

В. Г. Попов¹, С. П. Носарева

ФОРМИРОВАНИЕ РАССОЛОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Главными структурными элементами исследуемой территории являются Волго-Уральская антеклизы и обрамляющий ее с востока Предуральский краевой прогиб, которые вместе с Западно-Уральской внешней зоной складчатости в гидрогеологическом отношении отвечают Волго-Уральскому артезианскому бассейну. Антеклизы протягиваются с севера на юг на 1200 км при максимальной ширине 900 км и имеет очень сложное строение. Она граничит на севере и западе с Мезенской и Московской синеклизой, на юго-западе — с Рязано-Саратовским прогибом, на юге — с Прикаспийской синеклизой (рис. 1).

В составе антеклизы выделяется ряд крупных положительных тектонических структур (сводовых поднятий), разделенных отрицательными формами (авлакогенами, впадинами, седловинами). К первым относятся Татарский, Пермско-Башкирский, Оренбургский, Жигулевско-Пугачевский, Токмовский и другие своды. В пределах их архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент занимает приподнятое положение и залегает на глубине 1–3 км. Исключением служит Пермско-Башкирский свод, в пределах которого фундамент погружен на глубину 5,5–7,0 км. Осадочный чехол сложен в основном палеозоем (средний девон — пермь). Авлакогены представлены Калтасинским, Сергиевско-Абдуллинским и др., впадины — Верхнекамской, Бирской, Мелекесской и Бузулукской. В пределах их фундамент погружен на глубину до 7–9 км, а осадочный чехол начинается с позднего протерозоя (рифей), в строении которого принимают участие терригенно-карбонатные толщи, местами прорванные интрузиями основного состава. Вверх он наращивается терригенными отложениями венда [Юсупов, Яруллин, Ишерская, 1974].

На архейско-раннепротерозойском кристаллическом субстрате сводовых поднятий и позднепротерозойских осадочных породах авлакогенов и впадин залегают палеозойские отложения. Они

имеют региональное распространение на территории Волго-Уральской антеклизы и играют главную роль в сложении ее осадочного чехла. Это главным образом карбонатные, в меньшей степени терригенные и галогенные осадки средней мощностью около 2000 м. Особо важное литолого-гидрогеохимическое значение имеет соленосная формация нижнепермского (кунгурского) возраста, которая распространена почти на всей площади антеклизы, за исключением ее юго-западных районов (западнее Самарской Луки), южной части Пермско-Башкирского свода (Уфимское плато) и большей части Татарского свода. Мощность этой сложнопостроенной в литолого-фациальном отношении толщи обычно до 100–300 м. В Бузулукской впадине, расположенной в крайней юго-восточной части антеклизы на границе с Прикаспийской синеклизой, соли развиты не только в кунгурском ярусе, но и в верхнеказанском подъярусе (калиновская свита), где мощность пластов и линз их достигает 98 м.

Предуральский краевой прогиб представляет собой зону перикратонного погружения Русской плиты, протягивающуюся в субмеридиональном направлении вдоль складчатого Урала на 2000 км, имея ширину 25–80 км. Западная его граница контролируется размещением нижнепермской терригенной формации и проходит по цепочке рифовых массивов, а восточная скрыта под аллохтонными пластинами складчатого Урала.

К Волго-Уральскому бассейну относятся Соликамская, Юрюзано-Сылвинская и Бельская впадины, разделенные Косьюинско-Чусовской седловиной и Каратауским структурным комплексом. В пределах этих впадин прогиб подстилается архейско-нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом, залегающим на глубине от 3–7 км (Соликамская впадина) до 9–12 км (Бельская впадина). В нижней части расположенного на фундаменте осадочного чехла (до среднего карбона включительно) развиты платформенные формации: преимущественно терригенные рифей и венда мощностью до 5–10 км и карбонатные, в основном средне- и верхнепалеозойские. Верхнюю часть разреза составляют собственно прогибные полифациальные толщи верхнего

¹ Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский Политехнический институт), г. Новочеркасск

карбона и нижней перми (депресссионные, флишевые и молассовые). Кунгурский ярус в Бельской и Соликамской впадинах представлен эвапоритовой формацией мощностью до 1500–2000 м. Региональными надвигами, протягивающимися параллельно складчатому Уралу на десятки и даже сотни километров, осадочные толщи палеозоя и протерозоя, выполняющие прогиб и слагающие западный склон орогена, расчленены на серию тектонических платформ, надвинутых друг на друга с востока [Казанцев, 1984; Пучков, 2000].

Разрывные дислокации являются главным фактором, обуславливающим преимущественную гидрогеологическую разобщенность Урала, Предуральского прогиба и Волго-Уральской антеклизы и сохранения в их недрах высокоминерализованных вод и рассолов. Именно разнообразие по ионно-солевому, микрокомпонентному и газовому составу рассолы составляют гидрогеохимическую специфику исследуемого региона. Они абсолютно доминируют в подземной гидросфере, составляя >98% ее массы. Подобная ситуация свойственна не только геологическим структурам востока Русской плиты, но и многим другим седиментационным бассейнам платформенного типа, содержащим в осадочном чехле галогенные формации. Поэтому выяснение происхождения, закономерностей формирования и размещения рассольных вод является одной из фундаментальных проблем современной теоретической гидрогеологии и генетической гидрогеохимии, имеющей не только региональное, но и глобальное значение.

Эта проблема вот уже более 100 лет, со времени выхода в свет в начале прошлого века работ Н.С. Курнакова и Я.Г. Вант-Гоффа, обсуждается многими отечественными и зарубежными исследователями. Однако, несмотря на это, еще целый ряд важных аспектов, касающихся роли поверхностных эвапоритовых палеоводоемов в формировании запасов и состава подземных рассолов, механизма массопереноса между солеродными бассейнами и подземной гидросферой, плотностной конвекционной конвекции, процессов метаморфизации рассолов в терригенных и карбонатных формациях, особенностей миграции и аккумуляции микроэлементов в различных генетических и геохимических типах рассолов выяснен недостаточно и служит предметом дискуссий в специальной литературе.

