее интенсивно выжимание из осадочных пород связанных вод, а также их разгрузка происходят в нижних частях разреза таких глубоких впадин, как Прикаспийская, Рионская, Куринская и др.

Вакуольные воды занимают особое место. К ним относятся воды газово-жидких включений минералов, закономерности распространения и генезис которых еще недостаточно изучены, хотя эти вопросы и рассматриваются во многих работах. Судя по литературным данным, количество этих вод в различных горных породах довольно значительно.

Так, в одной из наиболее фундаментальных работ, посвященных вакуольным водам [Ермаков Н. П., Долгих Ю. А., 1979 г., с. 14], указывается, что «количество газово-жидких включений в минералах земной коры огромно и вода, заключенная в них, по мнению В. И. Вернадского, соизмерима по объему с водой Мирового океана, а углекислота, плененная во включениях, превышает ее содержание в атмосфере... В некоторых образцах «мутных» гидротермальных минералов суммарный объем газово-жидких включений по отношению к минералу-хозяину варьирует от 1 до 5 об. %. По оценке некоторых ученых, количество включений в жильных минералах белого цвета (кварц, кварцит) может достигать от 10^9 до 10^{14} на 1 см^3 и зависит от скорости кристаллизации вещества». Объем включений преимущественно $0,01$ — $0,1 \text{ мм}^3$, редко до $0,5$ — 1 см^3 . В другой работе Н. П. Ермаков [26] указывает, что количество газово-жидких включений иногда настолько велико, что их водные растворы занимают в кристаллах объем от нескольких до 10 % и больше.

По А. И. Захарченко [1955 г.], жидкие включения в кварцевых жилах Памира составляют 2—5 % от их массы и содержат несколько десятков тысяч тонн хлористого натрия. Тот же автор, ссылаясь на разные литературные источники, указывает, что число жидких микровключений в 1 мм^3 жильного кварца гранитов из района Шохал-Георге и Штайн (Саксония) превышает

100 тыс. шт. Жидкие включения широко распространены не только в жильном кварце, но и в других минералах (в кальците, ангидрите, различных рудах). В отношении генезиса газово-жидких включений существуют разные суждения. По мнению Н. П. Ермакова [26, с. 120—121], на основании температуры, определенной по гомогенизации, можно выделить следующие этапы образования газово-жидких включений: 1) магматический (800—600 °С); 2) пневматолитический (640—250 °С); 3) гидротермальный: а) высоко- и среднетемпературный (460—200 °С), б) низкотемпературный (200—50 °С), в) холодноводный (<50 °С). По данным Г. Б. и В. Б. Наумовых [1977 г., с. 13—18], температура гомогенизации газово-жидких включений в кварцевых жилах многих рудных месторождений мира укладывается в интервал 200—600 °С (по 2204 определениям), причем температура по 577 определениям находится в интервале 20—200 °С, по 1451 определению в интервале 200—400 °С, по 176 определениям в интервале 400—600 °С.

На основании приведенных данных о температурах можно предположить, что большинство газово-жидких включений образовалось на глубинах от 1,5 до 12—13 км (при среднем геотермическом градиенте 30 °С/км), только газово-жидкие включения магматического этапа и отчасти пневматолитического (по Н. П. Ермакову [26]) — на глубине более 20 км. Таким образом, подавляющая часть газово-жидких включений сформировалась на глубинах, в пределах которых господствуют седиментогенные, возрожденные и метаморфогенные воды. Причем образование большинства включений приходится на глубины до 6—8 км, на которых могут быть распространены седиментогенные и возрожденные воды. Это позволяет предполагать, что и вода газово-жидких включений имеет тот же генезис. Такое предположение в значительной мере подтверждается степенью минерализации и химическим составом вод вакуолей, сформировавшихся на соответствующих глубинах.

По данным М. С. Гуревича [24], преобладающая часть вод газово-жидких включений относится к рассолам, в меньшей степени к соленым и в редких случаях к пресным водам. В рассмотренных им включениях минерализация воды изменяется от 4,5 до 37 г/кг, как исключение, до 400 г/кг. В большинстве случаев преобладающими компонентами раствора является NaCl при значительной концентрации CaCl₂, причем сравнительно часто последний преобладает в составе раствора. Растворы вакуолей обладают преимущественно щелочной, реже нейтральной и в единичных случаях кислой реакцией. М. С. Гуревич отмечает, что на химический состав растворов существенное влияние оказывает химический состав минералов, содержащих включения. Для включений в кварце характерно высокое содержание кремнезема, во флюорите — фтора, в исландском шпате — кальция и т. д. Преобладающим и наиболее широко распространенным газом включений является углекислый, находящийся как в свободном, так и в растворенном состоянии.

Наряду с близким сходством химического состава некоторых типов жидких включений и артезианских вод первые отличаются в ряде случаев от последних высокой концентрацией Si, B, F. Все это дает основание М. С. Гуревичу выделить «гидротермальный этап формирования состава подземных вод» и сделать вывод, что «постмагматические растворы, содержащиеся во включениях минералов в сочетании с данными геологической термометрии, наглядно выявляют миграцию химических элементов из магматических очагов земной коры» [24, с. 190].

Однако, судя по данным других исследователей, связь жидких включений с магматическими очагами не столь «наглядна», как об этом писал М. С. Гуревич. Так, А. М. Никоноров, Ю. А. Федоров и М. Г. Тарасов [1982 г., с. 339—

340] на основании изучения жидких включений различных минералов мелового и юрского бассейнов седиментации Предкавказья пришли к выводу, что «концентрация и химический состав вод вакуолей в раскристаллизованной фауне мелового и юрского возрастов отвечают, вероятно, в целом водам нормальной солености современных океанических бассейнов. Отмечается увеличение содержания Са и снижение SO_4 и Mg в растворах включений по сравнению с современными морскими водами». Л. С. Форфель [1983 г.], изучив подземные рассолы и газово-жидкие включения одного из месторождений в Северном Казахстане, указал, что воды газово-жидких включений кварца и кальцита по минерализации (126—209 г/кг) и химическому составу весьма близки к морским рассолам того бассейна, в котором происходило формирование пород, содержащих оруденение.

В настоящее время нет достаточно определенных данных для выяснения генезиса вакуольных вод в каждом конкретном случае. На основании же термометрических данных установлено, что они в большинстве своем сформировались на глубинах, где должны господствовать седиментогенные и возрожденные воды, в меньшем числе случаев — на глубинах, где, вероятно, преобладали метаморфогенные и магматогенные воды. Можно предполагать, что эти воды и являются водами, «плененными» в вакуолях.

Переход вакуольных вод в свободное состояние, очевидно, возможен только при разрушении (механическом или химическом) минералов, содержащих включения, что возможно в зонах интенсивного тектонического дробления пород или при погружении их в область больших давлений и температур.

Изложенная выше схема формирования седиментогенных, возрожденных, метаморфогенных и магматогенных скоплений ПВ в артезианских бассейнах справедлива только для субаквальной стадии развития этих структур и при условии прогрессирующего и достаточно глубокого их погружения. Она может существенно нарушаться в результате тектонических поднятий дна седиментационных бассейнов, приводящих к изменению гидродинамических и термобарических условий, в которых распространены скопления ПВ. Особенно существенные изменения этих условий возникают при переходе бассейнов в субаэральную стадию развития. В тех бассейнах или их частях, которые выходят из-под уровня моря, начинается вымывание седиментогенных и других вод инфильтрагенными. Эти воды характерны для самых верхних частей разреза артезианских бассейнов, где являются преобладающими. Они господствуют среди почвенных, грунтовых, межпластовых безнапорных и напорных вод, находящихся в настоящее время или находившихся в прошлом в благоприятных условиях питания и разгрузки. В настоящее время отсутствуют достаточно надежные признаки для определения глубины проникновения инфильтрагенных ПВ в конкретные гидрогеологические структуры, за исключением некоторых особенностей их химического состава. Наличие в ПВ растворенных кислородно-азотных и азотных газов воздушного происхождения, несомненно, указывает на принадлежность воды к инфильтрагенной. Однако наличие в воде других газов не может служить бесспорным доказательством того, что она не инфильтрагенная, так как и в инфильтрагенной воде могут по-

явиться разные газы в определенных физико-химических условиях. Гидрокарбонатный кальциевый состав воды также указывает на ее инфильтрагенное происхождение.

Принято считать, что по мере увеличения глубины залегания и изоляции водосодержащих пород от дневной поверхности движение ПВ в них замедляется и количество инфильтрагенных вод, проникающих в глубину, уменьшается. На этом основании в гидрогеологических структурах (в артезианских бассейнах, в частности) выделяют три гидродинамические зоны: интенсивного водообмена, затрудненного водообмена (или замедленного водообмена) и весьма затрудненного водообмена (или застойного водного режима). Однако, признав целесообразность выделения названных зон, далеко не все исследователи единодушны в трактовке вопроса о степени подвижности воды на больших глубинах. Одни считают, что в настоящее время чехол артезианских структур на всю мощность промыт инфильтрагенными водами [59, 60], а другие доказывают, что эти воды господствуют только в зоне интенсивного водообмена, играют существенную роль в зоне затрудненного водообмена и практически отсутствуют в зоне весьма затрудненного водообмена [4, 31 и др.].

По представлениям тех и других ученых мощность гидродинамических зон изменяется в широких пределах и зависит от многих факторов: водопроницаемости, гипсометрического положения и степени изоляции от дневной поверхности водоносных пород, степени расчленения рельефа, наличия и глубины зон тектонического дробления пород, влажности климата и других геологических и физико-географических факторов. Некоторые исследователи считают, что к зоне интенсивного водообмена относится вся толща пород, расположенная выше местного базиса дренирования [Макаренко Ф. А., 1948 г.]; к зоне затрудненного водообмена — толща пород, находящаяся ниже местных базисов дренирования и выше уровня моря, а к зоне весьма затрудненного водообмена — все, что расположено ниже уровня моря. Такая схема в первом приближении, вероятно, может быть признана правильной, но с некоторыми оговорками.

Имеющиеся данные показывают, что не во всех структурах уровень моря является нижней границей зоны затрудненного водообмена, так как в некоторых из них при благоприятном геологическом строении и ниже этого уровня, несомненно, происходит сравнительно интенсивное движение ПВ, о чем свидетельствует наличие субмаринных источников пресных вод, известных в прибрежных зонах структур на глубинах до нескольких десятков, редко до сотен метров. В других бассейнах на проникновение инфильтрагенных вод значительно ниже уровня моря до многих сотен метров, указывает наличие растворенных азотных газов воздушного происхождения (Прибалтийский бассейн и др.). Ниже уровня моря могут оказаться и древние инфильтрагенные воды, проникшие в породы в минувшие геологические эпохи, при другом гипсометрическом положении бассейна, а затем опустив-

шиеся вместе с породами иногда на многие сотни метров ниже уровня моря. В отдельных районах бассейнов и седиментогенные воды могут оказаться выше уровня моря вследствие слабой проточности и проницаемости соответствующих частей разреза чехла и при достаточно быстрых положительных тектонических движениях или вследствие разгрузки седиментогенных вод по тектоническим разломам из водоносных пород, залегающих глубже. Таким образом, в отдельных бассейнах или в отдельных их частях инфильтрагенные воды могут оказаться ниже уровня моря, а седиментогенные — выше уровня моря, но для большинства бассейнов уровень моря все же может служить ориентировочной границей, разделяющей чехлы на два гидродинамических этажа: верхний, для которого характерны инфильтрагенные воды, и нижний, в котором развиты седиментогенные воды, а на больших глубинах возрожденные и метаморфогенные.

Эти вопросы рассматривались многими исследователями [Игнатович Н. К., 1940 г.; Макаренко Ф. А., 1948 г.; Зайцев И. К., 1958—1972 гг. и др.; Богомолов Г. В., Кудельский А. В., 1973 г.; Басков Е. А., 1976 г.; Ланге О. К., Плотников Н. И., 1977 г.; Пиннекер Е. В., 1977 г., 1982 г.; Кудельский А. В., 1981 г.; Капченко Л. Н., Лагунова И. А., 1981 г.; Колодий В. В. и др., 1981 г.; Карцев А. А., 1982 г., и др.]. Суммировав имеющиеся данные о зональности артезианских (и нефтегазоносных) бассейнов, отметим, что мощность верхнего этажа в большинстве бассейнов не превышает нескольких сотен метров и только в некоторых достигает многих сотен метров. К последним относятся платформенные бассейны, расположенные высоко над уровнем моря (например, отдельные районы Ангаро-Ленского, Тунгусского и других бассейнов). В некоторых межгорных бассейнах, а также в пределах артезианских склонов и сводов создаются благоприятные условия для проникновения инфильтрагенных вод на глубину до 1 км. Верхний гидродинамический этаж может быть подразделен на две зоны: верхнюю, в которой распространены почти исключительно инфильтрагенные воды, и нижнюю, в которой наряду с инфильтрагенными могут иметь существенное значение седиментогенные воды. Первая зона обычно расположена выше регионального базиса дренирования и соответствует гидродинамической зоне интенсивного водообмена, а вторая — ниже регионального базиса дренирования, но выше уровня моря или на уровне моря и соответствует гидродинамической зоне замедленного водообмена.

В нижнем этаже условно можно выделить (в общем случае) несколько зон, в пределах которых скопления капельно-жидких ПВ формируются преимущественно за счет вод (сверху вниз): инфильтрагенных и седиментогенных до глубины 1—2 км в разных бассейнах; седиментогенных и возрожденных (преимущественно слабо физически связанных) до 2—4 км; седиментогенных, возрожденных и метаморфогенных (слабо химически связанных) до 4—8 км; возрожденных и метаморфогенных до 8—10 км; метаморфогенных (пароводные смеси) глубже 10 км.

Приведенные данные о возможных глубинах распространения скоплений ПВ разного генезиса являются ориентировочными. Они существенно неодинаковы в разных типах бассейнов, и не всем бассейнам свойственны все названные зоны. Наличие тех или иных зон в бассейнах зависит от многих причин, но прежде всего от мощности чехлов. С учетом этого артезианские структуры могут быть разделены на следующие группы: 1) артезианские своды и склоны, фундамент которых расположен на уровне или выше уровня моря. В них имеется только один этаж преимущественно инфильтрагенных вод; 2) бассейны с мощностью чехла до 4 км — большая часть бассейнов платформенного типа. В них имеются зоны скоплений преимущественно инфильтрагенных (выше уровня моря) и преимущественно седиментогенных вод (ниже уровня моря); 3) бассейны с мощностью чехла до 8 км, приуроченные к глубоким синеклизам платформ и (преимущественно) предгорным прогибам, на глубине прибавляется зона скоплений седиментогенных, возрожденных и метаморфогенных вод; 4) бассейны с мощностью чехла больше 8—10 км — многие бассейны, приуроченные к предгорным прогибам и межгорным впадинам молодых складчатых систем (Кавказ и др.), а также некоторым авлакогенам (Донецко-Днепровский и др.), на глубине прибавляется зона преимущественно возрожденных и метаморфогенных вод; 5) бассейны с мощностью чехла больше 10 км — наиболее глубокие синеклизы (например, Северо-Прикаспийская) и межгорные впадины (Западно-Туркменская), на глубине прибавляется зона метаморфогенных пароводяных смесей. Приведенные данные о зональности чехла бассейнов следует рассматривать как ориентировочную схему, требующую дальнейшего всестороннего изучения.

Мощность этажей и зон скоплений ПВ разного генезиса в разных бассейнах, очевидно, изменяется в широких пределах, но можно думать, чем больше мощность чехла, тем сложнее зональность; чем сильнее литификация пород, слагающих чехол, тем меньше роль седиментогенных вод и больше инфильтрагенных в верхней части разреза, возрожденных и метаморфогенных в нижней. Следует также учитывать, что глубины расположения названных зон в разрезах чехлов могут существенно изменяться в результате вертикальных тектонических движений: при погружениях увеличиваться, при подъемах уменьшаться. Очевидно также, что четко обособленные границы между названными зонами отсутствуют. Воды проникают из одной зоны в другую и тем больше, чем сильнее чехлы пересечены тектоническими разломами.

Приведенные выше сведения о генезисе и зональности скоплений ПВ относятся к артезианским бассейнам и не могут быть распространены на гидрогеологические массивы. Закономерности формирования скоплений ПВ в этих структурах изучены значительно слабее, чем в бассейнах, и о них приходится судить на основании теоретических предпосылок в большей степени, чем фактических данных. Однако данные, которыми мы располагаем,

позволяют все же отметить, что массивы в рассматриваемом отношении существенно отличаются от бассейнов, причем эти различия обусловлены разной геологической историей формирования соответствующих участков земной коры и прежде всего разной степенью литификации пород, слагающих чехлы бассейнов и массивы. Если чехлы сложены преимущественно породами разных стадий диагенеза и катагенеза, сравнительно слабодислоцированными, способными уплотняться в процессе формирования бассейнов и отдавать воду в менее уплотняющиеся породы, то большинство массивов сложено преимущественно породами разных стадий регионального метаморфизма, метакатагенеза и позднего катагенеза, почти всегда сильнодислоцированными, т. е. породами уже сильноуплотненными и обезвоженными на более ранних этапах формирования структур, до возникновения современных массивов, еще на этапах, предшествующих формированию соответствующих складчатых систем.

Кроме того, если образование бассейнов происходит в условиях преобладания погружения над подъемом, накопления осадочных пород, то формирование массивов, наоборот, — в условиях преобладания подъема над погружением соответствующих участков земной коры, разрушения ранее сформировавшихся пород. В результате этого массивы были в прошлом (и в настоящее время) сравнительно высоко приподняты над уровнем моря и вследствие этого претерпели или претерпевают длительные стадии денудации и промывания инфильтрагенными водами на большую глубину. Все это определило другие закономерности формирования и распространения скоплений ПВ в массивах по сравнению с бассейнами.

Можно отметить, что в питании скоплений ПВ в массивах участвуют в общем случае те же генетические виды вод, что и в бассейнах, но роль отдельных видов их существенно неодинакова как в бассейнах, так и в массивах, сложенных породами разной степени литификации. Несомненно то, что во всех массивах возрастает роль инфильтрагенных вод.

