

УДК 556.332.72, 556.3.013

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В РАЙОНЕ ШАХТНОГО ПОЛЯ БКПРУ-1 ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

© 2017 г. А. А. Потапов\*, П. К. Коносавский\*, С. Э. Макашов\*\*\*

\* Санкт-Петербургский государственный Университет (Институт наук о Земле),  
пер. Декабристов, 16, Санкт-Петербург, 199155 Россия.

E-mail: potapov@dhspsb.ru, konosavsky@dhspsb.ru

\*\* Санкт-Петербургское отделение Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН,  
Средний пр., д.41, оф. 519. Санкт-Петербург, 199004 Россия.

E-mail: makseduar@ya.ru

Поступила в редакцию 25.01.2017 г.

На примере территории шахтного поля 1-го Березниковского калийного рудоуправления (БКПРУ-1) показана возможность использования 3-мерных численных моделей потоков подземных вод переменной плотности для имитации формирования естественной гидрогеохимической зональности и, в частности, природных хлоридных натриевых рассолов выщелачивания с учетом пространственной изменчивости кровли подстилающего растворяющегося регионального водоупора – “покровной” каменной соли. Оценена длительность формирования современного естественного равновесного трехмерного поля распределения растворенного NaCl в подземных водах, составляющая порядка 10 тыс. лет. Установлена необходимость учета наличия плотностного градиента при решении задач формирования и миграции природных рассолов. Показано, что скорость деградации (растворения) соляной водозащитной толщи, отделяющей подземные горные выработки от подошвы водонасыщенных пород надсолевого комплекса, в ходе ее естественного растворения подземными водами при современном ненарушенном гидродинамическом режиме не превышает 0.06 мм в год.

**Ключевые слова:** Верхнекамское месторождение, растворение, численное моделирование, миграция рассолов, плотностной градиент, гидрогеохимическая зональность, засоление подземных вод.

### ВВЕДЕНИЕ

Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей (ВКМКС) входит в пятерку крупнейших месторождений калийных солей в мире. Его разработка ведется подземным способом на рудниках Усольского и Соликамского районов Пермского края. В октябре 2006 г. на калийном руднике БКПРУ-1 в результате нарушения сплошности водозащитной толщи (ВЗТ), представленной водоупорными соляными породами мощностью ~100 м, развитыми над выработанным пространством, произошел прорыв подземных вод из надсолевых водонасыщенных терригенно-карбонатных пермских отложений в горные выработки, расположенные на глубине 260–380 м [1]. Объем выработанного пространства на момент аварии составлял порядка 85 млн м<sup>3</sup> (64 м<sup>3</sup> из них – объем незаложенного пространства). Во время неконтролируемого затопления рудника интенсивность притока подземных

вод была не менее 1250 м<sup>3</sup>/час, а в отдельные периоды достигала 8100–9750 м<sup>3</sup>/час [1, 3, 9]. В конце июля 2007 г. на участке разрушения ВЗТ образовалась провальная воронка вследствие активизации процессов соляного карста в подземных выработках. Размер воронки по поверхности достиг впоследствии 300 × 400 м, а глубина – порядка 80 м. В результате аварии к октябрю 2008 г. рудник БКПРУ-1 был полностью затоплен, а в 2009 г. на месте провала образовалось техногенное озеро.

Нижняя часть гидрогеохимического разреза надсолевой толщи ВКМКС характеризуется наличием слоя природных рассолов выщелачивания [3, 5, 9, 11, 14], поэтому для корректной оценки влияния аварийного затопления рудника на состояние подземных вод в районе БКПРУ-1 потребовался учет естественной засоленности (гидрогеохимической зональности) водоносных горизонтов надсолевой толщи пород.

Учет естественной гидрохимической зональности надсолевых водоносных горизонтов при прогнозных оценках последствий аварийного затопления БКПРУ-1 был необходим, кроме того, по следующим причинам. С одной стороны, при затоплении рудника могла произойти деградация зоны природных рассолов, предохраняющих поверхность соляной залежи от дальнейшего растворения. С другой — в результате последующего вытеснения рудничных рассолов в вышезалегающие водоносные горизонты вследствие оседания кровли затопленных выработок, могла произойти существенная интенсификация выноса растворенных солей в местную гидросеть за счет поднятия границы раздела пресных и соленых подземных вод в надсолевой толще пород. Таким образом, предпринятое авторами эпигнозное восстановление естественной гидрогеохимической зональности в пределах надсолевой толщи стало первым и необходимым шагом (этапом) для последующего прогнозирования геоэкологических последствий аварийного затопления рудника.

В настоящей статье представлены результаты численного 3-мерного моделирования процесса образования надсолевых природных подземных соленых вод и рассолов Cl-Na состава с минерализацией до 320 г/л в районе шахтного поля БКПРУ-1. Основной целью на данном этапе было воспроизведение на модели пространственной (как в плане, так и в разрезе) конфигурации слоя подземных рассолов. Помимо этого, в состав исследования входила оценка длительности формирования данного равновесного концентрационного профиля. Реконструкция вертикальной гидрохимической зональности в рассматриваемом районе выполнена методом численного геомиграционного моделирования с учетом изменяющейся в пространстве и времени плотности подземных вод-рассолов в зависимости от их минерализации. Результаты исследования легли в основу последующих прогнозов изменения состояния подземных и поверхностных вод под влиянием техногенной нагрузки.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

ВМКМС расположено в центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба [5]. Восточная часть шахтного поля БКПРУ-1 приурочена к Березниковскому антиклинальному поднятию, ориентировочно совпадающему с контуром селитебной территории г. Березники. Вдоль западного крыла Березниковского поднятия проходит линия Соликамского надвига, к западу от которой располагается наиболее погруженная часть подошвы надсолевой толщи пород, а в центральной его части отмечается сдвиговая дислокация (Зырянковский

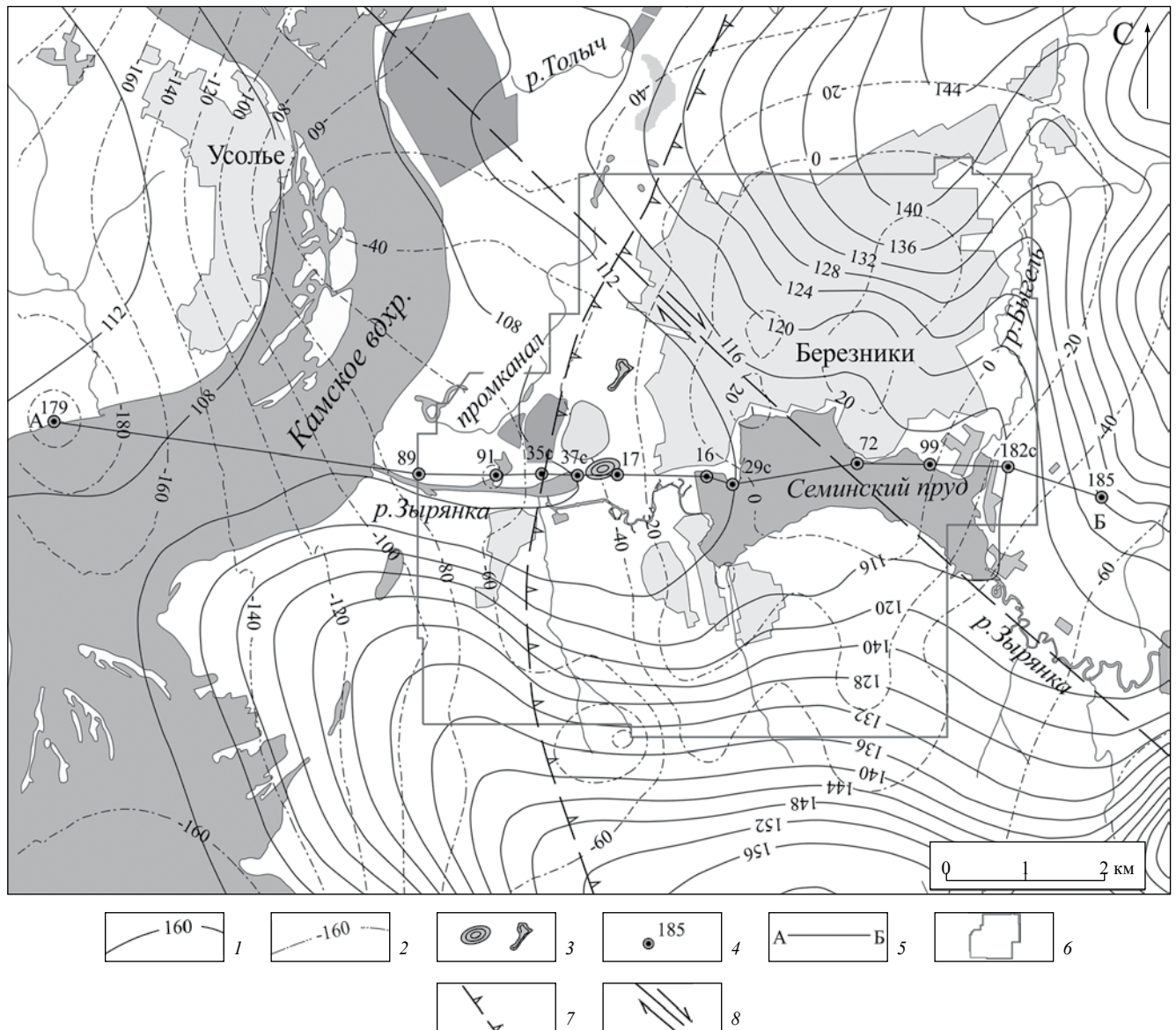
сдвиг) — см. рис. 1. Соляная залежь погружается в западном направлении в сторону Камского прогиба (рис. 2). Рассматриваемая часть разреза, представленная отложениями уфимского и кунгурского ярусов нижней перми, включает две толщи: соляную (нижнюю) и надсолевую (верхнюю).