Рассольная проблематика имеет также важное практическое значение в связи с перспективами использования рассолов в качестве гидроминерального сырья для промышленных и бальнеологических целей, а также с решением целого ряда вопросов, касающихся разработки нефтегазовых месторождений в условиях их сильной обводнен-

ности, солеотложения в эксплуатационных скважинах, прогноза нефтегазоносности с помощью гидрогеохимических показателей, экологического состояния источников хозяйственно-питьевого водоснабжения в нефтегазоносных районах и пр.

В Волго-Уральском бассейне пространственно и генетически связанная с пермской галогенной формацией гидрогеохимическая зона хлоридных рассолов развита повсеместно в позднепротерозойских и палеозойских отложениях, внедряясь в кристаллический фундамент, по данным скважины 20000 Миннибаево, на глубину до 3,2 км от его поверхности. Глубина залегания кровли зоны контролируется гипсометрическим положением кунгурских соленосных пород, а также зависит от степени влияния маломинерализованных вод вышележащих гидрокарбонатной и сульфатной зон, с одной стороны, и процессов восходящей миграции рассолов из нижнего этажа бассейна в верхний — с другой. Поэтому на Токмовском, Пермско-Башкирском и Татарском сводах, являющихся внутриплатформенными областями питания водоносных комплексов нижнего этажа, Cl-рассолы вскрываются на глубине 400–700 м (в карбоне), а в Верхне-Камской и Бирской впадинах, представляющих области разгрузки глубинных рассолов, — на глубине менее 100 м (в верхней перми).

По условиям залегания Cl-рассолы подразделяются на надсолевые, подсолевые, внутри- и межсолевые, а в геохимическом отношении представлены тремя основными типами: 1) натриевыми (M 36–320 г/л), 2) магниевыми, натриево-магниевыми, кальциево-магниевыми (M 230–510 г/л) и 3) натриево-кальциевыми, кальциево-натриевыми (M 200–330 г/л).

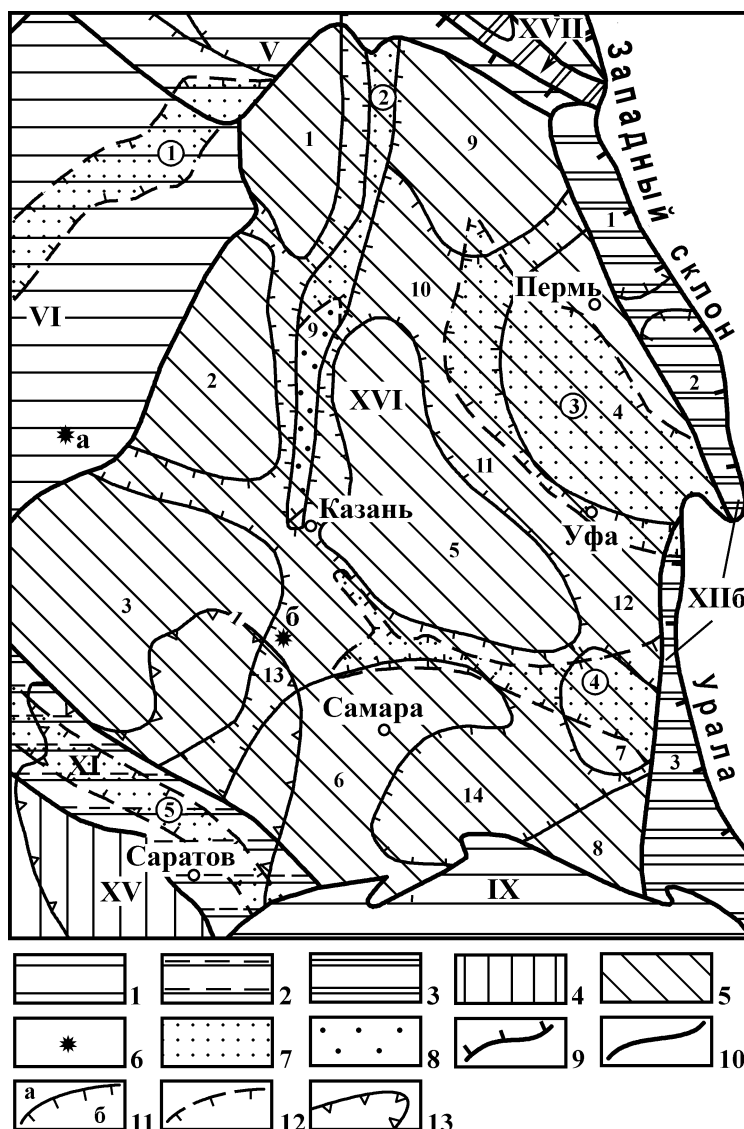
Хлоридные натриевые рассолы относятся к над- и подсолевым, заключены в пермских и каменноугольных преимущественно карбонатных отложениях, залегающих на глубине до 1200–1500 м. Для рассолов этого типа растворитель (H₂O) и содержащееся в нем вещество имеют различную природу. Вода имеет в основном метеогенное (инфильтрационное) происхождение, а источником растворенных веществ являются породы, слагающие карбонатно-галогенные лагунно-морские формации. Перенос вещества из соленосной толщи в подземные воды осуществляется по механизму вынужденной конвекции (фильтрации) и молекулярной диффузии. Роль диффузионной миграции вещества наиболее значима для подсолевого палеозоя, находящегося в условиях весьма затрудненного водообмена.

Мощность зоны надсолевых Cl–Na-рассолов растворения в общем случае не превышает нескольких десятков метров. Это связано с тем, что при выщелачивании и растворении солей на поверх-

Рис. 1. Схема тектонического районирования Волго-Уральской области (фрагмент «Схемы тектонического районирования Русской платформы», по Н.С. Иголкиной, В.П. Кирикову, Т.Н. Спижарскому, В.Д. Наливкину, К.Э. Якобсону [Региональный ..., 2001])

Условные обозначения: 1–7 — основные типы геологических структур: 1 — впадины, 2 — прогибы, 3 — краевые прогибы, 4 — антеклизы, 5 — сложные антеклизы, 6 — астроблемы; 7–8 — авлакогены: 7 — дофанерозойские, 8 — фанерозойские; 9–13 — границы: 9 — Русской платформы, 10 — структур первого порядка, 11 — структур второго порядка: а — положительных (своды, поднятия, выступы и др.), б — отрицательных (впадины, депрессии, прогибы и др.), 12 — дофанерозойских авлакогенов, 13 — наложенных мезозойско-кайнозойских структур.