Имеющиеся данные показывают, что глубина проникновения инфильтрагенных вод по тектоническим трещинам может достигать 3—4 км ниже уровня моря, а возможно, и больше. Примером могут служить азотные термы массивов складчатых систем Восточной Сибири и др. Во всех массивах существенно уменьшается роль седиментогенных и возрожденных вод, особенно в массивах, сложенных преимущественно метаморфическими, изверженными, сильнометаморфизованными и дислоцированными породами. В отдельных массивах молодых складчатых систем, вероятно, некоторое значение на локальных участках приобретают магматогенные воды. С учетом степени литификации пород массивы можно разделить на группы, различающиеся условиями формирования скоплений ПВ.

1. Массивы, сложенные метаморфическими и изверженными породами структурно-тектонических ярусов складчатых систем,

сформировавшихся в допалеозойские и раннепалеозойские фазы складчатости (щиты древних платформ, байкалиды, каледониды). Для них характерны трещинно-жильные, вероятно, преимущественно инфильтрагенные (современные и древние) ПВ, возможно, частично возрожденные за счет вакуольных вод по зонам тектонического дробления пород. Трудно допустить, чтобы в таких породах могли сохраниться седиментогенные, возрожденные и даже метаморфогенные воды, так как все они, очевидно, были удалены в процессе метаморфизации, дислоцирования пород и последующей денудации складчатых систем, представленных такими породами.

2. Массивы, сложенные сильнометаморфизованными (поздние стадии катагенеза и метагенеза) и дислоцированными породами структурно-тектонических ярусов складчатых систем, сформировавшихся в герцинские и раннеальпийские фазы складчатости. Для них характерны трещинно-жильные и пластово-трещинные ПВ, преимущественно инфильтрагенные. На больших глубинах и в зонах сильных тектонических напряжений возможны метаморфогенные и, частично, возрожденные воды.

3. Массивы и адмассивы, выполненные сравнительно слабометаморфизованными породами (разные стадии катагенеза) структурно-тектонических ярусов складчатых систем, сформировавшихся в мезозойско-кайнозойские фазы складчатости. Для них характерны трещинно-жильные, пластово-трещинные и трещинно-пластовые скопления ПВ. В таких массивах, особенно в адмассивах, на разных глубинах могут быть широко распространены инфильтрагенные, седиментогенные, возрожденные и метаморфогенные воды.

4. Массивы и адмассивы областей проявления современного вулканизма, сложенные молодыми осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами, слабо- или вовсе неметаморфизованными. Для них характерны трещинно-жильные и порово-трещинно-покровные скопления ПВ. В таких структурах могут быть распространены на разных глубинах воды всех генетических групп в разных сочетаниях, в том числе магматогенные и ювенильные.

Приведенные выше данные достаточно определенно показывают, что генезис скоплений ПВ неодинаков не только в разных типах гидрогеологических структур, но и на разных этапах формирования их.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА

Минерализация и химический состав ПВ формируются в результате сложного взаимодействия многих физико-географических, геологических, геохимических и техногенных факторов. Комплекс взаимодействующих факторов (из числа названных) существенно неодинаков при формировании скоплений вод разного генезиса и даже вод одинакового генезиса, но в разных гидрогеологических

структурах или на разных этапах развития структур одинакового типа. Рассмотрению этих вопросов с разной полнотой освещения на разных стадиях изучения их посвящена обширная литература [Толстихин Н. И., 1947 г., 1972 г. и др.; Сулин В. А., 1948 г.; Бунеев А. Н., 1956 г.; Каменский Г. Н., 1949 г., 1958 г. и др.; Зайцев И. К., 1956 г., 1962 г., 1972 г.; Посохов Е. В., 1965 г., 1969 г., 1975 г.; Перельман А. И., 1968 г., 1972 г. и др.; Овчинников А. М., 1970 г. и др.; Валяшко М. Г., 1966 г., 1981 г. и др.; Питьева К. Е., 1968 г. и др.; Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю., 1968 г. и др.; Капченко Л. Н., 1972 г. и др.; Басков Е. А., 1976 г. и др.; Самарина В. С., 1977 г. и др.]. Особенно разносторонне вопросы формирования ПВ рассмотрены в коллективной работе [56]. Поэтому здесь подчеркнем только основные процессы и факторы, определяющие формирование минерализации и химического состава ПВ разного генезиса, и кратко остановимся на некоторых дискуссионных вопросах.

Инфильтрагенные воды

Приведенные выше данные о закономерностях распространения ПВ разного генезиса показывают, что инфильтрагенные воды характерны для верхнего гидродинамического этажа, особенно для зоны свободного водообмена. Химический состав и минерализация этих вод формируются, по общему признанию, преимущественно под влиянием сложного взаимодействия физико-географических факторов, состава и степени проточности водовмещающих пород. Из физико-географических факторов особенно велика роль климата, характер которого в пределах СССР имеет отчетливо выраженную широтную зональность. По мере движения с севера на юг изменяются температура, почвенно-растительный покров, количество, минерализация, химический состав атмосферных осадков, количество испарения. С учетом этих изменений выделяются области гумидного и аридного климата. Для первых характерны воды «выщелачивания», а для вторых — «континентального засоления» [Каменский Г. Н., 1949 г.], т. е. также воды выщелачивания, минерализация которых повысилась в результате испарения в условиях аридного климата. Характер минерализации и химического состава вод выщелачивания и континентального засоления показан в табл. 22. В дополнение к таблице следует отметить, что в области гумидного климата в зоне свободного водообмена господствуют пресные воды выщелачивания, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, начиная от весьма пресных кремнисто-карбонатных в северных сильноувлажненных районах (тундра и лесотундра) до пресных сульфатно-гидрокарбонатных в районах умеренного увлажнения. Слабоминерализованные воды с повышенным содержанием сульфатов и хлоридов, вплоть до преобладания, в пределах гумидных областей сравнительно широко распространены вдоль морских побережий (в полосе шириной до нескольких десятков километров), где они

формируются под влиянием эолово-морских процессов засоления.

Во многих работах показано, что формирование гидрокарбонатных вод выщелачивания происходит под влиянием атмосферных осадков и углекислотного выветривания пород различного состава, от которых в значительной мере зависит катионный состав гидрокарбонатных вод: кальциевый — карбонатных; кальциевый и натриевый — кислых изверженных и терригенных осадочных; магниевый — основных и ультраосновных изверженных [Сулин В. А., 1948 г.; Посохов Е. В., 1975 г., 1969 г., и др.]. Причем на ионный состав гидрокарбонатных пресных вод значительное влияние оказывает ионный состав атмосферных осадков, о чем можно составить представление по данным табл. 22. Сумма солей, растворенных в атмосферных осадках, в отдельных районах составляет до 20—40 % от суммы солей, растворенных в весьма пресных водах.

Сульфатные воды выщелачивания (кальциевые, натриевые) в областях гумидного климата формируются только в зоне затрудненного водообмена при условии наличия в этой части геологического разреза гипсоносных и карбонатных отложений или сульфидной минерализации, а хлоридные натриевые — в местах наличия гипсоносных и соленосных отложений.

При движении с севера на юг по мере увеличения аридности климата (повышение среднегодовых температур воздуха, уменьшение количества атмосферных осадков и увеличение испарения) минерализация ПВ зоны свободного водообмена в общем увеличивается. Особенно высокую минерализацию воды этой зоны приобретают на плохо дренированных участках бессточных впадин области аридного климата, таких как Кура-Араксинская низменность на Кавказе, обширные низменные равнины Арало-Каспийской области и т. п., в пределах которых широко развита гидрогеохимическая зона пестрых по степени минерализации и химическому составу вод. Интенсивное накопление солей в аридных областях происходит не только в почвенных и грунтовых водах, но и в водах наземных, в результате чего в бессточных впадинах образуется множество соленых и рассольных (вплоть до самосадочных) озер, в основном хлоридных, реже сульфатных и еще реже гидрокарбонатных натриевых (содовых) или магниевых и смешанных по катионному составу. Концентрация солей в озерных, почвенных и грунтовых водах достигает десятков и сотен граммов на килограмм (табл. 23). При этом почвенные, реже грунтовые воды, а также почвенные соли сухих солончаков (со-ров) сравнительно часто содержат повышенное количество хлоридов кальция, о чем соответствующие сведения можно найти в работах В. А. Ковды [1974 г., 1973 г.] и других почвоведов.

Накопление высокоминерализованных грунтовых вод и солей в пределах бессточных впадин аридных областей на юге СССР происходит в настоящее время в колоссальном количестве. Как показывают подсчеты [31], только в сравнительно небольшом

Химический состав, мг/л, грунтовых и атмосферных

Тип вод	pH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	F^-	NO_2^-
Подземные воды выщелачивания областей:							
многолет- ней мерз- лоты	6,68	98,8	5,58	5,58	0,61	0,19	0,03
умеренного климата	6,82	212,0	14,7	10,9	1,43	0,37	0,08
горных	7,11	120,0	18,3	6,13	2,76	0,29	—
Среднее	6,75	172,0	11,9	8,30	1,67	0,32	0,06
Подземные воды континенталь- ного засолене- ния:							
Южный Урал и За- уралье	7,36	239,0*	230,0	330,0	—	0,35	—
Восточный и Северный Казахстан	7,35	225,0*	365,0	248,0	9,13	0,89	—
степи уме- ренного пояса	7,60	404,0*	472,0	225,0	8,1	1,22	—
Атмосферные осадки районов:							
избыточного увлажнения	5,8	5,0	5,0	4,1	0,4	—	—
достаточ- ного увла- жнения							
Европа	5,9	5,7	5,7	1,8	0,8	—	—
Азия	6,0	5,6	4,4	1,5	0,7	—	—
недостаточ- ного увла- жнения	6,3	16,0	13,6	3,7	0,7	—	—
сухих	7,1	53,0	35,8	38,9	0,7	—	—
Среднее	6,06	9,13	7,24	3,89	0,60	—	—

* Для вод континентального засоления $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$.

** Сумма $\text{Na}^+ + \text{K}^+$.

вод (по данным С. Л. Шварцева, с изменениями)

Т а б л и ц а 22

Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	SiO ₂	Сумма	Формула
9,46	20,8	6,36	1,15	0,79	9,63	159,0	$\dot{M}_{0,22} \frac{\text{HCO}_3 82 \text{SO}_4 9 \text{Cl} 9}{\text{Ca} 50 \text{Mg} 27 \text{Na} 23}$
23,8	37,3	10,5	3,04	0,44	14,3	328,86	
9,85	29,8	8,54	1,20	0,37	15,2	212,44	
13,9	26,1	8,37	1,94	0,42	15,3	260,28	
							$M_{0,27} \frac{\text{SO}_4 38 \text{Cl} 31 \text{HCO}_3 31}{\text{Na} 41 \text{Ca} 32 \text{Mg} 27}$
217,0**	90,1	57,0	—	—	—	1163,45	
220,0	106,0	62,6	19,5	—	20,3	1276,42	
203,0	126,0	79,4	11,1	1,41	19,3	1550,53	
3,0	0,8	0,6	0,5	0,5	—	19,9	
2,4	2,0	0,5	0,7	0,6	—	20,2	
1,6	2,0	0,2	0,7	0,8	—	17,6	
4,1	6,0	2,0	0,8	0,8	—	47,7	
21,2**	24,2	3,2	—	0,6	—	177,6	
3,14	3,37	0,7	0,64	0,68	—	29,39	

Степень минерализации и химический состав воды некоторых озер
аридной области СССР (по литературным данным)

Озеро	Химический состав воды
Кордуанская группа озер (дельта Волги)	$M_{75-408} \frac{\text{Cl}73-89 \text{ SO}_4 11-27}{\text{Mg}25-89 \text{ Na}7-92 \text{ Ca}0-5}$
Бабай-Сор (Батайское)	$M_{3+1} \frac{\text{Cl}65 \text{ SO}_4 35}{\text{Mg}66 \text{ Na}34 \text{ K}1}$
Группа озер Танаки	$M_{252-306} \frac{\text{Cl}70-80 \text{ SO}_4 11-30}{\text{Na}32-70 \text{ Mg}22-67}$
Группа озер Басинская	$M_{277-294} \frac{\text{Cl}72-98 \text{ SO}_4 2-28}{\text{Na}50-80 \text{ Mg}11-50}$
Эльтон	$M_{272} \frac{\text{Cl}87 \text{ SO}_4 13}{\text{Mg}59 \text{ Na}40}$
Баскунчак	$M_{258} \frac{\text{Cl}99 \text{ SO}_4 1}{\text{Na}82 \text{ Mg}12 \text{ Ca}6}$
Индер	$M_{265} \frac{\text{Cl}98}{\text{Na}81 \text{ Mg}16}$
Группа озер Эскене (Южно-Эмбинский р-н)	$M_{276-329} \frac{\text{Cl}80-85 \text{ SO}_4 10-15}{\text{Na}15-83 \text{ Mg}13-82}$
Ащиколь и Тузколь (Чуйская впадина)	$M_{274-296} \frac{\text{Cl}90-91 \text{ SO}_4 7-10}{\text{Na}68-77 \text{ Mg}7-23}$
Чокпакское, Ангульское, Старое Тузлы (Причерноморье)	$M_{227-280} \frac{\text{Cl}87-99 \text{ SO}_4 1-13}{\text{Na}63-75 \text{ Mg}25-78}$
Озера бассейна Амударьи	$M_{255-285} \frac{\text{Cl}89-91 \text{ SO}_4 9-11}{\text{Na}87-98}$
Озера долины Узбоя	$M_{271-307} \frac{\text{Cl}82-90 \text{ SO}_4 8-17}{\text{Na}14-76 \text{ Mg}27-85}$
Куули (Восточный Прикаспий)	$M_{200-293} \frac{\text{Cl}74-99 \text{ SO}_4 1-25}{\text{Na} 27-78 \text{ Mg}30-73}$
Зеньково, Медвежье (Тургайская равнина)	$M_{158-225} \frac{\text{Cl}86-94 \text{ SO}_4 5-16}{\text{Na}67-72 \text{ Mg}22-32}$
Эбейты, Кишки-Карой (Западно-Сибирская низменность)	$M_{375-394} \frac{\text{Cl}67-70 \text{ SO}_4 30-32}{\text{Na}47-77 \text{ Mg}23-55}$
Джама, Трузское (Маньчжурская группа)	$M_{329-408} \frac{\text{Cl}88-90 \text{ SO}_4 10-12}{\text{Na}69-7 \text{ Mg}27-93}$
Бол. Туралы, Бол. Дуглах (Дагестанская АССР)	$M_{160-252} \frac{\text{Cl}86-93 \text{ SO}_4 6-16}{\text{Na}78-92 \text{ Mg}7-12}$

районе площадью около 17 тыс. км², примыкающем к северному берегу Каспийского моря (междуречье Волги и Урала), до глубины 20—25 м содержится около 500 км³ грунтовых рассольных вод со средней минерализацией около 50 г/кг. На всей же площади юга СССР, характеризующейся аридным климатом, количество рассольных вод, формирующихся в современную геологическую эпоху в зоне свободного водообмена, измеряется многими десятками тысяч кубических километров.

В горных областях как аридного, так и гумидного климата ПВ зоны свободного водообмена имеют не широтную, а высотную (вертикальную) зональность (поясность), что зависит главным образом от гипсометрии рельефа, обуславливающей степень увлажнения и промытость соответствующих частей горных систем. На отметках выше 1500—2000 м (а в северных областях и меньше) преобладают весьма пресные воды с минерализацией до 0,1—0,2 г/кг, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, часто с относительно высоким содержанием кремнезема (кремнисто-гидрокарбонатные), реже гидрокарбонатные натриевые воды. На меньших высотах распространены главным образом воды с минерализацией до 0,5 г/кг (табл. 24). У подножья гор и в межгорных впадинах горных областей, характеризующихся недостаточным увлажнением и сильным испарением, появляются соленоватые, а иногда и соленые воды.

Таким образом, основным фактором, обуславливающим формирование как широтной (равнины), так и вертикальной зональности (горы) ПВ зоны свободного водообмена, является климат. Этот фактор приводит к накоплению в аридных областях колоссального количества соленых и рассольных ПВ в верхней части разреза земной коры, а также рассолов в наземных водоемах (озера, лагуны и др.). Иные процессы, могущие привести к таким же результатам, в современную геологическую эпоху не установлены. Можно предполагать, что они отсутствовали и в минувшие геологические эпохи.

Следует отметить, что с изменением степени минерализации изменяется и химический состав воды. Менее растворимые соли при увеличении минерализации ее (до насыщения раствора по данной соли) выпадают в осадок, а более растворимые продолжают накапливаться. Кремнисто-гидрокарбонатные (сиалитно-гидрокарбонатные по В. А. Сулину [1948 г.]) воды разного катионного состава являются начальным этапом формирования солевого состава ПВ. Они характерны для вод, минерализация которых меньше 0,1 г/кг. Гидрокарбонаты кальция характерны для вод, минерализация которых превышает 0,5 г/кг, после чего их процентное содержание в растворе существенно уменьшается. Сульфаты кальция могут быть преобладающими преимущественно в растворах, минерализация которых не превышает 3—4 г/кг, а затем уступают место хлоридам натрия. Сульфаты натрия иногда преобладают в рассолах с минерализацией до нескольких десятков и даже сотен граммов на килограмм. В пределах Средне-

Химический состав, мг/л, вод зоны свободного водообмена горных хребтов (по данным С. Л. Шварцева, с изменениями)

Горная область и ландшафт	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	SiO ₂	Сумма
Алтае-Саянская область													
Горные тундры и альпийские луга	6,9	80,0	4,8	3,2	—	—	17,5	6,5	5,9	0,4	—	5,9	124,3
Горная тайга	7,1	186,0	6,12	6,0	—	—	32,4	11,1	14,7	0,9	—	10,3	267,52
Горная лесостепь	7,4	307,0	8,0	12,2	0,7	0,1	59,7	21,8	22,1	2,5	0,4	15,8	450,3
Горная степь	7,9	409,0	74,9	77,6	0,8	—	72,2	78,4	34,3	8,2	1,0	19,3	775,7
Горный Алтай													
Высокогорье	6,9	72,5	3,6	2,8	—	—	13,9	5,9	5,5	—	—	—	104,2
Среднегорье	7,55	278,0	6,1	17,0	—	—	44,7	25,6	12,1	—	—	—	383,5
Низкогорье	7,8	305,0	12,8	5,0	—	—	38,0	52,5	58,3	—	—	—	471,6
Рудный Алтай													
Среднегорье	7,3	243,0	6,0	6,0	—	—	73,0	14,0	18,0	—	—	—	360,0
Атмосферные осадки Алтайской горной области	6,3	61,0	10,7	4,2	—	—	5,0	4,2	18,4	—	—	—	103,5
Салаирская область													
Таежная зона, породы:													
терригенно-карбонатные	7,8	358,0	8,3	8,0	1,4	0,1	64,3	31,6	12,6	—	—	9,0	493,3
терригенно-вулканогенные	7,9	390,0	7,5	3,0	0,8	—	74,0	23,8	24,4	—	0,9	16,5	541,0
карбонатные	7,8	330,0	6,4	2,2	2,9	0,6	61,0	34,5	8,1	—	0,15	6,5	452,35
Лесостепная зона, породы:													
терригенно-карбонатные	7,6	462,0	6,9	7,0	1,3	—	71,4	46,4	14,3	—	0,52	8,9	618,72
эффузивно-осадочные	7,7	370,0	7,4	5,6	0,2	0,1	70,0	26,2	40,0	—	0,85	18,3	538,65
Атмосферные осадки Салаирской области	5,7	38,0	4,5	1,0	0,8	—	3,5	12,6	0,6	—	0,8	—	61,8

русского авлакогена на глубине 160 м обнаружены уникальные сульфатные натриевые рассолы следующего состава [Николаев Ю. В., 1975 г.]:

$$M_{142} \frac{SO_4 61 Cl 39}{Na 44}.$$

Хлориды натрия могут преобладать в растворе начиная от нескольких граммов на килограмм до 270—275 г/кг, а хлориды кальция и магния — около 300 г/кг и больше.