*Соленосная толща* района сложена нижнепермскими собственно соленосными отложениями, содержащими обрабатываемую калийную залежь, и терригенно-галогенными породами (см. рис. 2). Она представляет собой сложное геологическое тело и включает в себя (снизу вверх): подстилающую каменную соль — ПДКС ( $P_1kg\ irn_2$ ); сильвинитовую — СЗ ( $P_1kg\ irn_3\ sil$ ) и сильвинито-карналлитовую — СКЗ ( $P_1kg\ irn_3\ crn$ ) зоны; покровную каменную соль — ПКС ( $P_1kg\ irn_4$ ) и нижнюю подтолщу соляно-мергельной толщи СМТ<sub>1</sub> ( $P_1u\ sl_1^1$ ). Структурные планы соленосных пород и надсолевых отложений в целом совпадают [6, 12].

*Надсолевые отложения* района включают: верхнюю подтолщу соляно-мергельной толщи — СМТ<sub>2</sub> ( $P_1u\ sl_1^2$ ), мощностью 50–100 м, сложенную в различной мере загипсованными карбонатно-глинистыми породами (доломитами, мергелями, глинами); терригенно-карбонатную толщу — ТКТ ( $P_1u\ sl_2$ ), мощностью до 120 м, представленную глинистыми, реже доломитизированными известняками, чередующимися с прослоями известковистых мергелей и глин; пестроцветную толщу — ПЦТ ( $P_1u\ šš$ ), сложенную сероцветными и красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с редкими прослоями конгломератов и известняков суммарной мощностью до 170 м (в пределах Камского прогиба).

Четвертичные отложения распространены повсеместно и представлены болотными, аллювиальным, аллювиально-делювиальным и элювиальными образованиями речных долин и покровными элювиально-делювиальными образованиями мощностью от первых метров до 25 м.

Граница раздела соленосных и надсолевых отложений (между СМТ<sub>1</sub> и СМТ<sub>2</sub>) не является стратиграфической, так как сформировалась в результате процессов растворения соляных пород надсолевыми подземными водами инфильтрационного генезиса, и представляет собой “соляное зеркало” (СЗ) — первый от поверхности выдержанный слой каменной соли, залегающий в кровле ВЗТ, отражающий глубину развития гипергенных процессов (деятельности подземных вод). Выше СЗ по разрезу залегают “гипсовое зеркало” (ГЗ), отвечающее первым от поверхности прослоям и включениям гипса и входящее преимущественно в состав разреза ТКТ, а на сводовых участках поднятий — в состав разреза СМТ<sub>2</sub>. ГЗ отражает современное положение



**Рис. 1.** Ситуационный план БКПРУ-1 (с использованием материалов [9]): 1 – гидроизогипсы водоносного комплекса в ТКТ, 2 – изогипсы кровли соляной залежи, 3 – провалы земной поверхности, 4 – геологическая скважина и ее номер, 5 – линия разреза (рис. 2), 6 – границы горного отвода БКПРУ-1, 7 – линия Соликамского надвига, 8 – линия Зырянковского сдвига.

фронта сульфатного выщелачивания. Указанные фронтальные поверхности (ГЗ и СЗ) разобщены по глубине надсолевой толщи пород на десятки метров.

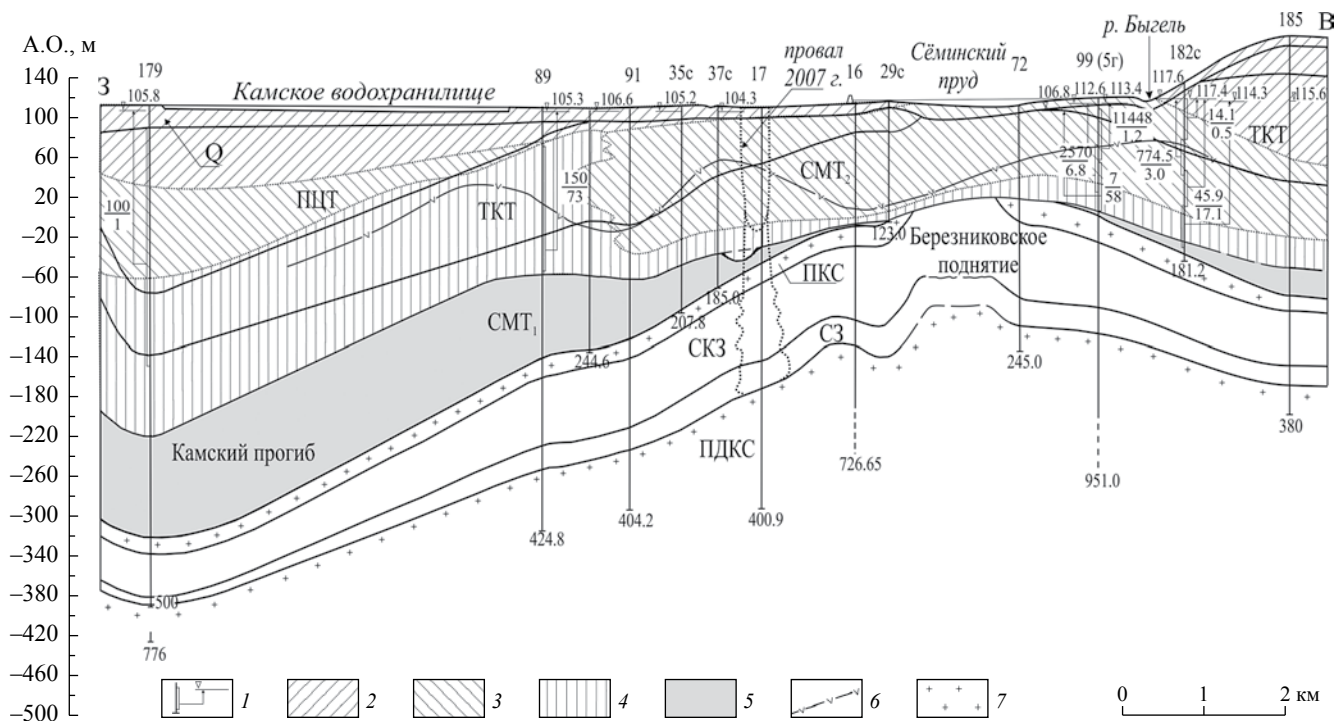
### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Все подземные воды-рассолы приурочены к надсолевой толще пород, а соляная залежь является региональным подстилающим водоупором. Водоносные горизонты образуют кайнозойско-уфимский водоносный комплекс. Фильтрационные свойства горизонтов надсолевого водоносного комплекса обусловлены преимущественно трещиноватостью и закарстованностью,

сформированной в процессе гипергенеза пород [14]. В гидрогеологическом разрезе района БКПРУ-1 выделяются водоносные горизонты.

*Водоносный горизонт в глинисто-песчаных четвертичных отложениях аллювия.* Водовмещающие породы – супеси, суглинки, пески, щебенистые и щебенисто-дресвяные грунты с суглинистым заполнителем. Значения коэффициентов фильтрации изменяются от сотых долей до 8–14 м/сут.

*Водоносный горизонт ПЦТ* приурочен к переслаиваемому глинистым разнородным песчанкам, алевролитам, аргиллитам, глинам с редкими



**Рис. 2.** Субширотный гидрохимический разрез территории БКПРУ-1 (см. рис. 1): 1 – скважина, уровень подземных вод, интервал опробования (в числителе – водопроницаемость, м<sup>2</sup>/сут; в знаменателе – минерализация, г/л). Химический тип подземных вод (по классификации Курнакова-Валяшко) и их минерализация: 2 – гидрокарбонатный (М – 1÷10 г/л); 3 – сульфатный (М – 10÷100 г/л); 4 – хлоридный (М – 100÷300 г/л). 5 – региональный водоупор (СМТ<sub>1</sub>), 6 – гипсовое зеркало, 7 – каменная соль.