Структуры 1-го (римская цифра) и 2-го (арабская цифра) порядка: V — Мезенская впадина, VI — Московская синеклиза, IX — Прикаспийская синеклиза, XI — Рязано-Саратовский прогиб, XII_б — южное крыло Предуральского краевого прогиба (1–3 — впадины: 1 — Соликамская, 2 — Юрюзано-Сылвинская, 3 — Бельская), XV — Воронежская антеклиза, XVI — сложная Волго-Уральская антеклиза (1–7 — своды: 1 — Сысольский, 2 — Котельничский, 3 — Токмовский, 4 — Пермско-Башкирский, 5 — Татарский, 6 — Жигулевско-Пугачевский, 7 — Оренбургский), 8 — Соль-Илецкий выступ, 9 — Вятская система линейных дислокаций, 10 — Камская моноκлиналь, 11 — Верхнекамская впадина, 12 — Бирская впадина, 13 — Уфимская моноκлиналь, 14 — Мелекесская впадина, 15 — Бузулукская впадина, XVII — Тиманский кряж. Авлакогены — (цифры в кружочках): 1 — Средне-Русский, 2 — Кожимский, 3 — Калтасинский, 4 — Сергиевско-Абдулинский, 5 — Пачелмский. Наложенные мезозойско-кайнозойские структуры (цифры в разрыве границ): 1 — Ульяновско-Саратовский прогиб. Астроблемы: а — Пучеж-Катунгская, б — Карлинская



ности их образуется слой предельно насыщенных NaCl рассолов, который предохраняет соленосную толщу от дальнейшего растворения инфильтрационными водами. Расстояние, на которое может быть перенесено вещество с помощью концентрационной диффузии в подсолевом палеозое, может быть оценено по формуле У. Файфа, Н. Прайса и А. Томпсона [1981]. При коэффициенте диффузии водонасыщенных пористо-трещиноватых пород карбона, равном 10^{-7} – 10^{-6} см²/с, соли от нижнепермской галогенной толщи за все время ее существования (250 млн. лет) могут мигрировать на расстояние 400–1300 м.

Это означает, что в Волго-Уральском бассейне, где мощность осадочного чехла достигает 5000–8000 м и более, молекулярно-диффузионные процессы способны обеспечить массоперенос от кунгурской соленосной толщи в довольно локальном масштабе. Выполненные оценки в целом хорошо

согласуются с мощностью зоны подсолевых Cl–Na-рассолов, в формировании которых принимают участие процессы концентрационной диффузии. Она составляет от 0,8–1 км на Пермско-Башкирском и Токмовском сводах до 1,3–1,5 км на Татарском и Котельничском, до 1,7–1,8 км в Верхне-Камской впадине и Кожимском авлакогене, до 2 км и более в Бельской впадине.

Отличительными геохимическими чертами этих типичных инфильтрационно-диффузионных рассолов выщелачивания являются высокие значения коэффициентов $r_{Na/rCl}$ (0,9–1,0 и выше) и Cl/Br (>300), обедненность Br (<0,2 г/л), Sr (<0,16 г/л) и редкими щелочными металлами (Li, Rb и Cs), высокая сульфатность (до 3–8 г/л SO_4^{2-} , $r_{SO_4 \times 100/rCl}$ 1–10). Содержание I обычно невысокое (менее 3–5 мг/л), но в Cl–Na-рассолах, обнаруженных в рифогенных нижнепермских массивах Бельской впадины, оно достигает 30–90 мг/л. Также обычно

низкое и содержание К (менее 0,1 г/л); оно резко возрастает (до 2–4 г/л) в случае взаимодействия инфильтрационных вод с калиеносными породами. Газовый состав рассолов H_2S-N_2 и $H_2S-CO_2-CH_4-N_2$, величина pH 5,4–7,0, Eh –100 ... –430 мВ. Величина отношения He/Ar , характеризующего степень гидрогеологической закрытости недр, низкая (0,1–0,4). Минерализация $Cl-Na$ -рассолов изменяется в широких пределах — от первых десятков до 320 г/л, плотность 1,003–1,18 г/см³. Нижний предел минерализации зависит от степени засоленности пород и гидрогеодинамических условий, а верхний определяется величиной растворимости галита.

Хлоридные магниевые (натриево-магниевые) рассолы принадлежат к категории внутри- и межсолевых. В Соликамской и Прикаспийской впадинах, а также, вероятно, в Бельской депрессии и на юго-восточном склоне плиты они приурочены к нижнепермской (кунгурской) соленосной формации. В Бузулукской впадине $Cl-Mg$ -рассолы, кроме того, встречаются и в верхнеказанской соленосной толще. Рассолы этого типа вскрываются скважинами и горными выработками на глубине от 200 до 1200 м. Они заполняют весьма ограниченное межкристалльное пространство в солях (обычно в галите и сильвините), а также в прослоях и линзах карбонатных пород и галопелитов.

$Cl-Mg$ -рассолы имеют очень высокую минерализацию (до 450–510 г/л) и плотность (ρ до 1,28–1,32 г/см³), кислую реакцию среды (pH 4,5–6,0). Им свойственны очень высокие концентрации Mg (до 70–120 г/л, или до 85%), Br (до 10,0–17,5 г/л, Cl/Br 40–60), K (до 50–60 г/л), B (0,22–1,22 г/л B_2O_3), Sr (до 3,6 г/л), Rb (до 0,1 г/л), Li (до 0,05 г/л), Cs (до 0,001 г/л) и относительно невысокие концентрации I (0,005–0,034 г/л). Рассолы отличаются также очень низкими значениями коэффициента rNa/rCl (0,03–0,3). Концентрация сульфатов изменяется в широких пределах — от 0,1 до 4,8 г/л, а коэффициент сульфатности $rSO_4 \times 100/rCl$ — от 0,05 до 1,5. Наиболее бедны сульфатами внутри- и межсолевые рассолы Соликамской впадины. Водорастворенные газы представлены преимущественно N_2 и CH_4 , в качестве небольшой примеси иногда присутствуют H_2S и CO_2 . Общее газосодержание — 200–350 мл/л.

