Ак.с.

обзор

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

МГ СССР
ВИЭМС
АН СССР

Гидрогеология и инженерная геология

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИГРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ

МОСКВА — 1981

УДК 556.3:532.546

Рошаль А.А. Полевые методы определения миграционных параметров. - М., 1981. 61 с. - (Гидрогеол. и инж. геология. Обзор /ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС). - Библиогр.: 25 назв.

Интенсивная хозяйственная деятельность приводит в ряде случаев к истощению и загрязнению подземных вод. В связи с этим необходима разработка методов прогноза их качества. Эти методы основываются на изучении пространственно-временных закономерностей миграции, которые в значительной мере определяются фильтрационным строением вмещающих отложений. С этой целью проводятся опытно-миграционные работы, позволяющие при правильной их постановке выявить прогнозную модель и определяющие ее параметры. В обзоре обобщены и систематизированы сведения по вопросам постановки полевых опытов, обработке опытных данных и диагностике условий применимости тех или иных моделей.

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ЭКОНОМИКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ (ВИЭМС)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Обзорная информация

Москва 1981

Издается с 1964 г.

УДК 556.3:582.546

А.А.Рошаль
(Московский государственный
университет)

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИГРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ

Введение

Интенсивная хозяйственная деятельность обусловливает все возрастающее воздействие на подземную гидросферу. Это воздействие проявляется прежде всего в эксплуатации и загрязнении подземных вод. Масштабы изменений подземной гидросферы уже на сегодняшний день таковы, что в ряде промышленных и сельскохозяйственных районов возникает насущная проблема охраны и рационального использования подземных вод. Несмотря на то, что водные ресурсы не являются определяющим фактором хозяйственного развития, их ограниченность может препятствовать хозяйственному развитию. Единственным решением проблемы в таких условиях представляется разработка оптимальных систем эксплуатации водных ресурсов (как подземных, так и поверхностных) того или иного региона, в которых должны учитываться интересы всех водопотребителей и водопользователей.

Обычно, когда речь идет о водных ресурсах территории, то в это понятие, помимо прочего, вкладывается утилитарный смысл. Здесь прежде всего возникают технико-экономические вопросы, постановка которых приводит, например, к представлению об эксплуатационных запасах подземных вод [7],(Биндеман Н.Н., Язвин Л.С., 1970;Плотников Н.И., 1973; Де Уист Р., 1969 и др.). Однако технико-экономический анализ при этом ограничивается лишь вопросом о технических средствах и способах водоотбора, обеспечивающих нормальное функционирование данного водозаборного сооружения (реже системы сооружений) в течение всего заданного срока эксплуатации при разумных экономических затратах или оценкой сравнительной эффективности эксплуатации альтернативных источников водоснабжения.Такой подход делает весьма неопределенным понятие об истощении подземных вод.

Поскольку водные ресурсы любого региона ограничены, то любой их отбор (водопотребление), водопонижение, водоотлив и т.п., а также все виды водопользования приводят в конечном итоге к истощению подземных вод. В связи с этим при решении вопросов охраны подземных вод целесообразно ввести более определенные понятия. Одним из них является понятие об ущербе подземным водам (Кумсиашвили Г.П., 1979), т.е. о тех экономических и социальных последствиях, которые возникают при недостаточно полном удовлетворении потребностей каждого водопотребителя и водопользователя региона. Ущерб подземным водам связан не только с деятельностью самих водопотребителей и водопользователей, но и с рядом инженерных водозащитных мероприятий (водопонижением, дренажом, шахтным водоотливом и т.п.), которые осуществляются с целью создания условий нормального функционирования промышленных, сельскохозяйственных и бытовых объектов. Отсюда следует, что задача разработки оптимальных схем эксплуатации водных ресурсов и водозащитных мероприятий предполагает максимальное удовлетворение потребностей всех водопотребителей, водопользователей и других хозяйственных объектов региона при минимальных ущербах и с учетом соображений природоохранного характера.

Утилитарность представлений о ресурсах подземных вод выражается также в целевом назначении воды. Поэтому под эксплуатационными запасами подземных вод понимается также то количество воды, которое на протяжении всего заданного периода эксплуатации по показателям качества будет отвечать определенным требованиям и нормам [7],(Биндеман Н.Н., Язвин Л.С., 1970; Минкин Е.Л., 1972; Де Уист Р. 1969). В работе [5] любое изменение качества подземных вод в процессе эксплуатации, приводящее к направленному его ухудшению, предлагается называть загрязнением подземных вод. Иной точки зрения придерживается Е.Л.Минкин (1972). Он выделяет две причины ухудшения качества подземных вод: 1) истощение ресурсов и 2) загрязнение. Различие в этих точках зрения носит не только терминологический характер. Выделение двух причин изменения качества подземных вод позволяет подчеркнуть генетические особенности явлений и подойти к решению вопроса об оправданности и неоправданности ущерба подземным водам.

Первая из перечисленных причин связана с ограниченностью ресурсов подземных вод и возможности их восполнения. Поэтому оптимальные системы эксплуатации водных ресурсов должны разрабатываться с учетом заданных кондиций по показателям качества подземных вод. Однако такая разработка не должна сводиться к определению размещения и схем водозаборных сооружений и режимов их эксплуатации, а включать обоснование комплекса инженерных и водохозяйственных мероприятий, обеспечивающих оптимизацию при заданных показателях качества.

Вторая причина ухудшения качества подземных вод вызвана сбросом и хранением промышленных и бытовых отходов, рост объемов которых продолжается, несмотря на все принимаемые меры по их очистке и повторному использованию (Frid J.J., 1975), применением сельскохозяйственных удобрений и инсектофунгицидов, орошением (вторичным засолением) и т.п. Эти обстоятельства обуславливают, как правило, неоправданный ущерб водным ресурсам и могут приводить также к определенным изменениям других элементов окружающей среды. Практическим выходом из положения на сегодняшний день является разработка таких схем и обоснование таких условий хранения и сброса (например, подземного захоронения) отходов, которые сводили бы к минимуму неблагоприятные последствия загрязнения подземных вод.

Перечисленный круг вопросов предполагает разработку активных методов охраны подземных вод от истощения и загрязнения, т.е. обоснование принципов и способов оптимизации эксплуатации и регулирования подземных вод. Такая разработка немыслима без прогнозов пространственно-временных закономерностей изменения показателей качества подземных вод. Наиболее достоверные прогнозы должны опираться на представления о динамике миграции подземных вод, использующие методы физико-химической гидродинамики.

Вопросы, связанные с теорией миграции подземных вод, в последнее десятилетие получили интенсивное развитие в СССР и за рубежом. В ряде монографий [2, 4, 10, 11, 12, 18], (Бочевар Ф.М., Оредовская А.Е., 1972; Бэр Я., Заславски Д., Ирмэй С., 1971; Лялько В.И., 1974; Frid J.J., 1971, 1975) достаточно подробно освещены вопросы схематизации процессов массопереноса и построения моделей миграции. Вместе с тем, методики полевых исследований и определения миграционных параметров освещены в этих работах недостаточно, хотя число публикаций по этим вопросам за последние годы продолжает расти.

Характеризуя в целом состояние методов исследования массопереноса в подземных водах, следует подчеркнуть, что эта область гидрогеологических знаний продолжает оставаться в стадии становления. На сегодняшний день можно говорить о том, что не только методика исследований, но и сами теоретические аспекты проблемы остаются в значительной мере незавершенными. Несмотря на то, что сформулированные выше практические задачи представляются вполне актуальными, их решение наталкивается на серьезные трудности, связанные, как отмечает В.А.Мироненко [10], с тремя моментами: 1) отсутствием определений миграционных параметров в рамках массовых гидрогеологических изысканий; 2) неосведомленностью специалистов с достижениями теоретического и методического характера в области изучения процессов миграции подземных вод; 3) неудовлетворительным освещением этих достижений в специальной литературе, особенно с точки зрения описания физических аспектов проблемы. К этому следует добавить трудоемкость, сложность, высокую стоимость полевых исследований и недостаточную разработанность технических средств.

В связи с изложенным автор настоящего обзора ставил перед собой задачу обобщения и систематизации публикаций по вопросам постановки и проведения полевых исследований для определения миграционных параметров, а также интерпретации и обработки опытных данных. Вместе с тем, ограниченный объем обзора не позволяет в ряде случаев остановиться более детельно на описании закономерностей протекания миграционных процессов, на особенностях постановки отдельных видов опытных работ, а также на обосновании некоторых способов обработки опытных данных. Тем не менее, несмотря на отмеченные недостатки, обзор представляет интерес, особенно в плане краткого освещения состояния современного уровня и активизации дальнейших исследований в этой области. Предлагаемые в обзоре соображения по методике опытно-миграционных полевых работ в значительной мере должны комплексироваться с лабораторными методами изучения процессов миграции, которые освещены в предыдущем обзоре [I8]. Изложенный там подход к вопросам определения миграционных параметров остается справедливым в этой работе.

Обзор предназначен для специалистов-гидрогеологов, занимающихся вопросами охраны подземных вод от истощения и загрязнения. Он может быть также полезен специалистам, занимающимся вопросами разведки подземных вод, мелиорации, региональной гидрогеологии (в плане изучения закономерностей формирования подземных вод), поскольку опытно-миграционные работы открывают новые возможности в области расширения комплекса методов гидрогеологических исследований.

I. Задачи опытно-миграционных работ и их место в комплексе гидрогеологических исследований при решении проблемы охраны подземных вод от истощения и загрязнения

I.I. Представление о прогнозных моделях миграции и цели опытно-миграционных работ

Гидрогеологические прогнозы миграции подземных вод, под которыми понимается научное предвидение пространственно-временных закономерностей изменения показателей качества подземных вод и сопровождающих его изменений компонентов окружающей среды, должны опираться на достаточно строгие математические модели, описывающие динамику системы. Сложность построения таких моделей связана с тем, что миграция подземных вод является результатом совокупного проявления различных по своей физико-химической сущности процессов. Это обусловливает многофакторность изучаемых явлений и, как следствие, неоднозначность в интерпретации опытных данных. Из этого вытекает также, что миграция не может быть описана какой бы то ни было единой моделью, содержащей стандартный набор миграционных параметров. В каждом конкретном случае, в зависимости от природных особенностей объекта (прежде всего геологического строения разреза, литологических особенностей вмещающих горных пород), состава мигрирующих растворов, пространственно-временных масштабов и характера граничных условий, имеет место конкретная модель, так же как и определяющие ее параметры.

Исходя из представления о гетерогенности вмещающих пород и из характерных размеров неоднородных элементов, можно ожидать, что характер протекания процессов миграции будет различным в зависимости от размеров области, в пределах которой они рассматриваются. Для большинства конкретных задач, при решении которых необходимы прогнозные расчеты миграции, размеры области измеряются сотнями и тысячами метров. Характерные времена протекания процессов при этом исчисляются годами и десятками лет (реже меньше). Такие пространственно-временные масштабы существенно превышают соответствующие масштабы, которые могут быть реально созданы при проведении экспериментальных (лабораторных и полевых) опытов.

Модель миграции, описывающую динамику системы применительно к пространственно-временным масштабам прогнозной задачи, будем называть в дальнейшем прогнозной. Такая модель должна удовлетворять двум требованиям: I) с достаточной точностью описывать закономерности протекания процессов в условиях прогнозной задачи;2) быть пригодной для практических расчетов при решении вопросов охраны подземных вод от истощения и загрязнения.

Поскольку масштабы процессов в экспериментальных условиях принципиально не совпадают с масштабами прогнозных задач, то и модель миграции в таких условиях может существенно отличаться от прогнозной модели. Таким образом, можно говорить о том, что проблема построения прогнозной модели является, прежде всего, проблемой масштабирования.

По аналогии с опытно-фильтрационными работами, которые проводятся для изучения закономерностей фильтрации подземных вод и определения геофильтрационных параметров, предлагается [II] ввести понятие об опытно-миграционных работах (ОМР). Под ними обычно понимаются специальные полевые экспериментальные исследования, при которых тем или иным способом производится запуск индикаторов (трассеров) и контроль за их движением в водоносном горизонте. При этом принципиально важно определить цель таких работ. Исходя из вышесказанного, можно говорить о том, что ОМР проводятся не с целью определения миграционных параметров как таковых, но, прежде всего, с целью получения необходимых данных о закономерностях протекания процессов миграции для обоснования и построения прогнозных моделей. Более того, экспериментальные полевые миграционные исследования должны являться только одним из средств выявления прогнозной модели миграции. Определение же собственно миграционных параметров имеет смысл только тогда, когда доказана справедливость той или иной прогнозной модели.

Приведенное выше определение цели ОМР позволяет более строго подойти к вопросу о целесообразности и эффективности их проведения. Такой подход особенно важен в связи с тем, что ограниченные пространственно-временные рамки полевых экспериментальных исследований не всегда позволяют непосредственно и только по данным опытов получить прогнозную модель и необходимые миграционные параметры.

I.2. Практическая оценка применимости прогнозных моделей и факторов, определяющих закономерности миграции подземных вод

Наиболее простой прогнозной моделью миграции подземных вод, которая используется во многих практических задачах (Минкин Е.Л., 1972), [5, 10, 11, 12, 15 и др.], является модель поршневого вытеснения. Эта модель основана на предположении, что все частицы раствора перемещаются с потоком подземных вод с одинаковыми скоростями, равными действительной скорости фильтрации $u=v/n$ (где v - скорость фильтрации, n - активная пористость). Для одномерного случая, когда направление скорости фильтрации v совпадает с направлением линейной координаты x, эта модель описывается уравнением

$$n\frac{\partial c}{\partial t}+v\frac{\partial c}{\partial x}=0\ , \qquad (I.1)$$

где C - концентрация того или иного вещества в подземных водах; t - текущее время.

Для анализа этой модели рассмотрим следующий пример. Пусть первоначальная (фоновая) концентрация вещества в подземной воде равна $C(x,0)=C_0$ и в момент времени $t=0$ через границу $x=0$ в поток подземных вод (без нарушения его расхода) начинает поступать раствор, концентрация вещества в котором равна $C(0,t)=C^0$. В соответствии с моделью (I.1) в потоке подземных вод сформируются две зоны. В первой зоне (примыкающей к границе $0\leqslant x<x_0$) концентрация будет равна C^0, а во второй ($x_0<x<\infty$) - C_0. Граница x_0 между этими зонами (фронт поршневого вытеснения) будет перемещаться в направлении потока подземных вод со скоростью $u=v/n$, так что ее положение в любой момент времени равно $x_0=vt/n$.

В более общем случае, когда первоначальное распределение концентрации не имеет строгой границы раздела, модель поршневого вытеснения позволяет прогнозировать продвижение любой изолинии концентрации ($C=const$). При этом каждая изолиния будет перемещаться поступательно со скоростью u .

Для прогнозных расчетов продвижения границы раздела (изолинии концентрации) в дву- или трехмерном случае строится гидродинамическая сетка потока, по которой для каждой линии тока оценивается перемещение $\Delta \ell$ за отрезок времени Δt . Так, например, для планового потока такое перемещение составит $\Delta \ell = q \Delta t / B m n$, где q - расход потока подземных вод по данной ленте тока; B - средняя ширина ленты тока на криволинейном отрезке $\Delta \ell$; m - мощность пласта. Методика таких расчетов рассматривается в ряде работ (Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е., 1972; Минкин Е.Л., 1972),[2, 5 и др.]. Ряд расчетных схем позволяет применить не только описанный численный метод, но и аналитические методы. В частности, для радиальных потоков, т.е. потоков обусловленных нагнетанием или откачкой из скважины с расходом Q , скорость фильтрации подземных вод на расстоянии r от скважины равна $V=Q/2\pi m r$. Поэтому для использования уравнения (I.I) необходимо сделать следующие подстановки $V \to Q/\pi m$, $x \to r^2$. Тогда при нагнетании раствора с концентрацией C^o в скважину радиусом r_1 скорость перемещения фронта поршневого вытеснения составит $u=\partial r/\partial t = 0{,}5\sqrt{Q/\pi m n t}$, а положение границы раздела будет определяться выражением $r-r_1=\sqrt{Qt/\pi m n}$.

Таким образом, для осуществления прогнозных расчетов миграции подземных вод с использованием модели поршневого вытеснения необходима оценка ведущего миграционного параметра - активной пористости вмещающих отложений. В более общем случае, когда прогноз осуществляется для пластов, характеризующихся фильтрационной неоднородностью, удобнее в качестве основного миграционного параметра рассматривать коэффициент скорости миграции $\chi = K/n$ (где K - коэффициент фильтрации) [II, I2, I5]. Тогда для расчета действительной скорости фильтрации используется выражение $u=\chi \nabla H$, где ∇H - гидравлический уклон потока подземных вод.

Если в процессе движения раствора в пласте происходит физико-химическое взаимодействие раствора с вмещающими породами, а скорость этого взаимодействия может быть принята бесконечно большой, то вместо активной пористости n в модели поршневого вытеснения заменяется на эффективную пористость n_e [II, I2, I3, I5],(Рошаль А.А., Шестаков В.М., 1970). Эффективная пористость обычно значительно больше активной.

В целом модель поршневого вытеснения исходит не только из предположения о чисто конвективной природе переноса (т.е. переноса, при котором диффузия имеет пренебрежимо малое значение), но и из предположения о том, что локальные скорости движения частиц практически не отличаются от средней скорости, т.е. действительной скорости фильтрации. К сожалению это допущение справедливо не всегда. Неоднородность вмещающих отложений и связанная с ней неоднородность локального поля скоростей движения частиц, а также физико-химические процессы взаимодействия растворенных веществ с вмещающими породами, скорость которых конечна, приводят к тому, что между зонами с концентрациями C^0 и C_0 будет по мере движения возникать переходная зона. В пределах этой зоны концентрация вещества изменяется постепенно от значения C^0 до значения C_0. Совокупность явлений, приводящих к "размыву" фронта поршневого вытеснения и образованию переходной зоны, получила наименование дисперсии [I0, II, I2, I5, 25],(Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С.,1971; Де Уист Р., 1969; Frid J.J., 1971, 1975) и др.

Для практических оценок роли дисперсии целесообразно пользоваться понятием относительной ширины переходной зоны $\overline{\Delta x}=\Delta x/x_0$. При этом ширина переходной зоны $\Delta x=x_2-x_1$ определяется по расстоянию между двумя точками,относительная избыточная концентрация в которых $\bar{C}=(C-C_0)/(C^0-C_0)$ равна наперед заданным значениям,например $\bar{C}_1=0,9$ и $\bar{C}_1=0,I$ или $\bar{C}_1=0,99$ и $\bar{C}_2=0,0I$ и т.д. Для сравнения максимального расстояния, на которое перемещается внешняя граница переходной зоны, с расчетным расстоянием до фронта поршневого вытеснения можно использовать также одностороннюю оценку $\Delta x_1=x_2-x_0$ или $\overline{\Delta x_1}=(x_2-x_0)/x_0$. Вполне естественно, что в тех случаях, когда $\overline{\Delta x}\to 0$ или $\overline{\Delta x_1}\to 0$ можно пренебречь дисперсией в прогнозных расчетах.