маломощными прослоями известняков. Коэффициент фильтрации составляет в среднем 0.3–1.0 м/сут.

*Водоносный горизонт в верхних-средних частях ТКТ (верхнесоликамский)* приурочен к трещиноватым мергелям и известнякам уфимского яруса. Породы горизонта обводнены на полную мощность. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород ТКТ достигают 15 м/сут [3], в среднем составляя 1–5 м/сут.

*Водоносный горизонт нижних слоев ТКТ и верхних слоев СМТ<sub>2</sub>* развит над ГЗ и отличается от вышележащего горизонта по химическому составу подземных вод. В верхней части подземные воды пресные при гидрокарбонатном кальциево-магниевом составе. В нижней части развиты слабосоленые подземные воды сульфатного кальциево-магнезиевого состава, а с увеличением минерализации – хлоридно-сульфатного натриевого состава. Коэффициенты фильтрации в верхней части водоносного горизонта варьируют по площади и разрезу от 1 до 10 м/сут. В нижней части (в слоях СМТ<sub>2</sub>) коэффициенты фильтрации снижаются до 0.01–0.5 м/сут. В пределах субвертикальных зон повышенной трещиноватости коэффициенты фильтрации достигают 200–300 м/сут.

*Водоносный горизонт средних-нижних слоев СМТ<sub>2</sub> (нижнесоликамский)* развит непосредственно над СЗ. Подземные воды горизонта практически повсеместно напорные и приурочены к зоне затрудненного водообмена. Отдельные водоносные слои разобщены относительно водоупорными породами – прослоями глин и гипса. На площади шахтного поля БКПРУ-1 наиболее водообильные отложения с коэффициентами водопроницаемости до 200 м<sup>2</sup>/сут развиты вдоль западной границы шахтного поля. В целом по площади характерные значения коэффициента фильтрации составляют от 0.01 м/сут на участках развития толщ глин до 0.8–1.5 м/сут на сводах поднятий.

Областью питания водоносных горизонтов на территории шахтного поля БКПРУ-1 служит сводовая часть Березниковского поднятия, где наблюдается уменьшение гидростатических напоров с глубиной. Главный контур разгрузки фильтрационного потока – р. Кама, в долине которой характер субвертикального движения подземных вод является восходящим. Частично дренирование верхних водоносных горизонтов зоны активного водообмена осуществляется малыми реками (притоками р. Камы) и искусственными водоемами (Сёминский пруд). За счет низких фильтрационных свойств

трещиноватых карбонатных пород в вертикальном направлении величины разрыва напоров между верхним и нижним водоносными горизонтами надсолевого комплекса (в зонах питания и разгрузки подземных вод) достигают нескольких метров. Мощность зоны аэрации варьирует по площади от 0–2 м в долине р. Камы до 30 м и более на Березниковском поднятии [9].

Воды надсолевых отложений месторождения подчиняются прямой вертикальной гидрохимической зональности (см. рис. 2). В верхней части надсолевой толщи развиты пресные воды, в средней – солоноватые и соленые, в нижней – от слабо- до высококонцентрированных рассолов. Естественная засоленность пород надсолевой толщи обусловлена развитием в ней карбонатных (известняки, доломиты), сульфатсодержащих (гипс, ангидрит) и, главным образом, соляных (каменная соль) пород.

*Верхняя гидрохимическая зона* (зона слабозасоленных пород) объединяет пресные воды четвертичных отложений и верхней части терригенно-карбонатной толщи. Состав вод четвертичных отложений гидрокарбонатный натриевый. Воды пестроцветной и терригенно-карбонатной толщ имеют преимущественно гидрокарбонатный кальциевый состав. Содержание солей в природных водах в среднем составляет 0,3–1,2 г/л.

Ниже залегает *средняя (сульфатная) гидрохимическая зона*, приуроченная в основном к водам ТКТ, на погруженных участках – к водам ПЦТ, а на приподнятых – к водам СМТ<sub>2</sub>. Мощность сульфатной гидрогеохимической зоны составляет 35–70 м. В ТКТ здесь, как указывалось выше, фиксируется наличие солоноватых подземных вод с минерализацией 2–10 г/л при сульфатном кальциево-магниево или магниево-кальциевом составе. Нижней границей зоны сульфатного выщелачивания служит ГЗ.

Завершает гидрохимический разрез надсолевого комплекса *хлоридная гидрохимическая зона*, располагающаяся между ГЗ и СЗ и характеризующаяся резким ростом минерализации подземных вод с глубиной. Зона сильнозасоленных пород приурочена обычно к нижней или нижней и средней частям отложений СМТ<sub>2</sub> и залегает на абсолютных отметках от минус 20 м и ниже, где фиксируется присутствие рассолов выщелачивания с содержанием солей до 320 г/л. Мощность зоны колеблется от первых метров на сводах поднятий до десятков метров в пределах днищ прогибов. В зонах разгрузки подземных вод отмечается поднятие верхней границы засоленных пород, что связано с восходящей

субвертикальной миграцией надсолевых рассолов. По преобладающим компонентам рассолы хлоридные натриевые, по классификации Курнакова–Валляшко – сульфатного типа, хлоридно-магниевого подтипа [9].

Формирование Cl-Na рассолов нижней гидрогеохимической зоны происходит вследствие растворения отложений собственно соляной залежи на участках сводов и склонов структур. Процесс растворения соляной залежи сопровождается сублатеральным конвективно-дисперсионным переносом рассолов, осложненным плотностной конвекцией. Аккумуляция рассолов происходит в пределах отрицательных геологических структур (прогибов). В данных инфильтрационных рассолах отмечаются высокие соотношения  $r_{Na}/r_{Cl} = 0,9–1,0$  и выше и  $Cl/Br (> 400)$ , обедненность  $Sr (< 0,16 \text{ г/л})$  и редкими щелочными металлами (Li, Rb и Cs), высокая сульфатность (до 3–8 г/л  $SO_4^{2-}$ ). Содержание I обычно невысокое – менее 3–5 мг/л [9, 11].

В рассматриваемом районе БКПРУ-1 направление погружения поверхности водоупора и направление фильтрационного потока в целом совпадают (с востока на запад), вследствие чего рассолы мигрируют в западном направлении – от свода Березниковского поднятия к Камскому прогибу, где происходит их аккумуляция с соответствующим увеличением мощности хлоридной гидрохимической зоны.

Именно условия формирования надсолевых хлоридных натриевых рассолов выщелачивания имитировались на численной миграционной модели.

## ПАРАМЕТРЫ И СТРУКТУРА ЧИСЛЕННОЙ ГЕОМИГРАЦИОННОЙ МОДЕЛИ

С целью детального количественного изучения формирования гидрогеохимической зональности разработана 3-мерная численная модель шахтного поля БКПРУ-1 на базе программы SEAWAT v.4 [15] (первое приближение модели представлено в работе [7]), позволяющей моделировать потоки разноплотностных жидкостей в пористой среде. В качестве геофильтрационной базы для данной локальной модели использована разработанная и откалиброванная в стационарном и нестационарном фильтрационных режимах в 2007–2010 гг. 3-мерная региональная геофильтрационная модель надсолевой толщи территории южной части ВКМКМС [12]. Обоснование плановой и профильной структуры этой региональной модели произведено на базе анализа и систематизации данных по более, чем 400-м



геологическим скважинам. При ее калибровке контролировались модельные и фактические напоры по 57 скважинам, оборудованным на различные водоносные горизонты, и меженные расходы водотоков по 12 гидротрическим створам.

Плановые размеры рассматриваемой в настоящей статье локальной моделируемой области (района БКПРУ-1) составили 14.8 км в меридиональном направлении и 12.5 км в широтном направлении. Размеры расчетных блоков модели в плане составили от 100 × 100 м в центральной ее части до 250 × 250 м на периферии.

В разрезе эта модель состоит из 27 расчетных слоев (рис. 3). Первый и второй модельные слои соответствуют водоносному горизонту в четвертичных отложениях (Q). Слои с 3-го по 10-й отвечают горизонтам в ПЦТ и верхней части ТКТ. Слои с 11-го по 18-й имитируют

среднюю-нижнюю часть ТКТ. Подошва 18-го слоя задавалась в соответствии с отметками ГЗ. Слои с 19-го по 26-й соответствуют рассольному водоносному горизонту в породах СМТ<sub>2</sub>, подошвой которого является СЗ. Нижний (27-й) слой с фиктивной мощностью 1 м введен в качестве источника поступления соли в подземные воды от поверхности соляной залежи.

Растворение карбонатных и сульфатных минералов в данном случае не рассматривалось, поскольку растворимость CaCO<sub>3</sub> и CaSO<sub>4</sub> составляет порядка 0.01–0.03 и 2–7 г/л соответственно, что существенно ниже таковой для NaCl – порядка 320 г/л [10], и, соответственно, вклад данных сульфатных и карбонатных минералов в формирование минерализации подземных рассолов незначительный.