Седиментогенные воды

В большинстве артезианских бассейнов по мере увеличения глубины и уменьшения интенсивности водообмена пресные инфильтрагенные воды сменяются более минерализованными солеными и рассольными разной крепости. В гидрогеологической литературе высказаны разные суждения о возможном генезисе и процессах формирования соленых и рассольных вод глубоких частей разреза артезианских бассейнов. Одни исследователи считают, что соленые и рассольные воды глубоких частей разреза гидрогеологических структур формируются за счет вод и солевых комплексов соответствующих бассейнов седиментации («седиментогенные» гипотезы). По мнению других, эти воды образуются в результате процессов выщелачивания и растворения водовмещающих пород водами разного генезиса, но преимущественно инфильтрагенными (гипотезы «выщелачивания»); по мнению третьих, — в результате физико-химических процессов миграции растворенных солей (гравитация, диффузия, осмос, фильтрационный эффект и др.); по мнению четвертых, — в результате поступления глинистых растворов («эндогенные» гипотезы).

Сущность названных гипотез, их сильные и слабые стороны неоднократно рассматривались в литературе [35, 44, 66], в том числе и в работах автора [29 и др.]. Поэтому здесь мы остановимся только на некоторых вопросах, остающихся дискуссионными и нуждающихся в дополнительной аргументации.

Рассмотренные выше закономерности распространения ПВ разной степени минерализации вносят в этот вопрос значительную определенность. Этому способствовало составление гидрогеохимических карт СССР разных масштабов [20, 21]. Карты показывают, что распространение ПВ различной степени минерализации и разного химического состава в зоне весьма затрудненного водообмена довольно тесно связано с наличием в геологическом разрезе геологических формаций того или иного состава и генезиса. Мы видели, что в артезианских бассейнах, сложенных терригенными формациями, сформировавшимися в морских бассейнах пониженной солености, в зонах затрудненного и весьма затрудненного водообмена распространены преимущественно соленые воды (10—35 г/кг), хлоридные натриевые и хлоридные кальциево-натриевые, часто с большим количеством гидрокарбо-

натоз натрия, а иногда и с преобладанием последних. В бассейнах, выполненных терригенными и карбонатными формациями, образовавшимися в морских бассейнах нормальной солености, обычно преобладают сильносоленые воды (до 35 г/кг) хлоридные натриевые и кальциево-натриевые. С терригенными, карбонатными и галогенными формациями, сформировавшимися в морских и лагунных бассейнах повышенной и высокой минерализации, обычно связаны рассольные воды разной крепости.

При этом необходимо различать следующие стадии галогенеза: доломитовую, гипсовую, галитовую, карналлитовую [29]. Доломитовая стадия галогенеза соответствует начальной стадии упаривания морской воды, когда концентрация последней достигает 60—70 г/кг. Нахождение в геологическом разрезе артезианских структур первичных доломитов дает основание считать, что водный бассейн, в котором происходила садка доломитов, мог содержать воду с минерализацией 60—70 г/кг и больше. Следовательно, наличие в такой структуре ПВ с указанной минерализацией можно связывать с седиментогенными водами бассейнов, в которых происходила садка доломитов.

Гипсовая стадия галогенеза соответствует следующей за доломитовой стадией упаривания морской воды до начала садки гипса. Экспериментальные данные многих исследователей показывают, что в хлоридном натриевом рассоле гипс имеет максимальную растворимость (примерно 7,6 г/кг) при крепости рассола около 140 г/кг. При дальнейшем увеличении концентрации хлоридов натрия начинается садка гипса. В рассоле с минерализацией около 161 г/кг растворимость сульфата кальция снижается до 6,9, а в рассоле с минерализацией около 292,5 г/кг — до 5,16 г/кг. 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 седиментогенными водами бассейна, в котором происходила садка гипса. Само собой разумеется, что подземные рассолы в такой структуре могут образоваться и за счет выщелачивания галитовых солей, выпавших в осадок вместе с гипсоносными отложениями.

Галитовая стадия галогенеза соответствует следующей за гипсовой стадией упаривания морской воды, до начала садки галита, т. е. до увеличения крепости рассола до 270—275 г/кг. Это дает основание считать, что наличие в геологическом разрезе структур галита указывает на формирование этих отложений в водном бассейне, который содержал хлоридный натриевый рассол с концентрацией, не меньше указанной.

Карналлитовая стадия галогенеза соответствует следующей за галитовой стадией упаривания морской воды, до начала садки калийных солей, которая начинается при концентрации

рапы около 350 г/кг. Следовательно, в структурах с соленосными отложениями с повышенной калиеисодержащестью образование рассолов с минерализацией 350 г/кг и больше может быть связано с рапой соответствующих солеродных бассейнов.

По мере упаривания рапы в солеродных бассейнах и развития галогенного седиментогенеза изменяются не только концентрация, но и химический состав маточной рапы. Если до садки галита в рассолах преобладают хлориды натрия, то в процессе садки галита и при дальнейшем развитии процесса хлоридный натриевый рассол постепенно превращается в хлоридный магниевый, в котором содержание брома, стронция и некоторых других химических элементов увеличивается, а содержание сульфатов уменьшается.

Кроме артезианских бассейнов, сложенных осадками морских или лагунных бассейнов разной солености, есть бассейны, выполненные терригенными отложениями пресноводных водоемов. Имеются в виду многочисленные межгорные артезианские бассейны Восточной Сибири и Дальнего Востока. В таких бассейнах даже на глубинах 2,0—2,5 км не вскрыты воды с минерализацией больше 3—15 г/кг.

Приведенные данные достаточно определенно указывают на тесную зависимость степени минерализации ПВ и рассолов от характера геологических формаций, слагающих соответствующие гидрогеологические структуры, и от степени минерализации воды тех бассейнов седиментации, в которых эти формации образовались. Эта зависимость в настоящее время признается большинством исследователей [4, 7, 8, 23, 29 и др.]. Однако следует отметить, что между минерализацией и химическим составом ПВ и вод соответствующих бассейнов седиментации имеются и существенные различия, не всегда легко объяснимые. Они заключаются в первую очередь в более высокой концентрации в ПВ и рассолах хлоридов кальция, брома, иода, бора, стронция, сероводорода и некоторых других химических элементов, в низкой — сульфатов и магния, высокой минерализации по сравнению с водами и рассолами бассейнов седиментации. Эти различия формируются на разных стадиях литификации осадочных пород.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что изменение химического состава седиментогенных вод морских бассейнов начинается еще на начальных стадиях седиментогенеза (иловая стадия) и раннего диагенеза в результате взаимодействия жидкой и твердой фазы илов и формирующихся из них пород. Изменения связаны с биохимическими процессами, с участием живых организмов, ОВ, обменных химических реакций, что приводит к уменьшению количества сульфатов и увеличению хлоридов кальция в жидкой фазе. Эти процессы рассмотрены во многих работах и тракуются более или менее однозначно.

Значительно большие и менее объясненные различия наблюдаются между химическим составом седиментационных рассолов

солеродных бассейнов и подземных рассолов. Известно, что химический состав воды морских бассейнов нормальной солености, как и рассолов многих современных солеродных бассейнов, характеризуется преобладанием хлоридов натрия (минерализация примерно до 270—280 г/кг) или хлоридов магния (минерализация более 270—300 г/кг), причем чем больше минерализация рассолов, тем больше в них хлоридов магния и меньше хлоридов натрия при почти полном отсутствии хлоридов кальция. Эти изменения химического состава соленых и рассольных наземных вод в зависимости от степени минерализации вполне объяснимы. Если учесть степень растворимости хлоридов натрия и магния. Существенно иной химический состав имеют подземные соленые и рассольные воды. Для них характерно повышенное и высокое количество хлоридов кальция, пониженное содержание или почти полное отсутствие сульфатов, высокое количество брома, стронция и других элементов.

По преобладанию ионов в химическом составе можно выделить три группы соленых и рассольных вод:

- 1) хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией до 270—280 г/кг.
- 2) хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией более 280 г/кг;
- 3) хлоридные кальциево- или натриево-магниевые рассолы с минерализацией более 300 г/кг.

Как видно на рис. 2 и в табл. 1—9, если соленые и рассольные воды широко распространены во всех артезианских бассейнах, в разрезе которых имеются гипсоносные и соленосные отложения, то хлоридные рассолы с преобладанием кальция и магния развиты только в некоторых бассейнах и на ограниченных площадях, где они обычно приурочены к мощным толщам калиеносных соляных отложений.

Наибольшие затруднения и расхождения во мнениях вызывает объяснение причин накопления в подземных рассолах названных типов хлоридов кальция, удаления из них хлоридов магния, а также очень высокой минерализации некоторых рассолов (до 400—500 г/кг). Наиболее аргументированное объяснение, соответствующее выявленным закономерностям распространения разных типов рассолов, можно найти в работах сторонников седиментогенной гипотезы, хотя и не у всех оно однозначное. Согласно этой гипотезе подземные соленые и рассольные воды представляют собой захороненные воды бассейнов разных стадий упаривания (от садки гипсов до садки калийных солей), претерпевшие в течение геологической истории существенные изменения химического состава и степени минерализации в результате обменных и биохимических реакций, выщелачивания пород и других физико-химических процессов. В результате биохимических реакций произошло обеднение седиментогенных вод сульфатами, обогащение сероводородом (в зонах затрудненного водообмена), а за счет обменных реакций между водой и породой — обогаще-

ние воды кальцием и обеднение магнием и натрием [1, 2, 4, 7, 8 11, 14, 18, 23, 29, 35 и др.].

Хлоридные магниевые весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы (минерализация более 300—350 г/кг), богатые бромом и калием, с точки зрения сторонников седиментогенной гипотезы представляют собой захороненную маточную рапу карналлитовой стадии седиментогенеза. Она сохранила свой хлоридный магниевый состав, вследствие того что была запечатана в толщах соленосных отложений и не имела взаимодействия с карбонатными и терригенными отложениями.

Хлоридные натриевые и кальцево-натриевые соленые и рассольные воды с минерализацией до 270 г/кг могут быть (с позиций рассматриваемой гипотезы) как седиментогенными, сформировавшимися за счет захороненных вод бассейнов соответствующих стадий осолонения (до галитовой включительно), так и водами (и рассолами) выщелачивания, образовавшимися в результате выщелачивания соленосных отложений и других пород, обогащенных хлоридами натрия, водами разного генезиса, в том числе инфильтрагенными и седиментогенными морских бассейнов нормальной солености. Рассолы выщелачивания отличаются от седиментогенных сравнительно небольшим количеством хлоридов кальция, стронция и брома. Такая трактовка происхождения соленых вод и рассолов выщелачивания согласуется с закономерностями их распространения. Они обычно развиты в зонах затрудненного, реже свободного водообмена в тех артезианских структурах, в геологическом разрезе которых имеются галогенные отложения. При этом хлоридные натриевые соленые воды и рассолы обычно распространены по геологическому разрезу выше соленосных или гипсоносных отложений. При отсутствии в гидрогеологических структурах галогенных пород отсутствуют и хлоридные натриевые рассолы (бассейны Западной Сибири, Восточной Сибири, Дальнего Востока, Сахалина).

Такая трактовка происхождения хлоридных натриевых рассолов, обедненных специфическими компонентами (хлоридами кальция, бромом, стронцием и др.), не вызывает принципиальных расхождений во мнениях гидрогеологов [8, 23, 29, 35 и др.]. Иначе обстоит дело с объяснением процессов формирования хлоридных кальциевых и хлоридных кальцево-натриевых рассолов, обогащенных хлоридами кальция и другими специфическими компонентами. В трактовке этого вопроса нет единодушия даже среди защитников седиментогенной гипотезы. Так, Е. В. Посохов [63, 64], признавая седиментогенную гипотезу формирования подземных хлоридных кальциевых рассолов, считает, что они не могли образоваться из хлоридных магниевых рассолов в результате обменных реакций, а представляют собой седиментогенные рассолы, состав которых является унаследованным от «хлоридных кальциевых морей», существовавших в минувшие геологические эпохи, главным образом в палеозое. Эта гипотеза основана на допущении общей эволюции химического состава вод Мирово-

го океана и внутриконтинентальных морей, питающихся его водами.

В одной из работ названный автор [63] писал, что в палеозое преобладали моря хлоркальциевого типа, т. е. моря, в воде которых присутствует значительное количество хлоридов кальция, в мезозое их стало меньше, а в кайнозое значение приобрели моря хлормagneиевого типа, т. е. моря, вода которых по химическому составу близка к воде современных морей. Следовательно, в палеозое и в мезозое, по мнению Е. В. Посохова, солеродные бассейны питались водой хлоркальциевого типа, а подземные рассолы сформировались из этой воды в результате ее концентрации на поверхности Земли.

К точке зрения Е. В. Посохова очень близко примыкает мнение Ю. Ф. Кореннова [1974 г.], который считает, что подземные рассолы хлоридного кальциевого типа унаследовали свой химический состав непосредственно от морских вод, которые в палеозое (до перми) имели не «сульфатный», а «хлоридный» тип, т. е. повышенные количества хлоридов кальция. Высокая минерализация межсолевых и подсолевых подземных рассолов и высокая концентрация в них таких элементов, как кальций, бром, стронций, являются в основном (по мнению названного автора) следствием сгущения морской воды «хлоридного» типа в солеродных бассейнах на поверхности Земли, а не следствием обменных реакций и других подземных процессов на разных стадиях преобразования захороненной маточной рапы хлоридного магниевого состава солеродных бассейнов, как считают другие исследователи.

Изложенные представления Е. В. Посохова и Ю. Ф. Кореннова не лишены слабых сторон. Во-первых, внимательный анализ работ геологов, занимающихся изучением соленосных отложений [27, 73 и др.], показывает, что доказательства, приводимые для обоснования имевшей место эволюции химического состава вод Мирового океана и морей прошлого: от «хлоридного» типа к «сульфатному» (по Ю. Ф. Кореннову) или от «хлоридно-кальциевого» к «хлоридно-магниевому» (по Е. В. Посохову), — нельзя считать достаточно безупречными. Во-вторых, если допустить, что воды Мирового океана и морей, питающих солеродные бассейны в прошлом, действительно имели «хлоркальциевый» состав, то станет труднообъяснимым вопрос: почему же подземные хлоридные кальциевые рассолы распространены в бассейнах не только палеозойского, но и мезозойского возраста и далеко не во всех толщах, в которых имеются соленосные отложения морского происхождения. В-третьих, допуская существование морей «хлоркальциевого типа», Е. В. Посохов и Ю. Ф. Кореннов считают, что в их воде все же преобладали хлориды магния и натрия, а не кальция. Следовательно, при упаривании такой воды в солеродных бассейнах могла сформироваться маточная рапа с преобладанием хлоридов натрия или магния (в зависимости от степени упаривания), но не хлоридов кальция, которые превалируют в подзем-

ных рассолах, являющихся предметом дискуссии. Очевидно, для объяснения процессов формирования хлоридных кальциевых рассолов не обойтись без признания решающей роли в этих процессах обменных реакций между водой и породой, если даже допустить, что солеродные бассейны прошлого питались и водой морей «хлоркальциевого типа».

Некоторые авторы также считают, что весьма крепкие хлоридные кальциевые рассолы образуются не в подземных, а в поверхностных условиях, однако без привлечения к этому процессу «хлоркальциевых морей» прошлого. Так, Л. Н. Капченко [35] допускает, что такие рассолы формируются в солеродных бассейнах, питающихся поверхностным стоком, обеспечивающим развитие процессов доломитизации, в результате которых происходит обеднение рапы магнием и обогащение кальцием. В этих условиях рапа может превратиться в хлоридную кальциевую и приобрести ту высокую концентрацию, которая свойственна хлоридным кальциевым рассолам, например, Ангари-Ленского бассейна.

Формирование хлоридных кальциевых рассолов в солеродных бассейнах еще на поверхности земли связывает с процессами доломитизации и С. Л. Шварцев [1975 г.]. Он указывает, что захоронение осадков в солеродном бассейне сопровождается образованием восстановительной среды и восстановлением сульфат-ионов до сероводорода, что приводит к нарушению установившегося в бассейне седиментации равновесия между раствором и вмещающими сульфатными минералами, которые начинают растворяться. Так как среди сульфатов соленосных отложений резко преобладает гипс, то раствор обогащается преимущественно кальцием и значительно меньше магнием. Это в свою очередь нарушает карбонатное равновесие, установленное еще в поверхностных рассолах морского происхождения, что приводит к растворению кальцита, выпадению в осадок доломита и накоплению в растворе хлоридов кальция.