Аналогичным образом для оценки роли дисперсии при прогнозе изменения концентрации в заданной точке x можно использовать в качестве характеристик относительную продолжительность переходного процесса $\overline{\Delta t}=\Delta t/t_0$ (где Δt продолжительность периода, в течение которого концентрация $\bar{C}$ изменяется от значения $\bar{C}_2$ до значения $\bar{C}_1$; $t_0=nx/v$ - расчетное время подхода фронта поршневого вытеснения к точке x) или относительное временное опережение фронта поршневого вытеснения $\overline{\Delta t_1}/t_0$ (где Δt_1 продолжительность периода между временем, при котором в точке x зафиксировано значение концентрации $\bar{C}_2$, и расчетным временем t_0). Соответственно дисперсия не имеет существенного значения и может не учитываться в прогнозных расчетах при $\overline{\Delta t} \to 0$ или $\overline{\Delta t_1} \to 0$.

Выбор диапазона $\overline{\Delta C}$ или $\bar{C}_{min}$, для которых проводится оценка роли дисперсии осуществляется либо условно, например, по указанным выше значениям, либо по допустимому значению концентрации $C_{доп}$, например, вытекающему из ПДК. В последнем случае $\bar{C}_2=\bar{C}_{min}=(C_{доп}-C_0)/(C^0-C_0)$ и $\bar{C}_1=1-\bar{C}_2$. Если рассчитанные таким образом значения $\overline{\Delta t_1}$ составляют, например 2; 5 и 10, то это означает, что время подхода к заданной точке подземных вод, имеющих концентрацию $C_{доп}$, будет соответственно $t_{доп}=3t_0$, $t_{доп}=6t_0$ и $t_{доп}=11t_0$, т.е. заметно отличаться от значения, рассчитанного из модели поршневого вытеснения. Соответственно, если $\overline{\Delta t}$ = 2; 5 и 10, то продолжительность переходного процесса будет равна $t_2 = 2t_0$ $t_2 = 5t_0$ и $t_2 = 10t_0$.

Оценка роли дисперсии может строится также из следующих соображений. Исходя из физической сущности явления, можно говорить о том, что зависимости относительной избыточной концентрации от расстояния для заданного момента времени t или от времени для заданной точки пространства x представляют собой статистические функции распределения расстояния, на которое перемещаются частицы раствора $\bar{C}=F_1(x)$ или времени подхода частиц к заданной точке пространства $\bar{C}=F_2(t)$ (Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С., 1971; Frid J.J., 1971, 1975). Такие статистические распределения, как известно (Абезгауз Г.Г. и др., 1970; Прохоров Ю.В., 1978), могут оцениваться по числовым характеристикам, важнейшими из которых являются математическое ожидание и дисперсия. Используются также оценки более высокого порядка: асимметрия и эксцесс. Поскольку статистические распределения $F_1(x)$ и $F_2(t)$ являются следствием неоднородности локальных скоростей переноса, то пространственная или временная дисперсия являются мерой рассеяния (отклонения) локальных скоростей от среднего значения (математического ожидания). Например, в том случае, когда распределение $F_1(x)$ симметрично и среднее расстояние x_0, на которое перемещается переходная зона, равно расчетному значению положения фронта поршневого вытеснения (т.е. математическое ожидание $M(x)=x_0=vt/n$), ширина переходной зоны пропорциональна квадратному корню из дисперсии распределения $F_1(x)$ (т.е. пропорциональна среднеквадратическому отклонению $\sigma_x=\sqrt{M[(x-x_0)^2]}$, $\Delta x \sim \sigma_x$), а относительная ширина переходной зоны пропорциональна коэффициенту вариации случайной величины x (т.е. $\overline{\Delta x} \sim E_x = \sigma_x/x_0$). Можно также показать, что в более общем случае ширина переходной зоны Δx и продолжительность переходного процесса Δt являются функциями квадратного корня соответственно из пространственной и временной дисперсии. Таким образом, дисперсия, как статистическая характеристика кривых $\bar{C}=F_1(x)$ и $\bar{C}=F_2(t)$, является мерой роли дисперсии, как физического (физико-химического) процесса.

В качестве примера перечисленных выше методов практической оценки роли дисперсии при обосновании прогнозной модели миграции остановимся на анализе модели микродисперсии, которая подробно рассмотрена в ряде работ [2, 4, 10, 12, 18], (Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е., 1972; Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С., 1971; Де Уист Р., 1969; Frid J.J., 1971, 1975) и др. Для краевых условий $C(0,t)=C_0$ и $C(x,0)=C^0$ фундаментальное решение задачи, соответствующее модели микродисперсии, при больших значениях x может быть записано в виде [12, 18, 15]:

$$\bar{C}=\frac{C-C_0}{C^0-C_0} \approx 0{,}5\,\mathrm{erfc}\left[\frac{nx-vt}{2\sqrt{Dt}}\right], \qquad (1.2)$$

где D – коэффициент микродисперсии; $\mathrm{erfc}(z)=1-\mathrm{erf}(z)$; $\mathrm{erf}(z)$ – интеграл вероятности. Распределение $\bar{C}=F_1(x)$ для любого момента времени является симметричным относительно точки $x_{0,5}$, в которой относительная концентрация $\bar{C}$ = 0,5. Этому значению $x_{0,5}$ соответствует среднее расстояние, пройденное переходной зоной, равное, в свою очередь, расчетному положению фронта поршневого вытеснения $x_{0,5}=x_0=vt/n$.

Задавшись пределами изменения концентрации $0{,}99<\bar{C}<0{,}01$ в соответствии со значениями аргумента интеграла вероятности в (1.2) получим, что значению $\bar{C}_1$ = 0,99 соответствует значение $x_1=x_0-3{,}3\sqrt{Dt}/n$, а значению $\bar{C}_2$ = 0,01 соответствует $x_2=x_0+3{,}3\sqrt{Dt}/n$. Поэтому ширина переходной зоны будет равна $\Delta x=x_2-x_1=6{,}6\sqrt{Dt}/n$, или $\overline{\Delta x}=(x_2-x_1)/x_0=6{,}6\sqrt{Dn/v^2t}\approx 6{,}6/\sqrt{Pe}$, где $Pe=vx/D$ – критерий Пекле. Аналогичным образом $\overline{\Delta x}_1 \approx 3{,}3/\sqrt{Pe}$. Отсюда следует, что относительная ширина переходной зоны обратно пропорциональная квадратному корню из критерия Пекле, т.е. убывает с увеличением расстояния x от границы.

Зависимость (I.2) для относительной концентрации $\bar{C}$ в заданной точке x представляет собой асимметричное распределение $\bar{C}=F_2(t)$. В частности, момент времени t_1 при котором концентрация $\bar{C}_2 = 0{,}0I$, равен $t_1 = [I + 5{,}44\,(I - \sqrt{I+0{,}87Pe})/Pe]nx/v$, а значению $\bar{C}_1 = 0{,}99$ соответствует $t_2 = [I + 5{,}44(I + \sqrt{I+0{,}87Pe})/Pe]nx/v$. Отсюда следует, что относительная продолжительность переходного процесса и относительное опережение фронта поршневого вытеснения соответственно равны $\bar{\Delta t}=(t_2-t_1)v/nx=6{,}6\sqrt{Pe+2{,}72}/Pe\approx 6{,}6/\sqrt{Pe}$, $\bar{\Delta t}_1=(t_0-t_1)v/nx=(3{,}3\sqrt{Pe+2{,}72}-5{,}44)/Pe\approx 3{,}3/\sqrt{Pe}$ (приближенные выражения справедливы при больших значениях критерия Пекле).

Для сопоставления полученных оценок напомним, что математическое ожидание и дисперсия функции распределения $\bar{C}=F_1(x)$, соответствующей решению (I.2), равны $M_x = vt/n$ и $\sigma_x^2 = 2Dt/n \approx 2x^2/Pe$. Отсюда следует, что ширина переходной зоны равна $\Delta x = 4{,}67\sigma_x$. Аналогичным образом для функции распределения $\bar{C}=F_2(t)-M_t=nx/v$ и $\sigma_t^2=2nDx/v^3=2(nx)^2/v^2Pe$. Следовательно, относительная продолжительность переходного процесса является функцией коэффициента вариации $E_t = I{,}4I/\sqrt{Pe}$, так что при больших значениях $Pe-\bar{\Delta t} \approx 4{,}67E_t$.

Перейдем к практической оценке роли микродисперсии применительно к различным задачам. Положим, что при проведении лабораторных опытов характерное расстояние $x = 0{,}5$ м, в полевых условиях $x = 5$ м, а в прогнозных задачах $x = 100$ м. Далее положим, что $D \approx \delta v$ (где δ – параметр микродисперсии, имеющий порядок для песчаных пород 10^{-3}м)[2, 4, 10, 18, 15], (Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е., 1972; Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С., 1971; Frid J.J., 1971, 1975), т.е. $Pe \approx x/\delta$. Тогда относительная ширина переходной зоны для перечисленных случаев соответственно будет равна 0,98; 0,30 и 0,021. Таким образом, в лабораторных условиях продольная микродисперсия играет заметную роль, в полевых опытах имеет подчиненное значение, а в прогнозных задачах может не приниматься во внимание.

Из проведенного анализа следует, что факторы и параметры, которые могут играть заметную роль при лабораторных опытах, не имеют существенного значения при прогнозных расчетах. С другой стороны, это не означает, что прогнозная модель не должна учитывать дисперсию фронта поршневого вытеснения. Действительно, фильтрационная неоднородность разреза может обусловить столь существенную дисперсию, что неучет ее в прогнозной модели может приводить к заметным ошибкам.

В качестве примера рассмотрим двухслойный пласт, каждый слой в котором характеризуется мощностью, активной пористостью и коэффициентом фильтрации, равными m_i, n_i и κ_i (где i = 1,2). Если пренебречь поперечной дисперсией (что справедливо для ранних стадий процесса), то распределение концентрации в каждом слое может быть выражено формулой (1.2), в которой необходимо подставить $v_i=\bar{v}\kappa_i/\bar{\kappa}$, где $\bar{v}$, $\bar{\kappa}$ – средневзвешенные значения скорости и коэффициента фильтрации, $\bar{\kappa}=(\kappa_1 m_1+\kappa_2 m_2)/(m_1+m_2)$. Если исходить из оценок, приведенных выше, то при достаточно больших значениях x относительная ширина переходной зоны стремится к нулю. Однако по более проницаемому слою будет иметь место заметное опережение фронта поршневого вытеснения, рассчитанного из средних значений скорости фильтрации $\bar{v}$ и активной пористости $\bar{n}=(n_1 m_1+n_2 m_2)/(m_1+m_2)$, т.е. $x_0=\bar{v}t/\bar{n}$. Относительная величина такого опережения фронта поршневого вытеснения составит $\overline{\Delta x_1}\approx(\kappa_1\bar{n}/\bar{\kappa}n_1-1)+3{,}3\sqrt{\bar{n}/n_1 Pe}\,(Pe=\bar{v}x/D_1)$. Следовательно, при $Pe\to\infty$ относительное опережение фронта поршневого вытеснения стремится к постоянному значению, так что при увеличении пространственно-временных масштабов роль дисперсии не уменьшается. Относительная средневзвешенная по разрезу концентрация на внешней границе переходной зоны будет при этом стремиться к постоянному значению, равному $\tilde{\tilde{C}}=m_1/(m_1+m_2)$. Если это значение превышает допустимую величину, то при прогнозе могут иметь место значительные ошибки. Так, если $n_1\approx\bar{n}$, а $\kappa_1=2\bar{\kappa}$ или $\kappa_1=5\bar{\kappa}$, то относительная величина опережения составит 1 и 4, т.е. вдвое и в пять раз превысит прогнозное расстояние перемещения фронта поршневого вытеснения. Отметим также, что если в прогнозном расчете оценивается средняя концентрация в воде на выходе из пласта (например, на водозаборном сооружении), то на внешней границе переходной зоны она составит $\tilde{\tilde{C}}'=\kappa_1 m_1/(\kappa_1 m_1+\kappa_2 m_2)=\kappa_1 m_1/\bar{\kappa}(m_1+m_2)$, т.е. больше концентрации $\tilde{\tilde{C}}$ в $\kappa_1/\bar{\kappa}$ раз.

Таким образом, рассмотренные выше закономерности макродисперсии, обусловленные фильтрационной неоднородностью разреза, имеют столь принципиальное значение, что не могут не учитываться при построении прогнозных моделей миграции.

На примере рассмотренной выше схемы двухслойного пласта оценим экспериментальные возможности обоснования прогнозной модели миграции. Пусть в процессе полевого опыта тем или иным методом осуществлялся контроль за изменением концентрации в каждом из слоев. Оценка активной пористости, например, по моменту времени $t_{0,5}$, при котором $\bar{C} = 0,5$, при известном значении средневзвешенной скорости фильтрации приведет для более проницаемого слоя к занижению активной пористости ($n_{1расч} = n_1 \bar{K}/K_1$), а для менее проницаемого слоя к соответствующему завышению ($n_{2расч} = n_2 \bar{K}/K_2$). Относительное же опережение фронта поршневого вытеснения для каждого слоя будет равно $\overline{\Delta x_1} = 8,8/\sqrt{Pe}$, т.е. пренебрежимо мало. Отсюда следует, что в зависимости от того, по какому из слоев проведена оценка миграционных параметров, определяется достоверность прогноза. Если же наблюдения проводятся только по одному слою, то по данным опытных работ нельзя получить представление и о прогнозной модели миграции.

Безусловно, что рассмотренные выше закономерности миграции в двухслойном пласте будут существенно нарушаться при увеличении пространственно-временных масштабов. Причиной этого является поперечная дисперсия, приводящая к выравниванию концентрации по разрезу (Рошаль А.А., 1969; Frid J.J., 1975). Это приводит к тому, что значение времени $t_{0,5}$ при увеличении длины пути фильтрации будет стремиться к значению t_0. Однако относительная ширина переходной зоны, обусловленной фильтрационной неоднородностью разреза (т.е. процессом макродисперсии), хотя и будет уменьшаться, составит все же столь заметные величины, что неучет этого фактора в прогнозной модели приведет к заметным погрешностям в прогнозных оценках (см. раздел 2).

Таким образом, рассмотренный выше пример наглядно демонстрирует роль фильтрационной неоднородности вмещающих отложений, как одного из важнейших факторов, определяющих закономерности миграции подземных вод. Кроме того, он дает представление о путях практической оценки факторов и сложностях при обосновании прогнозных моделей миграции. В связи с этим остановимся более подробно на задачах ОМР и путях обоснования прогнозных моделей миграции.

I.8. Представление об уровнях протекания миграционных процессов и задачи экспериментальных исследований

Принято считать, что проведение исследований в полевых условиях позволяет максимально учесть все факторы, определяющие закономерности изучаемых процессов. Однако постановка ОМР связана с рядом серьезных трудностей. Среди них отметим: трудоемкость, высокую стоимость, большую продолжительность, которая может достигать практически нереальных величин, а в ряде случаев и небезопасность таких работ. Эти трудности обусловлены необходимостью воспроизведения таких пространственно-временных масштабов явления, которые позволят изучить процессы миграции в объеме, необходимом для обоснованного перехода к прогнозным расчетам. Сложность состоит также в том, что отмеченная выше многофакторность явлений затрудняет интерпретацию экспериментальных данных.

В связи с этим, прежде всего, необходимо подразделить множество процессов, определяющих закономерности миграции в реальных условиях, на три группы: I) процессы переноса (конвективного и диффузионного); 2) гомогенные процессы геохимической миграции (комплексообразование, распад, химические и биохимические превращения и т.п.); 3) гетерогенные процессы геохимической миграции, т.е. процессы взаимодействия растворенных и эмульгированных веществ (в частности, загрязняющих веществ) с горными породами (сорбция, ионный обмен, выщелачивание, выпадание в осадок и т.п.).

Далее при изучении процессов миграции необходимо опираться на представление об уровне (масштабе) протекания процессов. Это связано с тем, что горные породы всегда представляют собой гетерогенные системы. Связанная с этим неоднородность геометрических, минералогических, физико-химических и т.п. характеристик приводит к тому, что характер протекания процессов в различных точках среды неодинаков и имеет свои локальные особенности. В связи с этим исследователи выделяют микро-, макро-, а в ряде случаев и мезоуровни [25]. Очевидно, что такое выделение должно проводиться таким образом, чтобы на основе анализа закономерностей процессов, протекающих на одном уровне, можно было перейти к описанию этих процессов на более высоком уровне. При этом каждый более высокий уровень должен представлять собой квазиоднородную систему элементов предыдущего уровня. В этом смысле каждый последующий уровень по отношению к предыдущему является макроскопическим, а каждый предыдущий уровень по отношению к последующему - микроскопическим. Исходя из таких представлений, можно построить возрастающую последовательность уровней. При этом в основу такой последовательности целесообразно положить геологический признак. Тогда помимо молекулярного уровня, на котором совершаются элементарные акты процессов, можно выделить: микроструктурный и минералогический (внутрипоровый), микроагрегатный, текстурный, макроструктурный, литолого-фациальный и геоструктурный уровни. Легко видеть, что на каждом из выделенных уровней, как это обычно принимается в описательных геологических дисциплинах, неоднородные элементы предыдущего уровня распределены упорядоченным образом, образуя квазиоднородную, но гетерогенную систему.

Выделение перечисленных уровней основано в значительной степени на качественных признаках. Особенно это относится к обоснованию границ между уровнями. Такое обоснование не может быть сделано априорно и должно вытекать из анализа закономерностей процессов миграции. Только тщательный теоретический анализ и экспериментальные исследования позволят строго сформулировать количественные критерии, при которых расчетные модели процессов могут основываться на предпосылке об однородности (квазиоднородности) среды в пределах того или иного уровня.

Исходя из представленной последовательности, можно говорить о том, что в задачу лабораторных исследований входит изучение тех процессов, характерные особенности которых проявляются на первых двух и, в меньшей степени, на третьем уровнях, и зависят от закономерностей строения, сложения и состава горных пород. К таким процессам относятся: диффузия, осмос, микродисперсия и гетерогенные процессы взаимодействия растворов со скелетом (минеральной частью) горных пород. Изучение этих процессов требует постановки весьма тонких экспериментов, которые должны позволить получить все необходимые характеристики для перехода к описанию процессов миграции на более высоких уровнях. Вопросы постановки таких исследований, схематизации процессов и обработки опытных данных рассмотрены в нашем предыдущем обзоре [18].

Область полевых исследований охватывает в основном уровни с третьего по пятый и в меньшей степени распространяется на последний - шестой уровень. Поэтому можно говорить о том, что в задачу полевых исследований входит изучение только тех специфических особенностей процессов миграции, которые проявляются на этих уровнях. Анализ закономерностей миграции показывает, что эти особенности обусловлены прежде всего фильтрационной неоднородностью вмещающих горных пород и проявляются в макродисперсии растворов в объеме пласта [3, 6, 10, 11, 12, 15], (Рошаль А.А., 1969; Рошаль А.А., Шестаков В.М., 1969, 1970; Шестаков В.М.,Рошаль А.А., Пашковский И.С., 1973; Frid J.J., 1971, 1975). Масштабы фильтрационной неоднородности, связанные с тремя последними уровнями, определяют масштабы опытных работ. Ж.Фрид (Frid J.J., 1975) предлагает следующую классификацию масштабов полевых опытов: локальные, среднемасштабные, крупномасштабные и региональные. Однако при этом не делается попытка увязки этих масштабов с уровнями протекания процессов. Такая увязка может быть осуществлена только применительно к конкретным гидрогеологическим условиям на основе анализа данных по строению разреза, опытно-фильтрационных работ и геофизических исследований с помощью теоретических моделей макродисперсии.