Характер залегания, геохимические особенности рассолов и вмещающих солей, а также результаты экспериментальных исследований по испарительному сгущению морской воды [Галаховская, 1964; Жеребцова, Волкова, 1966] указывают на то, что $Cl-Mg$ ($Na-Mg$)-рассолы — это захороненная маточная рапа пермских эвапоритовых палеобассейнов, подвергшаяся испарительному концентрированию до стадии кристаллизации калийных и

магниево-солей (галитовой, сильвинитовой, карналлитовой, бишофитовой). Находясь до настоящего времени в захороненном, изолированном от влияния поверхностных факторов, состоянии, она обычно не претерпела существенных геохимических изменений и сохранила свою очень высокую минерализацию.

Растворитель и растворенное вещество $Cl-Mg$ -рассолов сингенетичны, изначально они имеют морское (талассогенное) происхождение. Обе фазы пермского галогенеза — рассолы и вмещающие их соли — одновозрастны (250–260 млн. лет). В то же время межсолевые магниевые рассолы вторичны по отношению к находящимся среди солей линзам терригенных и карбонатных пород, в которые межкристалльная рапа была отжата при уплотнении солей под влиянием геостатической нагрузки. Наиболее интенсивно этот процесс протекал при погружении пород на глубину до 200–500 м, когда соли теряли более 60% содержащейся в них солевой рапы [Сонненфелд, 1988].

Под толщами солей хлоридные $Cl-Mg$ -рассолы сменяются $Cl-Na$ -рассолами. Таким образом, зона реликтовых внутри- и межсолевых рассолов распространена внутри зоны рассолов $Cl-Na$ состава — надсолевых инфильтрогенных и подсолевых диффузионного выщелачивания. Наиболее отчетливо это проявляется в Бузулукской впадине, где на глубине 395–1144 м в соленосных толщах казанского и кунгурского возраста залегают $Cl-Mg$ -рассолы с минерализацией до 400 г/л. С глубиной они сменяются $Cl-Na$ -рассолами с минерализацией 100–250 г/л в артинских отложениях, до 220–280 г/л — в каменноугольных. И только на глубине свыше 1500 м вскрываются высокометаморфизованные $Cl-Na-Ca$ -рассолы с минерализацией до 300 г/л (rNa/rCl 0,4–0,7; $CaCl_2$ до 50%).

Хлоридные натриево-кальциевые (кальциево-натриевые) рассолы являются основным геохимическим типом вод подсолевых глубокозалегающих комплексов региона. Они насыщают порово-каверново-трещинное пространство в карбонатных и терригенных коллекторах каменноугольного, девонского и позднепротерозойского возраста, образуя выдержанную в пространстве гидрогеохимическую зону, мощность которой во впадинах фундамента, судя по всему, достигает 5–7 км (до 10 км на юге Предуральяского прогиба). В центральных частях сводов (за исключением Пермско-Башкирского) она не превышает 100–300 м. В гидрогеодинамическом отношении зона $Cl-Na-Ca$ -рассолов отвечает обстановке квазизастойного гидрогеодинамического режима.

Региональные гидрогеологические исследования свидетельствуют, что рассолы хлоркальциевого

типа повсеместно развиты в средних и нижних частях разреза эпикарельских бассейнов, выполненных палеозойскими породами (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская платформы). Реже они встречаются также и в более молодых эпигерцинских (мезозойских) структурах, в строении которых принимают участие галогенные формации (бассейны Туранской и Скифской плит).

Cl—Na—Ca-рассолам региона свойственны высокая метаморфизация ($r_{Na/rCl}$ 0,1–0,7, $CaCl_2$ до 50–80%), низкая сульфатность ($r_{SO_4 \times 100/rCl}$ 0,02–0,7), обогащенность Вг (до 2,2 г/л), Sг (до 1,2 г/л), Rb (до 0,02 г/л), Li (до 0,035 г/л), Cs (до 0,001 г/л) и, напротив, обедненность В (менее 0,002 г/л V_2O_5), слабоокислая и околонеутральная реакция среды (pH 5,9–7,0), отрицательные значения Eh (до –300 мВ), N_2 — CH_4 газовый состав с высокими концентрациями He (до 10 мл/л), а на нефтяных месторождениях — тяжелых углеводородов. Газовый фактор 200–1500 мл/л. Величина коэффициента He/Ar — высокая (3–15), что свойственно гидрогеологически закрытым структурам с квазизастойным гидрогеодинамическим режимом. Концентрация I обычно не превышает 0,02 г/л. Коэффициент Cl/Vг в рассолах снижается до 160–75, а $r_{Mg/rCa}$ до 0,05. Наиболее метаморфизованные рассолы ($CaCl_2$ до 51% или 50–55 г/л) вскрыты в девонских и позднепротерозойских отложениях на нефтеразведочных площадях Пермско-Башкирского свода (Орьбашская, Кушкульская, Татышлинская и др.).

Подсолевые Cl—Na—Ca-рассолы в своей основной массе вторичны по отношению к вмещающим их карбонатным и терригенным отложениям. Возраст растворителя их (200–260 млн. лет) меньше возраста вмещающих рассолы пород карбона, девона и позднего протерозоя (350–400 млн. лет и более).

Формирование хлоркальциевых рассолов — этих своеобразных жидких руд, обогащенных целым рядом галофильных элементов и редких щелочных металлов, — является одной из наиболее важных проблем современной генетической гидрогеохимии. Для осадочных бассейнов с эвапоритовыми формациями совокупности природных фактов наиболее полно удовлетворяет седиментационно-эпигенетическая (литогенетическая) концепция, связывающая образование подсолевых и внутрисолевых хлоркальциевых рассолов с геохимической эволюцией талассогенных вод в ходе галогенеза и последующих процессов метаморфизации соленодной рапы в осадочных породах в постседиментационную стадию их преобразования.