Единственным источником образования рассолов в надсолевом комплексе пород до начала

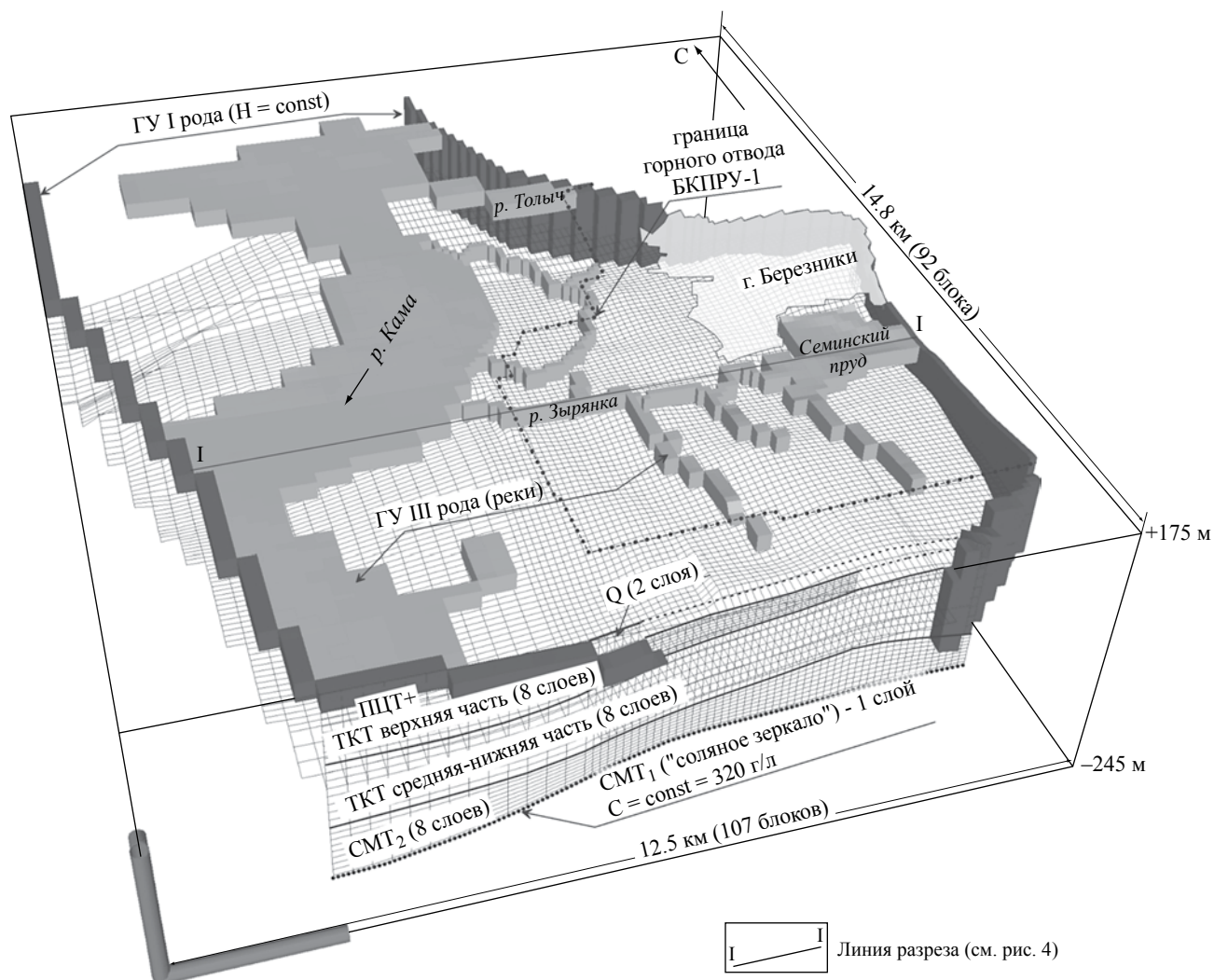


Рис. 3. Структура и границы трехмерной локальной геомиграционной модели.

антропогенного влияния могло быть только растворение каменной соли с поверхности соляной залежи. Растворение галита контролируется диффузионной кинетикой [4, 13], соответственно поток растворенной соли с поверхности СЗ прямо пропорционален недостатку насыщения раствора (подземных вод) по NaCl. Интенсивность предельного диффузионно-дисперсионного оттока от поверхности растворения определяется выражением:

$$W_0 = \beta(C_{нас} - C_{об}),$$

где  $\beta$  – коэффициент массоотдачи, зависящий от температуры, химического состава и физических свойств раствора, коэффициента диффузии растворяющейся соли, параметров гидродинамического потока, ориентации растворяющейся поверхности и др.,  $C_{нас}$  – концентрация насыщенного раствора,  $C_{об}$  – концентрация растворяемого компонента в объеме.

Таким образом, формирование трехмерного поля минерализации (гидрогеохимической зональности) в движущейся водной среде в подземных условиях определяется следующими сопряженными процессами:

- гидродинамической конвекцией, определяющейся условиями питания и разгрузки водоносных горизонтов;

- гравитационной конвекцией, обусловленной плотностными градиентами в водах с сильно изменяющейся минерализацией;

- продольной (плановой) гидродисперсией, обуславливающей размывание концентрационных фронтов вдоль напластования пород (вдоль преимущественно субгоризонтального потока фильтрации);

- поперечной (профильной) гидродисперсией, ответственной вместе с вертикальной (подчиненной) компонентой скорости за перенос растворенных солей вкост напластования пород и молекулярной диффузией, роль которой возрастает по мере ухудшений условий водообмена;

- собственно растворением каменной соли на подошве надсолевой толщи.

В данной работе рассматривается предельный случай, при котором коэффициент  $\beta$  принимается чрезвычайно (“бесконечно”) большим, что позволяет имитировать источник естественного засоления подземных через граничное условие I рода по концентрации. С этой целью во всех блоках нижнего фиктивного (27-го) слоя

модели была задана постоянная концентрация NaCl 320 г/л (рис. 4), что соответствует насыщенному по отношению к галиту раствору с плотностью 1210 г/см<sup>3</sup>. Во всех остальных расчетных блоках модели концентрация NaCl на условный начальный момент времени, т.е. до начала растворения (засоления), принято равным нулю.

Внутренние гидродинамические границы рассматриваемой локальной модели-врезки (по отношению к региональной модели [12]) отвечали поверхностным водным объектам (реки, озера) и вводились через граничное условие (ГУ) III рода, совмещенное с ГУ I рода (отметки урезов воды). Фильтрационные, емкостные параметры горных пород и величина инфильтрационного питания задавались в полном соответствии с указанной исходной региональной моделью [12]. При определении внешних плановых границ учитывалась необходимость моделирования одновременной миграции “тяжелой” (природные рассолы) и “легкой” (пресные и солоноватые подземные воды) жидкостей, поэтому внешние границы моделируемой области определялись двумя факторами: 1) конфигурацией локальных водоразделов поверхности подстилающего водоупора – СЗ (кровли СМТ<sub>1</sub>) и 2) конфигурацией локальных гидравлических водоразделов подземных вод первого от поверхности водоносного горизонта. Северная и южная границы модели-врезки проведены в соответствии с линиями тока подземных вод, полученными на упомянутой региональной модели. Западная граница проведена по линии наиболее углубленной осевой части Камского прогиба, восточная – по осевой линии перегиба Березниковского поднятия. При этом на восточной и западной границах для обеспечения имитации естественного потока подземных вод с помощью граничного условия I рода зафиксированы напоры подземных вод, полученные ранее в результате калибровки региональной модели (см. рис. 4б).