Таким образом, рассматривая задачи экспериментальных исследований с точки зрения путей построения прогнозной модели миграции, можно утверждать следующее. Лабораторные исследования должны позволять получить все необходимые данные о закономерностях поведения тех или иных компонентов растворов (например, загрязняющих веществ) в горных породах, обусловленные строением, сложением и составом последних. Полевые же исследования должны давать необходимую информацию о закономерностях движения этих компонентов в водоносных системах, обусловленных фильтрационным строением. Выдвинутые соображения должны, очевидно, служить отправной точкой при решении вопросов о выделении области, в которой применение ОМР целесообразно, и о разумном комплексировании полевых и лабораторных методов исследований миграции подземных вод. Безусловно, однако, и то, что при решении перечисленных выше задач нельзя опираться только на эти положения.

I.4. Вопросы постановки опытно-миграционных работ и пути обоснования прогнозных моделей миграции

Несмотря на то, что к настоящему времени разработаны многочисленные модели миграции подземных вод, вопрос об их применимости для практических расчетов зачастую остается открытым. Это связано не только с тем, что ряд положений нуждается в дальнейшей экспериментальной проверке, но и со следующими обстоятельствами: I)несовпадением критериев применимости той или иной модели, которая может быть справедлива в прогнозных условиях, с реальными пространственно-временными масштабами ОМР; 2) недостаточной обоснованностью условий и схем проведения ОМР и способов обработки опытных данных, которые позволяют осуществлять диагностику применимости той или иной модели; 3) недостаточным комплексированием ОМР с лабораторными методами исследования миграции, с одной стороны, и с другими видами полевых гидрогеологических исследований - с другой; 4) отсутствием в ряде случаев технических средств контроля за движением индикаторов в водоносных горизонтах. С этими обстоятельствами связан тот факт, что накопленный к настоящему времени опыт полевых исследований миграции свидетельствует о недостаточной репрезентативности большинства определений.

Отсюда следует, что важнейшим этапом постановки ОМР является обоснование таких схем и параметров опытов, при которых будут созданы определенные условия протекания процессов миграции. При этом перед ОМР не ставится задача воспроизведения пространственно-временных масштабов, соизмеримых с реальными масштабами явления. Во многих случаях уже при сравнительно малых размерах зоны опробования могут быть созданы условия, при которых закономерности миграции будут укладываться в рамки модели справедливой и для прогнозной задачи, т.е. в рамки прогнозной модели. Однако нельзя требовать, чтобы такие условия обязательно были созданы в процессе проведения ОМР. Такое требование было бы чрезмерно жестким и зачастую оказывалось бы практически невыполнимым.Поэтому можно говорить о том, что ОМР должны ставиться таким образом и тогда,когда при их проведении рельефно проявляются те особенности миграции, которые необходимы и достаточны для решения проблемы масштабирования, т.е. перехода от модели,имевшей место в условиях опыта,к прогнозной модели. Определение же миграционных параметров по данным ОМР необходимо постольку, поскольку они могут быть использованы для обоснования миграционных параметров прогнозной модели.

С другой стороны, можно утверждать, что прогнозную модель миграции нельзя обосновать только по данным ОМР. Здесь необходимо, во-первых, в полной мере использовать данные лабораторного изучения гомогенных и гетерогенных процессов геохимической миграции. Во-вторых, для обоснования фильтрационной схемы должны быть проведены: I) петрографические, грунтоведческие и литолого-фациальные исследования (включая изучение текстурных, макроструктурных и литологических характеристик, водно-физических свойств и проницаемости образцов отложений); 2) опытно-фильтрационные работы (включая поинтервальное опробование); 3) геофизические исследования в скважинах (прежде всего, расходометрия и резистивиметрия). При этом ОМР и перечисленные виды исследований должны взаимно дополнять друг друга, таким образом, чтобы по мере их проведения для повышения достоверности прогнозной модели можно было планировать виды и объемы работ, схемы и условия проведения опытов.Отсюда вытекает, что необходимым условием построения достоверной прогнозной модели и определения миграционных параметров являются стадийность изысканий.

Во всех случаях достоверность прогнозной модели определяется тем, насколько правильно осуществлена фильтрационная дифференциация разреза. Важность фильтрационной дифференциации можно проиллюстрировать на примере, который приводится Фридом (Frid J.J., 1975). При опытно-миграционном опробовании гравийно-песчаных аллювиальных отложений установлено, что основная масса трассерного раствора распространялась по двум гравийным прослоечкам мощностью порядка 10 см. Возникает вопрос: какими методами можно выделить в разрезе столь маломощные прослоечки и оценить их роль в миграции. Если эти прослоечки играют заметную роль в общем фильтрационном расходе (т.е. их проводимость составляет значительную долю от суммарной проводимости пласта), то принципиально их наличие в разрезе устанавливается методами скважинной расходометрии или резистивиметрии. Однако и в этом случае отсутствует возможность оценки их мощности и относительной проницаемости. Если же проницаемость таких прослоечков отличается незначительно (в пределах одного порядка) от средней проницаемости вмещающих отложений, то их выделение полевыми методами становится практически невозможным. Определенная информация может быть получена по результатам лабораторного изучения образцов пород, однако, такая информация носит в значительной мере качественный характер. Кроме того, необходимый объем и детальность отбора проб для лабораторных исследований не могут быть назначены априорно, т.е. без предварительного проведения ОМР.

Проведенные исследования показывают, что в ряде случаев даже при значительной мощности отдельных слоев расчленение разреза по фильтрационным характеристикам оказывается крайне затруднительным. По данным же миграционного опробования такая дифференциация осуществляется более уверенно. Это обстоятельство открывает широкие возможности использования данных ОМР не только при построении прогнозных моделей миграции, но и указывает на перспективность таких работ при других видах гидрогеологических изысканий.

Таким образом, априорные (хотя и основанные на данных бурения, опытно-фильтрационного опробования и геофизических исследований) предположения о схеме фильтрационного строения вмещающих отложений и, тем самым, о прогнозной модели миграции всегда нуждаются в экспериментальной проверке, которую на сегодняшний день можно осуществить только путем проведения специальных полевых миграционных опытов. При этом можно наметить следующую ориентировочную схему стадийности исследований: 1) предварительное изучение геологического строения объекта с целью выделения в разрезе зон, наиболее опасных с точки зрения распространения загрязнений, и формирования предварительных представлений о фильтрационной схеме вмещающих отложений; 2) планирование и проведение опытно-миграционного опробования с целью экспериментальной проверки принятой фильтрационной схемы и прогнозной модели миграции; 3) планирование видов и объемов и проведение лабораторных и полевых исследований с целью детализации фильтрационной схемы; 4) планирование схем, режимов и методов контроля и проведение опытно-миграционного опробования с целью получения достоверных данных о модели миграции в условиях опыта; 5) обоснование прогнозной модели и расчетной схемы, прогнозные расчеты и планирование сети режимных наблюдений с целью уточнения представлений о закономерностях миграции и внесения корректив в прогнозные оценки или, при необходимости, обоснование условий проведения и систем контроля опытно-эксплуатационных работ. Помимо перечисленных работ необходимым элементом построения прогнозной модели миграции являются лабораторные исследования по изучению гомогенных и гетерогенных процессов геохимической миграции, в постановке которых также должен учитываться принцип стадийности. Безусловно, что намеченная схема является весьма грубой и должна конкретизироваться применительно к условиям того или иного объекта и задачи в целом.

2. Основные модели миграции подземных вод

2.1. Дисперсионная (гомогенная) модель и ее применимость к описанию макродисперсии

Пространственно-временные закономерности движения растворов в водоносных горизонтах в значительной мере определяются фильтрационным строением вмещающих отложений. Неоднородность пласта в плане и разрезе обусловливает изменчивость макроскопических скоростей движения частиц растворе. При этом большинство исследователей полагает, что для "сравнительно однородных" в литологическом отношении водоносных горизонтов закономерности макродисперсии аналогичны закономерностям процесса микродисперсии, так что распределение концентрации C в случае, например, линейного в плане потока описывается уравнением

$$n\frac{\partial C}{\partial t} + v\frac{\partial C}{\partial x} = D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}\ ; \quad D = D_M + \delta v \ , \qquad (2.I)$$

где n - активная пористость; v - скорость фильтрации; D, D_M - коэффициенты дисперсии и молекулярной диффузии; δ - параметр дисперсии; t - текущее время; x - линейная координата.

Модель, описываемая уравнением (2.I), принято называть дисперсионной. Однако в отличие от гетерогенных моделей она предполагает, что в любой точке произвольного сечения пласта процесс протекает одинаково (конечно в макроскопическом смысле). Поэтому модель (2.I) целесообразно именовать в дальнейшем гомогенной.

Исследования ряда авторов показывают, что структурный параметр δ , который для однородных пород представляет собой характерную длину микроструктуры пористой среды [I8], в неоднородных породах приобретает смысл характерного линейного размера элементов неоднородности. Для горизонтально-слоистого пласта он имеет порядок мощности отдельных прослоев [I8], а для трещиноватых пород - размеры монолитных блоков [I4, 27], (Майдебор В.Н., I967; Ромм Е.С., I966). Таким образом параметру δ придается смысл макроструктурной характеристики пласта.

Остановимся на вопросе применимости гомогенной модели к описанию макродисперсии. По аналогии с тем, как это делается при выводе уравнения микродисперсии (Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С., I97I) можно утверждать, что модель (2.I) справедлива тогда, когда характерная длина переноса x_0 превышает в десятки и сотни раз величину характерного размера элемента неоднородности δ . Об этом свидетельствуют в частности результаты численного моделирования конвективного переноса в пласте, содержащем слабопроницаемые включения (относительной проницаемости 0,2), распределенные случайным образом [25]. Расчетное значение коэффициента дисперсии в таких условиях существенно изменяется во времени, т.е. от расстояния, на которое перемещается фронт поршневого вытеснения. Только при расстояниях, в десятки раз превышающих линейные размеры слабопроницаемых включений, отмечается тенденция к стабилизации расчетного значения коэффициента дисперсии.

С другой стороны, для относительного размера переходной зоны, возникающей при дисперсии, справедлива оценка, вытекающая из решения уравнения (2.I) [I5]:

$$\overline{\Delta x} = \frac{\Delta x}{x_0} = \frac{\varepsilon}{\sqrt{Pe}} \; ; \quad Pe = \frac{vx}{D} = \frac{vx}{D_M + \delta v} \approx \frac{x}{\delta} \; , \qquad (2.2)$$

где ε – коэффициент, зависящий от принятых значений относительной концентрации $\overline{C}$ на границах переходной зоны. Так $\varepsilon = 4{,}6$ при $0{,}95 > \overline{C} > 0{,}05$, $\varepsilon = 5{,}4$ при $0{,}97 > \overline{C} > 0{,}03$, $\varepsilon = 6{,}6$ при $0{,}99 > \overline{C} > 0{,}0I$ и т.д. При этом решение, при котором такая оценка правомарна, справедливо с погрешностью, равной $0{,}3/\sqrt{Pe}$.

Принимая в соответствии с вышесказанным x/δ = I00 и ограничивая переходную зону соответствующей погрешностью оценки концентрации (0,08), получим из (2.2) критерий применимости гомогенной модели $\overline{\Delta x} < 0{,}54$. Таким образом, даже в случае, когда модель (2.I) справедлива, область ее применимости заведомо ограничена.

Далее следует учитывать, что пространственные масштабы прогнозной задачи могут в сотни и более раз превышать масштабы полевого опыта. Поэтому, если критерий применимости модели выполнялся в условиях опыта, то в прогнозных условиях размер переходной зоны будет меньше в десятки и более раз, составляя первые проценты от общей длины переноса. Отсюда следует весьма курьезный вывод о том, что если в условиях опыта макродисперсия может быть описана гомогенной моделью (2.I), то опытное изучение этого процесса и экспериментальное определение коэффициента дисперсии D теряет смысл с точки зрения прогнозной задачи, а в качестве прогнозной может рассматриваться модель поршневого вытеснения (I.I).

Следует обратить также внимание на то обстоятельство, что, как это отмечалось в предыдущем обзоре [I3], гомогенная модель достаточно хорошо описывает процесс только для неограниченного пласта при начальных условиях, не зависящих от координаты, и при постоянных во времени граничных условиях. Она не всегда правильно описывает переход к стационарному состоянию. Обусловлено это тем, что уравнение (2.I) позволяет формально ввести второе граничное условие на выходе из системы (при $x = L$). Однако такое условие противоречит физическому смыслу процесса дисперсии, как процессу, имеющему конвективную природу и обусловленному различием локальных скоростей переноса в направлении основного потока.

2.2. Модели макродисперсии в квазиоднородных пластах

Во многих практических задачах, связанных с решением вопросов загрязнения подземных вод, толща вмещающих отложений представлена однородными в литологическом отношении породами (например, песками, гравием или галечниками). Несмотря на то, что такие толщи принято классифицировать как однородные, проницаемость в пределах разреза претерпевает существенные изменения. Так, например, по данным работы [10] коэффициент фильтрации "однородных" сеноман-альбских песков в районе Лебединского карьера изменяется по глубине в тридцать раз. Отсюда следует, что локальные скорости конвективного переноса растворенных веществ (при малой изменчивости активной пористости) могут изменяться в пределах разреза в десятки раз. Поэтому при изучении процессов массопереноса такие пласты уже не могут рассматриваться как однородные. Вместе с тем, во многих случаях при моделировании процессов переноса может быть справедлива следующая предпосылка. Локальная (по разрезу) скорость конвективного переноса представляет собой сумму двух составляющих. Первая из них является среднеинтегральной (закономерной) величиной, а вторая - функцией случайного распределения.

Для изучения закономерностей макродисперсии в квазиоднородных пластах прежде всего следует остановиться на случае упорядоченной неоднородности. Анализ закономерностей строения вмещающих отложений свидетельствует о том, что изменчивость фильтрационных свойств в плане (по крайней мере на расстояниях, соизмеримых с реальной зоной опробования) значительно меньше, чем их изменчивость в разрезе. Поэтому можно считать, что одним из наиболее распространенных типов упорядоченной неоднородности является горизонтально-слоистый пласт, представленный выдержанными по простиранию слоями, каждый из которых имеет собственные значения коэффициента фильтрации K_i и активной пористости n_i.

При фильтрационном течении, плоском в плане, т.е. параллельно напластованию, действительные скорости фильтрации в каждом i-ом слое равны $u_i = \chi_i \nabla H$, где ∇H - гидравлический уклон потока; $\chi_i = K_i / n_i$ - коэффициент скорости миграции [11]. Действительная скорость миграции при этом представляет собой среднюю скорость конвективного переноса в i-ом слое [13]. Средняя же скорость переноса при этом равна $\bar{u} = \bar{\chi} \nabla H = \bar{V} \bar{\chi} / \bar{K}$, где $\bar{V}$ - средняя скорость фильтрации, а величины, отмеченные горизонтальной чертой сверху, принимаются в дальнейшем как среднеинтегральные по разрезу.

Рассмотрим далее закономерности массопереноса в таком сложном пласте. В тех слоях, где коэффициенты скорости миграции $\varkappa_i < \bar{\varkappa}$ будет наблюдаться отставание фронта движения раствора относительно положения "среднего фронта" поршневого вытеснения, рассчитываемого через средние величины. При этом в том случае, когда $vH = const$, это отставание будет увеличиваться пропорционально времени. В слоях же, имеющих значения коэффициента скорости миграции $\varkappa_i > \bar{\varkappa}$, будет наоборот наблюдаться опережение "среднего фронта", которое также при $vH = const$ будет расти пропорционально времени. Таким образом, если в точке $x = 0$ поддерживается постоянная относительная концентрация $\tilde{C} = 1$, то (в отсутствие микродисперсии и диффузии) концентрация в точке x в каждом слое будет равна

$$\tilde{c}_i = \begin{cases} 0 & \text{при} \quad t \leq x/u_i \\ 1 & \text{при} \quad t > x/u_i \end{cases} \qquad (2.3)$$

Пусть пласт мощностью m состоит из ν слоев мощностью m_i, тогда средняя по сечению концентрация будет равна

$$\bar{\tilde{c}} = \frac{1}{m}\int_0^m \tilde{c}\, dz = \frac{1}{m}\sum_{i=1}^{\nu} m_i \tilde{c}_i = 1 - \sum_{i=1}^{\nu} \frac{m_i}{m}(1 - c_i) \quad . \qquad (2.4)$$

Поскольку отношение m_i/m представляет собой относительную частоту (частотность) встречаемости в разрезе значений $u = u_i$, то последняя сумма представляет собой функцию распределения действительной скорости фильтрации $F(u)$.