Современное геохимическое состояние подземной гидросферы Волго-Уральского бассейна представляет собой результат ее литолого-гидрогео-

химической эволюции в позднем протерозое и фанерозое. Начало образования осадочного чехла бассейна относится к позднему протерозою (1,65 млрд. лет назад). Континентальные и морские терригенно-карбонатные отложения этого возраста выполняют глубокие (4000–8500 м) авлакогены на востоке бассейна. Рифейские и вендские палеоводоемы периодически испытывали осолонение, фиксируемое наличием хемогенных доломитов и красноцветных терригенных осадков. Вместе с тем в позднем протерозое и раннем палеозое наблюдались три длительных перерыва в осадконакоплении, когда в условиях субаэрального режима произошло внедрение инфильтрогенных вод в верхнюю часть вышедших на поверхность древнейших образований. Следовательно, палеогидрогеологические условия на протяжении этого этапа способствовали накоплению и захоронению в осадках нормальных морских и слоборассольных вод, претерпевших некоторое смещение с атмогенными водами.

Седиментация в течение большей части палеозойской эры протекала в морских бассейнах с нормальной и повышенной соленостью. В них накопились мощные толщи карбонатных пород каменноугольного, девонского и раннепермского возраста, занимающие до 90% всего разреза. Эвапориты (доломиты, редко гипсы) — показатели существования рассольных палеоводоемов — встречаются на различных стратиграфических уровнях палеозоя и в разных частях региона.

Однако основную роль в формировании огромной массы рассолов, заключенных в толще палеозойских и рифейско-вендских пород, сыграли процессы галогенеза в ранне- и отчасти позднепермскую эпохи, завершившие седиментационный этап, начало которого относится к московскому веку среднего карбона, а конец — к татарскому веку поздней перми. В это время на востоке Русской плиты располагался крупнейший в истории Земли Восточно-Европейский эвапоритовый бассейн, площадь которого превышала 1 млн. км² [Мерзляков, 1979]. В современных границах его протяженность с севера на юг составляет более 2500 км, включая Печорский, Волго-Уральский и Прикаспийский солеродные бассейны.

В раннепермскую эпоху морской бассейн к западу от формирующегося Урала разделился на две части — глубоководную, примыкающую к горному сооружению, и мелководную, покрывающую платформенную область. В глубоководной Предуральской части бассейна в ассельско-артинское время накапливались не содержащие галогенных пород молассовые отложения (песчаники, конгломераты), а в мелководной, соответствующей наиболее осолоненной его части, — известняково-доломитовые и доломитово-гипсовые фации.

Кунгурский век ознаменовался дальнейшим подъемом Русской плиты и, как следствие, некоторым сокращением и значительным обмелением морского эвапоритового бассейна даже в пределах Предуральского краевого прогиба. В условиях господствующего в то время аридного климата и прогибания ложа бассейна под влиянием медленных тектонических движений в нем за счет прогрессивного сгущения морской воды отлагались доломиты, гипсы, каменная, калийные и магниевые соли, знаменующие соответствующие стадии галогенеза.

Уже филипповское время характеризовалось фаціальным разнообразием осадков, отлагавшихся в различных частях солеродного бассейна. Наиболее свойственна ему была гипсово-ангидритовая седиментация, периодически прерываемая накоплением доломитов. На юге Предуральского прогиба формировались весьма концентрированные рассолы, из которых осаждались галит, сильвинит и карналлит.

Еще более масштабными процессы галогенеза стали в иренское время, характеризующееся дальнейшей изоляцией эвапоритового бассейна. Галит-карналлитовая седиментация распространилась на Бузулукскую и Прикаспийскую впадины. Впервые галогенез проявился в Соликамской и Верхнепечорской впадинах, где произошло накопление мощных (до 900 м) галитовых и карналлитовых толщ. На северо-западе Прикаспийской впадины и сопредельной части Приволжской моноклинали наряду с накоплением сильвинит-карналлитовых пород произошла садка бишофита в виде нескольких пластов суммарной мощностью до 110 м.

В позднепермскую эпоху масштабы соленакопления резко сократились: эвапориты этого возраста известны только в Соликамской и Бузулукской депрессиях.

Таким образом, гидрогеохимический режим пермских палеобассейнов изменялся как в пространстве, так и во времени, что предопределило разнообразие вещественного состава накапливающихся эвапоритов. Вместе с тем это типично «морской» парагенезис хомогенных минералов (кальцит, доломит, гипс, галит, эпсомит, сильвин, карналлит, бишофит). Поэтому для выяснения палеогидрогеохимических условий можно использовать данные по сгущению современной морской воды.

Экспериментальными работами отечественных и зарубежных гидрогеохимиков (Н.С. Курнаков, М.Г. Валяшко, Я.Г. Вант-Гофф и др.) определено поведение хлоридной системы в ходе испарительного концентрирования. Оно сопровождается последовательным осаждением солей: кальцита CaCO_3 при достижении минерализации раствора 15–36 г/л, доломита $\text{CaCO}_3 \times \text{MgCO}_3$ — при М 72–85, гипса

$\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ — при М 135–150, галита NaCl — при М 320, сильвина KCl — при М 430, карналлита $\text{KCl} \times \text{MgCl}_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$ — при М 470 и бишофита $\text{MgCl}_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$ — при М 510 г/л. Плотность раствора ρ по мере его концентрирования растет от 1,025 г/см³ для нормальной морской воды до 1,131, 1,227, 1,290, 1,318 г/см³ — начало садки гипса, галита, сильвина, карналлита. В эвтоническую стадию, когда из раствора выпадает бишофит, ρ достигает 1,367 г/см³. Одновременно происходит метаморфизация состава морской воды: из хлоридной натриевой она превращается в хлоридную натриево-магниевую и магниевую.

Наличие залежей каменной и калийных солей в Волго-Уральском и сопредельных Прикаспийском и Верхнепечорском бассейнах свидетельствует об очень высокой концентрации солей в пермских палеоводоемах, достигающей 550 г/л. Подтверждением этого служат меж- и внутрисолевые крепкие хлормagneвые рассолы Предуральского прогиба, Бузулукской и Прикаспийской впадин.