Геомиграционные расчеты проводились на локальной модели-врезке в стационарной фильтрационной постановке, исходя из предпосылки о практической неизменности гидродинамических условий в течение длительного времени (тысячи лет в течение голоцена) вплоть до начала освоения подземного пространства ВКМКС. Такая большая продолжительность расчетного периода определялась необходимостью достижения на модели установившегося режима миграции рассолов, при котором объемы поступления соли в подземные воды за счет растворения галита с поверхности соляной залежи соответствовали бы объемам ее разгрузки в поверхностные воды, и в системе надсолевой

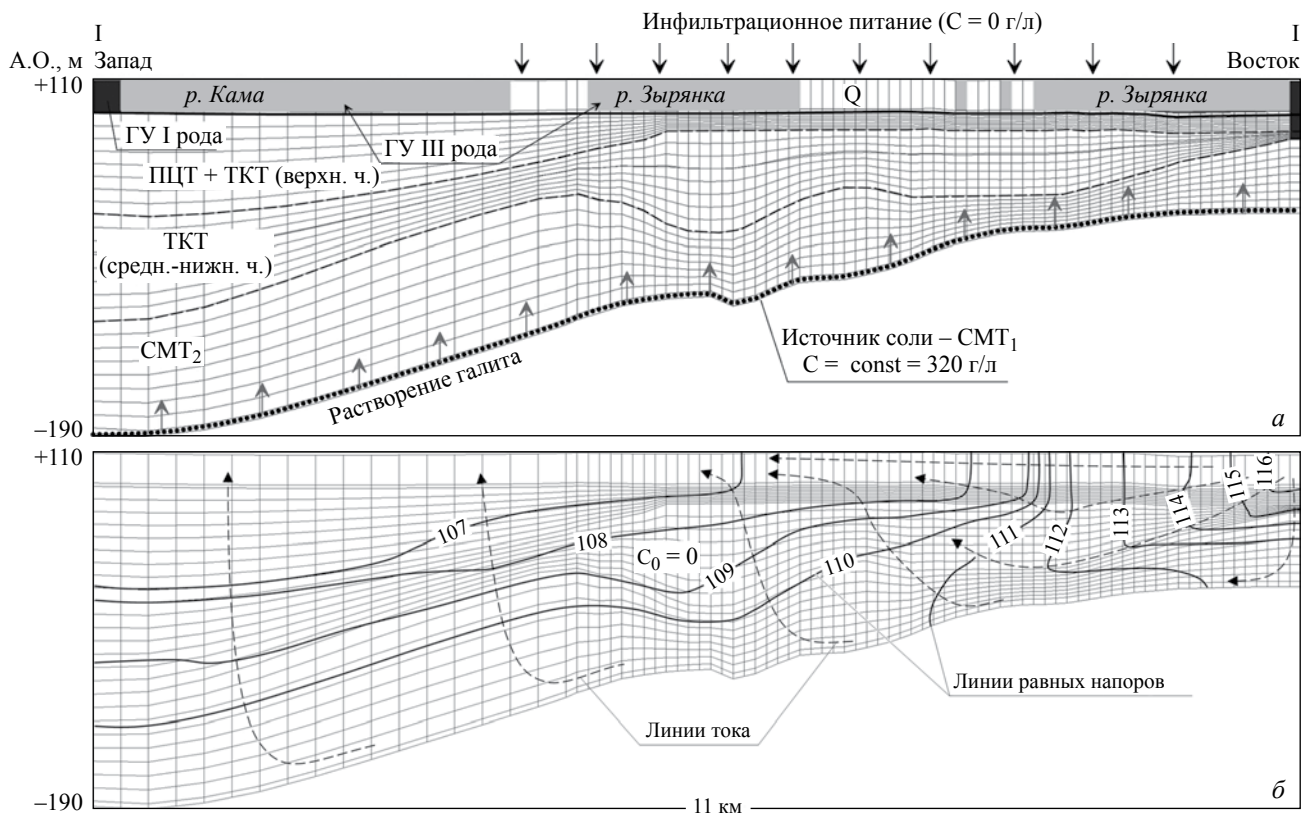


Рис. 4. Профильная разбивка и схематизация области моделирования миграции рассолов (разрез по линии I–I – см. рис. 3): а – граничные условия модели, б – начальное распределение гидростатических напоров.

толщи в целом фиксировалась бы стабилизация трехмерного поля минерализации.

Моделирование миграции проводилось по варианту асимптотического режима массопереноса в гетерогенной (трещиновато-пористой) среде, когда скорость продвижения фронта засоления отвечает времени полного диффузионного насыщения блоков породы. Асимптотическая схема дает ошибки только на первые моменты времени (до первых лет), и практически они не сказываются на конечном результате. Послойные значения активной пористости пород  $n$  задавались согласно оценкам, выполненным в 1980-х годах [8], и далее уточнялись в ходе калибровки модели.

С целью подавления негативных эффектов исключительно численной дисперсии, проявившихся в ходе предварительных тестовых расчетов и приводящих к фиктивному интенсивному засолению верхних водоносных горизонтов (чего явно не наблюдается в действительности), в модель были введены эффективные параметры продольной гидродисперсии ( $\delta_l$ ), практически на порядок отличающиеся от реальных значений, характерных для пород надсолевого комплекса. Итоговые значения  $\delta_l$  составили: для четвертичных

отложений – 1 м; ТКТ (верхняя часть) – 1.2 м; ТКТ (нижняя часть) – 1.5 м; СМТ<sub>2</sub> – 1 м. Параметры поперечной горизонтальной ( $\delta_r$ ) и вертикальной ( $\delta_v$ ) гидродисперсии вводились автоматически через отношения их к  $\delta_l$  – 0.1 и 0.01 соответственно. Коэффициент молекулярной диффузии принят по литературным данным [8] и составил  $10^{-5}$  м<sup>2</sup>/сут для всех слоев модели.

### КАЛИБРОВКА МОДЕЛИ И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМИГРАЦИОННЫХ РАСЧЕТОВ

Калибровка локальной геомиграционной модели проводилась на основе сопоставления фактических и расчетных значений минерализации подземных вод в различных интервалах буровых скважин. При этом использовались как геологические скважины, опробованные в ходе разведки месторождения (табл. 1), так и действующие наблюдательные скважины, но находящиеся за пределами ореолов техногенного загрязнения. Калибровка заключалась, главным образом, в уточнении вертикальных коэффициентов фильтрации и пористости отдельных слоев и областей модели. Итоговые (по результатам калибровки)



**Таблица 1.** Результаты калибровки геомиграционной модели-врезки по значениям минерализации в скважинах

№ скважины	Водоносный горизонт	Модельные слои в пределах интервала опробования	Минерализация, г/л	
			фактическая	модельная
с-12в	Аллювиальный (Q)	1	1	0
с-5	Тот же	1	2	0
с-9	– “ –	1	2	0
3-ПИ	ТКТ верх. ч	6–8	4	2
160г	Тот же	4–8	1	0
162г	– “ –	2–4	2	1
89	ТКТ + СМТ <sub>2</sub>	11–26	59	49
92	ТКТ нижн.ч. + СМТ <sub>2</sub>	17–26	70	46
84 (26с)	ТКТ сред.ч.	12–17	5	1
	ТКТ нижн.ч. + СМТ <sub>2</sub>	18–26	46	40
	СМТ <sub>2</sub> нижн.ч.	25–27	255	208
80/3	СМТ <sub>2</sub> верх.ч.	19–22	0	1
	СМТ <sub>2</sub> сред.ч.	23–24	2	1
	СМТ <sub>2</sub> нижн.ч.	25–26	38	17
2-ПИ	СМТ <sub>2</sub>	21–26	136	165

фильтрационные и миграционные параметры модели представлены в табл. 2. Величина инфильтрационного питания подземных вод составила от  $3 \cdot 10^{-4}$  м/сут в долине р. Камы до  $7.5 \cdot 10^{-4}$  м/сут в области питания водоносных горизонтов, что практически соответствует значениям, принятым в исходной региональной модели [12].

В результате численных расчетов получило количественное подтверждение высказанное ранее предположение, что естественное засоление водоносных горизонтов надсолевой толщи в нижней ее части связано с растворением галита с СЗ в кровле СМТ<sub>1</sub> инфильтрующимися водами.