В общем случае, если плотность распределения коэффициента скорости миграции может быть выражена функцией $\varphi(\varkappa)$, то плотность распределения действительной скорости фильтрации будет равна $\varphi(u/vH)/vH$, а средняя концентрация по сечению

$$\bar{\tilde{c}} = \int_{-\infty}^{u} \frac{1}{vH}\varphi\left(\frac{u}{vH}\right) du \Big/ \int_0^{\infty} \frac{1}{vH}\varphi\left(\frac{u}{vH}\right) du . \qquad (2.5)$$

Рассмотрим некоторые частные случаи решения (2.5). Предположим, например, что в пределах изучаемого разреза распределения коэффициента фильтрации и активной пористости подчиняются нормальному закону. Пусть далее эти величины слабо коррелированы (коэффициент корреляции равен нулю). Тогда имеет место двумерное (эллиптическое) нормальное распределение, плотность которого имеет вид

$$\varphi(\kappa,n)=\frac{1}{2\pi\sigma_\kappa\sigma_n}\exp\left[-\frac{(\kappa-\bar{\kappa})^2}{2\sigma_\kappa^2}-\frac{(n-\bar{n})^2}{2\sigma_n^2}\right], \quad (2.6)$$

где σ_κ, σ_n - средние квадратические отклонения коэффициента фильтрации и пористости соответственно. Функция распределения коэффициента скорости миграции в этом случае равна

$$F(\chi)=\iint\limits_{\frac{\kappa}{n}<\infty}\frac{1}{2\pi\sigma_\kappa\sigma_n}\exp\left[-\frac{(\kappa-\bar{\kappa})^2}{2\sigma_\kappa^2}-\frac{(n-\bar{n})^2}{2\sigma_n^2}\right]d\kappa\,dn . \quad (2.7)$$

Из (2.7) следует, что плотность распределения коэффициента скорости миграции имеет вид

$$\varphi(\chi)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\frac{\sigma_n^2\bar{\kappa}\chi+\sigma_\kappa^2\bar{n}}{(\sigma_n^2\chi^2+\sigma_\kappa^2)^{3/2}}\exp\left[-\frac{(\chi\bar{n}-\bar{\kappa})^2}{2(\sigma_n^2\chi^2+\sigma_\kappa^2)}\right]. \quad (2.8)$$

Не ограничивая общности решения, рассмотрим случай малой дисперсии пористости, когда $\sigma_n \ll \sigma_\kappa/\chi$. При таких условиях плотность распределения (2.8) может быть записана в виде

$$\varphi(\chi)\approx\frac{\bar{n}}{\sqrt{2\pi}\,\bar{\kappa}E}\exp\left[-\frac{(\chi\bar{n}-\bar{\kappa})^2}{2\bar{\kappa}^2E^2}\right], \; E=\sqrt{E_\kappa^2+E_n^2}, \; E_\kappa=\frac{\sigma_\kappa}{\bar{\kappa}}, \; E_n=\frac{\sigma_n}{\bar{n}}, \quad (2.9)$$

где E_κ, E_n - коэффициенты вариации коэффициента фильтрации и пористости соответственно. Из (2.9) следует, что плотность распределения действительной скорости фильтрации имеет вид

$$\varphi_1(u)=\frac{\bar{n}}{\sqrt{2\pi}\,\bar{V}E}\exp\left[-\frac{(u\bar{n}-\bar{V})^2}{2\bar{V}^2E^2}\right], \quad \bar{V}=\bar{\kappa}\nabla H . \quad (2.10)$$

Отсюда легко показать, что распределение среднеинтегральной концентрации подчиняется уравнениям

$$\bar{V}^2E^2\frac{d^2\bar{\bar{C}}}{du^2}+\bar{n}(u\bar{n}-\bar{V})\frac{d\bar{\bar{C}}}{du}=0;\; \bar{n}\frac{\partial\bar{\bar{C}}}{\partial t}+\bar{V}\frac{\partial\bar{\bar{C}}}{\partial x}=2D\frac{\partial^2\bar{\bar{C}}}{\partial x^2};\; D=\frac{E^2t}{2\bar{n}}\bar{V}^2. \quad (2.11)$$

Формально второе уравнение (2.11) аналогично уравнению, характеризующему гомогенную модель (2.1), однако коэффициент дисперсии при этом является переменной величиной и изменяется пропорционально времени. Обращает на себя внимание также тот факт, что этот коэффициент пропорционален квадрату скорости фильтрации (поскольку E - постоянная для данного пласта). Несмотря на формальную аналогию (2.I) и (2.II), их решения не совпадают. В частности, фундаментальное решение второго уравнения (2.II) при краевых условиях $\bar{\bar{C}}(0,t) = 1$; $\bar{\bar{C}}(x,0) = 0$ в соответствии с (2.5) имеет вид

$$\bar{\bar{C}} = \frac{erfc\left[\dfrac{\bar{n}x-\bar{v}t}{\sqrt{2}\,\bar{v}Et}\right]}{1+erf\left[\dfrac{1}{\sqrt{2}\,E}\right]} . \qquad (2.12)$$

Для решения (2.I2) характерны два случая. При малых значениях коэффициента вариации (например, при $E <$ 0,48 с погрешностью не более 3%) вместо выражения (2.I2) можно записать

$$\bar{\bar{C}} \approx 0,5\,erfc\left[\frac{\bar{n}x-\bar{v}t}{\sqrt{2}\,\bar{v}Et}\right] . \qquad (2.13)$$

Последнее выражение формально аналогично асимптотическому решению уравнения (2.I) с коэффициентом дисперсии, равным $D = 0{,}5E^2\bar{v}^2t$. Отсюда следует, что концентрация $\bar{\bar{C}} = 0{,}5$ фиксируется в точке в момент времени, соответствующий прохождению фронта поршневого вытеснения $t_0 \approx \bar{n}x/\bar{v}$. Вместе с тем, в соответствии с (2.I3) относительный размер переходной зоны не изменяется во времени и (например, для относительной концентрации $0{,}97 > \bar{\bar{C}} > 0{,}03$) равен $\overline{\Delta x} = 4{,}6\sqrt{\bar{n}}\,E$.

Другой предельный случай имеет место при больших значениях E. Так как при этом $erf(1/\sqrt{2}\,E) \approx \sqrt{2}/\pi E \approx 0$ (например при $E >$ 30 погрешность не превышает 3%), а значение $\bar{\bar{C}} = 0{,}5$ соответствует аргументу $erfc(z)$, равному $z = 0{,}47$, то $t_{0,5} \approx \bar{n}x/\bar{v}(1+0{,}66E)$. Отсюда следует, что относительная концентрация $\bar{\bar{C}} = 0{,}5$ фиксируется в (I+0,66E) раз раньше, чем фронт поршневого вытеснения t_0. Аналогичным образом относительный размер переходной зоны (в пределах указанных значений концентрации) равен $\Delta\bar{x} = (1+2{,}17E)$ и остается постоянным во времени.

В общем случае отставание фронта поршневого вытеснения от значения концентрации $\bar{\bar{C}} = 0{,}5$ является функцией коэффициента вариации E, т.е. $t_{0,5} = f(E)\bar{n}x/\bar{v}$, где $f(E) = \{1+\sqrt{2}\,E\,inferf[0{,}5-0{,}5erf(1/\sqrt{2}\,E)]\}$. Например, для характерных значений E = I; 2; 3; 4 относительное опережение фронта поршневого вытеснения соответственно равно $f(E)$ = 0,834; 0,557; 0,409; 0,322. Таким образом, даже при сравнительно незначительной изменчивости фильтрационных свойств пласта распределение концентрации (2.I2) существенно отличается от распределения соответствующего гомогенной модели.

Рассмотренные выше соображения относятся к закономерностям пространственно-временного протекания процесса конвективного переноса внутри пласта. Поэтому средняя по сечению относительная концентрация $\tilde{C}$ является "внутренним" распределением. Процесс макродисперсии в этом случае носит чисто конвективную природу и не может быть направлен против потока. В связи с этим, несмотря на то, что второе уравнение (2.II) формально позволяет вводить второе граничное условие (например, на выходе из системы, расположенном на расстоянии $x=L$ от входа), это недопустимо с физической точки зрения. Для рассмотрения же закономерностей изменения средней концентрации во времени на выходе из системы необходимо ввести представление о "выходном" распределении

$$\tilde{C}^{*}=\int_{0}^{m} v\tilde{C}dz\Big/\int_{0}^{m} vdz=\int_{-\infty}^{u}\frac{u}{\bar{v}H}\varphi\left(\frac{u}{\bar{v}H}\right)du\Big/\int_{0}^{\infty}\frac{u}{\bar{v}H}\varphi\left(\frac{u}{\bar{v}H}\right)du\ , \quad (2.14)$$

которое представляет собой соотношение массового и объемного расходов.

Из (2.I4) легко получить уравнения для относительной концентрации $\tilde{C}^{*}$

$$\bar{v}^2E^2u\frac{d^2\tilde{C}^{*}}{du^2}+\left[u(u\bar{n}-\bar{v})-\bar{v}^2E^2\right]\frac{d\tilde{C}^{*}}{du}=0;\ \bar{n}\cdot\frac{\partial\tilde{C}^{*}}{\partial t}+\bar{v}\frac{\partial\tilde{C}^{*}}{\partial x}=\bar{v}^2E^2tx\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{x}\frac{\partial\tilde{C}^{*}}{\partial x}\right). \quad (2.15)$$

Решение (2.I5) для краевых условий, указанных выше, дает

$$\tilde{C}^{*}=\frac{\operatorname{erfc}\left[\frac{\bar{n}x-\bar{v}t}{\sqrt{2}E\bar{v}t}\right]+\sqrt{\frac{2}{\pi}}E\ \exp\left[-0,5\left(\frac{\bar{n}x-\bar{v}t}{E\bar{v}t}\right)^2\right]}{1-\operatorname{erf}\left[\frac{1}{\sqrt{2}E}\right]+\sqrt{\frac{2}{\pi}}E\ \exp\left[-\frac{1}{2E^2}\right]}\ . \quad (2.16)$$

Рассмотрим, как и ранее, особенности выражения (2.I6). При малых значениях коэффициента вариации E знаменатель в (2.I6) близок к 2. Отсюда следует, что время прохождения концентрации $\tilde{C}^{*}=0,5$ примерно равно $t_0\approx\bar{n}x/\bar{v}(1+E^2)$, т.е. опережает, хотя и незначительно, фронт поршневого вытеснения. При больших E вместо (2.I6) можно записать

$$\tilde{C}^{*}\approx\exp\left\{-\left[0,5\left(\frac{\bar{n}x}{\bar{v}t}\right)^2-\frac{\bar{n}x}{\bar{v}t}\right]\frac{1}{E^2}\right\}\ . \quad (2.17)$$

Из (2.I7) следует, что при $\tilde{C}^{*}=0,5-t_0\approx\bar{n}x/\bar{v}(1+\sqrt{1+1,4E^2})\approx\bar{n}x/v(1+1,18E)$. Следовательно, здесь опережение фронта поршневого вытеснения еще существеннее, чем в случае "внутреннего" распределения.

Реальные распределения свойств пласта не всегда хорошо аппроксимируются нормальным законом. В частности, плотность распределения (2.9) предполагает, что коэффициент скорости миграции может с достаточной долей вероятности приобретать и отрицательные значения. Многочисленные экспериментальные определения проницаемости образцов горных пород свидетельствует о том, что распределения имеют ярко выраженную асимметрию. Так теоретические исследования и экспериментальные данные, полученные при изучении керна, показывают, что распределение проницаемости подчиняется логнормальному закону. Однако исследования ряда авторов показали, что с увеличением объемов опробования асимметрия распределения (как впрочем и дисперсия этого распределения) уменьшается, хотя остается весьма существенной (Рац М.В., 1978). В связи с этим остановимся на анализе закономерностей макродисперсии при асимметричном распределении свойств.

Пусть плотность распределения коэффициента скорости миграции может быть выражена функцией

$$\varphi(\chi)=\frac{\chi}{\chi_0^2}\exp\left[-\frac{\chi^2}{2\chi_0^2}\right],\quad \bar{\chi}=\sqrt{\frac{\pi}{2}}\;\chi_0\approx 1{,}253\,\chi_0\quad,\qquad(2.18)$$

которая отвечает распределению Ралея. Здесь χ_0 - наивероятнейшее (модальное) значение коэффициента скорости миграции. Распределение (2.18) является однопараметрическим и все его числовые характеристики (математическое ожидание, дисперсия, медиана и т.д.) могут быть выражены через значение χ_0.

В соответствии с (2.18) плотность распределения действительной скорости фильтрации будет иметь вид

$$\varphi_1(u)=\frac{u}{u_0^2}\exp\left[-\frac{u^2}{2u_0^2}\right];\; u_0=\chi_0\nabla H=\sqrt{\frac{2}{\pi}}\bar{\chi}\nabla H=\sqrt{\frac{2}{\pi}}\,\bar{u}=\sqrt{\frac{2}{\pi}}\,\frac{\bar{V}}{n^*};\; n^*=\frac{\bar{K}}{\bar{\chi}},\qquad(2.19)$$

где n^* - некоторое эффективное значение активной пористости, определяемое из соотношения среднеинтегральных величин коэффициента фильтрации $\bar{K}$ и коэффициента скорости миграции χ. Величина n^* в общем случае не равна среднеинтегральному значению $\bar{n}$.

Из (2.19) легко получить уравнения для "внутреннего" распределения относительной концентрации. Запишем их так

$$uu_0^2\,\frac{d^2\bar{\bar{C}}}{du^2}+(u^2-u_0^2)\frac{d\bar{\bar{C}}}{du}=0;\quad \frac{\partial\bar{\bar{C}}}{\partial t}=u_0^2\,tx\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{x}\,\frac{\partial\bar{\bar{C}}}{\partial x}\right)\qquad(2.20)$$

Рассмотрим фундаментальное решение второго уравнения (2.20), которое отвечает краевым условиям $\tilde{\bar{C}}(0,t) = 1$; $\tilde{\bar{C}}(x,0) = 0$:

$$\tilde{\bar{C}} = exp\left(-\frac{\pi}{4}\xi^2\right), \quad \xi = \frac{n^* x}{\bar{v} t} . \tag{2.21}$$

Математическим ожиданием функции распределения (2.21) является $\bar{t} = n^* x/\bar{v}$, что соответствует расчетному времени продвижения фронта в рамках модели поршневого вытеснения (при этом, правда, следует иметь в виду, что величина n^*, как отмечалось выше, является смещенной оценкой $\bar{n}$). Однако время, при котором в точке x средняя относительная концентрация составит $\tilde{\bar{C}} = 0{,}5$, больше. Оно равно $t_{0,5} = \sqrt{\pi}\, n^* x / 2\sqrt{\ell n 2}\, \bar{v} \approx 1{,}07 n^* x/\bar{v}$. Относительное опережение фронта поршневого вытеснения остается постоянным и равно $\overline{\Delta x_1} \approx 1$, т.е. внешняя граница переходной зоны вдвое опережает фронт поршневого вытеснения.

Рассмотрим далее "выходное" распределение относительной концентрации. В соответствии с (2.14) плотность такого распределения может быть записана в виде

$$\varphi_2(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}}\,\frac{u^2}{u_0^2}\, exp\left(-\frac{u^2}{2u_0^2}\right), \tag{2.22}$$

где u_0 – определяется по (2.19). Выражение (2.22) отвечает распределению Максвелла, которое также является однопараметрическим. Запишем для (2.22) соответствующие уравнения:

$$u u_0^2 \frac{d^2\tilde{C}^*}{du^2} + (u^2 - 2u_0^2)\frac{d\tilde{C}^*}{du} = 0; \quad \frac{\partial \tilde{\bar{C}}^*}{\partial t} + \frac{t}{x} u_0^2 \frac{\partial \tilde{C}^*}{\partial x} = u_0^2\, t x \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{x}\frac{\partial \tilde{C}^*}{\partial x}\right). \tag{2.23}$$

Из второго уравнения (2.23) при краевых условиях, приведенных выше, получаем следующее фундаментальное решение:

$$\tilde{C}^* = erfc\left[\frac{\sqrt{\pi}}{2}\xi\right] + \frac{1}{\sqrt{2}}\,\xi\, exp\left(-\frac{\pi}{4}\xi^2\right) . \tag{2.24}$$

Математическое ожидание функции распределения (2.24) равно $\bar{t} = \pi n^* x/4\bar{v} \approx 0{,}785 n^* x/v$, т.е. смещено относительно расчетного времени поршневого вытеснения. Несколько меньше смещено время прохождения относительной концентрации $\tilde{C}^* = 0{,}5$. Оно равно $t_0 \approx 0{,}616 n^* x/v$. Относительное опережение фронта поршневого вытеснения составляет при этом $\Delta \bar{t}_1 = 0{,}65$.

Приведенные выше соображения относительно моделей макродисперсии в квазиоднородных горизонтально-слоистых пластах основаны на трех предположениях: 1) продольной микродисперсией внутри каждого слоя можно пренебречь; 2) поперечная дисперсия, т.е. массообмен между слоями с различными значениями параметра χ, не имеет существенного значения; 3) изменчивость параметра χ по простиранию пренебрежимо мала в сравнении с его изменчивостью в разрезе. Если первое допущение справедливо практически всегда, то второе и третье нуждаются в проверке в каждом конкретном случае.

Рассмотрим роль поперечной дисперсии в процессе массопереноса. Поскольку скорости конвективного переноса в отдельных слоях различны, то по мере движения раствора в разрезе пласта будут возникать значительные градиенты концентрации. В таких условиях благодаря поперечной дисперсии, связанной с гидродисперсией и молекулярной диффузией [15], активизируется массообмен между различными слоями. В свою очередь, процессы массообмена приводят к тому, что в слоях с высокими значениями коэффициента скорости миграции χ средняя скорость переноса будет замедляться, а в слоях с низкими значениями χ увеличиваться. Таким образом, поперечная дисперсия, направленная на выравнивание концентрации по вертикали, представляет собой механизм, регулирующий процесс макродисперсии. При этом в первые моменты времени средние скорости переноса в каждом слое однозначно определяются функцией распределения χ, а межслойный массообмен носит резко нестационарный характер. Развиваясь во времени, массообмен переходит к квазистационарному режиму, когда средние скорости переноса в каждом слое стремятся к среднеинтегральному значанию, а расстояния между фронтами поршневого вытеснения стремятся к постоянным величинам.

Исходя из вышеизложенных соображений, попытаемся описать закономерности макродисперсии следующим образом. Если рассматривать среднеинтегральную концентрацию по разрезу, как функцию случайного распределения проекций смещения частиц на ось x, то можно воспользоваться теорией броуновского движения А.Эйнштейна и Б.Смолуховского, которая также применяется в теории гидродисперсии (Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С., 1971). В этом случае дисперсия (или средний квадрат проекции смещения Δx относительно положения фронта поршневого вытеснения за промежуток времени от t до $t+\tau$) будет равна

$$\overline{\Delta x}^2 = 2r(0)\overline{\Delta u}^2 \int_0^t \int_0^\theta r(\tau)\, d\tau\, d\theta , \qquad (2.25)$$

где r – коэффициент корреляции между действительными скоростями фильтрации двух последовательных моментов времени; $\Delta u = u - \bar{u}$ – отклонение действительной скорости фильтрации от среднеинтегрального значения.

Как это следует из приведенных выше соображений, в начальные моменты времени значения скоростей полностью определяются функцией их распределения так, что коэффициент корреляции $r(\theta) = 1$. Со временем, вследствие массообмена между слоями, эта коррелированность нарушается таким образом, что при $\tau \to \infty$ коэффициент корреляции стремится к нулю. Полагая, что такой процесс развивается монотонно во времени, допустим, что $r(\tau) = exp(-\tau/t_0)$, где $t^o = \bar{n}h^2/D'$ (h – некоторый характерный размер, физический смысл которого будет раскрыт ниже; D' – коэффициент поперечной дисперсии) Тогда, в соответствии с определением коэффициента дисперсии(Прохоров Ю.В., 1978), получим:

$$D = \frac{n\Delta x^2}{2t} = \frac{h^2\bar{V}^2E^2}{D'}\left\{1 - \frac{t^o}{t}\left[1 - exp\left(-\frac{t}{t^o}\right)\right]\right\} , \qquad (2.26)$$

где $\bar{V}^2E$ – дисперсия скорости фильтрации. Формула (2.26), в частности, вытекает из классического уравнения Орнштейна.

Из (2.26) следует, что для больших моментов времени коэффициент дисперсии равен выражению, стоящему перед фигурными скобками, а при малых временах он определяется третьей формулой (2.II). Естественно, однако, что из самого выражения (2.26) еще не следует, что массоперенос может быть описан уравнением дисперсии вида(2.I). Это возможно лишь при определенных условиях.

Как следует из приведенного выше анализа, для малых моментов времени процесс полностью определяется закономерностями фильтрационного строения разреза. Уравнение массопереноса при этом видоизменяется в зависимости от функции распределения коэффициента скорости миграции. Лишь в том случае, когда это распределение подчиняется нормальному закону, макродисперсия может быть описана уравнением (2.I) с переменным коэффициентом дисперсии из (2.II). Такое уравнение, как известно (Прохоров Ю.В., 1978) является уравнением Фоккера-Планка или прямым уравнением Колмогорова.