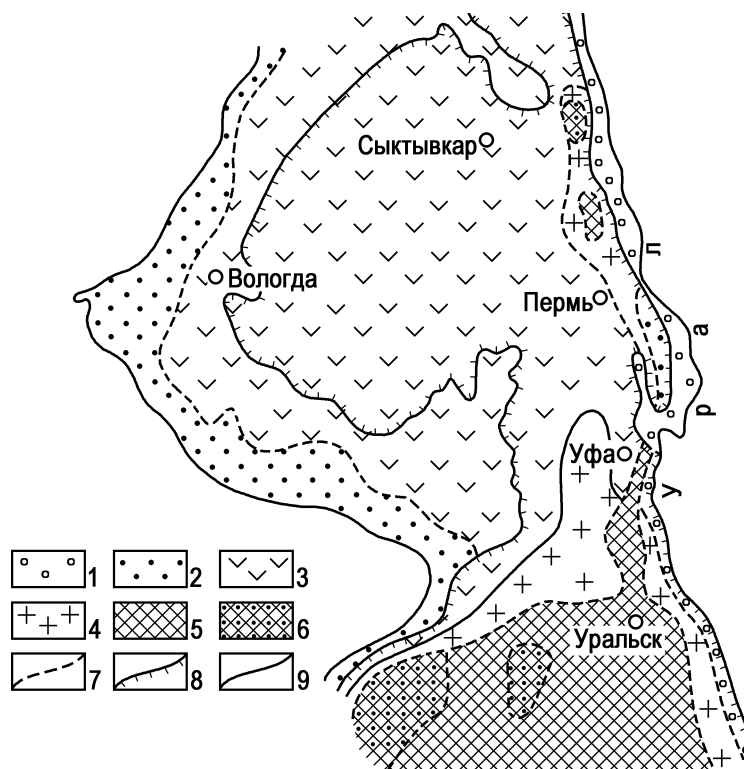
Парагенетическую связь жидкой и твердой фаз нижнепермского галогенеза иллюстрирует рис. 2. При этом минерализация и плотность рассолов определены с помощью литолого-фаціальных карт Восточно-Европейского эвапоритового бассейна [Мерзляков, 1979], согласно которым в Волго-Уральском бассейне в нижней перми выделяется шесть основных типов литолого-гидрогеохимических обстановок (зон).

Ассельско-артинские фации и связанные с ними рассолы имеют зональное площадное распространение. Они прослеживаются в виде субмеридиональных полос уральского простираения. На западе бассейна развиты слабосолево-известняково-доломитовые фации, в его центральной сильно осолоненной (М 140–320 г/л, ρ 1,13–1,23 г/см³) части — доломитово-ангидритово-гипсовые, а на крайнем востоке, в примыкающей к Уралу зоне — пресноводные и слабосолево-водные глинисто-песчано-галечниковые осадки.

В кунгурском солеродном бассейне наиболее широкое распространение, как уже указывалось, получила доломитово-ангидритово-гипсовая фация, занимающая ~75% площади Волго-Уральской антеклизы. Жидкая фаза его была представлена хлоридными магниевыми-натриевыми крепкими рассолами с высокой плотностью. На юге исследуемой территории в Прикаспийской синеклизе, сопредельных частях Предуральского прогиба и Волго-Уральской антеклизы (юго-западнее Уфы), а также в Соликамской депрессии (севернее Перми) в пределах зон осадконакопления каменной, калийных и магниевых солей минерализация хлоридных магниевых маточных рассолов достигала 550 г/л, а плотность — 1,38 г/см³.

Рис. 2. Литолого-гидрохимическая схема нижнепермских солеродных бассейнов

1–6 — литолого-гидрогеохимические зоны (в числителе — М, г/л, в знаменателе — ρ , г/см³, в скобках — литология пород): 1 — 1–36/1,0–1,02 (песчаники, конгломераты, аргиллиты), 2 — 36–140/1,02–1,13 (доломиты, известняки), 3 — 140–320/1,13–1,23 (гипсы, доломиты), 4 — 320–470/1,23–1,29 (каменная соль, гипсы), 5 — 470–510/1,29–1,36 (карналлит, сильвинит, галит, гипсы), 6 — 510–550/1,36–1,38 (то же и бишофит); 7–9 — границы: 7 — литолого-гидрохимических зон, 8 — кунгурского бассейна, 9 — ассельско-артинских бассейнов



Как следует из приведенных выше данных, в раннепермскую эпоху на востоке Русской плиты возникла и длительное время существовала гравитационно неустойчивая гидрогеодинамическая система, энергетическое состояние которой определялось градиентом плотности воды, содержащейся в поверхностной и подземной гидросферах. Поверхностная часть системы была представлена эвапоритовым бассейном с весьма крепкими (M 400–500 г/л) тяжелыми (ρ_1 1,29–1,37 г/см³) хлоридными магниевыми маточными рассолами, а подземная — карбонатными, в меньшей степени терригенными породами карбона, девона, венда и рифея, насыщенными менее минерализованными (M 30–150 г/л), а следовательно, более легкими (ρ_2 1,02–1,13 г/см³) водами. К этому времени за предшествовавший длительный (>1,3 млрд. лет) этап развития подземная гидросфера претерпела конвективно-диффузионную дифференциацию растворенного вещества, приведшую к обособлению гидрогеохимических зон весьма слабых (M <70 г/л) и слабых (M 70–140 г/л) рассолов.

Скорость плотностной концентрационной конвекции V_p определяется проницаемостью геологической среды и градиентом плотности:

$$V_p = K_z \times I_p / n_o, \quad I_p = \rho_1 - \rho_2 / \rho_2 = \Delta\rho / \rho_2,$$

где K_z , м/сут — коэффициент фильтрации пород в вертикальном направлении; I_p — вертикальный градиент плотностной конвекции; n_o — активная пористость породы; ρ_1 и ρ_2 , г/см³ — плотность соответственно тяжелой и легкой жидкостей.