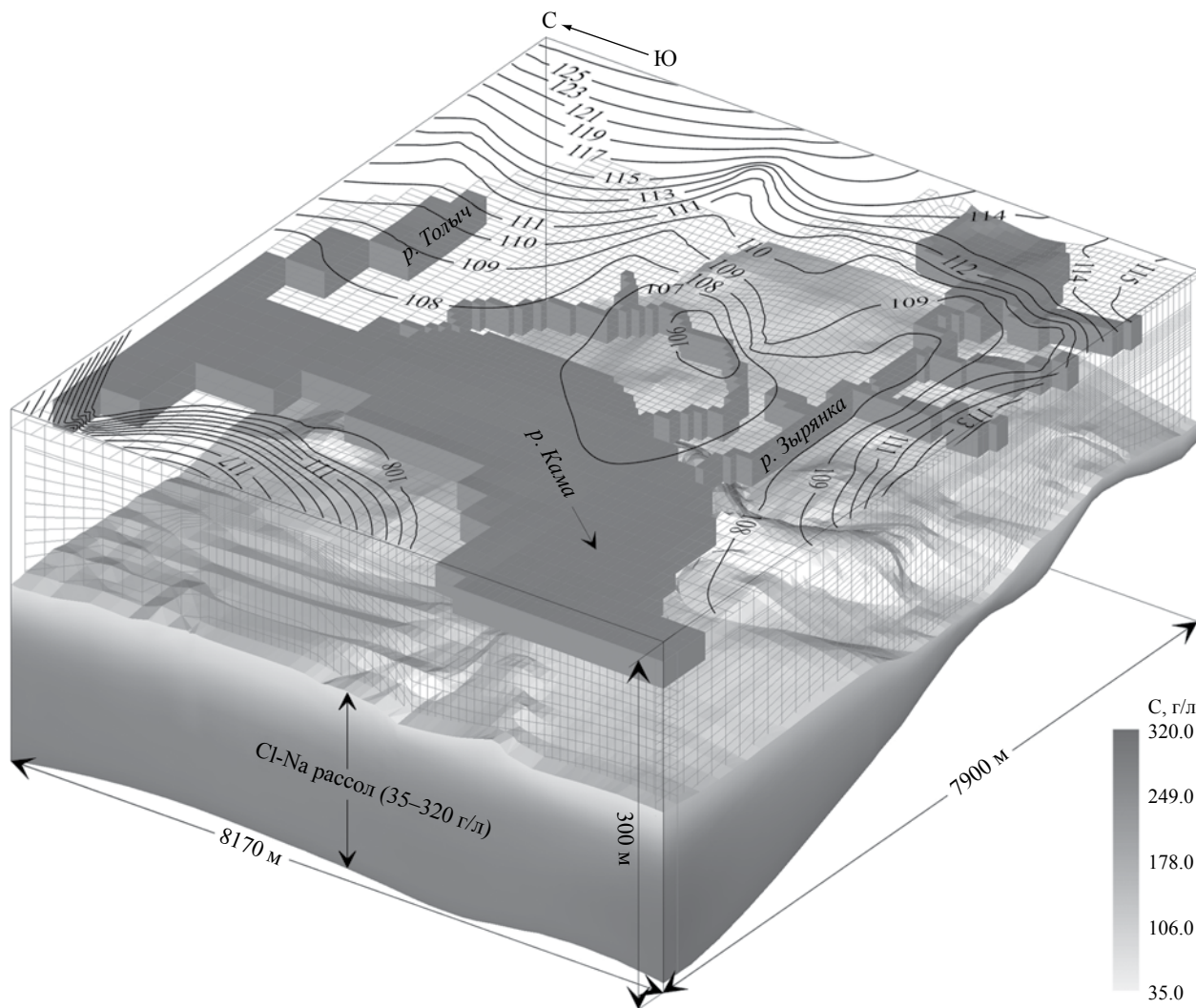
Согласно данным моделирования, спустя порядка 10 тыс. лет после начала (в модели)

растворения соляной залежи подземными водами разница между поступившим в них количеством соли (приходная статья баланса) и количеством соли, разгрузившимся в р. Каму и ее притоки (расходная статья баланса), за единицу времени не превышала 9%, и наблюдалась практическая стабилизация минерализаций в контрольных точках (скважинах). В течение этого периода практически полностью закончилось формирование слоя природных солевых вод рассолов выщелачивания Cl-Na состава. Очевидно, что к началу голоцена подземные воды надсолевой толщи по всей ее мощности не являлись абсолютно пресными (как это задано в начальных условиях модели), поэтому указанный временной интервал, скорее всего,

**Таблица 2.** Фильтрационные и миграционные параметры численной геомиграционной модели-врезки (по результатам дополнительной калибровки)

Слои	Горизонт	$k_x$ , м/сут	$k_z$ , м/сут	$\delta_l$ , м	$\delta_t$ , м	$\delta_v$ , м	$n$
1, 2	Q	0.1–10	0.1–1	1	0.1	0.01	0.15
3–10	ПЦТ+ТКТ верхняя часть	0.1–10	$10^{-3}$ –0.3	1.2	0.12	0.012	0.1
11–18	ТКТ средняя-нижняя часть	0.3–15	$4.5 \cdot 10^{-4}$ –0.3	1.5	0.15	0.015	0.06
19–26	СМТ <sub>2</sub>	0.3–10	$1.5 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-3}$	1	0.1	0.01	0.02
27	СМТ <sub>1</sub>	$10^{-6}$	$10^{-6}$	1	0.1	0.01	0.01

Примечание. Коэффициент фильтрации:  $k_x$  – горизонтальный,  $k_z$  – вертикальный; константы дисперсии:  $\delta_l$  – продольной,  $\delta_t$  – горизонтальной поперечной,  $\delta_v$  – вертикальной поперечной;  $n$  – активная пористость (пористость боков).



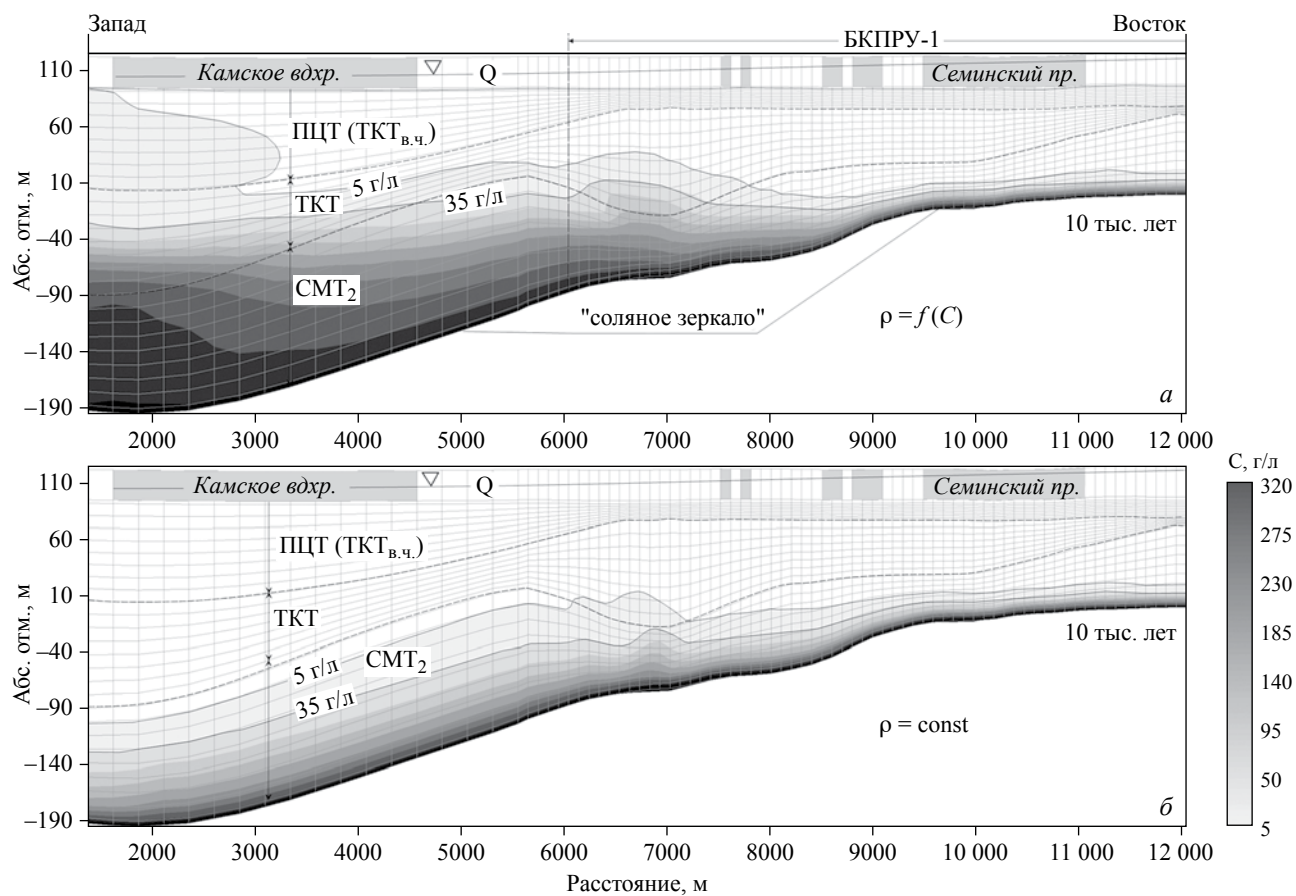
**Рис. 5.** Фрагмент геомиграционной 3D модели с расчетным слоем Cl-Na рассолов (черные линии – гидроизогипсы 1-го от поверхности водоносного горизонта; изоповерхность рассолов проведена по минерализации 35 г/л).

несколько завышен. Таким образом, период в 10 тыс. лет можно ориентировочно принять в качестве максимальной длительности формирования естественной, наблюдаемой в настоящее время гидрогеохимической зональности, по крайней мере, в отношении Cl-Na рассолов.

Результатами моделирования также подтвердилось, что в современной ситуации повышение верхней границы соленых вод хлоридной гидрохимической зоны в основной области разгрузки водоносных горизонтов (на подрусовом участке р. Камы) происходит именно за счет увеличения там интенсивности восходящей миграции. В области же питания, в пределах Березниковского поднятия (т.е. в исходной зоне начала растворения каменной соли инфильтрационными водами), на модели получено, что поверхность раздела относительно пресных вод и рассолов находится

существенно ниже кровли СМТ<sub>2</sub>. При этом модельное 3-мерное поле минерализации, как и в реальности, показывает, что в целом по области моделирования основная масса солей содержится в подземных водах СМТ<sub>2</sub>, концентрации растворенного NaCl увеличиваются с глубиной погружения СЗ и достигают максимальных значений в 320 г/л в наиболее погруженной части Камского прогиба (рис. 5, 6а).