При большой длительности процесса он с удовлетворительной точностью может быть описан моделью (2.I) всегда вне зависимости от характера распределения коэффициента скорости миграции. Рассмотрим в качестве примера результаты теоретического анализа массопереноса в двухслойном пласте. При сравнительно большой длительности процесса возникает асимптотический режим дисперсии, который может быть описан уравнением (2.I) с эффективным коэффициентом дисперсии, равным без учета продольной дисперсии (Рошаль А.А., 1969; *Frid J.J.*, 1975):

$$\frac{D}{\bar{n}}=\frac{(n_1 n_2 m_1 m_2)^2}{3(n_1 m_1+n_2 m_2)^3}\left(\frac{m_1}{D_1'}+\frac{m_2}{D_2'}\right)\left(\frac{v_1}{n_1}-\frac{v_2}{n_2}\right)^2 , \qquad (2.27)$$

где n_i и m_i – пористость и мощность слоя; D_i' – коэффициент поперечной дисперсии; v_i – скорость фильтрации в слое (i=I;2). Введя представление о дисперсии скорости фильтрации, можно вместо (2.27) записать (при малой изменчивости пористости и коэффициента поперечной дисперсии, т.е. при $n_1 \approx n_2$, $D_1' \approx D_2'$):

$$D=\frac{m_1 m_2}{3\bar{D}'}E^2 v^2 ; \quad E^2 v^2 \approx \sum_{i=1}^{2} \frac{(\bar{v}_i-\bar{v})^2 m_i}{m_1+m_2} \qquad (2.28)$$

Последнее выражение соответствует (2.26) при $t \to \infty$. Отсюда следует, что характерный размер в (2.26) равен $h=\sqrt{m_1 m_2/3}$, т.е. имеет порядок мощностей слоёв.

Из (2.26) можно провести оценку условия, когда справедливы модели послойного переноса, рассмотренные выше. Например, если задаться погрешностью в расчетном значении коэффициента дисперсии, определяемого формулой (2.28), равной 5%, то из (2.27) следует условие:

$$t< 0{,}03\frac{m_1 m_2 \bar{n}}{\bar{D}'} . \qquad (2.29)$$

Полагая, например, что коэффициент поперечной дисперсии равен коэффициенту молекулярной диффузии $\bar{D}'\approx D_M$ = $2\cdot 10^{-5}$ м²/сут, а $m_1=m_2$ = I м и $\bar{n}$ = 0,4, получим, что $t<$ 600 сут. Если же поперечная дисперсия определяется только процессом гидродисперсии, т.е. $\bar{D}'=\delta'\bar{v}$, то, поскольку δ' = 10^{-3}÷10^{-4} м, а v = 0,I÷I м/сут, это время сокращается по крайней мере на порядок. Вместе с тем, можно говорить о том, что модели послойного переноса практически всегда применимы при опытно-миграционных работах.

Проведем также оценку условий, при которых справедлива гомогенная модель с коэффициентом дисперсии (2.28). Из (2.26) следует, что при $t/t^o>$ 3 с погрешностью не более 5% коэффициент дисперсии может считаться постоянным. Следовательно выражение (2.28) справедливо при условии

$$t>\frac{m_1 m_2 \bar{n}}{\bar{D}'} , \qquad (2.30)$$

которое совпадает с оценками, приведенными, например в [10], (Рошаль А.А., 1969). Естественно, что такие условия практически не могут иметь места при проведении опытно-миграционных работ, однако они могут быть справедливыми в прогнозных задачах, когда прогнозный период времени исчисляется десятками лет.

2.8. Модели макродисперсии в неоднородных пластах

В отличие от условий, рассмотренных выше, могут иметь место случаи, когда вмещающие отложения представлены существенно неоднородными породами. При этом, если проницаемость разновидностей пород существенно отличается (по крайней мере на один-два порядка) можно говорить о гетерогенной макроструктуре пласта. Здесь прежде всего, выделяются: горизонтально-слоистый пласт, представленный песчаными и глинистыми слоями (упорядоченная неоднородность) и трещинно-пористый пласт, характерный, например, для карбонатных отложений (неупорядоченная неоднородность).

При схематизации массопереноса в таких условиях обычно предполагается [10, 11, 12, 15], (Рошаль А.А., 1969; Рошаль А.А.; Шестаков В.М., 1969), что миграционный поток, прежде всего, внедряется конвективным путем по хорошо проницаемым зонам (песчаным слоям, трещинам), распространяясь в слабопроницаемые зоны (глинистые слои, пористые блоки) за счет поперечной дисперсии.

Рассмотрим закономерности макродисперсии в неоднородных толщах на примере горизонтально-слоистого пласта. Выделим мысленно в разрезе двухслойную пачку, представленную хорошо проницаемым слоем мощностью $m_1 = 0{,}5m_п$ (где $m_п$ - характерная мощность песчанного слоя) и слабопроницаемым слоем мощностью $m_2 = 0{,}5m_г$ (где $m_г$ - характерная мощность глинистого слоя).

В начальные периоды времени, т.е. при условии

$$t < 0{,}2\frac{n_2 m_2^2}{D_2^*} \qquad (2.81)$$

поперечная дисперсия охватывает только периферийную часть слабопроницаемого слоя. Такая предпосылка приводит к модели неограниченной емкости [10, 15, 16, 17].

Фундаментальное решение для такой модели при условиях $\bar{C}(0,t) = 1, \bar{C}(x,0) = 0$ получено Ловерье и приводится во многих работах [1, 14, 15, 16, 27], (Рошаль А.А., 1969; Рошаль А.А., Шестаков В.М., 1969). Запишем его в виде

$$\bar{C} = erfc\left[\frac{x\bar{m}\nu}{m\bar{v}}\sqrt{\frac{n_2 D_2'}{t - t_{01}}}\right]; t_{01} = \frac{n_1 \bar{m} x}{\bar{v}}; \bar{m} = \frac{m_1}{m_1 + m_2}; \nu = \frac{m\bar{m}}{m_1}, \quad (2.32)$$

где $\bar{m}$ - относительная мощность проницаемых слоев; ν - число проницаемых слоев в пределах пласта мощностью m.

Оценим далее область применимости модели неограниченной емкости. С этой целью примем $n_2 = 0{,}4$; $m_2 = 1$ м, $D_2' = 2 \cdot 10^{-5}$ м/сут. Тогда в соответствии с (2.31) модель применима при $t < 4 \cdot 10^{3}$ сут $\approx$ 10 лет. Даже в тех случаях, когда массообмен между проницаемым и слабопроницаемым слоями происходит за счет гидродисперсии, т.е. $D_2' = \delta^1 v_2$, эта модель справедлива при проведении опытно-миграционных работ практически всегда.

По мере развития процесса поперечной дисперсии становится справедливой асимптотическая модель, которая описывается уравнением (2.1) с эффективным коэффициентом дисперсии (2.27), где $v_2 = 0$, а $v_1 = (m_1 + m_2)\bar{v}/m_1$.

Рассмотрим далее закономерности макродисперсии в трещиновато-пористом пласте. Как и ранее, на начальных стадиях процесса применима модель неограниченной емкости. При этом, однако, в решении Ловерье (2.32) следует сделать замену $m_1 = 1/S$ (где $S = \omega/V$ - удельная поверхность блоков, ω и V - площадь поверхности и объем блоков) [3, 10]. Такой подход к построению моделей макродисперсии в трещиновато-пористых пластах носит в известной мере формальный характер. Однако исследования, проведенные авторами работы [10], показали высокую степень сходимости результатов численного моделирования с формулой Ловерье. Более того, формула Ловерье оказывается справедливой и в тех случаях, когда удельная поверхность блоков представляется случайной величиной, распределенной по нормальному закону (правда при сравнительно небольшой дисперсии этого распределения).

Поскольку реальные размеры пористых блоков небольшие и исчисляются первыми десятками сантиметров, то в соответствии с формулой (2.31) модель неограниченной емкости оказывается применимой в весьма узком диапазоне. В связи с этим за пределами этого диапазона используется модель сосредоточенной емкости, которая описывается системой уравнений [3, 15, 16, 17, 23], (Рубинштейн Л.И., 1972):

$$\beta n_1 \frac{\partial C}{\partial t} + (1-\beta) n_2 \frac{\partial C'}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial C}{\partial x} = 0; \quad (1-\beta) n_2 \frac{\partial C'}{\partial t} = \alpha (C - C'), \quad (2.33)$$

где β - относительное содержание каналов в единице площади поперечного сечения (трещинная пористость); C и C' - концентрации в каналах и блоках соответственно; n_1 и n_2 - пористости каналов и блоков; α - коэффициент массообмена, для которого справедливо:

$$\alpha = \alpha_D + \alpha_K, \quad \alpha_D = D_2' \frac{S}{\ell}, \quad \alpha_K = \bar{K}_2 S' \bar{v}, \tag{2.34}$$

где ℓ - расчетное расстояние от периферии до центра блока; S' - удельная площадь поперечного сечения блоков (отношение площади поперечного сечения к объему блока); $\bar{K}_2$ - относительная проницаемость блоков. Принято считать, что три характеристики ℓ, S и S' могут быть выражены через характерный размер блока a, так что для коэффициента массообмена α можно записать следующее выражение:

$$\alpha = \gamma' \frac{D_2'}{a^2} + \gamma \frac{\bar{K}_2}{a} \bar{v}, \tag{2.35}$$

где γ и γ' - коэффициенты формы блоков. В работах [3, 18, 15] проводится оценка этих коэффициентов для блоков кубической формы. При размере ребра куба, равном a, величины, входящие в (2.34), соответственно равны $\ell = 0{,}25a$, $S = 6/a$, $S' = 1/a$. Тогда коэффициенты равны $\gamma = 1$, $\gamma' = 24$. Более строгая оценка диффузионной составляющей коэффициента массообмена может быть выполнена на основе решения соответствующей краевой задачи, приведенной, например, в [8, 9]. Строгое решение задачи показывает, что коэффициент массообмена является переменной во времени величиной, которая стремится к постоянному значению, соответствующему квазистационарному (или, в терминологии М.В.Кирпичева, регулярному) режиму. Выражение для этого коэффициента массообмена имеет вид первого слагаемого в (2.35), где γ' изменяется в пределах от 10 до 40 (крайние значения соответствуют блокам пластинчатой и кубической формы). Аналогичным образом легко получить значения коэффициента формы γ.

Далее, получив из системы (2.33) выражение для C' и подставив его во второе уравнение (2.8), получим

$$\bar{n}\frac{\partial C}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial C}{\partial x} = -\frac{(1-\beta)n_2\bar{v}}{\alpha}\frac{\partial^2 C}{\partial x \partial t} - \frac{(1-\beta)\beta n_1 n_2}{\alpha}\frac{\partial^2 C}{\partial t^2}; \quad \bar{n} = \beta n_1 + (1-\beta)n_2. \tag{2.36}$$

Таким образом, модель сосредоточенной емкости соответствует гетерогенной модели микродисперсии, подробно рассмотренной в [13]. В частности, для условий неограниченного или полуограниченного пласта, при постоянных граничных условиях и начальных условиях, не зависящих от координаты, модель (2.86) для больших моментов времени переходит в гомогенную модель (2.I) с коэффициентом дисперсии, равным $D = \delta v^2$, где $\delta = (1-\beta)^2 n_2^2 / \alpha \bar{n}^2$. При этом для малых скоростей фильтрации, когда $\alpha_D \gg \alpha_K$ (например, для блоков кубической формы при $a = 0{,}I$ м, $\bar{n}_2 = 0{,}I \div 0{,}2$; $D_2' = 2 \cdot 10^{-5}$ м^2/сут – $\bar{v} < (0{,}4 \div 0{,}8) \cdot 10^{-2}$ м/сут) коэффициент дисперсии пропорционален квадрату скорости фильтрации. Наоборот, при больших скоростях фильтрации (при принятых выше параметрах $\bar{v} > 0{,}4 \div 0{,}8$ м/сут) коэффициент дисперсии пропорционален скорости фильтрации.

Фундаментальное решение уравнения (2.86) при стандартных краевых условиях приводится в работе [18], графики специальной функции имеются, например, в работе А.А.Рошаля и В.М.Шестакова (1969), а таблицы в [12].

3. Вопросы методики опытно-миграционных работ

3.I. Виды опытно-миграционного опробования и задачи исследований

Как указывалось выше (раздел I.4), основная задача опытно-миграционных работ заключается в изучении тех особенностей процессов миграции, которые обусловлены фильтрационным строением изучаемого разреза. В связи с этим при их проведении целесообразно использовать прежде всего растворы таких индикаторов (трассеров), которые являются гидродинамически и физико-химически нейтральными. Под этим понимается, что они не должны практически отличаться от пластовой воды по плотности и вязкости, не должны вступать во взаимодействие с вмещающими породами и пластовой жидкостью (поскольку эти процессы протекают на более низких уровнях, то их закономерности могут быть изучены другими методами, например, лабораторными [18]). При работе со многими трассерами выдвигается также ряд требований, связанных с техникой безопасности [14].

В качестве трассеров обычно применяются: солевые (водные растворы солей), цветные (растворы красителей), тепловые (горячая или холодная вода, отличающаяся по температуре от пластовой), радиоактивные (растворы солей радиоактивных изотопов) и т.п. В ряде случаев оказывается целесообразным применение смешанных трассеров (например, горячий раствор электролита, содержащий радиоактивный изотоп).

При проведении полевых миграционных исследований обычно рассматриваются две принципиально различные группы опытов: а) запуск трассера в естественный поток подземных вод; б) запуск трассера в процессе опытных откачек или нагнетаний, т.е. в поток подземных вод нарушенный опытными работами.

Первый способ применяется для определения величины и направления скорости фильтрации [4, 15],(Коль С.А., 1936, 1948; Огильви Н.А., 1937; Гринбаум И.И., 1955, 1965; Матвеев Б.К., 1958). В наиболее простой постановке такой опыт проводится следующим образом. В скважину загружается порция трассера и образовавшийся раствор равномерно перемешивается. Затем в интервале фильтра измеряются концентрации трассера во времени. В такой постановке проводится скважинная резистивиметрия, целью которой является расчленение разреза по фильтрационным свойствам (Гринбаум И.И., 1965). Предлагается также использовать специальные зонды, с помощью которых можно установить направление скорости фильтрации (Чураев Н.В., Ильин Н.И., 1967).

В другой постановке на определенном расстоянии от пусковой скважины по направлению потока размещается наблюдательная скважина, в которой контролируется прохождение трассера [4, 15, 20, 21], (Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е., 1972). Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что такой опыт имеет, по крайней мере, два существенных недостатка: 1) при его постановке направление скорости фильтрации должно быть известно предварительно и достаточно точно; 2) на точность и информативность результатов существенное влияние оказывает поперечная дисперсия (например, по данным оценок приведенных в [10], концентрация трассера по направлению потока в трещиноватых породах существенно падает на расстояниях от пусковой скважины исчисляемых первыми метрами). Для устранения первого недостатка предлагается осуществлять контроль по нескольким наблюдательным скважинам, расположенным на определенном расстоянии вокруг пусковой скважины (Frid J.J., 1975). Однако в этом случае стоимость опыта значительно увеличивается. Предлагается также иная модификация опыта, при которой запуск трассера производится одновременно в несколько пусковых скважин, расположенных вкрест потоку, а контроль осуществляется по наблюдательным скважинам, расположенным по потоку [10]. Такой опыт практически полностью исключает первый и значительно снижает второй из отмеченных недостатков, но также приводит к значительному удорожанию работ.

Среди опытов второй группы, прежде всего, применяется кустовой налив трассерного раствора [2, 4, 10, 11, 24], (Hoopes J.A. e.a. 1967; Raimondi P. e.a. 1959; Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е., 1972; Рошаль А.А., Шестаков В.М., 1970; Frid J.J., 1971, 1975). На первой стадии такого опыта проводится нагнетание (налив) пластовой воды (или воды, близкой ей по составу) в центральную скважину. По достижении стабильного режима в скважину с тем же расходом подается трассерный раствор постоянной концентрации. В процессе опыта по одной или нескольким наблюдательным скважинам осуществляется контроль за прохождением трассера (т.е. фиксируется изменение его концентрации во времени).

Кустовой налив является одним из наиболее информативных опытов. Однако его применение также вызывает определенные трудности, которые, прежде всего, связаны с необходимостью приготовления больших объемов трассерного раствора (порядок их оценивается по объему порового пространства пласта в пределах зоны опробования). Поэтому часто вместо этого опыта проводят запуск трассера в наблюдательную скважину в процессе опытной откачки после создания в зоне опробования стабильного гидродинамического режима [4, 10, 11, 12, 14, 15], (Манукян Д.А., Рошаль А.А., 1978; Рошаль А.А., 1970). Значительным образом упрощается и техническая сторона такого опыта, поскольку контроль здесь осуществляется по концентрации трассера в растворе, откачиваемом из центральной скважины. Вместе с тем, при опытной откачке наблюдается значительное разбавление раствора, поэтому надежно регистрируются в таких опытах только радиоактивные трассеры. Существенное влияние на результаты оказывает также поперечная дисперсия.

Отмеченные недостатки описанного выше способа приводят к заключению, что весьма перспективным может оказаться дуплетный способ опробования [10], (Grove D.B., Beetem W.A., 1971; Zuber A., 1974). При таком способе схема опыта включает в себя две скважины, в одну из которых подается трассерный раствор постоянной концентрации, а из другой производится откачка. В классической постановке расход налива и откачки равны, хотя могут представлять интерес случаи, когда расход налива значительно меньше расхода откачки.

Наиболее простым, хотя и менее информативным, является односкважинный налив-откачка [11], (Манукян Д.А., Рошаль А.А., 1978; Рошаль А.А., 1970; Рошаль А.А., Шестаков В.М., 1970; Frid, 1975). При таком опыте в течение некоторого времени в скважину производится налив трассерного раствора, после чего из этой же скважины осуществляется откачка с дебитом, в 5-10 раз превышающем расход налива. В процессе откачки на устье скважины измеряется концентрация трассера.

Во всех перечисленных выше способах опробования для уменьшения объемов трассерного раствора запуск может осуществляться по схеме трассерной волны или пакетом. В первом случае в процессе налива трассер подается только ограниченное время, после которого налив продолжается с прежним расходом, но без трассера. Во втором случае в скважину в процессе опыта загружается определенная порция (масса) трассера. Такой способ, как правило, используется при запуске в процесса опытной откачки. Область применения этого способа ограничена, поскольку для надежной регистрации трассера он требует создания очень высоких исходных концентраций.

Перед проведением опытно-миграционных работ осуществляется выделение в разрезе проницаемых слоев (или серий проницаемых слоев) однородных в фильтрационном отношении. Для этого используются данные по геологическому строению разреза, расходометрии, резистивиметрии, поинтервального опробования, геофизических исследований в скважинах (электрокаротаж, нейтрон-нейтронный каротаж и др.) и лабораторного изучения проницаемости керна. Полученные данные кладутся в основу предварительной схемы строения пласта, которая, в свою очередь, используется для разработки способов миграционного опробования. В тех случаях, когда пласт представлен макроскопически однородной (квазиоднородной)толщей, проводится суммарное его опробование, т.е. запуск трассерного раствора осуществляется равномерно по всей мощности пласта. При существенной неоднородности разреза, когда в нем могут быть выделены несколько квазиоднородных слоев, опробование должно проводиться поинтервально (раздельно для каждого квазиоднородного слоя), либо суммарно, но с автоматическим контролем по каждому выделенному слою.