Некоторые исследователи отрицают возможность длительного сохранения седиментогенных вод в осадочной толще литосферы и считают, что химический состав и степень минерализации ПВ — в основном результат выщелачивания пород разного состава инфильтрационными водами [59, 60]. Рассолы, в том числе и хлоридные кальциевые, по мнению указанных авторов, формируются в результате выщелачивания соленосных отложений. Однако ни один из авторов не приводит достаточно убедительных доказательств в пользу того, что в результате выщелачивания и растворения каменной соли рассолы могут превратиться из хлоридных натриевых в хлоридные кальциевые или магниевые с очень высоким количеством брома, стронция, аммония и других специфических компонентов. Ведь каменная соль, даже калийная, содержит сравнительно мало названных элементов и хлоридов кальция. Е. В. Пиннекер [56, 59] в качестве доказательства возможности накопления в рассолах хлоридов кальция указывает на то, что в некоторых солях содержится до нескольких процентов

хлоридов кальция [59, с. 269—270], а в калийных солях и содержание брома достигает нескольких процентов. Все это так, но ведь указанные количества хлоридов кальция и брома встречаются в солях и в настоящее время, следовательно, они не перешли из солей в раствор. Для осуществления этого надо растворить соли, но залежи их существуют, а в них присутствуют и хлориды кальция, и бром, причем содержание брома такое же, каким оно должно быть в солях на данной стадии галогенеза.

В рассолах же, действительно сформировавшихся в результате выщелачивания каменной соли, хлориды кальция, бром и тем более хлориды магния присутствуют в незначительном количестве. Кроме того, ни один из сторонников гипотезы накопления в рассолах хлоридов кальция и брома в результате выщелачивания не показал, что и то и другое содержится в виде изоморфной примеси в кристаллах солей, а не в поровых растворах. Если же они обнаружены в поровых растворах, то следует учесть, что последние в каменных солях, так же как и в других породах, имеют седиментогенное происхождение. Кроме того, указанные авторы не приводят доказательств в пользу того, что в подсоленосных и в соленосных толщах, в которых только и встречаются сверхкрепкие хлоридные щелочноземельные рассолы, происходит водообмен со скоростями, достаточными для растворения солей. Но если допустить, что он все же происходит, то в таком случае нельзя объяснить, каким образом формируются столь концентрированные рассолы (пересыщенные по хлористому натрию). Справедливости ради необходимо отметить, что в названных работах [56, 59, 60] признается возможность сохранения седиментогенных рассолов, но отводится им второстепенное значение, допускается наличие их в линзах, запечатанных в соленосных отложениях.

Приведенные выше сведения о взглядах сторонников седиментогенной гипотезы происхождения подземных рассолов и гипотезы выщелачивания показывают, что имеется сходство в трактовке ими одних вопросов и расхождение в других. Те и другие признают, что состав геологических формаций играет решающую роль в формировании химического состава и степени минерализации ПВ вообще и подземных рассолов в частности. Эту зависимость стало трудно отрицать, после того как были выявлены основные закономерности распространения ПВ, разных по химическому составу и степени минерализации на территории СССР [21, 28, 30], охарактеризованные выше. Расхождения в точках зрения сторонников названных гипотез заключаются в разной трактовке характера взаимосвязи геологических формаций и подземных рассолов. Все признают, что хлоридные натриевые рассолы с небольшим количеством хлоридов щелочных земель могут быть рассолами выщелачивания. Однако в трактовке генезиса хлоридных рассолов, богатых щелочными землями, бромом, стронцием и другими специфическими компонентами, имеются существенные расхождения, что видно из изложенного выше.

Разные мнения у гидрогеологов существуют по вопросам не

только формирования химического состава рассолов, но и происхождения высокой минерализации их, особенно тех, минерализация которых значительно превышает 350 г/кг. Как известно, степень минерализации конечной стадии упаривания океанической воды близка к 372 г/кг [Валяшко М. Г., 1962 г.], степень минерализации вод Кара-Богаз-Гола в некоторые сезоны в отдельные годы повышается до 340—375 г/кг, а некоторых озер, расположенных в дельте Волги, — до 384—450 (Кордуанская группа).

Приведенные концентрации солей в рассолах, сформировавшихся в поверхностных водоемах, весьма близки к тем максимальным значениям, которые наблюдаются в некоторых артезианских бассейнах при наличии в них мощных толщ соленосных отложений, например до 395—418 г/кг (500—600 г/л) в Ангаро-Ленском бассейне. Следовательно, разница между высококонцентрированными поверхностными и подземными рассолами не столько в степени минерализации их, сколько в химическом составе. Сторонниками седиментогенной гипотезы эта разница объясняется обменными реакциями между седиментогенными рассолами и породами, о чем говорилось выше. Причем в результате обменных реакций не только изменяется химический состав рассолов, но и увеличивается степень минерализации их, в частности в результате обмена магния раствора на кальций породы. Это объясняется большой атомной массой кальция (40,1) в сравнении с магнием (24,3).

Полное замещение магния на кальций ведет к повышению минерализации раствора на 16 %. Указанные обменные реакции могут происходить не только между рассолами и карбонатными породами (доломитизация), но и между рассолами и другими минералами — монтмориллонитом, слюдами и другими [Лебедев В. И., 1965 г., 1967 г. и др.]. Известны и другие объяснения увеличения минерализации рассолов в результате обменных реакций. Так, М. Г. Валяшко и Н. К. Власова [1981 г.] на основании экспериментальных данных пришли к выводу, что при формировании хлоридных кальциевых рассолов в результате обмена магния раствора на кальций породы образуются магниевые минералы (сепиолит, хлорит и др.), которые забирают воду из взаимодействующего раствора, что приводит к повышению концентрации последнего. Значительную роль в возможном повышении концентрации рассолов процессам гидролиза отводит С. Л. Шварцев [1975 г., 1982 г. и др.]. Этот автор приходит к выводу, что количество погребенной в процессе седиментации в солеродном бассейне воды не остается постоянным, а по мере протекания диагенетических и катагенетических преобразований горных пород постепенно уменьшается вследствие ее химического участия в многочисленных ионо-обменных реакциях» [56, с. 209]. Гидролизу минералов большая роль в процессах формирования высококонцентрированных рассолов отведена и в гидрогеологическом очерке Л. В. Боровского, Г. С. Вартаняна и Т. В. Куликова [Кольская сверхглубокая, 1984 г.].

По мнению И. Ф. Вовк [1979 г., 1981 г.], некоторое сгущение подземных рассолов может происходить и в результате радиолиза воды, который в течение геологического времени достигает значительных масштабов.

Предлагались и другие объяснения несколько повышенной минерализации подземных рассолов по сравнению с наземными. Выше было указано, что, по мнению Л. Н. Капченко, хлоридные кальциевые сверхкрепкие рассолы формируются не в подземных, а в наземных бассейнах седиментации, в результате испарения, которое в таких условиях может иметь решающее значение. Следует отметить, что процессы испарения привлекались и для объяснения появления рассолов в подземных условиях [Сулин В. А., 1948; Альтовский М. Е., 1950 г. и др.], но после того как эта гипотеза подверглась убедительной критике [Станкевич Е. Ф., 1968 г.; Зайцев И. К., 1968 г. и др.], гидрогеологи перестали придавать существенное значение подземному испарению в образовании подземных рассолов. Все предположения, допускающие, что высококонцентрированные рассолы могут сформироваться в подземных условиях из слабоминерализованных вод только в результате уменьшения объема растворителя (подземное испарение, гидролиз, радиолиз и др.), вряд ли можно признать достаточно обоснованными.

1. Эти процессы, если и происходят, то повсеместно, так как они обусловлены факторами глобального характера. Однако рассолы распространены только в структурах, в которых имеются галогенные формации.

2. Для того чтобы из пресных вод (например, с минерализацией 1 г/кг) образовались рассолы (например, с минерализацией 300 г/кг), необходимо сконцентрировать воду в 300 раз и обеспечить соответствующий приток воды к месту ее концентрации, что невозможно в условиях, в которых распространены подземные рассолы.

3. Процесс сгущения пресной воды до хлоридных кальциевых рассолов должен сопровождаться последовательным выпадением в осадок менее растворимых солей (карбонатных и сульфатных, хлоридных натриевых и др.) в таком объеме, которого вполне достаточно для полной коагуляции имеющихся в породах пустот и прекращения поступления инфильтрагенных вод в породы. Однако отложения названных солей в большом объеме в действительности не наблюдаются.

Таким образом, процессы подземного испарения воды, «гидролиза» и «радиолиза», если и происходят в подземных условиях, то вряд ли могут превратить пресные инфильтрагенные воды в рассолы, хотя нельзя полностью исключить их значение для некоторого повышения минерализации рассолов, сформировавшихся в наземных солеродных бассейнах и потом захороненных вместе с породами.

Выше рассмотрены взгляды сторонников седиментогенной и инфильтрагенной (выщелачивания) гипотез формирования подзем-

ных рассолов, но имеются еще и сторонники других гипотез, в частности глубинного происхождения рассолов. Если авторы гипотез седиментогенного или инфильтрагенного происхождения рассолов считают, что первоисточником солей, растворенных в подземных рассолах, являются рассолы или галогенные формации, сформировавшиеся в наземных солеродных бассейнах, то авторы эндогенного происхождения рассолов полагают, что глубинные рассолы — первоисточник, питающий наземные солеродные бассейны, обеспечивающий формирование не только рассолов, но и залежей каменной и калийных солей [Порфирьев В. Б., 1961 г.; Кудрявцев Н. А., 1966 г., 1974 г. и др.; Созанский В. И., 1973 г., 1977 г. и др.; Джинаридзе Н. М., Раевский Н. М., 1974 г., 1977 г., 1980 г. и др.; Горбов А. Ф., 1980 г. и др.]. В работах названных авторов изложены разные точки зрения на происхождение как залежей солей, так и рассолов, но их объединяет то, что, по мнению их авторов, соли и рассолы имеют глубинное (подкоровое) происхождение. Одни допускают внедрение солей с больших глубин в твердом виде, а другие считают, что твердые соли образуются в солеродных бассейнах, питающихся глубинными рассолами.

Слабая обоснованность многих положений, высказанных в названных и других работах, посвященных рассматриваемому вопросу, была показана М. П. Фивегом [72, 73 и др.] — одним из сторонников «классической теории галогенеза», сущность которой заключается в том, что формирование залежей солей и рассолов происходит в наземных солеродных бассейнах, питающихся океанической водой, сконцентрированной до садки различных солей в результате испарения в условиях аридных климатов. Не имея возможности останавливаться здесь на более или менее детальном рассмотрении слабых сторон гипотезы эндогенного происхождения подземных рассолов, укажем только на некоторые из них.

Названная гипотеза основана на предпосылке якобы повсеместного распространения в земной коре хлоридных рассолов (В. Ф. Дерпгольц и др.). Один из сторонников таких представлений — А. Ф. Горбов [22] считает, что на сравнительно небольшой глубине (до первых тысяч метров) повсеместно распространены рассолы «удивительно однообразного химического состава». Причем, по мнению названного автора, «феномен сохранения однородности химического состава и закономерности возрастания минерализации рассолов с глубиной при отсутствии или наличии в разрезе водоносного комплекса галогенных толщ, которые (если присутствуют) включают резко отличные по химическому составу и минерализации рассолы, дает единственно возможное толкование причинно-следственных связей, заключающихся в том, что не подземные рассолы формируются в процессе галогенеза, а как раз наоборот, галогенные толщи являются производными подземных рассолов» [22, с. 285]. Далее он пишет: «На фоне повсеместного распространения подземных рассолов накопление мощных

соленосных толщ имело место только в тех тектонических депрессиях, подошва осадочного чехла которых опускалась значительно ниже регионального уровня подземных рассолов» [22, с. 291].

Слабые стороны гипотезы А. Ф. Горбова заключаются в следующем.

1. Утверждению о том, что на некоторой глубине повсеместно распространены рассолы, противоречит отсутствие их в наиболее тектонически раздробленных регионах, т. е. в наиболее благоприятных для проникновения флюидов из подкорковых глубин. Рассолы неизвестны в областях современного вулканизма, а также в большинстве складчатых областей, по крайней мере до глубины нескольких тысяч метров. В работе [40], посвященной описанию подземных вод Исландии, указывается, что характерной чертой гидротерм этой страны является низкая минерализация их (от 0,15 до 1,5 г/кг). Только минерализация береговых гидротерм, в питании которых участвуют морские воды, возрастает до 48 г/л [40, с. 40]*. До сих пор не отмечены рассолы среди терм Камчатки и Курильских островов. По-видимому, базальтовый слой даже при сравнительно небольшой мощности служит препятствием для проникновения легколетучих компонентов из мантии в воды Мирового океана [56, с. 219]. В складчатых областях Сибири и Дальнего Востока, сильно тектонически нарушенных, известно немало термальных источников, питающихся водами глубокой циркуляции (до 3,0—5,0 км), но рассольные и даже сильносоленые воды там отсутствуют, не говоря уже о залежах солей. Очевидно, утверждать, что на некоторой глубине рассолы распространены повсеместно, нет оснований.

2. Мнение о том, что подземные рассолы имеют «удивительно однообразный химический состав», независимо от наличия или отсутствия галогенных отложений, также не соответствует фактическим данным о закономерностях распространения рассолов, охарактеризованных выше. В зависимости от наличия в гидрогеологических структурах галогенных отложений и от стадии галогенеза изменяется глубина распространения, степень минерализации и химический состав рассолов (см. табл. 1—9).

3. Малоубедительно и утверждение о том, что накопление мощных соленосных толщ могло происходить только «в тех тектонических депрессиях, подошва осадочного чехла которых опускалась значительно ниже регионального уровня подземных рассолов». При этом А. Ф. Горбов не указывает, на какой глубине находился региональный уровень рассолов в тех депрессиях, в которых формировались столь мощные соленосные толщи, как на Сибирской платформе, в Прикаспийской впадине, Предуральском прогибе и др. Он не объясняет также механизм поступления в депрессии рассолов в столь большом количестве, которое необходимо для отложения имеющихся объемов солей. Ведь первые же пласты соли должны были служить существенным препятствием, если не абсолютным водупором, для дальнейшего проникновения рассолов в депрессию через их дно. Он не указывает также, каким образом удалялись из депрессии остаточные рассолы, из которых выпали соли, ведь их масса должна была быть огромной.

4. Галогенные формации обычно состоят не только из галитовых и калийных солей, но включают карбонатные и сульфатные отложения, причем далеко в неодинаковых соотношениях в разных соленосных бассейнах. Те рассолы, которые распространены в артезианских бассейнах, несомненно, являются маточными, из которых последовательно выпали карбонатные, сульфатные и хлоридные соли. Из каких же рассолов отлагались названные соли, если по химическому составу эти рассолы «удивительно однообразны»? Ответ и на этот вопрос в работе [22] отсутствует.

Сторонники эндогенной гипотезы формирования рассолов для доказательства своих предположений обычно ссылаются на термальные рассолы с повышенной металлоносностью, обнаруженные во впадинах Красного моря и в некоторых других районах. Но ведь в таких местах, в том числе и во впадинах

* К таким же выводам пришли В. И. Кононов [1983 г.] при описании геохимии термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) и В. В. Иванов [33].

Красного моря, распространены мощные галогенные формации, с которыми так или иначе и связаны имеющиеся там рассолы. В настоящее время отсутствуют доказательства в пользу того, что галогенные формации и рассолы, распространенные во впадинах Красного моря, не могли образоваться в одном и том же солеродном бассейне. Можно, конечно, допустить, что в солеродные бассейны, в которых формировались галогенные формации поступали металлоносные растворы, в том числе и с больших глубин (но не обязательно из мантии). Но в этом случае такие процессы могут указывать только на возможность существования некоторых особенностей питания наземных солеродных бассейнов, т. е. на особенности седиментогенеза в отдельных бассейнах, но маточные рассолы таких бассейнов являются все же седиментогенными, т. е. образующимися в наземных условиях в соответствии с классической схемой галогенеза, а затем изменившимися в подземных условиях.

В литературе высказаны и другие соображения о роли и масштабах подземного питания солеродных бассейнов [Джинаридзе Н. М. и др., 1980 г.; Аширов К. Б. и др., 1982 г.]. Не останавливаясь более на рассмотрении этого вопроса, отметим, что в настоящее время геологи, изучающие соленосные отложения, еще не решили однозначно вопрос о питании солеродных бассейнов, в которых сформировались те или иные галогенные формации и связанные с ними рассолы. Однако имеющиеся фактические данные о закономерностях распространения подземных рассолов и галогенных формаций однозначно указывают на их генетическую связь и на то, что выявленные закономерности распространения подземных соленых и рассольных подземных вод разного химического состава наиболее полно могут быть объяснены с позиций седиментогенной гипотезы.

Еще менее доказательны, чем эндогенная, гипотезы происхождения рассолов, основанные на различных физико-химических процессах: гравитационная [Филатов К. В., 1956 г. и др.], трансляционная [Самойлов О. Я., Соколов Д. С., 1957 г.], осмотическая [Палей П. Н., 1948 г. и др.], диффузионная [Смирнов С. И., 1971 г. и др.], фильтрационного эффекта [Аширов К. Б. и др., 1982 г. и др.], подземного выпаривания [Альтовский М. Е., 1950 г. и др.]. Эти гипотезы неоднократно критически рассматривались в литературе [29 и др.], поэтому здесь отметим только основные недостатки названных гипотез, которые заключаются в том, что они основаны на явлениях, имеющих частное значение, что они противоречат закономерностям распространения и состава соленых и рассольных вод в разных гидрогеологических структурах, рассматривают воду в отрыве от формирования и состава геологических формаций, истории развития гидрогеологических структур, не учитывают геохимического взаимодействия воды и пород, рассматривают процесс химического состава воды, как будто она находится в стеклянном резервуаре.

Кроме того, некоторые из названных гипотез взаимно исключают друг друга. Например, эндогенная и осмотическая гипотезы основаны на допущении движения воды в породах снизу вверх, а гипотезы подземного испарения и трансляционная предполагают, что воды движутся сверху вниз. Результаты отцеживания растворенных веществ (фильтрационный эффект) и осмоса должны подавляться диффузией и результатами обменных реакций (химических, биогеохимических) между раствором и породой.

Бром в подземных водах. Формирование бромных вод теснейшим образом связано с формированием подземных рассолов.

Геохимия брома обстоятельно освещена в работах Л. С. Селиванова [1935 г., 1939 г., 1944 г., 1947 г.], М. Г. Валяшко [1956 г., 1962 г. и др.], В. В. Красинцевой [1968 г.] и многих других. Основные сведения об этом приведены также в работах А. В. Кудельского и М. Ф. Козлова [1970 г.], В. С. Самариной [66], Л. Н. Капченко [1972 г., 1977 г.], С. Р. Крайнова и В. М. Швеца [44], Е. В. Пиннекер [1982 г.] и других. Закономерности распространения брома в ПВ СССР охарактеризованы на гидрохимических картах СССР и в других работах [21, 29]. Во всех названных работах устанавливается, что бром широко распространен в природных средах.