Естественно, максимальные модельные действительные скорости движения подземных вод по поверхности соляной залежи характерны для сводовых частей поднятий, где происходит относительно активный водообмен практически в пределах всей мощности надсолевой толщи. На территории БКПРУ-1 в пределах структурного свода Березниковской антиклинали эти скорости составляют  $1 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-3}$  м/сут. С погружением СЗ



**Рис. 6.** Расчетный концентрационный профиль (содержание NaCl в подземных водах) на современном этапе (период стабилизации). Вариант: *а* – с учетом переменной плотности подземных вод; *б* – с постоянной плотностью подземных вод.

скорости миграции солей вблизи него существенно снижаются. В центральной части Камского прогиба режим водообмена практически застойный, и действительные скорости движения рассолов здесь на порядок меньше –  $1 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-4}$  м/сут.

С целью качественной оценки влияния плотностной конвекции на формирование естественной гидрогеохимической зональности рассматриваемая геомиграционная задача была решена для случая, пренебрегающего наличием плотностного градиента. Таким образом, процесс миграции подземных вод вне зависимости от их минерализации определялся только вынужденной конвекцией, гидродисперсией и молекулярной диффузией. Все начальные и граничные условия, а также параметры модели не изменялись. Расчеты производились до наступления стационарного режима миграции соли.

Результаты моделирования (см. рис. 6б) показывают, что в случае пренебрежения плотностным градиентом аккумуляция рассолов в депрессионных структурах не происходит.

Высота (мощность) концентрационного фронта остается постоянной по всей длине западного склона Камского прогиба, что не согласуется с наблюдаемым в реальности профильным распределением концентрации NaCl. Аналогично базовому варианту, в котором учитывается наличие плотностного градиента, стабилизация поля распределения концентрации наблюдается приблизительно через 8–10 тыс. лет после начала растворения каменной соли. Тем не менее, по результатам сопоставления двух рассматриваемых вариантов подтверждена необходимость учета процесса естественной (плотностной) конвекции при решении подобных геомиграционных задач.

По данным моделирования интенсивность поступления соли в подземные воды со всей рассматриваемой площади составляет  $1.5 \cdot 10^4$  кг/сут ( $Q_m$ ). Площадь поверхности СЗ, в пределах которой происходит наиболее активное растворение каменной соли (сводовая часть Березниковского поднятия), составляет  $4.5 \cdot 10^7$  м<sup>2</sup> (S). Таким

образом, интенсивность поступления соли в подземные воды с 1 м<sup>2</sup> равна:

$$q_m = \frac{Q_m}{S} = 3.3 \cdot 10^{-4} \text{ кг/сут.}$$

Исходя из этого значения, произведена оценка максимальной скорости естественной деградации (растворения) ВЗТ в современной климатической и гидрогеологической обстановке. Для растворения условного “столба” каменной покровной соли площадью 1 м<sup>2</sup>, мощностью 100 м (средняя мощность ВЗТ до кровли подземных горных выработок) и плотностью  $\rho = 2165 \text{ кг/м}^3$  потребуется приблизительно 1800 тыс. лет, что несоизмеримо много по сравнению с возможным периодом полной отработки запасов калийной соли.

В настоящее время разгрузка минерализованных подземных вод приводит к засолению и поверхностных вод. К сожалению, наиболее выраженное воздействие на качество вод местной гидросети оказывают “техногенные” рассолы, фильтрующиеся из емкостей-накопителей отходов калийного производства. В работе [2] оценена интенсивность скрытой разгрузки солей в поверхностные водотоки (р. Ленва и р. Зырянка) между наблюдательными гидрометрическими постами, оборудованными вблизи шламохранилища БКПРУ-2, расположенного на территории соседнего с БКПРУ-1 шахтного поля. По материалам [2], величина разгрузки рассолов на участках засоления составляет 147.9 тыс. м<sup>3</sup>/год, что соответствует величине массового потока соли 122 тыс. кг/сут. Это значение было сопоставлено с результатами геомиграционного моделирования. Анализ массового баланса численной модели применительно к участку речной сети на территории шахтного поля БКПРУ-1, находящегося в зоне потенциального влияния шламохранилища и рассолосборника того же рудника (устьевая часть долины р. Зырянки), показывает, что интенсивность естественной разгрузки NaCl в составе природных рассолов выщелачивания в 17 раз меньше по сравнению с таковой, фиксируемой в зоне техногенного засоления и составляет порядка 7 тыс. кг/сут.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результатами численного геомиграционного моделирования, проведенного с учетом переменной плотности подземных вод, количественно подтверждено, что хлоридные натриевые рассолы, залегающие в нижней части надсолевого комплекса пород образуются вследствие растворения каменной соли с поверхности

соляной залежи исходно пресными подземными инфильтрационными водами. При этом длительность формирования естественной, наблюдаемой в настоящее время гидрогеохимической зональности (зоны развития Cl-Na рассолов) составляет не более 10 тыс. лет.

В случае пренебрежения наличием плотностного градиента при моделировании формирования естественной гидрохимической зональности подземных вод, результаты расчетов не согласуются с наблюдаемым в действительности профильным распределением концентраций соли, что говорит о необходимости учета переменной плотности подземных вод при решении подобных задач.

В условиях современного ненарушенного режима движения подземных вод интенсивность естественной деградации (растворения) соляной ВЗТ, отделяющей подземные горные выработки от подошвы водонасыщенных пород надсолевого комплекса, крайне низка и не превышает 0.06 мм/год даже в наиболее активной зоне растворения – в сводовой части Березниковского поднятия, что никак не может сказаться на сохранности ВЗТ в течение всего возможного периода отработки ВКМКМС.

В дальнейшем представленная геомиграционная модель послужила базисом для решения различных гидрогеоэкологических задач, связанных с развитием аварийной ситуации в связи с затоплением рудника БКПРУ-1. В частности, численно решались *эпигнозная* задача развития ореолов засоления подземных вод вследствие утечек рассолов из функционирующих в течение десятков лет шламохранилища и рассосборника БКПРУ-1, а также *прогнозная* задача, обусловленная тем, что после затопления рудника в результате проседания кровли подземных выработок и сокращения их объема будет постепенно происходить вытеснение из них крепких рудничных рассолов по зонам нарушения сплошности ВЗТ в водоносные горизонты надсолевой толщи, и сам рудник при этом будет являться дополнительным техногенным источником засоления надсолевых подземных вод.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильчук М.П., Иофис М.А. Анализ геомеханических процессов и причин аварий на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей // Маркшейдерский вестник. 2007. № 1. С. 30–32.
2. Воробьева А.О., Макашова А.С., Прокофьева Т.И. Исследование солевого стока малых рек



- Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей // Горный журнал. 2016. № 4. С. 44–48.
3. Глебов С.В., Трофимов В.И. Авария на руднике БКПРУ-1 ОАО “Уралкалий” в гидрогеологическом аспекте // Горное эхо, ГИ УрО РАН. Вып. 3. Пермь, 2010. С. 52–64.
  4. Здановский А.Б. Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции. Л.: Госхимиздат, 1956, 220 с.
  5. Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
  6. Костенко Н.П. и др. Рельефообразующие процессы и значение их изучения в прикладных целях // Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука. 1980. С. 29–36.
  7. Макашов С.Э., Потапов А.А. Численное моделирование влияния аварийного затопления соляного рудника БКПРУ-1 на миграцию рассолов в надсолевом комплексе пород // Естественные и технические науки. Вып. 2. М.: Спутник плюс, 2012. С. 208–212.
  8. Мироненко В.А., Румынин В.Г. Проблемы гидрогеоэкологии. Т. 3 (книга 1). Прикладные исследования. М.: Изд-во МГГУ, 1999. 312 с.
  9. Мустель И.П., Шлендова Т.К. Изменение гидрогеологических условий при аварийной деформации подработанного породного массива (на примере рудника БКПРУ-1) // Горный журнал. 2016. № 4. С. 32–39.
  10. Осипов В.И., Зверев В.П., Костикова И.А., Мамеев Ю.А. О гидрохимических особенностях взаимодействия воды и пород в Верхнекамском соленосном бассейне. // Геоэкология. 2014. № 5. С. 402–407.
  11. Попов В.Г., Носарева С.П. Формирование рассолов в геологических структурах на востоке Русской плиты // Геологический сборник № 8. Информационные материалы. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 2009. С. 235–244.
  12. Потапов А.А. Региональная численная геофильтрационная модель южной части Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. Вып. 3. 2016. С. 4–23.
  13. Хархордин И.Л. Параметры растворения соляных пород при затоплении рудника БКПРУ-1 г. Березники // Сергеевские чтения. Моделирование при решении геоэкологических задач. Вып. 11. М.: ГЕОС, 2008. С. 430–435.
  14. Ходьков А.Е. Основные черты гидрогеологии важнейших эксплуатационных соляных (калийных) месторождений // Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ. 1971. 27 с.
  15. Langevin C.D., Thorne D.T., Jr., Dausman A.M., Sukop M.C. and Guo, Weixing. SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport: U.S. Geological Survey Techniques and Methods Book 6, Chapter A22, 2008, 39 p.