Наблюдение за трассером осуществляется либо автоматически (с помощью датчиков, располагаемых в скважинах), либо с отбором проб воды. Автоматические способы контроля дают возможность непрерывно фиксировать изменение концентрации трассера в стволе и на устье скважины, что значительно облегчает обработку данных опытно-миграционных работ. Среди автоматических способов могут использоваться: кондуктометрия, резистивиметрия, ионоселективные измерения (для солевого трассера), термометрия и термо-каротаж (для теплового трассера), гаммаметрия и гамма-каротаж (для радиоактивного трассера) и т.п. Большое значение при интерпретации таких измерений имеют характеристики применяемых зондов и их разрешающая способность (Frid J.J., 1975). При регистрации трассера с отбором проб определения осуществляются: химико-аналитическими методами, ионоселективными измерениями и кондуктометрией (для солевого трассера), гаммометрией (для радиоактивного трассера), колориметрией (для цветного трассера).

3.2. Интерпретация данных кустового опробования

Как отмечено в предыдущем разделе, кустовые опыты отличаются наибольшей информативностью. В связи с этим в дальнейшем остановимся подробно именно на этой группе опытов, тем более, что хотя методика интерпретации данных других опытов строится на основе тех же принципов, она мало отражена в литературе.

Для обоснования модели миграции и определения параметров по результатам кустового опробования используются данные по среднеинтегральным значениям концентрации для каждого выделенного квазиоднородного слоя. Прежде всего, проводятся качественный анализ опытных данных и сопоставление их с представлениями о фильтрационном строении разреза. Так, если разрез представлен существенно однородными отложениями, то для интерпретации опытных данных может использоваться гомогенная модель микродисперсии (2.I). Однако для окончательного суждения об этом анализируется характер временной зависимости концентрации. Для этой модели характерна S-образная симметричная зависимость концентрации от времени. Опытные данные могут обрабатываться в этом случае на основе следующих соображений. В соответствии с (2.I) гомогенная модель в случае радиальной задачи может быть описана уравнением

$$n\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{Q}{2\pi m r'}\frac{\partial C}{\partial r}=\frac{1}{r'}\frac{\partial}{\partial r}\left(Dr'\frac{\partial C}{\partial r}\right); \quad r'=\sqrt{r^2-r_0^2}, \quad (3.I)$$

где Q - расход налива; m - мощность опробуемого слоя; r - расстояние от центральной скважины; r_0 - радиус центральной скважины. При этом в общем случае коэффициент микродисперсии D является линейной функцией скорости фильтрации [I3]. Если скорость фильтрации достаточно велика, то можно пренебречь молекулярной диффузией и вместо (3.I) записать

$$\frac{2\pi m n r'}{Q}\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{\partial C}{\partial r}=\delta\frac{\partial^2 C}{\partial r^2}, \qquad (8.2)$$

где δ - параметр микродисперсии. Фундаментальное решение уравнения (8.2) для непрерывного налива трассерного раствора, т.е. при условиях $C(0,r)=C_0$ и $C(t,0)=C^\circ$ (где C° - концентрация трассера в растворе, подаваемом в скважину; C_0 - фоновое значение концентрации в пластовой воде), не получено. Различными авторами приводятся численные решения такой задачи [4], (Hoopes J.A. e.a. 1967) и др. Наиболее полное численное решение для широкого диапазона чисел Пекле $Pe=\sqrt{r^2-r_0^2}/\delta$ приводится в работе [24].

Для получения приближенного решения такой задачи предложены два способа, основанные на идее осреднения коэффициента дисперсии в переходной зоне, примыкающей непосредственно к фронту поршневого вытеснения. Первое предложение сводится к осреднению коэффициента дисперсии по пространству для заданного момента времени (Hoopes J.A.e.a.1967; Raimondi P.e.a.1959). Полученное таким образом приближенное решение уравнения (8.2) может быть записано так:

$$\bar{C}=\frac{C-C_0}{C^\circ-C_0}\approx 0{,}5\,erfc(\xi);\ \xi=\sqrt{\frac{3}{4}Pe}\left(\frac{1-\tau}{2}\right);\ \tau=\frac{Qt}{\pi m n(r^2-r_0^2)} \qquad (8.8)$$

Второй способ предложен В.М.Шестаковым (1968) и основан на осреднении коэффициента дисперсии во времени для заданного расстояния от центральной скважины. Такой прием приводит к решению (8.8), в котором

$$\xi=\sqrt{\frac{3}{4}\frac{Pe}{\tau\sqrt{\tau}}}\,\frac{(1-\tau)}{2}. \qquad (8.4)$$

Оба решения не являются строгими с математической точки зрения. Однако они удовлетворительно описывают пространственно-временные закономерности изменения концентрации при больших значениях чисел Пекле. Сопоставление решений (8.8) и (8.4) [10] с численным решением [24] показывает, что первое дает удовлетворительную точность при $Pe>50\div100$, а второе - при $Pe>10\div20$. При этом, если число Pe не удовлетворяет указанным критериям, то выражение (8.8) дает завышение расчетных значений концентрации, а (8.4) - занижение.

Более строгое асимптотическое решение уравнения (8.2) можно получить, если преобразовать его по Лапласу. Изображение по Лапласу тогда может быть представлено через модифицированные функции

Бесселя порядка I/3, которые, как известно, при больших аргументах имеют экспоненциальную асимптотику. При этом оригинал может быть представлен в форме (3.3), где

$$\xi = \sqrt{\frac{3}{4}\frac{Pe}{\tau}}\ \frac{1-\tau}{2}. \tag{3.5}$$

Таким образом, решение (3.5) представляется в определенном смысле "средним" из решений (3.3) и (3.4).

Для обработки опытных данных в соответствии с (3.3) и (3.5) рассчитывается относительная избыточная концентрация $\bar{C}$ и определяется аргумент $\xi = \mathrm{inferf}(1-2\bar{C})$. Далее строится график зависимости $\sqrt{\bar{t}}\,\xi$ от $\bar{t}$, где $\bar{t}=Qt/\pi m(r^2-r_0^2)$ – отношение объема раствора, профильтровавшегося через цилиндрическую поверхность радиусом r, к объему пласта. Этот график имеет вид прямой, пересекающей ось $\bar{t}$ в точке $\bar{t}_0$ [I3]. По величине отрезка и тангенсу угла наклона прямой могут быть рассчитаны параметры n и δ по формулам:

$$n = \bar{t}_0;\quad \delta = \frac{3}{16}\,\frac{\sqrt{r^2-r_0^2}}{\bar{t}_0\, tg^2\alpha}. \tag{3.6}$$

Для проверки правильности представлений о зависимости коэффициента дисперсии от скорости фильтрации целесообразно контроль за движением трассера осуществлять по нескольким наблюдательным скважинам, расположенным на различных расстояниях от центральной скважины. Тогда после оценки параметра δ для каждой наблюдательной точки можно построить график зависимости величины $1/\delta$ от $lg\sqrt{r^2-r_0^2}$. Если коэффициент микродисперсии пропорционален скорости фильтрации, то этот график будет параллелен оси абсцисс. Если же коэффициент микродисперсии является степенной функцией от скорости фильтрации, т.е. $D=f(v^{\beta})$ (где $1 \le \beta \le 2$), то график $1/\delta$ от $lg\sqrt{r^2-r_0^2}$ имеет вид прямой, тангенс угла наклона которой равен $\beta-1$.

В самом деле предельный случай имеет место при квадратичной зависимости коэффициента микродисперсии от скорости фильтрации [I3]. Тогда вместо уравнения (3.I) получим:

$$n\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{Q}{\pi m}\frac{\partial C}{\partial z} = \delta_1\left(\frac{Q}{\pi m}\right)^2\frac{\partial^2 C}{\partial z^2};\qquad z = r^2 - r_0^2, \tag{3.7}$$

где δ_1 – структурный параметр [I3]. Уравнение (3.7) имеет известное фундаментальное решение, которое для больших чисел Пекле может быть представлено в виде (3.3) с аргументом ξ, выражаемым формулой (3.5), где $Pe=4\pi m(r^2-r_0^2)/3\delta_1 Q$. Отсюда следует, что расчетное значение $1/б = 4\pi m\sqrt{r^2-r_0^2}/3б_1 Q$, т.е. изменяется пропорционально расстоянию от центральной скважины.

Аналогичным образом при очень низких скоростях фильтрации, когда дисперсия в основном определяется молекулярной диффузией, расчетное значение $б$ будет пропорционально расстоянию от центральной скважины. Следует отметить, что при $D = const$ получено строгое аналитическое решение [2], (Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е., 1972), однако приближенное решение (3.3)-(3.5) является более общим и удобно при диагностике процесса.

В тех случаях, когда наблюдения за прохождением трассера проводятся только по одной наблюдательной скважине, изучить зависимость коэффициента дисперсии от скорости фильтрации по данным одного опыта не удается. Поэтому целесообразно провести серию таких опытов при различных расходах налива Q. Расчетные значения параметра $б$ могут быть нанесены на график в зависимости от $\lg Q$. Анализ такого графика позволяет провести соответствующую диагностику закономерностей процесса. В общем случае, когда опыт проводится для нескольких значений расхода Q, а контроль осуществляется по нескольким наблюдательным скважинам, расположенным на расстояниях r от центральной скважины, диагностику проводят путем построения графика зависимости $б$ от $\lg Q/\sqrt{r^2-r_0^2}$.

Аналогичным способом строится методика обработки опытных данных при других способах запуска трассера. В частности, при пакетном запуске, когда в процессе налива в центральную скважину радиусом r_0 подается порция трассера массой M, концентрация в точке r будет равна

$$C \approx C_0 + \frac{M}{\pi r_0 m\sqrt{r^2-r_0^2}}\sqrt{\frac{3}{16\pi}\,\frac{Pe}{\tau}}\,exp\left[-\frac{3(1-\tau)^2 Pe}{16\tau}\right]. \quad (3.8)$$

Обработку опытных данных удобнее проводить по точке, соответствующей максимальной концентрации C_m. Поскольку время t_m прохождения максимальной концентрации при больших значениях числа Пекле примерно соответствует $\tau \approx 1$, то параметры могут быть определены по формулам:

$$n = \frac{Qt_m}{\pi m(r^2-r_0^2)}; \quad б = \frac{3}{16}\,\frac{M^2}{(C_m-C_0)^2\pi^3 r_0^2 m^2\sqrt{r^2-r_0^2}}. \quad (3.9)$$

Если же трассерный раствор с концентрацией C^0 подавался при наливе ограниченный период времени Δt (способ трассерной волны), то изменение концентрации в наблюдательной скважине может быть описано зависимостью

$$C = C_0 + (C^\circ - C_0)\frac{\Delta\tau}{4\tau}\sqrt{\frac{3Pe}{\pi\tau}}\exp\left[-\frac{3Pe}{16}\frac{(1-\tau)^2}{\tau}\right]; \Delta\tau = \frac{Q\Delta t}{\pi m n (r^2 - r_0^2)} \quad (3.10)$$

Обработка опытных данных в этом случае проводится также по точке максимальной концентрации трассера C_m, так как при сравнительно больших значениях числа Пекле $\tau \approx 1$. Тогда активная пористость вычисляется по первой формуле (3.9), а параметр дисперсии равен

$$\delta = \left(\frac{C^\circ - C_0}{C_m - C_0}\right)^2 \frac{3\Delta t^2\sqrt{r^2 - r_0^2}}{16\pi t_m^2}. \quad (3.11)$$

Результаты обработки опытных данных опробования по способу трассерной волны или при пакетном запуске используются для изучения зависимости коэффициента дисперсии от скорости фильтрации. С этой целью, как и при непрерывном запуске трассера, используются значения параметра δ для разных точек наблюдения и для различных расходов налива.

При заметной асимметрии опытных кривых для интерпретации данных кустового налива в однородный водоносный горизонт используется гетерогенная модель и методика, подробно описанная в [13]. В частности, для непрерывного налива решение задачи может быть представлено в виде:

$$\bar{C} \approx J(\tau', \eta); \tau' = \frac{\omega Q t'}{\pi m n\sqrt{r^2 - r_0^2}\,\delta}; t' = t - \frac{(1-\omega)\pi m n (r^2 - r_0^2)}{Q}; \eta = \frac{\omega^2\sqrt{r^2 - r_0^2}}{\delta}, \quad (3.12)$$

где $J(\tau', \eta)$ - специальная (Шумана) функция, таблицы которой имеются в [12]; ω - относительный объем застойных зон (см.[13]). В соответствии с выражением (2.12) опытные данные обрабатываются путем построения графика зависимости ξ от $\bar{t}$, где $\xi = \operatorname{inverf}(1 - 2\bar{C})$, $\bar{t} = Qt/\pi m (r^2 - r_0^2)$. По достижении максимального спрямления этого графика рассчитываются три миграционных параметра.

Перейдем к вопросу оценки миграционных параметров в случаях, когда разрез представлен неоднородными в фильтрационном отношении отложениями. При анализе результатов таких опытов прежде всего следует учитывать, что для тех пространственно-временных масштабов, которые имеют место в полевых условиях, справедливы модели послойного переноса. Поэтому интерпретация опытных данных может проводиться на основе моделей, рассмотренных в разделах 2.2 и 2.3.

Если разрез представлен квазиоднородными отложениями, то в первом приближении может быть использована модель (2.II), которая для радиальной задачи записывается в виде (8.7), где вместо B следует подставить $E^2 t/n$. Соответственно фундаментальное решение задачи будет иметь вид (2.12), в котором следует сделать следующие подстановки: вместо $x \to z = r^2 - r_0^2$, а вместо $\vec{v} - Q/\pi m$. Для обработки опытных данных по зависимости (2.12) предварительно следует задаться серией значений $\varphi(E)=1+erf(1/\sqrt{2}E)$, где величина $\varphi(E)$ изменяется в пределах от I до 2. Затем строятся графики зависимости $\xi = inferf[1-\varphi(E)\bar{C}]$ от $1/\bar{t}$. Для определения параметров используется тот график, который максимально приближается к прямой, пересекающей ось абсцисс в точке $\bar{t} = \bar{n}$ и имеющей тангенс угла наклона, равный $tg\alpha = \bar{n}/\sqrt{2}E$. По этим величинам оцениваются миграционные параметры. Кроме того, должно иметь место следующее соотношение: $tg\alpha = \bar{n}\, inferf[\varphi(E)-1]$. Если не удается достичь хорошего спрямления опытных данных, то это может свидетельствовать о том, что гипотеза о нормальном законе распределения фильтрационных свойств отложений в разрезе несправедлива. Тогда можно сделать попытку установить по опытным данным закон распределения. С этой целью используются приемы статистической обработки.

При пакетном запуске трассера обработку опытных данных удобнее проводить по точке максимума концентрации в наблюдательной скважине, которой соответствуют

$$\tau_m = \psi_1(4E^2); \quad C_m = C_0 + \frac{M}{\pi m r_0 \sqrt{r^2 - r_0^2}} \psi_2(4E^2, E);$$
$$\psi_1(y) = \frac{2}{y}\left(\sqrt{1+y} - 1\right); \quad \psi_2(y,E) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{(\sqrt{1+y}+1)exp[-(\sqrt{1+y}-1)^2/8E^2]}{\sqrt{y}[1+erf(1/\sqrt{2}E)]} \tag{3.13}$$

Из (3.13) следует, что по максимальному значению концентрации может быть определен параметр E, а по времени прохождения максимума и известному значению E легко оценить активную пористость $\bar{n}$.

Аналогичным образом обрабатываются опытные данные запуска по способу трассерной волны. В этом случае для точки максимума справедливы зависимости:

$$\tau_m = \psi_1(2E^2); C_m = C_0 + \frac{(C^\circ - C_0)\Delta\tau}{\sqrt{2}}(\sqrt{1+2E^2}+1)\psi_2(2E^2, E). \tag{3.14}$$

Из формул (3.14) можно установить, что произведение максимальной относительной избыточной концентрации $\bar{C}_m = (C_m - C_0)/(C^\circ - C_0)$ и соотношения $t_m/\Delta t$ (где t_m - время прохождения максимума; Δt - продолжительность запуска) является функцией только одного параметра E, т.е.

$$\frac{\bar{C}_m t_m}{\Delta t} = \sqrt{2}\,\psi_2(2E^2, E). \qquad (3.15)$$

Отсюда следует, что по зависимости (3.15) можно оценить параметр E, а по первой формуле (3.14) активную пористость $\bar{n}$.

Для проверки правильности сформулированных предпосылок необходимо провести анализ зависимости параметров от расстояния от центральной скважины и от расхода налива. Если обнаруживается устойчивая тенденция, то это свидетельствует о том, что в таких условиях нельзя использовать модель послойного переноса.

При существенной неоднородности вмещающих отложений обычно используется модель неограниченной емкости, фундаментальное решение которой для радиальной задачи может быть записано в виде (2.82) при подстановках $x \to z = r^2 - r_0^2$, $\bar{v} \to Q/\pi m$. Из этого решения следует, что для опытных кривых, соответствующих модели неограниченной емкости, характерны: выпуклая форма, быстрое нарастание концентрации и резкое выполаживание, которое переходит в устойчивый "хвост" [II].

Для наиболее полной обработки опытных данных строится график зависимости $1/\xi$ от $\bar{t}$ (где $\xi = \mathrm{inferfc}(1-\bar{C})$), который имеет вид прямой, исходящей из точки $\bar{t} = \bar{t}_2$. По величине этого отрезка и тангенсу угла наклона прямой можно определить следующие комплексные параметры:

$$\bar{m} n_1 = \bar{t}_2, \quad \frac{n_2 D_2'}{(m_1 n_1)^2} = \frac{Q}{\pi m (r^2 - r_0^2)\, t_2^2\, tg\alpha}. \qquad (3.16)$$

При запуске трассера пакетом или по схеме трассерной волны максимальная концентрация в наблюдательной скважине очень слабо зависит от параметров, а время прохождения максимума трассера является функцией двух комплексных параметров (3.16):

$$\bar{t}_m = n_1 \bar{m} + \frac{2}{3}\,\frac{n_2 D_2' \bar{m}^2}{m_1^2}\,\frac{\pi m (r^2 - r_0^2)}{Q}. \qquad (3.17)$$

Поэтому для определения параметров следует проводить опыты с несколькими наблюдательными скважинами или при нескольких значениях расхода налива. В частности, если контроль осуществляется по двум наблюдательным скважинам, расположенным на расстояниях от центральной соответственно равных r_1 и r_2, то для расчета параметров можно пользоваться формулами:

$$n_1\bar m=\bar t_{mi}-\frac{r_i^2-r_0^2}{r_2^2-r_1^2},\ \frac{n_2D_2'}{(m_1n_1)^2}=\frac{3}{2}\frac{(\bar t_{m2}-\bar t_{m1})Q}{\pi m[\bar t_{mi}(r_2^2-r_1^2)-(r_i^2-r_0^2)]},\quad(3.18)$$

где $\bar t_{mi}$ - безразмерное время прохождения максимума в скважине i (i = 1,2).