Среднее содержание его в земной коре составляет $2,1 \cdot 10^{-4} \%$ (по А. П. Виноградову [1962 г.]) при среднем хлорбромном коэффициенте около 800. Среднее содержание брома в океанической воде близко к 65 мг/кг, а хлорбромный коэффициент ее около 300; в морской воде несколько пониженной солености (Черное, Азовское, Каспийское, Аральское, Балтийское моря) соответственно от 0,002 до 0,04 г/кг и от 280 до 318, за исключением вод Каспийского и Аральского морей, в которых хлорбромный коэффициент достигает 733 и 2123 за счет обеднения вод этих морей хлором. Значительно большие концентрации брома отмечаются в подземных соленых и особенно рассольных водах, причем концентрация его сильно изменяется в зависимости от степени минерализации ПВ (табл. 25).

Таблица 25

Химический состав, г/кг, океанической воды различной степени упаривания
(по М. Г. Валяшко [1962 г.])

Стадия упаривания	CaCO ₃	CaSO ₄	MgSO ₄	MgCl ₂	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	131,39
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 опр.	„	75,5	169,1	33,8	49,2	Не опр.	327,6
карналлита	3,01	„	64,4	213,4	24,2	31,6	3,9	340,51
Эвтоника	4,57	„	39,9	308,6	10,6	1,9	5,99	371,56

Установлено также, что рассольные воды, а вместе с ними и бром парагенетически связаны с галогенными породами. Однако, признавая парагенетическую связь между рассолами, бромом и галогенными породами, исследователи делают все же разные выводы о генезисе брома в рассолах, так же как и о генезисе самих рассолов. Одни считают, как это было показано выше, что соленые и рассольные воды, а вместе с ними и бром артезианских бассейнов образуются в результате выщелачивания соленосных

отложений водами разного генезиса, но преимущественно инфильтрагенными [59, 60; Красинцева В. В., 1968 г., и др.], а другие полагают, что в артезианских бассейнах имеются как рассолы выщелачивания, так и рассолы седиментогенные, образовавшиеся за счет вод бассейнов седиментации разной солености, которые существовали на поверхности Земли в минувшие геологические эпохи (И. К. Зайцев, М. Г. Валяшко, Е. А. Басков, Л. Н. Капченко и др.).

Рассолы выщелачивания и седиментогенные, по мнению названных авторов, существенно различны по общему химическому составу и по концентрации в них брома. Имеющиеся данные показывают, что причины высоких концентраций брома в рассолах как подземных, так и наземных наиболее убедительно могут быть объяснены с позиций седиментогенной гипотезы, допускающей, что минерализация и химический состав рассолов, в том числе и концентрация в них брома, находятся в определенной зависимости от степени упаривания воды бассейнов, существовавших в аридных областях в минувшие геологические эпохи. С учетом сказанного результаты наблюдений многих исследователей за процессами накопления солей в современных рассольных озерах и лагунах, а также результаты экспериментальных работ по упариванию морской воды могут быть использованы для объяснения накопления брома в водах различных стадий упаривания солеродных бассейнов, существующих в настоящее время или существовавших в прошлом. Кратко рассмотрим результаты таких исследований.

В литературе, посвященной галогенным формациям [Страхов Н. М., 1962 г.; Фивег М. П., 1980 г.; Иванов А. А., 1972 г.; Жарков М. А., 1974 г., 1978 г., и др.], указывается, что подавляющее число крупных солеродных бассейнов прошлого представляли собой водоемы, расположенные в аридных областях и имевшие затрудненную связь с морем. Некоторым подобием таких бассейнов могут служить современные Кара-Богаз-Гол и Сиваши. Такие бассейны питались морской водой, и следовательно, их рапа, так же как и соли, выпавшие в осадок, тесно связаны с солевым составом морской воды, сконцентрированной в разной степени. Чем выше концентрация рапы, тем больше она обогащается наиболее растворимыми солями и элементами (табл. 25). Причем количество брома в рапе при ее сгущении возрастает непрерывно до эвтоники.

Указанные закономерности увеличения количества брома в рассолах в зависимости от степени минерализации вод наблюдаются не только при искусственном выпаривании морской воды, но и в естественных условиях, что можно иллюстрировать данными о рапе существующих солеродных бассейнов (табл. 26 и 27).

Данные по Кара-Богаз-Голу (табл. 26) показывают, что по мере увеличения общей минерализации рапы растет в ней и количество брома, почти прямо пропорционально увеличению хлоридов магния. В этой же таблице видно, что процентное содержание

Таблица 26

Степень минерализации и содержание брома в рапе некоторых водоемов
(по литературным данным)

Водоем	Общее содержание солей, %	Содержание брома, %
Сакский залив	27,16	0,2
Сасык-Сиваш	17,71	0,051
Геническое	28,98	0,206
Гончарское	27,67	0,080
Перекопская группа озер:		
Красное	25,50	0,072
Старое	25,02	0,28
Керчеутское	19,46	0,025
Озера Заволжья:		
Баскунчак	26,32	0,04
Эльтон	26,29	0,01
Озера дельты Волги:		
Мал. Кордуанское	40,75	0,08
Бол. Кордуанское	40,39	0,06
Мал. Леденское	38,4	0,04
Бол. Леденское	34,02	0,01
Карантинное	27,84	0,20
Бол. Басинское	27,22	0,12
Озера Западного Казахстана:		
Карабатан	30,77	0,018
Тюлеган	27,02	0,047
Искине 2-е	31,33	0,091
Аккуль	30,39	0,016

Таблица 27

Химический состав, %, рапы Кара-Богаз-Гола в разные годы
(по данным Г. С. Сидельникова и А. И. Лазарева [1964 г.])

Год отбора пробы (месяц)	Mg(HCO ₃) ₂	MgCl ₂	MgSO ₄	MgBr ₂	KCl	NaCl	Br, г/кг	Сумма
1897 (июнь)	—	2,23	2,96	0,016	0,25	10,64	0,158	16,254
1947 (сентябрь)	0,167	4,76	8,62	0,037	0,75	14,61	0,400	29,344
1955 (октябрь)	0,188	8,18	8,62	0,043	1,03	11,19	0,49	29,741
1956 (июнь)	0,159	6,62	7,98	0,041	0,90	14,24	0,45	30,390
(октябрь)	0,455	18,44	8,09	0,119	2,04	2,76	1,35	33,254
1957 (июль)	0,441	22,55	6,35	0,122	2,56	2,00	1,40	35,423
(август)	0,390	25,65	4,81	1,81	1,28	2,06	1,50	37,50
1961 (июнь)	0,470	34,59	2,58	0,24	Следы	—	2,84	40,72

натрия растет до концентраций рапы — 300, а калия до 320 г/кг, а затем процент того и другого начинает убывать вследствие выпадения этих солей в осадок. Таким образом, в естественных условиях наблюдается в принципе та же закономерность в накоплении брома, которая была установлена в результате искусственного упаривания морской воды.

Следует обратить внимание также и на то, что степень минерализации и концентрация отдельных элементов, в том числе и брома, изменяется в одном и том же бассейне не только во времени, но и на разных глубинах в разных точках одного и того же бассейна. Последнее хорошо иллюстрируется данными П. И. Лунина по Мертвому морю (табл. 28). Они показывают, что в одном и том же солеродном бассейне даже сравнительно небольших размеров, каким является Мертвое море, степень минерализации и концентрация рассолов существенно различны. Еще больше эта разница должна быть при больших размерах бассейна, какими, вероятно, обладали древние солеродные бассейны. Эта разница может увеличиваться еще больше в разных солеродных бассейнах, имеющих разные условия питания и степень упаривания. В таких случаях могут измениться и процентное соотношение между отдельными компонентами солевого состава, и количество брома

Таблица 28

Изменение химического состава рассолов Мертвого моря в разных пунктах и на разной глубине (по П. И. Луину [1954 г.])

Место и глубина, м, отбора пробы	Сумма минерализации, г/кг	Концентрация солей, %					
		CaSO ₄	NaCl	KCl	MgCl	MgBr ₂	CaCl ₂
Точка 1, северная часть моря, у поверхности	190,2	0,44	29,61	3,53	50,70	2,97	12,75
Точка 2, в 5 милях от точки 1; 200	207,71	0,29	16,09	3,24	63,30	2,00	15,08
Точка 2; 300	259,97	0,34	13,39	3,20	60,89	3,59	18,06
Точка 4, в 5 милях южнее точки 2; 120	245,73	0,31	29,93	3,08	64,33	2,48	3,87
Точка 4; 200	251,10	0,31	25,42	3,41	64,23	2,25	4,38

в рапе. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить приведенные выше данные по Кара-Богаз-Голу и Мертвому морю — крупнейшим солеродным бассейнам современной эпохи. Однако, несмотря на очень существенную разницу в химическом составе названных бассейнов, общим для них является сравнительно высокое содержание брома, хотя и неодинаково высокое. Данные по другим современным солеродным бассейнам показывают, что сравнительно высокое содержание брома является общим для них признаком (см. табл. 26).

Очевидно, и древние солеродные бассейны, так же как и современные, имели разные минерализацию, химический состав и

концентрацию специфических компонентов в зависимости от разных степеней упаривания, условий питания, стадии метаморфизации.

Выше было показано, что количество брома в подземных соленых и рассольных водах — от нескольких миллиграммов до 6—7 г/кг, редко больше. Наиболее устойчиво высокие концентрации его наблюдаются в хлоридных кальциевых весьма крепких рассолах, в частности в Ангаро-Ленском бассейне (табл. 29).

Таблица 29

Химический состав хлоридных кальциевых рассольных вод Ангаро-Ленского бассейна (по данным А. А. Дзюба и др. [1982 г.])

Скважина и ее номер	Интервал опробования, м (в числителе), и возраст пород (в знаменателе)	Минерализация, г/л	Химический состав	Содержание брома, г/л
Почетская, 1	$\frac{2984-3165}{\epsilon_{1-2} \text{ us}}$	474,0	$\frac{\text{Cl}199 \text{ Br}0,72}{\text{Ca}65 \text{ Mg}26}$	5,0
Шелонская, 2	$\frac{476-499}{\epsilon_1 \text{ an}}$	473,9	$\frac{\text{Cl}199 \text{ Br}0,9}{\text{Ca}53 \text{ Mg}36}$	6,4
Парфеновская, 3	$\frac{1805-1818}{\epsilon_1 \text{ us}}$	434,2	$\frac{\text{Cl}199 \text{ Br}1,01}{\text{Ca}67 \text{ Mg}24 \text{ K}6,7}$	6,6
Коркинская, 15	$\frac{740-1000}{\epsilon_1 \text{ an}}$	484,9	$\frac{\text{Cl}198 \text{ Br}0,6}{\text{Ca}62,3 \text{ Mg}21,5 \text{ K}11,5}$	3,9
Богактинская, 3-р	$\frac{2132-2185}{\epsilon_1 \text{ us}}$	481,3	$\frac{\text{Cl}199 \text{ Br}0,9}{\text{Ca}63,5 \text{ Mg}25,1 \text{ K}7,1}$	6,2
Илимская, 5	$\frac{1100-1675}{\epsilon_1 \text{ an-bl s}}$	402,1	$\frac{\text{Cl}199 \text{ Br}0,8}{\text{Mg}52,4 \text{ Ca}30,6 \text{ K}8,8}$	5,0
Фоновый (средний) состав по 34 анализам	—	430,8	$\frac{\text{Cl}198,9 \text{ Br}0,9}{\text{Ca}62,4 \text{ Mg}16,8 \text{ Na}15,8}$	5,5

Такое же количество брома наблюдается и в некоторых современных солеродных бассейнах: до 3—4 г/кг в рапе Кара-Богаз-Гола, до 5—6 в рассолах Мертвого моря на глубине более 300 м. Очевидно, такой же могла быть его концентрация и в рассолах древних солеродных бассейнов.

Таким образом, если подземные рассолы являются захороненной рапой древних солеродных бассейнов, то становится понятным, откуда в них появился бром и почему содержание его значительно изменяется в разных артезианских бассейнах и даже в разных частях одного и того же бассейна. Однако наряду с седиментогенными подземными рассолами существуют и рассолы выщелачивания, минерализация и химический состав которых могут форми-

роваться за счет как седиментогенных рассолов, так и растворения солей водами разного генезиса. Все соли, выпавшие в осадок в процессе галогенеза, содержат какое-то количество брома, хотя и неодинаковое, но тем больше, чем выше концентрация рапы, из которой происходила садка солей. На основании экспериментальных исследований М. Г. Валяшко приводит следующие данные о возможном содержании брома в разных солях, г/кг: в галите — 0,05—0,37, в сильвине — 1,3—3,0, в карналлите — 2,4—6,0, а в бишофите (по дополнительным данным того же автора) — 5—10.

О содержании брома, %, в природных солях различных месторождений можно привести следующие литературные данные: озер Баскунчак, Эльтон, Индер — 0,002—0,005; месторождений Илецкого, Славянского, Досорского, Искене, Сагизского, Озинки, Бирюкского на разных глубинах — 0,001—0,05. В калийных солях оно существенно увеличивается. Так, в солях Стебниковского месторождения брома содержится, %: в сильвините 0,025—0,100, в каините до 0,076, в лангбейните до 0,112; Калушского месторождения: в сильвините 0,076—0,112, в карналлите 0,039; Верхнекамского месторождения: в сильвините 0,051—0,062, в карналлите 0,155—0,175; в калийных солях Гаурдакского и Старобинского месторождений 0,024—0,3.

Как показывают приведенные данные, в солях современных и древних солеродных бассейнов содержится определенное количество брома, причем в галите во много раз меньше, чем в сильвине и особенно в карналлите. Этот бром переходит в раствор вместе с другими элементами в процессе формирования рассолов выщелачивания. Разумеется, в рассолах выщелачивания, образующихся за счет растворения галита, процентное содержание брома будет во много раз меньше, чем в седиментационных рассолах, образовавшихся за счет рапы того же солеродного бассейна на той же стадии упаривания ее, что давно было использовано в качестве признака для определения генезиса рассолов. Особенно характерными являются хлорбромный коэффициент, предложенный А. П. Виноградовым [1944 г.], и бромхлорный, предложенный М. Г. Валяшко [1952 г.]. А. П. Виноградов указал, что хлорбромный коэффициент больше 300 характерен для рассолов выщелачивания, меньше 300 — для маточных рассолов солеродных бассейнов и близкий к 300 — для морской воды. Однако М. Г. Валяшко установил, что при выщелачивании калийных солей также могут образоваться рассолы с хлорбромным коэффициентом, значительно меньшим 300.

Суммировав приведенные выше данные, можем сделать вывод, что главным источником поступления брома в подземные соленые и рассольные воды являются седиментогенные морские воды, маточные рассолы солеродных бассейнов, а второстепенным — соли, отложившиеся в солеродных бассейнах, за исключением калийных. Кроме того, некоторое количество брома в подземных рассолах может появиться в результате не только растворения

солей, но и перекристаллизации их. Как известно, в процессе перекристаллизации происходит очищение солей от изоморфных примесей, в том числе, следовательно, и от брома. Но и этому процессу, вероятно, нельзя придавать существенного значения в накоплении брома в подземных рассолах, так как количество брома в солях многих районов в настоящее время мало отличается от того, которое должно быть в них при соответствующей стадии галогенеза.

Данные, приведенные выше, показывают, что содержание брома в галите 0,005—0,025 %, в солях современных солеродных озер 0,002—0,005, а в ископаемых солях — 0,001—0,05, т. е. оно близко к тому, которое предполагалось по экспериментальным данным. Следовательно, ни выщелачивание, ни перекристаллизация галита существенно не уменьшили того количества брома, которое должно быть в галите при его осаждении. Более существенная разница намечается между количеством брома фактическим в ископаемых калийных солях (0,025—0,3 %) и по экспериментальным данным (0,13—0,6 %). Возможно, эта разница объясняется переходом брома в раствор, в результате перекристаллизации солей, а не за счет его выщелачивания инфильтрационными водами. Если допустить последнее, то нельзя объяснить, почему сохранились залежи столь растворимых солей, как калийные. Необходимо отметить также, что некоторая часть брома поступает в подземные воды и рассолы за счет разложения органики, захороненной вместе с породами и седиментационными водами. Однако абсолютное содержание такого брома, вероятно, незначительно и вряд ли превышает несколько десятков миллиграммов на килограмм, что хорошо показано в работе Л. Г. Учителевой [71] на примере изучения ПВ Западно-Сибирской артезианской области.

В заключение отметим, что о происхождении брома ПВ имеются и другие представления. Так, К. Е. Питьева [1969 г.] считает, что накопление брома в подземных водах происходит в основном за счет вытеснения этого элемента из несоленосных пород, адсорбированного породами или вовлеченного в изоморфные соединения еще в стадию седиментации. Однако такая трактовка малоубедительна, так как противоречит выявленным закономерностям распространения брома. Выше было показано, что концентрация брома зависит от степени минерализации рассолов, а последние генетически связаны с солеродными бассейнами. Но если даже допустить, что какая-то часть брома и может поступать в подземные воды из несоленосных пород при наличии благоприятных концентраций его в тех и других, то и этот процесс, в принципе, не противоречит седиментогенной гипотезе, так как она не исключает процессов выщелачивания и обменных реакций, ведущих к накоплению в растворе одних элементов и уменьшению содержания других. Тем более что адсорбированный и изоморфный бром осадочных пород может быть связан с водой тех бассейнов, в которых отлагались породы, т. е. тоже связан с седиментогенезом.

Иод в подземных водах. Имеющиеся в литературе данные [44, 47; Виноградов А. П., 1936 г.; Кирюхин В. К., Швец В. М., 1980 г. и др.] показывают, что концентрация иода в различных природных средах изменяется в широких пределах и в среднем составляет, мг/кг: в кристаллических породах 0,5, в глинах и сланцах 1,0, в известняках до 6,1, в солях (ангидрит, гипс, сильвин, карналлит) 0,8, в океанической воде 0,052, в илах Баренцева моря 0,3, Каспийского 0,1, Карского 0,06, Перуанско-Чилийского желоба на глубине 5920 м 0,6, в осадках континентального склона Японского желоба на глубине 4110 м 0,4. Значительно больше иода в ОВ, %: в морских живых организмах до 100, в фосфоритах до 280 (в среднем 40,0), в бурых и каменных углях до 11,0, в органическом веществе, рассеянном в породах, до 350,0.