Значения I_p в зависимости от соотношения плотностей поверхностных рассолов эвапоритовых бассейнов перми и залегающих под ними подземных рассолов палеозоя и протерозоя изменялись в весьма широких пределах. Судя по литолого-гидрогеохимическим данным, наиболее характерной для пермского периода была ситуация, когда гравитационное

погружение испытывала рапа бассейна, находящегося на гипсовой стадии галогенеза (ρ_1 1,13–1,23 г/см³), в терригенно-карбонатную среду, включающую в себя слабые рассолы (ρ_2 1,05–1,13 г/см³). В этом случае I_p 0,08–0,17. Если же плотность «верхнего» рассола принять равной 1,29–1,38 г/см³, что отвечает наиболее жестким условиям галогенеза, соответствующим экстремальной галит-карналлитовой стадии, то градиент концентрационной конвекции возрастет до 0,21–0,30.

Принимая в расчет, что $I_p = 0,08$ и $0,3$, $K_z = 10^{-4}$ м/сут, $n_o = 0,05$, получаем, что скорость нисходящей конвективной миграции рассолов из солеродных бассейнов $V_p = 5,8$ и $21,6$ см/год соответственно. Следовательно, даже при минимальной скорости конвекции 5 см/год подсолевая толща мощностью 2000 м будет заполнена пермскими рассолами за 40 тыс. лет. Последнее хорошо согласуется с продолжительностью накопления соленосных толщ (временем существования эвапоритовых бассейнов), которая составляет десятки — первые сотни тысяч лет [Фивег, 1954].

Обогащенные магнием, бромом и другими галофильными элементами и редкими щелочными металлами (K^+ , B , Li^+ , Rb^+ , Cs^+) крепкие рассолы из нижнепермских бассейнов путем свободной конвекции перемещались в нижележащие комплексы палеозоя еще до начала формирования соленосной толщи. В дальнейшем накопление солей сопровождалось их уплотнением, уменьшением

пористости (от 50 до 5% и меньше) и, как следствие, отжимом межкристальной хлормагниевого рапы, которая, как и маточные рассолы, гравитационно погружалась в глубокие части формирующегося артезианского бассейна. Наиболее интенсивно этот процесс протекал на глубине <1000 м, когда соли теряли до 80% объема содержащейся в них маточной рапы.

Конвекция рассолов из солеродных бассейнов может протекать при мощности накопившихся солей <300 м. После этого гидродинамическая связь между ними, солевой толщей и подсолевыми комплексами прерывается [Поливанова, 1982; Сонненфельд, 1988]. Так как толщи нижнепермских солей мощностью >300 м в Волго-Уральском бассейне накапливались только в Соликамской и Бельской депрессиях Предуралья, следует полагать, что на большей его части связь солеродного бассейна с подсолевыми комплексами существовала на протяжении всей раннепермской эпохи.

Процессы погружения рассолов Пермского солеродного бассейна и межкристальной рапы, отжатой из галогенных пород, и сквозыпластовая миграция их через относительные флюидоупоры карбона и девона не ограничивались гидрогеологическими «окнами» тектонического и литолого-фациального происхождения, а в геисторическом отношении имели региональный характер и протекали на всей площади бассейна. При оценке их масштабов следует учитывать небольшую мощность глинистых пород в указанных стратиграфических подразделениях. В процессе фильтрации рассолов через глины проницаемость последних не снижается, так как рассолы не вызывают набухания коллоидных частиц. Следует учитывать, что проницаемость глинистых пород усиливается по мере роста температуры с глубиной, а карбонатных — в результате процессов взаимодействия их с рассолами (в частности, процесса доломитизации).

Повсеместное нахождение в артезианских структурах с галогенными формациями под глинистыми толщами метаморфизованных рассолов солеродных бассейнов свидетельствует о том, что глины не являются непреодолимым препятствием для нисходящей миграции через них высококонцентрированных жидких флюидов.

Подсолевые терригенно-карбонатные среды Волго-Уральского бассейна изначально обладали слабой водопроницаемостью ($K_z \times 10^{-4} - n \times 10^{-5}$ м/сут). В подобных условиях при низких скоростях вертикальной конвекции массоперенос протекал не только по относительно крупным каналам; со временем в него вовлекались субкапиллярные трещины и поры, что должно привести к некоторому увеличению активной пористости пород. Это определяет

концентрационную конвекцию как нестационарный во времени процесс.

В связи с обсуждаемым вопросом представляет интерес определение количества маточной рапы нижнепермского бассейна. По оценке [Валяшко, 1962], основанной на опытных данных, объем солеродной рапы превышает объем выделившихся солей в 1,9 (галитовая стадия галогенеза) — 185 раз (гипсовая). Как показали расчеты, только в кунгурском веке, когда процессы галогенеза приобрели наибольшие масштабы, общий объем маточной рапы эвапоритового бассейна измерялся многими сотнями тысяч кубических километров. Даже небольшой части этого количества (десятков тысяч кубических километров) вполне достаточно для заполнения порово-трещинного пространства коллекторов палеозоя и протерозоя.

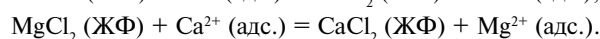
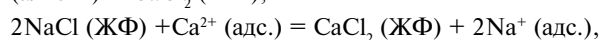
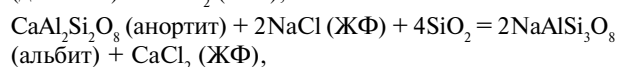
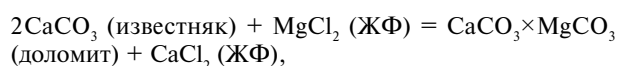
Плотностная конвекция — сложный в гидрогеодинамическом и гидрогеохимическом отношении природный процесс, включающий в себя собственно формирование гравитационно неустойчивой гидрогеологической системы, обладающей положительным градиентом плотности вод, субвертикальное погружение рассолов из солеродных бассейнов, проникновение их через глинистые (карбонатно-глинистые) слои, латеральное растекание на местных и региональных флюидоупорах (включая фундамент бассейна). Все эти явления представляют суть единого механизма заполнения геологической структуры эпигенетическими рассолами.