В общем случае для определения параметров целесообразно построить график зависимости $\bar t_m$ от $\pi m/(r^2-r_0^2)/Q$, который должен иметь вид прямой, исходящей из точки $\bar t=\bar t_2$. По этому отрезку и тангенсу угла наклона прямой рассчитываются комплексные миграционные параметры

$$n_1\bar m=\bar t_2;\ \frac{n_2D_2'}{(m_1n_1)^2}=\frac{3\,tg\,\alpha}{2\bar t_2^2}.\quad(3.19)$$

Для трещинно-пористых отложений, как показано в разделе 2.3, справедлива модель сосредоточенной емкости, которая формально соответствует гетерогенной модели микродисперсии. Однако в отличие от этой модели входящий в нее параметр α является функцией скорости фильтрации. Наиболее простой случай имеет место при низких скоростях фильтрации, когда $\alpha=const$. При таких условиях вместо (2.36) для радиальной задачи можно записать

$$\bar n\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{Q}{\pi m}\frac{\partial C}{\partial z}=-\frac{(1-\beta)n_2Q}{\pi m\alpha}\frac{\partial^2C}{\partial z\partial t}-\frac{(1-\beta)\beta n_1n_2}{\alpha}\frac{\partial^2C}{\partial t^2},\ z=r^2-r_0^2,\quad(3.20)$$

а фундаментальное решение уравнения (3.20) будет иметь вид:

$$\bar C=J(\tau',\eta);\ \tau'=\frac{\alpha t'}{(1-\beta)n_2};\ t'=t-\frac{\beta n_1\pi m(r^2-r_0^2)}{Q};\ \eta=\frac{\pi mn(r^2-r_0^2)\alpha}{Q(1-\beta)n_2}.\quad(3.21)$$

Отсюда следует, что обработка опытных данных может проводиться по методике, рассмотренной в [13]. В том же случае, когда параметр α пропорционален скорости фильтрации, его расчетные значения будут изменяться обратно пропорционально расстоянию между наблюдательной и центральной скважинами или пропорционально расходу налива (в соответствии с (3.12) и (3.21) $\alpha\approx(1-\beta)n_2\omega Q/\pi mn\delta\sqrt{r^2-r_0^2}$). Поэтому для изучения этих особенностей процесса опыты проводятся при нескольких значениях расхода Q, а контроль осуществляется по нескольким наблюдательным скважинам.

3.3. Учет гидродинамических особенностей и гидрохимической инерционности наблюдательных скважин при интерпретации данных ОМР

При проведении ОМР осуществляется контроль за движением трассерного раствора в водоносном горизонте. Для этой цели обычно используются наблюдательные скважины, в фильтровой зоне которых с помощью дистанционных методов контроля (резистивиметрия, кондуктометрия, гаммаметрия, термометрия и т.п.) измеряется концентрация трассера в подземных водах. Поскольку наблюдательные скважины вносят заметное искажение в фильтрационный поток и имеют существенную емкость (оба обстоятельства связаны с конечными геометрическими размерами и особенностями прискважинной зоны наблюдательных скважин), то целесообразно остановиться на анализе их роли в связи с интерпретацией данных ОМР.

Как известно, (Коль С.А., 1986) искажение фильтрационного потока вблизи наблюдательной скважины, совершенной по степени вскрытия пласта ($m=\ell$, m - мощность пласта, ℓ - длина фильтра наблюдательной скважины) и в гидродинамическом отношении (параметр сопротивления прискважинной зоны равен нулю), приводит к тому, что расход через скважину Q_c вдвое превышает расход фильтрационного потока $Q_ф$ через площадь поперечного сечения пласта, равную площади продольного сечения скважины ($Q_ф=v2r_1m$, v - скорость фильтрации в точке расположения наблюдательной скважины радиусом r_1 в ненарушенном потоке). В более общем случае, когда наблюдательная скважина окружена кольцевой зоной (толщиной Δ), коэффициент фильтрации K_0 в пределах которой заметно отличается от коэффициента фильтрации пласта K, соотношение "истинного" Q_1 и расчетного $Q_ф$ расходов характеризуется коэффициентом искажения потока η (Огильви Н.А., 1958):

$$\eta=\frac{Q_1}{Q_ф}=\frac{4}{1+\bar{r}^2+\bar{K}(1-\bar{r}^2)}\approx\frac{2}{1+\bar{K}\bar{\Delta}};\quad \bar{r}=\frac{r_1}{r_1+\Delta}=\frac{1}{1+\bar{\Delta}};\ \bar{\Delta}=\frac{\Delta}{r_1};\ \bar{K}=\frac{K}{K_0}. \quad (8.22)$$

В выражении (8.22) приближенная зависимость для коэффициента η справедлива при весьма малой толщине прискважинной зоны $\Delta(\bar{\Delta}\ll 1)$ [15]. Величина коэффициента искажения потока η изменяется в зависимости от состояния прискважинной зоны в пределах от 0 до 4. В частности, если коэффициент фильтрации в пределах прискважинной зоны больше коэффициента фильтрации пласта $K_0>K$ (например, скважина с гравийной обсыпкой), то $2<\eta\leqslant 4$,, а в противоположном случае $(K_0<K)$ $0<\eta<2$.

Рассмотрим структуру фильтрационного потока вблизи наблюдательной скважины, центр которой расположен в центре декартовых координат xoy. Для удобства выражения функций гидродинамической сетки потока введем полярные координаты, образованные радиус-вектором r (где r - расстояние от центра наблюдательной скважины) и полярным углом φ (где φ - угол между радиус-вектором r и направлением ненарушенного потока подземных вод). Тогда распределение гидростатических напоров в пласте H и в пределах прискважинной зоны H' можно представить в виде (Матвеев Б.К., 1963):

$$H'=-\nabla H\eta\left(r-\frac{r_1^2}{r}\right)\cos\varphi\ ;\ H=-\nabla H\left(r-\frac{r_1^2}{r}\xi^2\right)\cos\varphi\ ;$$

$$\xi^2=\frac{1}{\bar{r}^2}\frac{\bar{K}(1-\bar{r}^2)-(1+\bar{r}^2)}{\bar{K}(1-\bar{r}^2)+(1+\bar{r}^2)}=\frac{1}{\bar{r}^2}\left[(1+\bar{r}^2)\frac{\eta}{2}-1\right]\approx\frac{\bar{K}\bar{\Delta}}{1+\bar{K}\bar{\Delta}}=\eta-1\ , \qquad (3.23)$$

где ∇H - гидравлический уклон ненарушенного потока. Приближенные выражения для коэффициента ξ^2 записаны, как и ранее, для малых значений Δ.

Воспользовавшись условием Коши-Римана, получим соответствующее (3.23) выражение для приведенной функции тока за пределами прискважинной зоны:

$$\bar{\psi}=\frac{\psi}{\nabla HK}=\frac{\psi}{V}=\left(r+\frac{r_1^2}{r}\xi^2\right)\sin\varphi\ . \qquad (3.24)$$

Таким образом, зависимости (3.23) и (3.24) описывают структуру гидродинамической сетки потока, нарушенного наблюдательной скважиной. Из этих зависимостей можно получить выражения для составляющих действительной скорости фильтрации u_r и u_φ. Например, составляющая вдоль радиус-вектора r равна:

$$u_r=-\frac{K}{n}\frac{\partial H}{\partial r}=\frac{V}{n}\frac{\sqrt{(z^2+\xi^2)^2-\bar{\psi}^2z^2}}{z^2}\ ;\ z=\frac{r}{r_1}\ , \qquad (3.25)$$

где n - активная пористость пласта. Из (3.25) легко получить зависимость для времени, в течение которого частица пройдет путь от контура прискважинной зоны (т.е. $r=r_1+\Delta$) до точки, расположенной на расстоянии r от наблюдательной скважины по линии тока со значением функции тока, равным $\bar{\psi}$:

$$\tau_1=\frac{Vt}{nr_1}=\int_{\bar{r}}^{z}\frac{z^2dz}{\sqrt{(z^2+\xi^2)^2-\bar{\psi}z^2}}=\left[\frac{1}{2\xi}\left\{F(\varphi,\rho)-2E(\varphi,\rho)\right\}-\frac{z\sqrt{(z^2+\xi^2)^2-\bar{\psi}^2z^2}}{z^2+\xi^2}\right]_{\bar{r}}^{z}\ ;$$

$$\varphi=\arccos\left[\frac{z^2-\xi^2}{z^2+\xi^2}\right]\ ;\ \rho=\frac{\bar{\psi}}{2\xi}\ , \qquad (3.26)$$

где $F(\varphi,\rho)$ и $E(\varphi,\rho)$ - эллиптические интегралы первого и второго рода соответственно.

Проведем с помощью выражения (3.26) оценку времени, в течение которого частицы, расположенные на прямой $x=const$ (т.е. на расстоянии x от оси y вверх по потоку, или на расстоянии $r=x/\cos\varphi$ от центра наблюдательной скважины), достигнут наблюдательной скважины. Для достаточно больших значений x $(x^2 \gg \xi^2 r_1^2)$ и малых значений Δ $(\Delta \ll r_1)$ получим из (8.26):

$$\tau_2 = \bar{x} - \sqrt{1-\left(\frac{\Psi}{1+\xi^2}\right)^2} + \frac{1}{\xi}\,\Phi(\xi,\rho)\;;$$

$$\Phi(\xi,\rho)=\frac{1}{2}F(\varphi_1,\rho)-E(\varphi_1,\rho)=\rho\left[F(\varphi_2,1/\rho)-E(\varphi_2,1/\rho)\right]-\frac{1}{2\rho}F(\varphi_2,1/\rho)\;; \qquad (8.27)$$

$$\varphi_1=\arccos\left[\frac{1-\xi^2}{1+\xi^2}\right];\quad \varphi_2=\arccos\left[\sqrt{1-\left(\frac{\Psi}{1+\xi^2}\right)^2}\right];\quad \bar{x}=\frac{x}{r_1}.$$

Первая формула для специальной функции $\Phi(\xi,\rho)$ справедлива при $\xi^2 \geq 1$, а вторая – при $\xi^2 \leq$ I. В целом выражение (8.27) представляет собой неявную форму решения для средневзвешенной (по расходу) концентрации трассера $\bar{C}^*$, поступающего в наблюдательную скважину после запуска его в поток в момент времени t = 0 на расстоянии x от точки наблюдения в рамках модели поршневого вытеснения. При этом величина $\bar{C}^*=\bar{\Psi}/(1+\xi^2)$. В частности для гидродинамически совершенной скважины (η = 2, ξ = I) формула (8.27) приобретает вид:

$$\tau_2 \approx \bar{x} - \sqrt{1-(\bar{C}^*)^2} + \frac{1}{2}F(\bar{C}^*) - E(\bar{C}^*)\;, \qquad (8.28)$$

где $F(\bar{C}^*)$ и $E(\bar{C}^*)$ – полные эллиптические интегралы первого и второго рода соответственно $(\varphi = \pi/2)$.

В том случае, когда ξ = 0 фильтрационный поток за пределами прискважинной зоны не нарушается. Это соответствует коэффициенту искажения потока, равному $\eta=2/(1+\bar{r}^2)\approx 1$. При таких условиях выражение для средневзвешенной концентрации $\bar{C}^*$ будет из (8.27) иметь вид:

$$\tau_2 \approx \bar{x} - \sqrt{1-(\bar{C}^*)^2}\;;\quad \bar{C}^* = \sqrt{1-(\tau_2-\bar{x})^2}\;. \qquad (8.29)$$

Зависимость (8.27) не позволяет получить явное выражение для $\bar{C}^*$ (за исключением частного случая (8.29) при ξ = 0), поэтому можно для дальнейшего анализа воспользоваться грубой, но сравнительно простой аппроксимацией ее в виде:

$$\bar{C}^* = 1 - \exp\left[-\frac{\tau_2 - \bar{x} - A(\eta)}{B(\eta)}\right]\;, \qquad (8.30)$$

где $A(\eta)$ и $B(\eta)$ некоторые константы, зависящие от коэффициента искажения потока η. Например, при η = 2 эти коэффициенты соответственно равны $A=1+\pi/4\approx$ I,785; $B=2/3\approx$ 0,667, а при η = I A = I, $B=1-\pi/4\approx$ 0,215.

Как известно, расчетная зависимость относительной концентрации трассера от времени, вытекающая из модели поршневого вытеснения носит ступенчатый характер, изменяясь в момент времени $t = nx/V$ (т.е. при $\tau_2 = \bar{x}$) скачкообразно от 0 до I. Временная же зависимость средневзвешенной концентрации $\bar{C}^*$ на входе в наблюдательную скважину (3.30) может заметно отклоняться от расчетной зависимости, соответствующей модели поршневого вытеснения. При этом отклонение тем больше, чем больше коэффициент искажения потока η. Решения практически совпадают при $\eta \to 0$, т.е. тогда, когда трассер практически не поступает в наблюдательную скважину.

Сделанные выводы могут быть распространены и на более общий случай, когда расчетная зависимость для относительной концентрации трассера $\bar{C}$ подчиняется любой модели миграции (см. раздел 2). Легко показать, что средневзвешенная концентрация $\bar{C}^*$ может быть выведена из следующего уравнения:

$$\lambda'(\eta)\frac{\partial \bar{C}^*(t,x)}{\partial t} = \frac{V}{nL}\left\{\bar{C}\left[t, L-A(\eta)r_1\right] - \bar{C}^*(x,L)\right\}; \lambda'(\eta) = \frac{r_1}{nL}B(\eta), \quad (3.31)$$

где L - расстояние от точки запуска трассера до наблюдательной скважины; λ' - параметр, обуславливающий инерционность наблюдательной скважины, связанную с искажением фильтрационного потока. Учитывая, что в большинстве практических случаев $L \gg r_1 A(\eta)$, последней величиной в уравнении (3.31) можно пренебречь. Для использования уравнения (3.31) применительно к радиальным потокам необходимо сделать следующие подстановки: $L \to r$; $V \to Q/\pi m r$, где Q - расход налива в центральную скважину, $\lambda' \to 2\lambda'$.

Для оценки влияния искажения потока на временную зависимость средневзвешенной концентрации воспользуемся методом статистических моментов [10], (Frid J.J., 1975). Соответствующий анализ показывает, что относительное смещение времени, при котором концентрация $\bar{C}^* = 0{,}5$ ($t = t_{0,5}$) в сравнении с временем подхода фронта поршневого вытеснения ($t_0 = nL/V$) составит:

$$\overline{\Delta t} = \frac{t_{0,5} - t_0}{t_0} = \frac{Vt_{0,5} - nL}{nL} = \frac{r_1}{nL}\left[B(\eta) - A(\eta)\right] = \lambda'(\eta) - \frac{r_1}{nL}A(\eta). \quad (3.32)$$

Если в выражении (3.32) подставить возможные значения r_1, n, L, $A(\eta)$ и $B(\eta)$, то легко убедиться, что величина $\overline{\Delta t}$ близка к нулю. Это свидетельствует о том, что смещением времени прохождения концентрации $\bar{C}^* = 0{,}5$ в сравнении с временем прихода фронта поршневого вытеснения можно во всех практических случаях пренебречь.

Помимо времени прохождения фронта поршневого вытеснения кривая временной зависимости средневзвешенной концентрации $\bar{C}^*$ может быть охарактеризована временной дисперсией σ_t^2. Эта характеристика в общем случае представляет собой сумму двух величин: временной дисперсии, обусловленной процессом макродисперсии, и временной дисперсии, связанной с искажением фильтрационного потока вблизи наблюдательной скважины. Относительная величина этой дополнительной дисперсии равна:

$$\bar{\sigma}_g^2 = \frac{\sigma_g^2}{t_0^2} = 2(\Lambda')^2 \quad . \tag{3.38}$$

Такая дополнительная дисперсия может оказаться весьма заметной. Например, если обработка опытных данных проводится на основе гомогенной модели (см. раздел 2.I), то величина эффективного коэффициента дисперсии окажется завышенной на $2(\Lambda')vL$, а рассчитанная величина параметра дисперсии будет равна $\delta_{расч} = \delta + 2(\Lambda')^2 L = \delta + 2B^2(\eta)r_1^2/nL$. Отсюда, если допустить погрешность в определении δ, равной 20%, то $\delta > 10B^2(\eta)r_1^2/n^2L$. Примем, например, r_1 = 0,I м, L = 2÷5 м, n = 0,4 тогда для гидродинамически совершенной скважины (т.е. при η = 2, $B(\eta)$ = 0,667) $\delta >$ 0,14÷0,06 м (для примера напомним, что параметр микродисперсии имеет порядок δ = 10^{-3}÷10^{-4} м). Из этого следует, что погрешность в определении параметра δ будет несущественной только в том случае, когда экспериментальные данные, аппроксимируемые гомогенной моделью, отвечают процесу макродисперсии (в этом случае параметр δ имеет порядок размера элемента неоднородности). Таким образом, искажения в фильтрационном потоке, возникающие вблизи наблюдательной скважины, могут не приниматься во внимание, только при существенной неоднородности вмещающих отложений.

Сделанный вывод в целом справедлив и при изучении макродисперсии в квазиоднородных и неоднородных пластах. Относительная дисперсия временной зависимости концентрации трассера, например, для модели макродисперсии в квазиоднородном пласте (при малых значениях коэффициента вариации E) равна $\sigma_t^2/t_0^2 = 2E^2$ (см. раздел 2.2). Отсюда следует, что оценка E будет осуществлена с погрешностью не более 20% при $E >$ 0,45$B(\eta)r_1/nL$, т.е. при принятых выше значениях r_1, L, n и η $E >$ 1,5÷3,8·10^{-2} м/сут. Погрешность в определении коэффициента вариации коэффициента скорости миграции E может быть существенной только в случае практически однородных пластов.

Перейдем к анализу второго фактора, осложняющего интерпретацию данных ОМР. Наблюдательная скважина представляет собой конечную емкость, равную $\pi r_1^2 h_1$, где h_1 – высота столба воды в скважине. В скважину поступает поток подземных вод, равный $Q_1 = 2\eta v r_1 m$ (см. выше). Пусть в скважину за время dt поступает объем трассерного раствора, равный $Q_1 dt$ и имеющий концентрацию $\bar{C}^*$. Из скважины за это же время вытесняется равный объем, имеющий концентрацию $\bar{C}^{**}$. Поступивший в скважину трассерный раствор в той или иной мере смешивается с раствором, находящимся в скважине, так что средняя концентрация трассера в скважине будет меньше концентрации, поступающей в нее ($\bar{C}^{**} < \bar{C}^*$). Если допустить, что в стволе скважины имеет место равномерное перемешивание раствора, то для средней концентрации в скважине будет справедливо уравнение [10]:

$$\lambda''(\eta)\frac{\partial \bar{C}^{**}}{\partial t} = \frac{v}{nL}(\bar{C}^* - \bar{C}^{**}), \quad \lambda'' = \frac{\pi h_1 r_1}{2\eta m n L}, \tag{8.84}$$

где $\lambda''(\eta)$ – коэффициент гидрохимической инерционности скважины. Это уравнение аналогично (8.81), поэтому анализ, проведенный выше, справедлив и в этом случае. Как и ранее, относительное смещение времени прохождения концентрации $\bar{C}^{**} = 0,5$ выражается зависимостью (8.82), где необходимо сделать замену $\lambda' \to \lambda_1' + \lambda''$. Поскольку коэффициент λ'' в отличие от коэффициента λ' растет с уменьшением коэффициента искажения η, то смещение времени $t_{0,5}$ по отношению к времени t_0 может быть весьма существенным. Например, при $\eta = 2$ (при принятых выше параметрах и $h_1 = m$) относительное смещение $\overline{\Delta t} = -(0,02 \div 0,04)$, т.е. не вносит существенных погрешностей в определение активной пористости. Однако, например, при $\eta = 0,1$ (при прочих равных условиях) $\overline{\Delta t} \approx \lambda'' = 0,8 \div 2$. В этом случае $t_{0,5}$ в 1,8-3 раза больше времени t_0, отсюда и погрешность определения активной пористости может составлять 80-200%.