По подсчетам А. В. Кудельского [47], в подземных водах и рассолах в нефтегазоносных бассейнах мира концентрация иода составляет 18,23 при максимальных зафиксированных в СССР 470—733 мг/л. По данным того же автора, среднее содержание иода в подземных водах артезианских бассейнов СССР, сложенных кайнозойскими породами 33,11, мезозойскими 12,45, палеозойскими 19,48, докембрийскими 7,6 мг/кг. Приведенные цифры достаточно определенно указывают на то, что наибольшей концентрации иод достигает в органическом веществе, в органогенных породах (фосфориты, известняки, нефть) и в подземных водах, причем в последних концентрация его в общем уменьшается по мере увеличения возраста пород, слагающих артезианские бассейны, т. е. по мере обеднения пород органикой.

Сопоставление имеющихся данных о концентрации иода в различных средах давно привело исследователей к мнению, что главная масса иода накапливается в ПВ в результате высвобождения его из разрушающейся органики в условиях восстановительной обстановки хорошо закрытых частей геологического разреза артезианских бассейнов, характеризующихся весьма затрудненным водообменом. Этот вывод в последнее время развит в работах А. В. Кудельского [47], С. Р. Крайнова и В. М. Швеца [44].

А. В. Кудельский на основании обобщения многочисленных фактических данных о распространении иода в артезианских бассейнах СССР показал, что основными факторами, способствующими высвобождению этого элемента из органики и накоплению его в ПВ, являются: а) мощность морских осадочных отложений и степень их обогащенности органикой. Наиболее высокие концентрации иода отмечены в тех артезианских бассейнах, в которых мощность морских отложений превышает 4—5 км. По его подсчетам, в бассейнах с максимальной мощностью осадочных пород до 1 км подземные воды содержат иода меньше 15 мг/л. С увеличением мощности пород частота встречаемости вод с высоким содержанием иода (больше 15 мг/л) составляет, %: для бассейнов с мощностью осадочных пород 1—2 км — 4,36; 2—3 км — 5,10; 3—4 км — 16,01; 4—5 км — 26,86; 5—7 км — 51,49 и 7—10 км — 72,38; б) застойный водный режим и хорошая изолированность водоносных комплексов от воздействия метеогенных факторов; в) достаточно высокая температура. Разрушение иодсодержащего органического вещества и накопление иода в ПВ начинается при температуре недр 35—50 °С, но наиболее интенсивно протекает при температуре 125—150 °С [47, с. 170].

Выводы А. В. Кудельского наиболее полно увязываются с седиментогенной гипотезой формирования иодных ПВ. По мнению В. К. Кирюхина и В. М. Швеца [1980 г.], в процессе формирования иодных вод можно выделить три стадии: 1) сингенетическую, в течение которой происходит извлечение иода из морской воды живыми организмами; 2) диагенетическую, заключающуюся в дифференциации элемента в системе органическое вещество—породы—поровые растворы; 3) эпигенетическую, характеризующуюся переходом иода из породы в ПВ. Этот процесс протекает в основном при температурах, близких к 100 °С. Ему способствуют щелочная среда и восстановительные условия.

Анализ данных табл. 1—9 в дополнение к сказанному позволяет отметить, что степень минерализации ПВ существенного влияния на концентрацию в них иода не оказывает, но требует обратить внимание на нечетко выраженную общую тенденцию уменьшения концентрации иода в весьма крепких рассолах по сравнению с менее минерализованными водами. Концентрации иода, превышающие 100 мг/л, известны только в соленых водах и весьма слабых рассолах. Отсутствует также более или менее четкая зависимость между количеством иода и химическим составом ПВ и рассолов.

Возрожденные воды

Эти воды формируются за счет перехода в свободное состояние поровых растворов, т. е. физически связанных, в основном рыхлосвязанных и отчасти прочносвязанных вод. Выше отмечалось, что к возрожденным следует относить и вакуольные воды, которые могут перейти в свободное состояние на участках интенсивного разрушения пород.

Химический состав поровых растворов, особенно рыхлосвязанных вод, является в какой-то мере унаследованным от химического состава вод тех бассейнов седиментации, в которых формировались соответствующие геологические формации, но в разной степени измененным на разных стадиях литификации пород. Он начинает формироваться в иловую стадию седиментации. Процессы изменения химического состава иловых вод рассмотрены во многих работах [66, 76; Страхова Н. М., 1962 г., 1963 г.; Тагеевой Н. В., Тихомировой М. М., 1962 г.; Назарова А. Д., 1982 г., и др.]. В названных работах устанавливается, что степень и характер изменения иловых вод определяются многими факторами (минералогическим составом осадков, обогащенностью их органикой, интенсивностью микробиологической деятельности и др.). При этом особенно важная роль отводится обогащенности осадков органикой и биохимическим процессам, в результате которых иловые воды обедняются сульфатами и обогащаются сероводородом, аммонием, азотом, иодом, бромом и некоторыми другими элементами.

С учетом интенсивности этих процессов и степени изменения вод седиментации О. В. Шишкина [76] различает три геохимических типа иловых растворов.

1. Иловые растворы осадков глубоководных частей морей и океанов, обедненных органикой. Для него характерно сохранение геохимического облика морской воды с небольшими изменениями.

2. Иловые растворы внутренних или сильноизолированных от океана морских водоемов, в питании которых существенную роль играет речной сток, обогащающий иловые осадки органикой и соединениями кальция. Это приводит к существенному изменению геохимического облика морских вод, в первую очередь за счет уменьшения сульфатов в результате активизации сульфатредуцирующих бактерий, за счет появления хлоридов кальция в результате катионного обмена, обогащения раствора газами биохимического происхождения.

3. Иловые растворы осадков окраинных морей, обогащенных органическим веществом, которое способствует выводу из растворов сульфат-иона, частично карбонатов кальция и магния и обогащению его бикарбонатными и карбонатными ионами. Это — хлоридно-щелочной, промежуточный тип иловых растворов.

Иловые воды, сформировавшиеся на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза, по-видимому, определяют основной геохимический облик и поровых растворов осадочных пород, а последние — возрожденных вод, так как по мере погружения дна бассейнов седиментации и уплотнения пород (преимущественно глин) поровые растворы отжимаются в коллекторы (преимущественно песчаные) и превращаются в возрожденные свободные воды. Имеющиеся пока еще незначительные фактические данные показывают, что поровые растворы и пластовые свободные воды в одних случаях весьма близки по степени минерализации и химическому составу, а в других — существенно различны (табл. 30). Эти различия могут быть объяснены разными причинами:

1) степенью проточности и промытости коллекторов, в которые отжимаются поровые растворы. Этим объясняются, в частности, существенные различия между поровыми и пластовыми водами; они больше в зоне интенсивного водообмена и меньше в зоне весьма затрудненного водообмена;

2) соотношением объемов и степени минерализации поровых растворов и пластовых вод, с которыми смешиваются поровые растворы;

3) стадией отжатия поровых растворов. Экспериментальными исследованиями установлено, что каждая последующая порция отжатых поровых растворов имеет меньшую минерализацию, чем предыдущая. П. А. Крюков [46] отмечает, что минимальное давление, при котором происходит сравнительно резкое снижение минерализации выжатых вод, не является постоянным. Оно зависит от минерального состава и гидрофильности пород. Чем выше последняя, тем при большей влажности и при меньшем давлении начинает снижаться степень минерализации отжатых вод. В опы-

Химический состав поровых и пластовых вод *

Т а б л и ц а 30

Породы (глубина опробования, м; скважина)	Поровые воды	Пластовые воды
Донецко-Днепровский бассейн (по данным А. Е. Бабинца [1958 г.])		
Глины киевского яруса (26)	$M_{1,1} \frac{SO_4 40 \quad Cl 30 \quad HCO_3 30}{Ca 58 \quad Na 25 \quad Mg 17}$	—
бучакско-киевского яруса (118)	$M_{0,9} \frac{SO_4 67 \quad Cl 31 \quad HCO_3 1,4}{Ca 52 \quad Mg 26 \quad Na 22}$	$M_{0,4} \frac{HCO_3 76 \quad Cl 22 \quad SO_4 2}{Ca 65 \quad Mg 22 \quad Na 13}$
юрские (180—190)	$M_{0,1} \frac{Cl 47 \quad HCO_3 27 \quad SO_4 26}{Na 62 \quad Mg 30 \quad Ca 7}$	$M_{1,0} \frac{HCO_3 51 \quad Cl 43 \quad SO_4 5}{Na 94 \quad Ca 3 \quad Mg 3}$
нижнемеловые (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 (560—620)	$M_{3,8} \frac{Cl 82 \quad HCO_3 10}{Na 98 \quad Mg 1}$	$M_{5,1} \frac{Cl 96 \quad HCO_3 3}{Na 96 \quad Ca 3}$
то же (850—870)	$M_{3,0} \frac{Cl 99}{Na 79 \quad Ca 13 \quad Mg 8}$	$M_{5,3} \frac{Cl 99}{Na 88 \quad Ca 10}$
триасовые (1140—1150)	$M_{30,7} \frac{Cl 100}{Na 59 \quad Ca 29 \quad Mg 12}$	$M_{50} \frac{Cl 100}{Na 80 \quad Ca 16 \quad Mg 3}$
Ангаро-Ленский бассейн (по данным Е. В. Пиннекер [59])		
Доломит нижнекембрийский (476—499; Шелонская)	$M_{437} \frac{Cl 98}{Ca 45 \quad Mg 43}$	$M_{477} \frac{Cl 99}{Ca 53 \quad Mg 36 \quad Na 5 R 5}$
Известняк нижнекембрийский (1675—1730; Тыретская)	$M_{761} \frac{Cl 97}{Ca 76 \quad Mg 14 \quad K 8}$	$M_{537} \frac{Cl 99}{Ca 81 \quad Mg 13}$

То же (2203—2220)

Алевролит нижнекембрийский
(2503—2527; Марковская)

$$M_{725} \frac{\text{Cl}98}{\text{Ca}60 \text{ Mg}21 \text{ Na}16}$$

$$M_{368} \frac{\text{Cl}98}{\text{Ca}39 \text{ Na}29 \text{ Mg}28}$$

$$M_{378} \frac{\text{Cl}99}{\text{Ca}72 \text{ Mg}22 \text{ Na}5}$$

$$M_{292} \frac{\text{Cl}99}{\text{Na}57 \text{ Ca}37 \text{ Mg}5}$$

Прикаспийская впадина, скважины Аятской структуры (по данным З. В. Пушкина [1963 г.])

(712—738)

$$M_{126} \frac{\text{Cl}93,5 \text{ SO}_4 1,8}{\text{Na}78,3 \text{ Ca}14,7}$$

$$M_{22} \frac{\text{Cl}93 \text{ SO}_4 0,7}{\text{Na}91,4 \text{ Ca}11,6}$$

(777—787)

$$M_{132} \frac{\text{Cl}98 \text{ SO}_4 1,6}{\text{Na}74,6 \text{ Ca}18,6}$$

$$M_{79} \frac{\text{Cl}90,6 \text{ SO}_4 9,4}{\text{Na}74,9 \text{ Ca}13,1}$$

(908—915)

$$M_{22} \frac{\text{Cl}70 \text{ SO}_4 29}{\text{Na}94,7 \text{ Ca}3,6}$$

$$M_{22} \frac{\text{Cl}99,6}{\text{Na}94,9 \text{ Ca}2,8}$$

Припятская впадина, Петриковское месторождение солей (карбон—пермь), скв. 397 (по данным Г. В. Богомолова, Л. И. Матвеевой, М. Ф. Козлова [1980 г.])

$$\left(\frac{329,0}{332-432} \right)^{**}$$

$$M_{41,6} \frac{\text{Cl}73 \text{ SO}_4 27}{\text{Na}75 \text{ Mg}20 \text{ Ca}7,3}$$

$$M_{8,2} \frac{\text{Cl}87 \text{ SO}_4 7 \text{ HCO}_3 6}{\text{Na}97 \text{ Ca}2 \text{ Mg}1}$$

$$\left(\frac{505}{598-608} \right)$$

$$M_{119} \frac{\text{Cl}90 \text{ SO}_4 10}{\text{Na}84 \text{ Mg}14 \text{ Ca}2}$$

$$M_{83} \frac{\text{Cl}95 \text{ SO}_4 5}{\text{Na}90 \text{ Mg}5 \text{ Ca}5}$$

$$\left(\frac{587}{598-608} \right)$$

$$M_{312} \frac{\text{Cl}95 \text{ SO}_4 5}{\text{Na}94 \text{ Mg}5 \text{ Ca}1}$$

$$— \frac{\text{Cl}99 \text{ SO}_4 1}{\text{Na}98 \text{ Ca}2}$$

$$\left(\frac{606}{—} \right)$$

$$M_{252} \frac{\text{Cl}90 \text{ SO}_4 10}{\text{Na}93 \text{ Mg}5 \text{ Ca}1}$$

$$—$$

* Во всех анализах дана сумма натрия и калия.

** В числителе глубина отбора породы для отжатия, в знаменателе — глубина отбора образца пластовых вод.

тах, проведенных М. С. Котовой [42] с глинистыми породами, установлено, что степень минерализации поровых растворов, выжатых при давлении от 0,5 до 3000 кгс/см², уменьшилась на 20—25 %. Причем названный автор рассчитал, что минерализация воды в породе значительно ниже, чем выжатых поровых растворов. Уже по этой причине минерализация поровых растворов может отличаться от минерализации свободных пластовых вод того же водоносного комплекса. Можно предполагать, что существенное изменение минерализации поровых растворов можно объяснить тем, что при больших давлениях начинают отжиматься не только рыхлосвязанные, но и прочносвязанные воды, а возможно и вакуольные. В. В. Колодий [39] указывает, что степень минерализации поровых растворов, выжатых при температуре 240 °С из глин Черкасского месторождения, изменялась следующим образом: при давлении 600—700 кгс/см² — 0,56 г/кг, при 935—1200 кгс/см² — 0,83—0,88, при 1200—3500 кгс/см² — 0,43. Имеются указания также и на то, что в отжимающихся растворах меняются не только минерализация, но и химический состав их [Алексин А. А., 1964 г.; Колодий В. В., 1980 г. и др.] ;

4) способностью поровых растворов, перешедших в свободное состояние, перемещаться из одних пород в другие и в результате этого терять связь с породами, из которых они выжаты. Очевидно, чем выше степень проточности водоносных комплексов, тем больше может быть разница между минерализацией свободных пластовых вод и поровых растворов.

Таким образом, существует много причин, которые могут обусловить различный состав поровых растворов и пластовых вод. Однако вряд ли можно сомневаться в том, что химический состав и степень минерализации поровых растворов, так же как и пластовых седиментационных вод, в основных чертах определяются характером геологических формаций, т. е. в конечном итоге характером тех бассейнов седиментации, в которых образовались геологические формации, иловые и свободные седиментационные воды. Все последующие превращения первых, вторых и третьих не настолько велики, чтобы не заметить генетической близости между ними.

Метаморфогенные и магматогенные воды

Минерализация и химический состав этих вод изучены еще весьма слабо, и о них приходится судить больше на основании косвенных признаков, чем на основании фактических данных. Выше было указано, что метаморфогенные воды формируются в результате перехода в свободное состояние химически связанной воды на разных этапах обезвоживания и метаморфизма пород, начиная от гидратации гипса и глинистых минералов до пород гранулитовой стадии метаморфизма. Высвобождение этой воды, в том числе гидроксильных групп, и синтез их в молекулярную воду происходят в разных термобарических условиях, но преимущест-

венно при температурах больше 100 °С и высоких давлениях, при которых вода может существовать только в парообразном состоянии.

Можно предполагать, что в начальный период своего образования эта вода лишена растворенных веществ, но обладает высокой агрессивностью, способна к интенсивному выщелачиванию и растворению водовмещающих пород, весьма разнообразных по минералогическому и химическому составу. Очевидно, последнее определяет такое же разнообразие и химического состава метаморфогенных вод. Косвенным указанием на это до некоторой степени может служить большое разнообразие состава рудоносных гидротерм, которые, по мнению многих геологов, являются метаморфогенными парогидротермами [Овчинников А. М., 1957 г.; Судовиков Н. Г., 1964 г.; Домарев В. С., 1967 г., и др.].

Метаморфогенные парогидротермы, образующиеся на больших глубинах (до первых десятков километров) и обогащенные различными химическими элементами, поднимаются в менее глубоко-залегающие части литосферы, где и формируют (в менее жестких термобарических условиях) гидротермальные месторождения разного состава. Геологи считают, что большинство гидротермальных месторождений образовалось на небольшой глубине, км: по В. Л. Барсукову, С. В. Григоряну, Л. Н. Овчинникову [1981 г.] — 5—7; по Я. Н. Белявцеву [1982 г.] — 6—8; по В. С. Домареву [1982 г.] — 6—7. Близкие к названным цифры приводятся в работах и других исследователей. Очевидно, после выпадения из раствора рудных элементов химический состав гидротерм как-то изменяется, но, как именно, судить трудно из-за отсутствия необходимых данных. Нет также данных и о судьбе этих вод после выпадения из них рудных и других элементов. Можно только предполагать, что они в основном изливаются на поверхность по водопроницаемым трещинам и не принимают существенного участия в питании регионально распространенных водоносных комплексов пород. Косвенным указанием на то, что движение гидротермальных вод с больших глубин к поверхности земли происходит в основном по трещинам, служат характер современных гидротерм (азотных и др.), жильная форма большинства гидротермальных месторождений и многочисленных мелких и крупных кварцевых жил, пересекающих толщи дислоцированных и метаморфизованных пород.

О химическом составе и степени минерализации магматогенных вод также отсутствуют определенные данные. Можно предполагать, что и эти воды формируются из гидроксильных групп и при переходе в свободное состояние представляют собой пароводяные смеси, лишенные растворенных веществ, но затем быстро обогащаются ими в результате выщелачивания водовмещающих пород. Поэтому состав магматогенных вод может быть весьма разнообразным. Некоторые сведения о возможном химическом составе этих вод можно найти в работах, посвященных описанию гидротермальных рудных месторождений [Когарко Л. Н., Рябчи-

ков И. Д., 1978 г.; Смирнов В. И., 1976 г., 1981 г.; Кононов В. И., 1982 г.].