Одновременно происходит вытеснение с помощью восходящей миграции из подсолевых толщ палеозоя и позднего протерозоя сингенетических им формационных менее минерализованных вод. Судьба этих вод в конечном итоге была связана с поверхностным эвапоритовым бассейном, где они участвовали в дальнейшем галогенезе. Таким образом, плотностную конвекцию следует рассматривать как одно из звеньев геологического круговорота воды между подземной и поверхностной гидросферами. Вполне вероятно, что какие-то количества восходящих вод могли скапливаться под солями, слагающими ложе эвапоритового бассейна, вступать с ними в геохимическое взаимодействие, ведущее к образованию крепких хлоридных натриевых рассолов за счет процессов выщелачивания и молекулярной диффузии NaCl из соленосных пород.

Процесс плотностной конвекции реализуется, как указывалось выше, в довольно узком интервале геологического времени, несоизмеримо малом по сравнению с продолжительностью предшествующего этапа развития бассейна, и завершается при исчезновении положительного градиента плотности растворов. В конечном итоге жидкая фаза позднепермского галогенеза заняла гравитационно

устойчивое положение в подсолевых толщах Волго-Уральского бассейна, что ознаменовало завершение главного (седиментационного) этапа формирования вертикальной гидрогеохимической зональности нижнего его этажа.

Конвективное погружение хлоридных магниевых рассолов — жидкой фазы (ЖФ) нижнепермского солеродного бассейна — сопровождалось их метаморфизацией в прямом направлении (с образованием CaCl_2) при взаимодействии с породами и изменением состава самих пород в результате доломитизации, альбитизации, обменной адсорбции и других процессов:



Согласно экспериментальным исследованиям [Попов, 1990], с погружением терригенных осадков из зоны гипергенеза в зону катагенеза, сопровождающимся уплотнением и литификацией, обменно-адсорбционные свойства пород резко снижаются. Емкость поглощенного комплекса их на глубине более 1000 м не превышает 10 ммоль/100 г, что обусловлено как структурными и минералогическими особенностями глинистой фракции (преимущественно гидрослюды и хлорит), так и физико-химическими условиями зоны катагенеза (высокие температура и давление, кислая среда и т. д.), подавляющими процессы ионного обмена между водой и породой.

В рассолы из поглощенного комплекса пород емкостью 10 ммоль/100 г в зависимости от их пористости (0,1–0,3) потенциально может перейти не более 1000 ммоль/л катионов, что много меньше их концентрации в гидратированном состоянии (5000 ммоль/л). При этом по мере углубления в недра Земли гидрогеохимическое значение катионного обмена неуклонно уменьшается. Так, если на глубине 2000 м 5–20% гидратированных катионов может иметь адсорбционную природу, то на глубине 5000 м доля обменных оснований в катионном составе рассолов $\leq 5\%$. Следовательно, ионообменные реакции не могут оказать существенного метаморфизирующего воздействия на состав глубокозалегающих рассольных вод, тем более, если учесть крайне ограниченное распространение в палеозое терригенных глинистых пород — основных носителей обменно-адсорбционных свойств в подземной гидросфере, и ничтожно малые емкостные свойства карбонатных пород, которыми сложено до 90% разреза.

На состав захороняющейся маточной рапы могут существенно повлиять процессы гидролитического взаимодействия с терригенными алюмосиликатными породами (альбитизация плагиоклазов, анальцимитизация цеолитов и др.). Несмотря на очевидные постседиментационные преобразования терригенных осадков палеозоя Волго-Уральского бассейна (гидрослюдизация, каолинизация, альбитизация и др.), нет оснований считать, что эти процессы играют сколько-нибудь значимую роль в формировании состава рассолов в связи с весьма слабым распространением этих пород в палеозойском разрезе.

Выполненные литолого-гидрогеохимические исследования и термодинамический анализ показали, что ведущее значение в формировании хлоркальциевых рассолов принадлежит не обменной адсорбции и гидролизу в терригенных породах, а метасоматической доломитизации известняков палеозоя и докембрия (т. е. обменной адсорбции), которая осуществлялась в режиме нисходящей плотностной конвекции через них хлормagneиных рассолов пермских эвапоритовых палеобассейнов [Попов, 1989]. Вследствие исключительной обогащенности их магнием (до 110 г/л, гMg/гCa до 360) они обладают высокой доломитизирующей способностью.

Формирование рассолов Волго-Уральского бассейна за счет процессов пермского галогенеза и плотностной конвекции подтверждается также результатами определения их абсолютного возраста кинетико-геохимическим и гелий-аргоновым методами [Попов, 1994]. Как оказалось, рассолы в отложениях среднего и нижнего палеозоя имеют пермский возраст (200–250 млн. лет), т. е. по отношению к вмещающим их породам являются эпигенетическими.

Литература:

Басков Е.А., Петров В.В., Суриков С.Н. и др. Региональный палеогидрогеологический анализ условий рудообразования для основных этапов геологического развития Русской платформы (в рифее — фанерозое) / Под ред. Е.А. Баскова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 166 с. + 20 вкладок.

Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.

Галаховская Т.В. Распределение бора в процессе испарения морской вод при метаморфизации морской воды и продуктов ее стужения // Труды / ВНИИГ. Л., 1964. Вып. 45. С. 249–277.

Жеребцова И.К., Волкова Н.Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера // Геохимия. 1966. № 7. С. 832–845.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.

Мерзляков Г.А. Пермские соленосные бассейны Евразии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.

Поливанова А.И. Роль плотности и состава в перемещении растворов (по экспериментальным данным) // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982. С. 16–28.

Попов В.Г. О связи хлоркальциевых рассолов с процессами метасоматической доломитизации известняков // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 4. С. 97–103.

Попов В.Г. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере // Водные ресурсы. 1990. № 1. С. 73–81.

Попов В.Г. Геохимические особенности и возраст рассолов Волго-Уральского бассейна // Отечественная геология. 1994. № 2. С. 62–66.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Фивег М.П. О продолжительности накопления соляных толщ // Труды / ВНИИГ. Л., 1954. Вып. 29. С. 38.

Юсупов Б.М., Яруллин К.С., Ишерская М.В. Структура и нефтеносность стратиграфических комплексов Западной Башкирии. М.: Наука, 1974. 162 с.