Аналогичным образом для характеристики временной зависимости $\bar{C}^{**}$ справедлива оценка относительной дисперсии (8.83), в которой следует сделать подстановку $(\lambda')^2 \to (\lambda')^2 + (\lambda'')^2$. Отсюда следует, что при оценке, например, параметра дисперсии δ гомогенной модели с погрешностью, не превышающей 20%, необходимо, чтобы $\delta > 10L[(\lambda')^2 + (\lambda'')^2]$. Следовательно при $\eta = 2$ (при принятых выше параметрах) должно соблюдаться неравенство $\delta > 0,14 \div 0,34$ м, а при $\eta = 0,1$ $\delta > 3,2 \div 8$ м. При оценке же коэффициента вариации E модели макродисперсии в квазиоднородных пластах. для того, чтобы погрешность определения не превышала 20%, необходимо выполнение неравенства $E > 0{,}45\sqrt{(\lambda')^2+(\lambda'')^2}$, т.е. при $\eta = 2$ $E > 0{,}02 \div 0{,}06$, а при $\eta = 0{,}1$ $E > 0{,}86 \div 0{,}9$. Таким образом, даже при весьма существенной неоднородности вмещающих отложений погрешности в определении миграционных параметров при неучете гидрохимической инерционности могут быть очень большими.

Для учета гидрохимической инерционности наблюдательных скважин можно получить соответствующие решения задачи. Такие решения являются достаточно сложными (см., например [10]). Это затрудняет методику обработки опытных данных. Кроме того, в этом случае в расчетных зависимостях помимо собственно миграционных параметров появляется дополнительный параметр λ'' , определение которого не входит в основную задачу ОМР. Введение же в число искомых дополнительного параметра может приводить к неоднозначности в интерпретации опытных данных. В связи с этим целесообразно коэффициент гидрохимической инерционности наблюдательных скважин определять независимым методом.

Для таких определений можно использовать данные опытов по запуску трассера в фильтрационный поток через наблюдательную скважину. В процессе таких опытов наблюдения проводятся непосредственно в самой наблюдательной скважине. Методика с применением резистивиметрии разработана для определения естественной скорости фильтрации подземных вод (Гринбаум И.И., 1965; Матвеев Б.К.,1963; Огильви Н.А., Федорович Д.И., 1964). Изменение концентрации электролита в скважине после ее засоления описывается следующей зависимостью:

$$\bar{C}^{**} = \frac{C - C_0}{C^0 - C_0} = exp\left[-\frac{vt}{\lambda'' n L}\right] = exp\left[-\frac{2\eta vt}{\pi r_1}\right] , \qquad (3.85)$$

где C^0 , C_0 и C - начальное, фоновое и текущее значения концентрации электролита в скважине; t - время, отсчитываемое от момента окончания засоления скважины.

Использование зависимости (3.85) для определения параметра λ'' в общем случае осложняется тем, что скорость фильтрации естественного потока подземных вод заранее, как правило, неизвестна. Поэтому для такого определения целесообразно проводить запуск трассера в нарушенный поток, например, в процессе опытной откачки из центральной скважины. Для радиального потока подземных вод формула (3.85) примет вид (о соответствующих подстановках см. выше):

$$\bar{C}^{**} = exp\left[-\frac{Qt}{2\lambda'' \pi m n r}\right] = exp\left[-\frac{\eta Q t}{\pi^2 m r r_1}\right] , \qquad (8.86)$$

где r - расстояние от центральной до наблюдательной скважины. Обработка опытных данных в этом случае проводится путем построения графика зависимости $\ell g \bar{C}^{**}$ от t. Этот график должен иметь вид прямой, по тангенсу угла наклона которой определяется коэффициент гидрохимической инерционности λ'' или (при неизвестном значении активной пористости n) коэффициент искажения потока η:

$$\lambda'' = \frac{0{,}069\,Q}{m n r\, tg\,\alpha}\ ; \quad \eta = \frac{22{,}8\,m r r_1}{Q} . \qquad (8.87)$$

Определенное таким независимым методом значение параметра λ'' используется в дальнейшем при обработке данных ОМР, для которой может быть применена методика, изложенная в [10]. Другой способ обработки может строиться на введении поправок в расчетные значения параметров. В частности, расчетное значение активной пористости в соответствии с (8.82) должно быть увеличено примерно в $(1+\lambda'')$ раз. Аналогичным образом при определении дисперсионных характеристик пласта в расчетное значение соответствующего параметра вносится поправка, вытекающая из оценки дополнительной дисперсии временной зависимости $\bar{C}^{**}(t)$ (8.83).

Заключение

Исследования последних лет свидетельствуют о том, что решение практических задач в области охраны и рационального использования ресурсов подземных вод наталкивается на серьезные трудности, связанные с недостаточной разработанностью теоретических аспектов и методики исследований миграции подземных вод. Уровень разработок отдельных вопросов остается до настоящего времени неудовлетворительным.

Миграция подземных вод является сложным многофакторным процессом, что предопределяет неоднозначность интерпретации опытных данных и невозможность описания ее какой-либо единой моделью, содержащей стандартный набор миграционных параметров. В связи с этим опытно-миграционные работы, при которых осуществляется запуск трассеров в водоносный горизонт, проводятся с целью получения необходимой информации о закономерностях массопереноса в подземных водах для обоснования и построения прогнозных моделей миграции. При этом опытно-миграционные работы, помимо лабораторных геофизических и прочих исследований, являются лишь одним из средств выявления прогнозной модели. Поскольку пространственно-временные масштабы полевых опытов принципиально не совпадают с соответствующими масштабами прогнозной задачи, то проблема построения прогнозной модели представляет собой прежде всего проблему масштабирования.

Поскольку вмещающие породы являются сложными гетерогенными системами, то при постановке исследований, связанных с миграцией подземных вод, необходимо опираться на представление об уровне протекания процесса. Методологическим принципом выделения таких уровней должен являться тщательный теоретический и экспериментальный анализ предпосылок об однородности (квазиоднородности) среды в пределах данного уровня. Такой анализ позволяет сформулировать строгие критерии, при которых каждый более высокий(макро-) уровень может рассматриваться как квазиоднородная система элементов предыдущего (микро-) уровня. Возрастающая последовательность таких уровней может быть построена на основе геологических признаков. Из рассмотрения закономерностей протекания процессов массо переноса следует, что в задачу полевых исследований входит изучение только тех специфических особенностей, которые обусловлены закономерностями фильтрационного строения водоносных горизонтов (текстурный, макроструктурный, литолого-фациальный и, в меньшей степени, геолого-структурные уровни). Закономерности же процессов миграции, обусловленные особенностями строения и сложения горных пород, должны изучаться в лабораторных условиях. В связи с этим в полевых условиях целесообразно проводить такие миграционные опыты, при которых мигрирующие растворы не вступают во взаимодействие с вмещающими отложениями. При построении же прогнозной модели миграции необходимо комплексировать полевые и лабораторные методы исследований.

Накопленный к настоящему времени опыт полевых исследований свидетельствует о недостаточной репрезентативности большинства определений. Это связано с рядом объективных и субъективных обстоятельств. К первым относится несовпадение критериев применимости той или иной модели миграции, которая может иметь место в прогнозных условиях с реальными пространственно-временными масштабами полевых опытов. Вместе с тем, необходимо отметить, что в ряде случаев не уделяется должное внимание обоснованию условий проведения и схем опытных работ. Кроме того, отмечается недостаточное комплексирование полевых опытов с лабораторными и с другими видами полевых гидрогеологических исследований. Следовательно, важнейшим этапом постановки опытно-миграционных работ является обоснование схем и параметров опытов, при которых наиболее рельефно будут проявляться особенности миграции, обусловленные фильтрационным строением данного разреза и необходимые для построения прогнозной модели. При этом особое место должно отводиться стадийности гидрогеологических исследований.

Для описания процесса массопереноса нейтральной примеси в фильтрационном потоке обычно применяется дисперсионная (гомогенная) модель. При этом структурному параметру (коэффициенту пропорциональности в уравнении, характеризующем зависимость коэффициента дисперсии от скорости фильтрации) придается смысл макроструктурной характеристики пласта. Анализ гомогенной модели показывает, что она применима в весьма ограниченном диапазоне. Более того, если эта модель справедлива в условиях полевого опыта, то экспериментальное изучение макродисперсии теряет смысл. Это связано с тем, что размер переходной зоны для прогнозных условий окажется малым в сравнении с общей длиной переноса. Кроме того, говоря об условиях применимости гомогенной модели, необходимо иметь в виду, что эта модель хорошо описывает процесс только для неограниченного пласта при начальных условиях, не зависящих от координаты, и при постоянных во времени граничных условиях.

Для обоснования моделей массопереноса в квазиоднородных (однородных в литологическом отношении) породах необходимо ввести представление о функции распределения коэффициента скорости миграции. В тех случаях, когда коэффициент фильтрации и активная пористость пласта распределены в разрезе по нормальному закону, модель миграции может быть описана уравнением, аналогичным гомогенной модели. Однако при этом коэффициент дисперсии линейно зависит от времени и пропорционален квадрату средней скорости фильтрации. Такая модель характеризует закономерности пространственно-временного распределения средней по сечению концентрации внутри пласта (т.е. "внутреннего" распределения). Анализ закономерностей переноса в таких условиях показывает, что, в общем случае время прохождения половинной концентрации через заданную точку может быть существенно меньше, чем это следует из модели поршневого вытеснения. С другой стороны, относительный размер переходной зоны не уменьшается, как это имеет место в случае гомогенной модели, а остается постоянным и зависит от коэффициента вариации коэффициента скорости миграции. При характеристике временного распределения концентрации на выходе из системы ("выходное" распределение) необходимо рассматривать соотношение массового и объемного расходов потоков. Уравнение, характеризующее "выходное" распределение и его фундаментальное решение, существенно отличаются от соответствующих выражений для "внутреннего" распределения. "Опережение" фронта поршневого вытеснения по оценке времени прохождения половинной концентрации в этом случае оказывается еще существеннее, чем в случае "внутреннего" распределения. Аналогичные результаты имеют место и в случаях, когда распределение коэффициента скорости миграции подчиняется другим статистическим законам.

Отмеченные закономерности конвективного переноса в значительной мере осложняются поперечной дисперсией, которая приводит (при больших расстояниях и времени процесса) к выравниванию концентрации в разрезе. Анализ закономерностей такого процесса показывает, что эффективный коэффициент дисперсии будет сложным образом зависеть от времени, стремясь к постоянному значению, соответствующему предельному режиму макродисперсии в слоистом пласте.

Модели массопереноса в неоднородных горных породах основаны на представлении о том, что миграционный поток распространяется по хорошо проницаемым зонам конвективным путем, а в слабопроницаемые зоны за счет поперечной дисперсии. При этом выделяются модели неограниченной и сосредоточенной емкости. Существенной особенностью последней модели является сложная зависимость коэффициента массообмена от скорости фильтрации.

Полевые миграционные исследования проводятся в различной постановке. Среди опытов, при которых осуществляется запуск трассера в нарушенный поток, наибольшей информативностью отличается кустовой налив. Однако такой опыт отличается и наибольшей сложностью и трудоемкостью. Весьма перспективными могут оказаться дуплетное опробование и односкважинный налив-откачка. При интерпретации данных полевых опытов, прежде всего, необходимо осуществлять качественную диагностику модели миграции по характеру временных кривых, после которой проводится обработка опытных данных для определения параметров, характеризующих данную модель миграции. Способы обработки целесообразно строить таким образом, чтобы в процессе ее проведения можно было бы осуществлять визуальный контроль применимости той или иной модели миграции.

Анализ гидродинамических особенностей потоков, возникающих вблизи наблюдательных скважин, и гидрохимической инерционности этих скважин показал, что эти факторы могут при определенных условиях оказывать существенное влияние на достоверность оценок миграционных параметров. В связи с этим необходима оценка параметров, характеризующих инерционность независимыми методами, например, методами резистивиметрии.

Таким образом, вопросы методики ОМР и методов определения миграционных параметров широко освещены в отечественной и зарубежной литературе. Однако накопленный в этой области практический опыт явно недостаточен. Это объясняется не только отсутствием массовых определений миграционных параметров, но и недостаточной разработанностью теоретических основ и методов контроля. Именно в этих направлениях должны быть сконцентрированы усилия при дальнейших исследованиях. Вместе с тем, поскольку необходимость прогнозной оценки качества подземных вод уже сегодня возникает при решении вопросов охраны окружающей среды, то при постановке ОМР на таких объектах должны концентрироваться усилия производственных и научных организаций.

Литература

1. АЛИШАЕВ М.Г. Расчет температурного поля пласта при движении жидкости для плоского фильтрационного течения. - Механика жидкости и газа, 1979, № 1, с.67-75.

2. БОЧЕВЕР Ф.М., ЛАПШИН Н.Н., ОРАДОВСКАЯ А.Е. Защита подземных вод от загрязнения. - М.: Недра, 1979. - 254 с.

3. ГАЗЕНКО Н.В., РОШАЛЬ А.А., ШЕСТАКОВ В.М. Изучение солепереноса при промывках засоленных земель на основе модели гетерогенно-блокового строения. - В кн.: Гидрогеол. и инж. геология. Новочеркасск, 1977, с.3-13.

4. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ и физико-химические свойства горных пород /Веригин Н.Н., Васильев С.В., Саркисян В.С., Шержуков Б.С.- М.: Недра, 1977. - 272 с.

5. ГОЛЬДБЕРГ В.М. Гидрогеологические прогнозные расчеты качества подземных вод на водозаборах. - М.: Недра, 1976. - 152с.

6. ДВОРКИН Л.Б. Теория солепереноса и учет реальных свойств почвогрунтов. - Тез. докл. Ш Межвед. совещ. по вопросам прогнозирования гидрогеол., инж.-геол. и почв.-мелиорат. условий.Вып.3. М., ВНИИ гидротехн. и мелиор., 1976, с.206-213.

7. ИНСТРУКЦИЯ по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям пресных вод. - М.,Госуд. комиссия по запасам полезных ископаемых при СМ СССР. 1978.- 114 с.

8. МАЛОФЕЕВ Г.Е., КЕННАВИ Ф.И. О коэффициенте теплоотдачи от теплоносителя к блокам трещиноватого пласта. - Нефть и газ, 1978, № 1, с.29-35.

9. МАЛОФЕЕВ Г.Е., КЕННАВИ Ф.И. Теплообмен между жидкостью и блоками трещиноватого пласта при нагнетании в него теплоносителя. - В кн.: Фильтрация, теплоперенос и нефтеотдача в сложных пластовых системах. - М.: Наука, 1978, с.27-35.

10. МИРОНЕНКО В.А., РУМЫНИН В.Г., УЧАЕВ В.К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах: опыт гидрогеологических исследований. - Л.: Недра, 1980. - 320 с.

11. ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ РАБОТЫ /Под ред. В.М.Шестакова, Д.М.Башкатова. - М.: Недра, 1974. - 203 с.

12. ОСНОВЫ гидрогеологических расчетов /Бочевер Ф.М.,Гармонов И.В., Лебедев А.В., Шестаков В.М. 2-е изд. - М.: Недра,1969.- 367 с.

13. РОШАЛЬ А.А. Методы определения миграционных параметров. - М., 1980. - 62 с. -(Гидрогеол. и инж. геология. Обзор /ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).

14. СПРАВОЧНОЕ руководство по применению ядерных методов в гидрогеологии. - М.: Недра, 1971. - 256 с.

15. ШЕСТАКОВ В.М. Динамика подземных вод. 2-е изд. - М.: Изд-во МГУ, 1979. - 368 с.

16. ШЕСТАКОВ В.М. Теоретические модели переноса загрязнения в подземных водах. - Тр. междунар. ассоц. гидрогеологов, 1980, т.15, с.297-300.

17. ШЕСТАКОВ В.М. Модели переноса в неоднородных пластах.- В кн.: Теория и расчеты фильтрации. - Киев: Наукова думка, 1980, с.179-187.

18. BEAR J. On the aquifer's integrated balance equations. - Adv.in Water Res., 1977, vol.1, N 1, p.15-23.

19. BRISSAUND F., COUCHAT Ph., ESCANDE O. Une etude proprietes dispersive d'un milien aquifere, a l'echelle de l'echantillon. - J.Hydrology, 1976, vol.30, N 1/2, p.113-126.

20. GUIZERIX J., MARGRITA R. Méthodologie d'etude par traceur des transfers de masses. - Houille blanche, 1976, vol.31, N 3-4, p.187-196.

21. KÄSS W., DROBNE F., BUKVIC B. Investigations in quaternary sediments of Slavinja valley. - Underground water tracig. Ljubljana, 1976, p.233-246.

22. NELSON R.W. Evaluating the environmental consequences of groundwater contamination. - Water Resour.Res., 1978, vol.14, N 3, p.409-440.

23. ROSHAL A.A., SHESTAKOV V.M. Théorie et méthodes de calcul de la migration des eaux souterraines dans les massifs heterogenes. - Bull.du B.R.G.M. /deuxieme serie/, Sect.III, 1978, N 1, p.21-28.

24. SAUTY J.P. Identification des paramètres du transport hydrodispersif dans les aquiferes par interpretation de tracages en écoulement cylindrique convergent on devergent. - J.Hydrology, 1978, vol.39, N 1/2, p.69-103.

25. SCHWARTZ F.W. Macroscopic dispersion in porous media: the controlling factors. - Water Resour.Res., 1977, vol.13, N 4, p.743-752.

Оглавление

УДК 556.3:582.546

Рошаль А.А. Полевые методы определения миграционных параметров. - М., 1981, 61 с. - (Гидрогеол. и инж.геология. Обзор /ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-разввед. работ. ВИЭМС). - Библиогр.: 25 назв.

Изучение закономерностей массопереноса в подземных водах показало, что решающую роль в пространственно-временных закономерностях миграции играет фильтрационная неоднородность вмещающих отложений. Представление об уровнях протекания процессов позволило сформулировать основные задачи опытно-миграционных работ, цель которых заключается в выявлении прогнозной модели миграции. В обзоре рассматриваются вопросы постановки опытных работ, характеризуются основные модели миграции в квазиоднородных и неоднородных пластах. Применительно к задачам кустового опробования обсуждаются вопросы интерпретации опытных данных.

Обзор представляет интерес для гидрогеологов, занимающихся вопросами прогнозов качества подземных вод;для специалистов в области мелиоративной гидрогеологии,занимающихся вопросами засоления и рассоления земель, а также для геологов, гидрогеологов и инженеров-геологов занимающихся вопросами поисковой геологии, закономерностей формирования химического состава подземных вод, физико-химической мелиорации грунтов и т.п.

Александр Афанасьевич Рошаль

Полевые методы определения миграционных параметров

Редактор Е.А.Ананьева
Технический редактор Р.И.Папина
Корректор Р.И.Николаева

Подписано к печати IO/IX 1981 г. Т 23832
Формат 60×84/16 Печ. л. 4,0 Уч.-изд. л. 3,88
Тираж II5I экз. Заказ I602 Цена 58 коп.

Отделение НТИ ВИЭМС, 123853 Москва, 3-я Магистральная, 38.
ОПЛОП ВИЭМС, 123242 Москва, Б. Грузинская, 4/6