Основываясь на косвенных данных, можно предположить, что степень минерализации магматогенных вод не достигает больших значений. Выше уже упоминалось, что в районах мощной интрузивной (Восточная Сибирь, Дальний Восток) и вулканической (Исландия, Курильские острова, Камчатка, впадина Тихого океана) деятельности рассолы неизвестны, а сильносоленые воды встречаются очень редко, наличие их находит объяснение вне связи с изверженными породами.

ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что региональные закономерности распространения ПВ разной степени минерализации и разного химического состава имеют в общем зональный характер. Принято различать приповерхностную и глубинную гидрогеохимические зональности, формирующиеся под воздействием разных физико-географических и геологических факторов. Приповерхностная (географическая, широтная, горизонтальная по терминологии разных авторов) свойственна самой верхней части разреза гидрогеологических структур, в пределах гидродинамических зон свободного и отчасти затрудненного водообмена. Она подразделяется на горизонтальную и вертикальную.

Горизонтальная гидрогеохимическая зональность в свою очередь делится на широтную и долготную. В пределах СССР наиболее полно изучена и описана в литературе широтная зональность [Отоцкий П. В., 1914 г.; Ильин В. С., 1925 г.; Каменский Г. Н., 1947 г., 1949 г. и др.; Гарманов И. В., 1955 г., 1958 г.; Маринов Н. А., 1974 г.; Самарина В. С., Шварцев С. Л., 1978 г., и др.]. Она показана на ряде обзорных карт грунтовых вод европейской части СССР [Ильин В. С., 1925 г.; Семихатова А. Н. и др., 1955 г.] и всей территории СССР [Ланге О. К., 1939 г.; Зайцев И. К., Распопов М. П., 1968 г., и др.]. Всеми авторами признано, что эта зональность формируется в основном под влиянием климатического (температура, влажность) и гидродинамического (степень проточности и промытости пород) факторов. Климат и степень промытости пород изменяются в общем в направлении от северных широт к южным широтам. В соответствии с этим принято выделять следующие широтные зоны грунтовых вод: 1) избыточного увлажнения (гумидную), в которой количество атмосферных осадков преобладает над испарением; в этой зоне имеется две подзоны: распространения многолетней мерзлоты и отсутствия многолетней мерзлоты; 2) умеренного увлажнения, в которой количество атмосферных осадков близко к степени испарения; 3) недостаточного увлажнения, в которой количество атмосферных осадков существенно меньше величины испарения (область аридного климата).

Долготная зональность почти совсем не охарактеризована в литературе. Хотя она и менее четко проявляется в природе по сравнению с широтной, тем не менее несомненно существует, так как климат изменяется не только в широтном направлении, но и в долготном, по мере движения от западных границ к восточным, т. е. от областей повышенного и умеренного увлажнения через области недостаточного резко континентального, местами полупустынного и пустынного климата к области муссонного климата Тихоокеанского побережья.

В пределах гумидных областей под влиянием избыточного увлажнения в условиях интенсивного водообмена формируются весьма пресные (меньше 100 мг/кг) преимущественно гидрокарбонатные или кремнисто-гидрокарбонатные разного катионного состава воды, а в условиях слабoproточных впадин — также пресные воды, но богатые гуминовыми соединениями, железом и другими компонентами, придающими воде бурый цвет.

В пределах областей умеренного увлажнения формируются воды несколько повышенной минерализации (до 0,5—1,0 г/кг), гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, реже сульфатные, с повышенным количеством хлора, разного катионного состава. В аридных областях под влиянием высокого испарения и недостаточного увлажнения формируются воды повышенной и высокой минерализации, вплоть до крепких рассолов разного химического состава. Особенно высокую минерализацию воды приобретают в пределах плохо дренированных впадин (соры, самосадочные озера и др.). На интенсивно промываемых участках, приуроченных к разного рода возвышениям или барханным пескам, развиты пресные воды разного химического состава.

Вертикальная гидрогеохимическая зональность (высотная гидрогеохимическая поясность по терминологии других авторов) свойственна горно-складчатым сооружениям, включающим массивы трещинно-жильных и бассейны пластовых ПВ. Она, так же как и горизонтальная зональность, формируется в основном под влиянием климатического и гидродинамического факторов, которые изменяются в зависимости от высоты и степени расчленения рельефа. Чем больше то и другое, тем интенсивнее водообмен, тем больше промыты горные породы, тем меньше минерализация ПВ.

На гидрогеохимических картах СССР [17, 19—21] видно, что в пределах высокогорных областей (до 1500—2000 м над уровнем моря) господствуют весьма пресные воды (до 0,1 г/кг) преимущественно кремнисто-гидрокарбонатные, часто натриевые и магниевые; в среднегорных (800—1500 м) областях — пресные воды (до 0,3 г/кг), преимущественно гидрокарбонатные; в низкогорных (меньше 800 м) областях — пресные воды (до 0,5 г/кг), преимущественно гидрокарбонатные, часто с повышенным содержанием сульфатов, а у подножия возвышенностей, расположенных в условиях аридного климата, появляются солоноватые воды (до нескольких граммов на килограмм) разного анионного и катионного состава.

Глубинная гидрогеохимическая зональность (или геологическая, вертикальная по терминологии других авторов) прослеживается во всех гидрогеологических структурах, более четко в артезианских бассейнах, менее в гидрогеологических массивах. Она выражается в определенном изменении минерализации и химического состава ПВ по мере увеличения глубины распространения, т. е. по мере увеличения степени изоляции их от дневной поверхности и уменьшения степени водообмена. Характер этой зональности в разных структурах далеко неодинаков.

Наиболее полно она изучена в артезианских бассейнах. В одних бассейнах наблюдается более или менее последовательное увеличение минерализации воды от поверхности до фундамента — прямая гидрогеохимическая зональность (или нормальная по терминологии других авторов); в других происходит неоднократная смена зон ПВ разной минерализации — переменная гидрогеохимическая зональность; в третьих — минерализация воды сперва возрастает по мере увеличения глубины, а затем уменьшается — обратная гидрогеохимическая зональность (или инверсионная по терминологии других авторов). Прямая, переменная и обратная зональность отличаются не только разной последовательностью расположения отдельных гидрогеохимических зон сверху вниз по вертикальному разрезу чехла бассейна, но также мощностью и числом отдельных зон и подзон.

Выяснением причин формирования глубинной гидрогеохимической зональности занимались многие исследователи, которыми предложены разные гипотезы для объяснения выявленных закономерностей. Эти гипотезы отражают представления их авторов о формировании и закономерностях распространения разных типов ПВ в гидрогеологических структурах. По мнению одних, в основе зонального распределения ПВ находятся процессы подземного испарения [Альтовский М. Е., 1950 г. и др.]; по мнению других, — гравитационная дифференциация растворенных в воде ионов [Филатов К. В., 1947 г.; 1956 г. и др.]; третьих — «трансляционное» перераспределение ионов [Самойлов О. Я., Соколов Д. С., 1957 г.]; четвертых — диффузионный (молекулярный) массоперенос [Смирнов С. И., 1971 г., 1974 г.]; пятых — выщелачивание и растворение пород преимущественно инфильтрованными водами [58, 59, 60 и др.].

Обзор и критический анализ названных гипотез проводились многими авторами [Зайцев И. К., 1968 г., 1969 г., 1972 г.; Балашев Л. С., Зайцев И. К., Овчинников А. М., 1968 г., Смирнов С. П., 1971 г.; Капченко Л. Н. и др., 1972 г.; Самарина В. С., 1977 г., и др.]. Поэтому, не останавливаясь здесь на критическом рассмотрении этих гипотез (частично это сделано выше), отметим лишь, что наблюдающиеся в природе гидрогеохимические закономерности наиболее полно могут быть объяснены с позиций седиментогенно-эпигенетической гипотезы формирования соленых и рассольных вод, которая разрабатывалась и защищается многими исследователями, в том числе И. К. Зайцевым, М. Г. Валяшко,

Л. Н. Капченко, Е. А. Басковым, А. Е. Ходьковым, А. И. Поливановой и другими.

По мнению сторонников этой гипотезы, основными факторами, взаимодействие которых оказывает решающее влияние на формирование глубинной гидрогеохимической зональности, являются вещественный состав геологических формаций, слагающих гидрогеологические структуры, и интенсивность водообмена.

Выше было показано, что наиболее полные гидрогеохимические разрезы гидрогеологических структур состоят из трех зон ПВ (пресных, соленых и рассольных), каждая из них в свою очередь делится на ряд подзон. По общему признанию зона пресных вод, располагающаяся в верхней части разреза, формируется в условиях интенсивного водообмена при отсутствии в соответствующей части геологического разреза галогенных пород. При наличии таких пород, например в районах соляных куполов (Северо-Прикаспийский, Донецко-Днепровский бассейны), начиная с поверхности земли формируются хлоридные натриевые соленые и рассольные воды. В бассейнах и слабопроточных впадинах, приуроченных к области аридного климата, эта зона также прерывается солеными и рассольными водами разного химического состава, формирующимися в результате испарительной концентрации. В областях распространения мощной многолетней мерзлоты зона пресных вод обычно бывает проморожена на всю мощность. Пресные воды в таких условиях сохраняются только в таликах, а также в деятельном слое в теплые сезоны года.

Мощность зоны пресных вод обычно тем больше, а степень минерализации тем меньше, чем больше расчленен и приподнят над уровнем моря рельеф района (при прочих равных условиях). В настоящее время никем не оспаривается тот факт, что зона пресных вод в основном формируется в результате выщелачивания и растворения горных пород и минералов в условиях интенсивного водообмена. Еще В. А. Сулиным [1948 г.] было убедительно показано, что в начальные стадии промывания пород воды имеют наибольшую минерализацию, а в конечные — наименьшую. Соответственно изменяется и их химический состав. Преимущественно хлоридные воды начальных стадий выщелачивания осадочных пород сменяются сульфатными, а на конечных стадиях — гидрокарбонатными и даже кремнисто-гидрокарбонатными.

По мере увеличения глубины распространения вод и уменьшения интенсивности водообмена минерализация вод возрастает, что сопровождается соответствующим изменением химического состава ее. Пресные воды на глубине в большинстве структур сменяются солеными разной концентрации и разного химического состава. В структурах, чехлы которых сложены терригенными формациями, сформировавшимися в водоемах нормальной или пониженной солёности, мощность зоны соленых вод достигает тысяч метров. По химическому составу соленые воды таких структур преимущественно хлоридные кальциево-натриевые, с широким распространением гидрокарбонатных натриевых (бас-

сейны Западной и Восточной Сибири, Дальнего Востока, Сахалина, Камчатки).

В артезианских бассейнах, в строении которых участвуют формации водоемов повышенной солености (карбонатные, сульфатные), мощность зоны пресных вод существенно сокращается, а среди соленых хлоридных вод приобретают широкое распространение сульфатные, особенно в сравнительно неглубокозалегающих частях разреза (артезианские области Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская и Черноморско-Каспийская).

Отмеченные выше зависимости между составом пород, химическим составом и степенью минерализации воды позволяют сделать вывод: соленые воды в артезианских структурах формируются в основном в результате выщелачивания инфильтрагенными водами растворимых солевых комплексов (преимущественно в верхнем гидродинамическом этаже) или за счет седиментогенных вод (в бассейнах, сложенных осадками водоемов нормальной солености, преимущественно в нижнем гидродинамическом этаже).

По мере увеличения глубины и уменьшения интенсивности водообмена во многих артезианских бассейнах минерализация ПВ все больше возрастает, соленые воды сменяются рассольными, причем в одних бассейнах гидрогеохимический разрез на глубине (до подошвы чехла) заканчивается весьма слабыми рассолами (до 70 г/кг), образующими вместе с вышерасположенными зонами пресных и соленых вод гидрогеохимический пояс $АВВ_{70}$; в других — слабыми (до 140 г/кг) — пояс $АВВ_{140}$, в третьих — крепкими (до 270 г/кг) — пояс $АВВ_{270}$, в четвертых — весьма крепкими (до 350 г/кг) — пояс $АВВ_{350}$, в пятых — сверхкрепкими (больше 350 г/кг) — пояс $АВВ_{>350}$.

Названные пояса в структурах с прямой зональностью обычно сменяют друг друга в указанной последовательности по мере увеличения глубины распространения ПВ, т. е. сверху вниз по разрезу и от периферических приподнятых частей артезианских структур к центральным, более опущенным. Общая мощность зоны рассолов обычно измеряется километрами, но находится эта зона только в бассейнах, в чехле которых распространены галогенные породы. Причем при наличии в разрезе только первичных доломитов степень минерализации рассолов обычно не превышает 70—80 г/кг, гипсов и ангидритов — 140—270, каменной соли — 350, калиеносных солей — 350 и больше [29]. На характер гидрогеохимических разрезов гидрогеологических структур влияет не только наличие в чехле тех или иных хемогенных пород, но и положение их в геологическом разрезе, мощность и масштабы распространения, что было показано в гл. 3 и в более ранних работах автора [18, 29 и др.]

Выше было указано, что в большинстве артезианских бассейнов минерализация воды последовательно возрастает по мере увеличения глубины, т. е. наблюдается прямая гидрогеохимическая зональность. Однако это следует считать только общим правилом,

которое имеет немало исключений, обуславливающих существование переменной и обратной гидрогеохимических зональностей.

Переменный тип гидрогеохимической зональности обычно встречается в периферических частях артезианских бассейнов, примыкающих к высоким горным сооружениям (южные районы Азово-Кубанского и Терско-Каспийского бассейнов, Ферганский бассейн и др.). Такие гидрогеохимические разрезы, вероятно, формируются в результате неравномерной проницаемости разных частей геологического разреза инфильтрационными водами, что обусловлено разной степенью водопроницаемости пород отдельных водоносных комплексов и разным гипсометрическим положением их областей питания, на что указывал в свое время Н. К. Игнатович [1950 г. и др.].

К этому типу зональности, вероятно, можно отнести и гидрогеохимические разрезы артезианских бассейнов, расположенных в области аридного климата. В верхней части разреза таких бассейнов обычно широко развита зона пестрых по минерализации и по химическому составу ПВ, которая сменяется на глубине зоной пресных, а последняя зоной соленых и рассольных вод.

Обратный тип гидрогеохимических разрезов зафиксирован в артезианских бассейнах, в геологическом строении которых участвуют мощные толщи соленосных отложений, а также в ряде бассейнов, где соленосные отложения неизвестны, например в Западно-Туркменском, Куринском и др. Объяснения причины появления обратных гидрогеохимических разрезов в бассейнах, в которых развиты мощные толщи соленосных отложений, не вызывает затруднений. В таких бассейнах минерализация воды возрастает до соленосных толщ включительно (прямые типы разреза), а в подсоленосных толщах концентрация их несколько уменьшается, обычно на несколько десятков, редко до первой сотни граммов на килограмм). Это может произойти потому, что весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы, заполняющие соленосные толщи, при поступлении в подсоленосные отложения разбавляются менее минерализованными рассолами, проникшими в эти части разреза в начальные стадии существования солеродных бассейнов. Некоторое разбавление подсоленосных рассолов может произойти и в результате поступления в подсолевые отложения возрожденных и метаморфогенных менее минерализованных вод.

Труднее объяснить причины уменьшения минерализации воды по мере увеличения глубины бассейнов, в которых отсутствуют (или пока не зафиксированы) соленосные отложения. Некоторые исследователи это явление связывают с образованием конденсационных и солюционных вод, формирующихся вследствие миграции углеводородов из более высокотемпературных зон чехла бассейнов в менее высокотемпературные зоны [Колодий В. В., 1980 г. и др.]. Однако можно думать, что опреснение седиментационных вод конденсационными, если и имеет место, то ограниченное и вряд ли региональное, так как объемы первых неизмеримо больше вторых, что показано расчетами ряда авторов: Г. Д. Гинсбург и

Г. А. Иванова [1974 г.] для Усть-Енисейского прогиба, М. З. Рачинского [1975 г.] для Южно-Каспийской впадины.

Другие исследователи допускают возможность разбавления седиментогенных более минерализованных вод менее минерализованными водами, отжатыми из глин в процессе их уплотнения, т. е. возрожденными водами. При этом существенная роль отводится процессам минеральных преобразований глинистых пород и химического состава ПВ на стадиях позднего катагенеза и раннего метаморфизма [Карцев А. А., Вагин С. Б., 1973 г. и др.; Лагунова И. А., 1974 г., 1981 г.; Капченко Л. Н., 1981 г.; Колодий В. В., 1983 г. и др.], в частности процессам дегидратации монтмориллонита, которая интенсивно происходит примерно на тех же глубинах, на которых наблюдается опреснение ПВ. Причем с этими процессами связывается и формирование гидрокарбонатных натриевых (щелочных) вод. Такое допущение в известной мере согласуется с тем, что обратные гидрогеохимические разрезы обычно наблюдаются в глубоких артезианских бассейнах, приуроченных к молодым прогибам, мощность чехла которых значительно превышает 5—6 км. Не отрицая правомерности указанного предположения, отметим, что его глобальное значение не может быть принято безоговорочно.

Для объяснения причин опреснения ПВ таких бассейнов, как Апшеронский и Западно-Туркменский, необходимо более тщательно изучить фации пород и палеогидрогеологические условия формирования разных частей разреза чехла названных бассейнов. Не исключена возможность, что породы верхней части разреза чехла этих структур образовались в водоемах более высокой солености, чем породы нижней части разреза. Этот вопрос еще нельзя считать достаточно изученным. Однако на отдельных участках верхней части разреза чехла Апшеронского бассейна уже известны пласты гипса, которые, как отмечалось выше, могли отложиться в водоеме с минерализацией воды до 140 г/кг и больше. Верхние части разреза Западно-Туркменского бассейна сложены толщами красноцветных пород, в которых также встречаются линзы гипса, что может указывать на повышенную соленость этих толщ.

Кроме того, для названных бассейнов характерно широкое распространение на дневной поверхности и близ нее соленых и рассольных ПВ, сформировавшихся в условиях аридного климата современного и древнечетвертичного возраста. Проникновение этих рассолов на некоторую глубину могло послужить причиной повышения минерализации ПВ в верхней части геологического разреза. Как бы там ни было, очевидно одно: степень изученности причин появления обратной гидрогеохимической зональности недостаточна для однозначного решения этого вопроса. К тому же чехлы таких бассейнов еще не пробурены до фундаментов, а потому нельзя быть уверенным в том, что на большей глубине не появятся более минерализованные воды, чем во вскрытых частях разрезов, т. е. уверенным в том, что обратная зональность не превратится в переменную.