## REFERENCES

1. Vasilchuk M.P., Iofis M.A. *Analiz geomekhanicheskikh protsessov i prichin аварии na Verkhnekamskom mestorozhdenii kaliino-magnievyykh solei* [Analysis of geomechanical processes and causes of the accident at Verkhnekamskoe potassium-magnesium salt deposit]. Moscow, *Marksheiderskii vestnik*, 2007. № 1, pp. 30–32 (In Russian).
2. Vorobiova A.O., Makashova A.S., Prokofieva T.I. *Issledovanie solevogo stoka malykh rek Verkhnekamskogo mestorozhdeniya kaliino-magnievyykh solei* [Research of saline runoff for smaller rivers in the Upper Kama deposit]. *Gornyi zhurnal*, St. Petersburg, 2016, № 4, pp. 44–48 (In Russian).
3. Glebov S.V., Trofimov V.I. *Avariya na rudnike BKPRU-1 ОАО “Uralkalii” v gidrogeologicheskom aspekte* [Accident in Mine BKPRU-1 “Uralkali” JSC in terms of hydrogeology]. *Gornoe ekho*, Perm, GI UrO RAN, 2010, issue 3, pp. 52–64 (In Russian).
4. Zdanovskii A.B. *Kinetika rastvoreniya prirodnykh solei v usloviyakh vynuzhdennoi konveksii* [Kinetics of natural salt dissolution in conditions of induced convection]. Leningrad, *Goskhimizdat*, 1956. 220 p. (In Russian).
5. Ivanov A.A., Voronova M.L. *Verkhnekamskoe mestorozhdenie kaliinykh solei* [Verkhnekamskoe potassium salts deposit]. Leningrad, Nedra Publ., 1975. 219 p. (in Russian).
6. Kostenko N.P. et al. *Rel'efoobrazuyushchie protsessy i znachenie ikh izucheniya v prikladnykh tselyakh* [Relief-forming processes and the significance of their applied study]. *Sovremennye ekzogennye protsessy rel'efoobrazovaniia* [Modern exogenous relief formation processes]. Moscow, Nauka Publ., 1980, pp. 29–36. (In Russian).
7. Makashov S.E., Potapov A.A. *Chislennoe modelirovanie vliyaniya avariinogo zatopleniya solyanogo rudnika BKPRU-1 na migratsiyu rassolov v nadsolevom komplekse porod* [Numerical modeling of impact of emergency flooding of the salt mine BKPRU-1 on brines migration in oversalt rock complex]. *Estestvennye i tekhnicheskije nauki*. Moscow, 2012, no. 2, pp. 208–212. (In Russian).
8. Mironenko V.A., Ruminin V.G. *Problemy gidrogeologii. Tom 3 (Kniga 1)* [Problems of Hydrogeology. Volume 3 (Book 1)]. Publishing House of Moscow State University of Mines. Moscow, 1999. 312 p. (In Russian).
9. Mustel I.P., Shlendova T.K. *Izmenenie gidrogeologicheskikh uslovii pri avariinoy deformatsii podработанного po-rodnogo massiva (na primere rudnika BKPRU-1)* [Changing of hydrogeological conditions under

- emergency deformation of the undermined rock massif (with an example of Berezniki-1 mine)]. *Gornyi zhurnal*, St. Petersburg, 2016, № 4, pp. 32–39 (In Russian).
10. Osipov V.I., Zverev V.P., Kostikova I.A., Mamaev Yu.A. *O gidrokhimicheskikh osobennostyakh vzaimodeistviya vody i porod v Verkhnekamskom solenosnom basseine* [Hydrochemical features of water-rock interaction in Verkhnekamsky saliferous basin]. *Geoekologia*. Moscow, 2014, no. 5, pp. 402–407 (In Russian).
  11. Popov V.G., Nosareva S.P. *Formirovanie rassolov v geologicheskikh strukturakh na vostoche Russkoi plity* [Formation of brines in geological structures in the east of the Russian Platform]. *Geologicheskii sbornik Informatsionnye materialy*. Institute of Geology Ufa Scientific Center RAS. Ufa, 2009, pp. 235–244 (In Russian).
  12. Potapov A.A. Regional'naya chislennaya geofil'tratsionnaya model' yuzhnoi chasti Verkhnekamskogo mestorozhdeniya kaliino-magnievyykh solei [Regional groundwater flow numerical model southern Verkhnekamskoye deposit of potassium-magnesium salts]. *Vestnik SPbSU*. Series 7. Geology. Geography, 2016, issue 3, pp. 4–23. (In Russian).
  13. Kharkhordin I.L. *Parametry rastvoreniya solyanykh porod pri zatoplenii rudnika BKPRU-1, g. Berezniki* [Dissolution parameters of salt rocks during the flooding of BKPRU-1 mine, Berezniki]. *Sergeevskie chteniya. Modelirovanie pri reshenii geokologicheskikh zadach* [Sergeev readings. Modeling for solving geoenvironmental problems]. Edition of 11. Moscow, GEOS, 2008, pp. 430–435 (In Russian).
  14. Khod'kov A.E. *Osnovnye cherty gidrogeologii vazhneyshikh ekspluatatsionnykh solianykh (kaliinykh) mestorozhdenii* [The main features of hydrogeology of the most important working salt (potassium) deposits]. *Materialy po gidrogeologii i geologicheskoi roli podzemnykh vod*. [Materials on hydrogeology and geology role of groundwater]. Leningrad, LSU Publ., 1971. 27 p. (In Russian).
  15. *Langevin, C.D., Thorne, D.T., Jr., Dausman A.M., Sukop, M.C., and Guo, Weixing*. SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport: U.S. Geological Survey Techniques and Methods Book 6, Chapter A22, 2008, 39 p.

## NUMERICAL MODELING OF NATURAL HYDROGEOCHEMICAL ZONATION IN THE AREA OF BKPRU-1 MINE FIELD AT VERKHNEKAMSKOE POTASH-MAGNESIUM SALT DEPOSIT

**A. A. Potapov\*, P. K. Konosavsky\*, S. E. Makashov\*\*\***

\* *St. Petersburg State University (Institute of Earth Sciences), per. Dekabristov, 16, St. Petersburg, 199155, Russia.  
E-mail: potapov@dhspsb.ru, konosavsky@dhspsb.ru*

\*\* *St. Petersburg Department, Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Russian Academy of Sciences. Sredniy av., V.O., 41, off. 519, St. Petersburg, 199004 Russia,  
E-mail: makseduar@ya.ru*

Flooding caused by groundwater inrush at BKPRU-1 potash mine lasted from October 2006 through the end of 2008. As a result hydraulic connection between the flooded salt mine workings at depth of 260–380 m and aquifers in the oversalt rock formation occurred within the zone of fracturing in the salt-bearing water-protection stratum. To predict the groundwater quality change caused by the following saline mine waters reflux into the oversalt aquifers, current natural vertical hydrochemical zonation was taken into account. The latter comprises natural saline waters underlain by chloride sodium concentrated brines with a mineralization of 320 g/l. The brines were formed by natural dissolution of the covering salt layer in the top of salt-bearing formation as the result of infiltration water action. BKPRU-1 mine case study discussed in the article provides the example of 3D numerical variable-density groundwater flow model application to simulation of natural hydrogeochemical zonation formation. In particular, natural chloride sodium concentrated brines formation is studied with due account to alternation in spatial distribution of the top of underlining regional aquiclude being subject to dissolution, i.e. “covering” salt layer. The formation duration of current 3D equilibrium distribution of dissolved NaCl in groundwater has been estimated to be as long as 10000 years. The necessity of taking into account the density gradient in solving the problems related to natural brines formation and transport is found. It is shown that the rate of degradation (dissolution) of the salt water-protection stratum separating underground mines from the oversalt aquifer system due natural dissolution of the salt does not exceed 0.06 mm/year under current undisturbed hydrodynamic conditions. The estimated rate of salt discharge into surface water bodies at sites of groundwater contamination in the vicinity of mine brines storage capacities is considerably lower than that caused by the discharge of natural concentrated brines.

**Keywords:** *Verkhnekamskoe deposit, dissolution, numerical modeling, brines migration, density gradient, hydrogeochemical zonation, groundwater salinization.*