Анализ имеющихся данных о региональных гидрогеохимических и гидрогеодинамических закономерностях позволяет считать, что конкретные формы гидрогеохимической зональности — результат взаимодействия сложного комплекса физико-географических и геологических факторов в течение длительной истории формирования гидрогеологических структур. При этом главное значение имеет взаимодействие факторов двух основных групп. К первой относятся факторы, обуславливающие медленное выжимание и перемещение ПВ разного состава из глубоких частей тектонических впадин к их периферии и к наиболее глубоким дренам. Это выжимание и движение седиментогенных, возрожденных и других вод происходят в результате уменьшения пустотности пород и увеличения термобарических градиентов по мере погружения впадин на большую глубину. Факторы первой группы и связанные с ними процессы действуют в течение всего периода тектонического опускания впадины.

Вторая группа факторов обуславливает проникновение в породы инфильтрагенных ПВ, выщелачивание ими легкорастворимых солей и промывание пород от седиментогенных и других солевых комплексов и вод. Эти процессы становятся более интенсивными в периоды поднятий впадин выше уровня моря (являющегося главным базисом дренирования) и менее интенсивными, вплоть до полного затухания, в периоды опускания их. Процессы, связанные с деятельностью второй группы факторов, преобладают в верхней части разреза гидрогеологических структур в периоды субаэральной стадии их существования, когда в основном и формируется зона пресных вод. Причем мощность последней тем больше, чем выше уровня моря поднимается структура. В нижней части разреза гидрогеологических структур, расположенных ниже уровня моря, сохраняются зоны преимущественно седиментогенных и возрожденных вод. В промежуточных частях разреза формируются зоны разных по генезису вод с преобладанием то инфильтрагенных, то седиментогенных, в зависимости от условий и интенсивности водообмена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрены региональные закономерности распространения и формирования жидких ПВ. Именно эти воды привлекают все большее внимание, с одной стороны, как полезное ископаемое, используемое для водоснабжения, орошения, бальнеологии, извлечения промышленно ценных химических элементов, получения тепловой энергии, а с другой — как мощный геохимический фактор, определяющий миграцию химических элементов в литосфере, многие процессы минералообразования на разных стадиях литогенеза, формирование и разрушение месторождений разных видов твердых и жидких полезных ископаемых. Оценка ПВ как полезного ископаемого и геохимического фактора в первую очередь определяется их минерализацией, химическим составом и температурой.

Количество, глубина распространения, условия и источники питания, минерализация, химический состав и формы скоплений жидких ПВ в литосфере формируются в результате взаимодействия многих геологических и физико-географических факторов, значение которых еще не всегда достаточно хорошо изучено. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что одним из основных факторов, определяющих глубину распространения в литосфере жидких ПВ, несомненно, являются термобарические условия. Глубина распространения жидких ПВ в большинстве гидрогеологических структур, вероятно, не превышает 8—20 км и зависит от геотермического градиента, свойственного соответствующим участкам земной коры. Глубже 8—20 км распространены, очевидно, парогазовые смеси.

Вторым фактором, определяющим возможность формирования и закономерности распространения скопления жидких ПВ, является степень и характер пустотности пород, которые в значительной мере зависят от состава и степени литификации последних. Однако глубина распространения пород с разной степенью пустотности в конкретных гидрогеологических структурах изучена еще недостаточно. Можно только предполагать, что она вряд ли превышает (в общем случае) 15—20 км, т. е. близка к тем глубинам, на которых еще может существовать жидкая вода.

В пределах указанных глубин в вертикальном разрезе гидрогеологических структур можно выделить несколько зон, в которых скопления ПВ формируются преимущественно за счет (сверху вниз) инфильтрагенных; инфильтрагенных и седиментогенных; седиментогенных, возрожденных и метаморфогенных; возрожденных и метаморфогенных. Магматогенные и ювенильные воды при этом, вероятно, участвуют в виде примесей и только на определенных стадиях развития некоторых гидрогеологических структур.

В разных типах структур и даже в структурах одного типа, но на разных стадиях их развития имеются не все названные зоны, к тому же они неодинаковы как по мощности и глубине расположения, так и по генезису вод, формирующих скопления. В этом отношении наиболее существенно отличаются бассейны от массивов, а те и другие — от адбассейнов, адмассивов и от вулканогенных суперструктур.

Разный генезис источников питания скоплений ПВ на разных глубинах оказывает определенное влияние на характер гидрогеохимической зональности гидрогеологических структур. В пределах более или менее изученных глубин (до 6—8 км) она формируется в основном под воздействием инфильтрагенных, седиментогенных и возрожденных вод, в меньшей степени, на больших глубинах некоторых структур, — метаморфогенных вод.

В настоящее время достаточно определенно установлено, что пресные, соленые и рассольные воды, заполняющие верхнюю часть разреза гидрогеологических структур (преимущественно до уровня моря), являются в основном современными или древними инфильтрагенными, минерализация которых зависит от выщелачивания водовмещающих пород (в области гумидного климата) или выщелачивания и континентального засоления (в областях аридного климата).

Соленые и рассольные воды, заполняющие нижнюю часть разрезом гидрогеологических структур (преимущественно ниже уровня моря), в основном — седиментогенные и возрожденные. Минерализация этих вод определена в основном соленостью тех водоемов, в которых формировались соответствующие геологические формации, а также последующими изменениями ее в результате физико-химических и биохимических процессов (обменные реакции, дегидратация и гидратация минералов и др.).

Изучение гидрогеохимической зональности, условий ее формирования и закономерностей расположения отдельных зон в структурах разного типа имеет большое теоретическое и практическое

значение, так как с разными зонами связаны скопления и месторождения вод, имеющих разное народнохозяйственное значение: для водоснабжения (в основном зона пресных вод), для бальнеологических и теплоэнергетических целей (в основном соленые воды), для получения промышленно ценных химических элементов (преимущественно рассольные, меньше сильносоленые и др.). Кроме того, разные гидрогеохимические зоны характеризуются разными геохимическими условиями миграции химических элементов, разрушения и формирования месторождений разных видов рудных и нерудных полезных ископаемых. Особенно большой интерес в этом отношении представляют возрожденные и метаморфогенные воды больших глубин, геохимическая роль которых еще слабо изучена.

В заключение следует отметить, что многие из существующих представлений о гидрогеохимических закономерностях, свойственных разным типам гидрогеологических структур, еще не вышли за пределы построения общих схем, которые отвечают не на все вопросы, возникающие в связи с практическим освоением ПВ как полезного ископаемого и оценкой их роли как мощного геохимического фактора миграции химических элементов в литосфере. Дальнейшее уточнение, развитие и обоснование этих представлений являются первоочередными задачами региональной гидрогеохимии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азизов А. И. О возможности преобразования вод хлормagneйного (океанического) типа в хлоркальциевый в поверхностных условиях.— В кн.: Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Л., 1974, с. 92—99. (Тр. ВНИГНИ, вып. 71).
2. Балашов Л. С., Зайцев И. К., Овчинников А. М. Проблемы генезиса подземных хлоридных кальциево-натриевых рассолов.— В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 5—48.
3. Барabanов Л. Н., Дислер В. Н. Азотные термы СССР. М., Недра, 1968. 198 с.
4. Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л., Недра, 1983. 263 с.
5. Басков Е. А., Климов Г. И. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 101, с. 50—88.
6. Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1975. 172 с.
7. Валукоис Г. Ю., Ходьков А. Е. Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л., Изд-во ЛГУ, 1973. 304 с.
8. Валяшко М. Г. Основные вопросы геохимии природных вод и работы лаборатории экспериментальной геохимии МГУ им. М. В. Ломоносова.— В кн.: Закономерности формирования химического состава природных вод. М., 1981, с. 4—32.
9. Вартанян Г. С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М., Недра, 1977. 285 с.
10. Вассоевич Н. Б., Козлов А. А., Лопатин Н. В. Образование газов на разных этапах литогенеза.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 1, с. 35—43.
11. Власова Н. К. Экспериментальное изучение метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция.— В кн.: Закономерности формирования химического состава природных вод. М., 1981, с. 65—82.
12. Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа. Л., Изд-во ЛГУ, 1962. 254 с.
13. Гавриленко Е. С. Гидрогеология тектоносферы. Киев, Наукова думка, 1975. 194 с.
14. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра/М. Г. Валяшко, А. И. Полинова, И. К. Жеребцова и др. М., Наука, 1965. 160 с.
15. Гидрогеология Азии/Под ред. Н. А. Маринова. М., Недра, 1975. 574 с.
16. Гидрогеология СССР. В 45-ти т. Сводные тома. Вып. 1, 2. М., Недра, 1962—1977.
17. Гидрогеологическая карта СССР м-ба 1:5 000 000/Гл. ред. И. К. Зайцев. М., Госгеолтехиздат, 1961.
18. Гидрогеохимия основных гидрогеологических структур СССР/Ред. И. К. Зайцев. Л., 1978. 95 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 269).
19. Гидрогеохимическая карта территории СССР м-ба 1:10 000 000: Объясн. зап./Ред. Е. А. Басков, С. В. Егоров, И. К. Зайцев. Л., 1981. 33 с.
20. Гидрогеохимическая карта СССР (минеральные воды) м-ба 1:7 500 000/Гл. ред. И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин. М., 1967.
21. Гидрогеохимическая карта СССР. Минеральные воды. М-б 1:5 000 000/Ред. И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин. М., Гостехиздат, 1964.
22. Горбов А. Ф. Гидрогеологические и гидрохимические особенности регионов соленакопления в связи с проблемой галогенеза.— В кн.: Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей. СССР. Тбилиси, 1980, с. 267—296.
23. Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., Недра, 1972. 272 с.
24. Гуревич М. С. Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах.— В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Л., 1961, с. 143—193.

25. Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Краткая пояснительная записка к схематической карте природных минеральных вод СССР м-ба 1 : 10 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1946. 28 с.
26. Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., Недра, 1972. 375 с.
27. Жарков М. А. Эволюция соленакопления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 260—299.
28. Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР.— Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1, с. 123—140.
29. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М., Недра, 1972. 280 с.
30. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Классификация подземных вод и горных пород — основа гидрогеологического районирования.— В кн.: Проблемы гидрогеологии картирования и районирования. Л., 1971, с. 4—16.
31. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР.— В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Л., 1963, с. 5—35. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 101).
32. Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР. М., Наука, 1975. 210 с.
33. Иванов В. В. Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 240—259.
34. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959. 336 с.
35. Капченко Л. Н. Генезис подземных вод рассолов максимальной минерализации.— Тр. ВНИГРИ, 1977, вып. 396, с. 7—18.
36. Карта минеральных лечебных вод СССР. М-б 1 : 4 000 000/Гл. ред. В. В. Иванов. М., Госгеолтехиздат, 1968.
37. Карцев А. А., Вагин С. Б. О роли межсоловых вод глинистых минералов в формировании подземных вод.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 3, с. 64—67.
38. Климов Г. И. О вертикальной гидрохимической зональности в кристаллических породах Алданского щита.— В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, 1972, с. 133—145.
39. Колодий В. В. Конденсационные и солюционные воды нефтяного, газоконденсатного и газовых месторождений. Киев, Наукова думка, 1975. 124 с.
40. Кононов В. И., Поляк Б. Г. Современная гидротермальная деятельность и особенности вулканизма Исландии.— В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., 1977, с. 21—41.
41. Копыстьянский Р. С. Изменение трещиноватости горных пород с глубиной и ее влияние на коллекторские свойства пород.— Тр. МИНХ и ГП, 1977, вып. 123, с. 45—47.
42. Котова М. С. Об изменении состава и минерализации поровых вод при выжимании их из глин.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1965, т. 48, вып. 2, с. 88—92.
43. Кравцев А. И., Трофимов А. А. Шахтная геология. М., Высш. школа, 1977. 278 с.
44. Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. М., Недра, 1980. 286 с.
45. Крамаренко Л. Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л., Недра, 1983. 181 с.
46. Крюков П. А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, Наука, 1981. 220 с.
47. Кудельский А. В. Гидрогеология, гидрогеохимия йода. Минск, Наука и техника, 1976. 216 с.
48. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., Недра, 1968. 92 с.
49. Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1974. 166 с.

50. Ломтадзе В. Д. Результаты исследований воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 9, с. 96—108.
51. Лялько В. И., Макаренко Ф. А., Митник М. М. Схема гидрофизической зональности.— В кн.: Геотермические методы исследований в гидрогеологии/Ред. Н. М. Фролов. М., 1979, с. 101—113.
52. Мансуров Ю. П. Выделение воды из магматических расплавов.— В кн.: Вопросы гидрогеологии Центрального и Восточного Предкавказья. М., 1962, с. 33—40.
53. Маринов Н. А. Принципы и схема гидрогеологического районирования Азии.— В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., 1971, с. 39—43.
54. Овчинников А. М. Минеральные воды. М., Госгеолтехиздат, 1963. 374 с.
55. Основные типы гидрогеологических структур СССР/Ред. И. К. Зайцев. Л., 1974. 89 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 229).
56. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия/Отв. ред. С. Л. Шварцев. Новосибирск, Наука, 1982. 283 с.
57. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология/Отв. ред. Е. В. Пиннекер. Новосибирск, Наука, 1980. 229 с.
58. Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии: закономерности распространения и формирования подземных вод. М., Наука, 1977. 196 с.
59. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., Наука, 1966. 332 с.
60. Питьева К. Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1969. 213 с.
61. Плотникова Г. Н. Сероводородные воды СССР. М., Недра, 1981. 130 с.
62. Подземные рассолы СССР/Ред. И. К. Зайцев. Л., 1976. 109 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 246).
63. Посохов Е. В. Теория метаморфизации природных вод и генезис глубинных рассолов хлоркальциевого типа.— Тр. Новочеркас. политехн. ин-та, 1962, т. 128, с. 43—81.
64. Посохов Е. В. Химическая эволюция гидросферы. Л., Гидрометеиздат, 1981. 286 с.
65. Рухин Л. Б. Преобразования осадков и осадочных пород.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 1. Л., 1958, с. 62—78.
66. Самарина В. С. Гидрогеохимия. Л., Изд-во ЛГУ, 1977. 358 с.
67. Схематическая карта природных минеральных вод СССР. М-б 1 : 10 000 000/Ред. А. И. Дзенс-Литовский, Н. И. Толстихин. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1946.
68. Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза.— Литология и полезн. ископ., 1972, № 2, с. 32—34.
69. Углекислые воды СССР. Области распространения/Ред. Л. А. Яроцкий. М., 1979. 131 с. (Тр. Науч.-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии, т. 10/1, вып. 1).
70. Углекислые воды СССР. Состав, формирования, ресурсы/Ред. И. Я. Пантелеев. М., 1980. 153 с. (Тр. Науч.-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии, т. 10/4, вып. 2).
71. Учителева Л. Г. Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., Недра, 1974. 168 с.
72. Фивег М. П. Как образуются залежи каменной и калийной солей. Новосибирск, Наука, 1983. 80 с.
73. Фивег М. П. Некоторые замечания по поводу «новых идей» о галогенезе.— В кн.: Литология и геохимия соленосных толщ. Киев, 1980, с. 5—13.
74. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., Недра, 1978. 287 с.
75. Ширко Г. И. Некоторые вопросы механического состояния и поведения горных пород при бурении глубоких скважин.— Информ. сб. ВИТР, 1962, № 34, с. 5—45.
76. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., Наука, 1972. 228 с.
77. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., Наука, 1968. 234 с.
78. Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н. Газы термальных вод. М., Наука, 1974. 218 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
1. Гидрогеологические структуры и принципы гидрогеологического районирования	5
Принципы гидрогеологического районирования	—
Классификация скоплений подземных вод — основа гидрогеологического районирования и типизации гидрогеологических структур	7
Возможная глубина распространения свободных подземных вод	8
Пустотность горных пород — основной признак классификации скоплений подземных вод	14
Скопления подземных вод — основа типизации гидрогеологических структур и гидрогеологического районирования	17
Основные гидрогеологические структуры	—
Артезианские структуры (17). Массивы трещинно-жильных скоплений подземных вод (гидрогеологические массивы) (21). Вулканогенные супербассейны и супермассивы (23). Гидрогеологические структуры переходного характера (24).	
2. Основные черты гидрогеохимии гидрогеологических структур СССР	30
Гидрогеохимия артезианских областей	—
Печорская область (30). Восточно-Европейская область (37). Черноморско-Каспийская область (45). Арало-Каспийская область (54). Балхаш-Алакольская область (66). Западно-Сибирская область (68). Восточно-Сибирская область (75). Яно-Индиго-Сибирская область (85). Пенжинско-Анадырская область (85).	
Межгорные артезианские структуры горно-складчатых областей	86
Гидрогеологические массивы, адмассивы и вулканогенные супербассейны и супермассивы горно-складчатых областей	103
Допалеозойские области	104
Гидрогеологические области позднепротерозойские и палеозойские (байкалиды, каледониды и герциниды)	109
Гидрогеологические области мезозойско-кайнозойских фаз складчатости (альпиды)	114
Гидрогеологические области разного возраста с проявлениями тектоно-магматической активизации в кайнозое	121
Гидрогеологические области современного проявления вулканизма	124
3. Общие гидрогеохимические закономерности	128
Распространение вод разной минерализации	—
Распространение вод разного химического состава	138
Макрокомпонентный состав вод	—
Микрокомпонентный состав вод	140
Газовый состав вод	152
Распространение в подземных водах органического вещества	168

4. Формирование скоплений подземных вод в гидрогеологических структурах разного типа	172
Скопления жидких подземных вод на разных глубинах	—
Минерализация и химический состав подземных вод разного генезиса	189
Инфильтрагенные воды	190
Седиментогенные воды	197
Возрожденные воды	218
Метаморфогенные и магматогенные воды	222
Формирование гидрогеохимической зональности	224
Заключение	232
Список литературы	235

ИВАН КИРЕЕВИЧ ЗАЙЦЕВ

ГИДРОГЕОХИМИЯ СССР

Редактор издательства Э. М. Бородинская
Переплет художника В. Н. Нечаева
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректоры М. И. Витис, В. Н. Малахова

ИБ № 5970

Сдано в набор 17.09.85. Подписано в печать 05.02.86. М-28467.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,0. Усл. кр.-отт. 15,5.
Уч.-изд. л. 17,48. Тираж 1900 экз. Заказ № 357/686. Цена 3 руб.
Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, д. 18.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.