

О ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И ВОДООБМЕНЕ В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

В.М. Шестопапов

*Отделение наук о Земле НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua
Доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик НАН Украины, академик-секретарь Отделения наук о Земле НАН Украины.*

Выполнен анализ сложившихся ранее и новых представлений о гидродинамической зональности и характере регионального водообмена в гидрогеологических структурах. Выделены гидродинамические зоны орогидрографо-климатического влияния, промежуточная и флюидогеодинамического воздействия. Показана важная роль восходящих флюидов с больших глубин в формировании и функционировании нижней гидродинамической зоны.

Ключевые слова: гидродинамические зоны, водообмен, ячеистая структура фильтрации, флюиды.

HYDRODYNAMIC ZONES AND WATER EXCHANGE IN THE HYDROGEOLOGICAL STRUCTURES

V.M. Shestopalov

*Earth Sciences Division of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua
Doctor of geological-mineralogical sciences, professor, academician of NAS of Ukraine, academician-secretary of Earth Sciences Division of NAS of Ukraine.*

The analysis is performed of the previously developed and new ideas about the nature of hydrodynamic zoning and water exchange in the regional hydrogeological structures. Highlighted are the hydrodynamic zones of orohydrographic and climatic influence, intermediate and fluid-geodynamic effects. The important role is demonstrated of the fluids ascending from great depths in the formation and functioning of the lower hydrodynamic zone.

Key words: hydrodynamic zones, water exchange, cellular structure of groundwater flow, fluids.

ПРО ГІДРОДИНАМІЧНУ ЗОНАЛЬНІСТЬ І ВОДООБМІН У ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУРАХ

В.М. Шестопапов

*Відділення наук про Землю НАН України, Київ, Україна, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua
Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, академік НАН України, академік-секретар Відділення наук про Землю.*

Виконано аналіз сформованих раніше і нових уявлень про гідродинамічну зональність і характер регіонального водообміну в гідрогеологічних структурах. Виділено гідродинамічні зони орогидрографо-кліматичного впливу, проміжна і флюїдогеодинамічної дії. Показано важливу роль висхідних флюїдів з великих глибин у формуванні та функціонуванні нижньої гідродинамічної зони.

Ключові слова: гідродинамічні зони, водообмін, комірчаста структура фільтрації, флюїди.

© В.М. Шестопапов, 2014

Введение

Представления о гидродинамической зональности и характере регионального водообмена в гидрогеологических структурах имеют важное значение в системе знаний теоретической, региональной и прикладной гидрогеологии. Они также важны для смежных научных направлений. Например, положения об органическом происхождении месторождений углеводородов (УВ) в значительной мере базировались на гидрогеологических схемах, постулировавших наличие в крупных гидрогеологических структурах обширных региональных областей питания и транзита подземных вод. Это, по мнению сторонников органической гипотезы, создавало предпосылки для стягивания захороненного преобразованного органического вещества с обширных пространств к формирующимся месторождениям УВ. Рассмотрим в кратком изложении эволюцию взглядов по этой проблеме, представления о гидродинамической зональности и характере водообмена в гидрогеологических структурах, основанные на последних достижениях в гидрогеологии и геологии.

Представления о гидродинамической зональности, сформированные в XIX – первой половине XX ст.

Основные представления о путях движения, областях питания и разгрузки напорных подземных вод платформенных артезианских бассейнов сложились в конце XIX – первой половине XX ст. [Никитин, 1896; Погребнов, 1913].

В 30-х годах XX ст. П.И. Бутов, Ф.А. Макаренко и Н.К. Игнатович на основе анализа гидрогеологических условий приходят к выводу о существовании гидродинамической зональности подземных вод. Позднее Н.К. Игнатович [Игнатович, 1950] сформулировал свои представления об этом следующим образом. Он выделил сверху вниз три гидродинамические зоны:

1) зону активного водообмена, находящуюся под влиянием экзогенных факторов – речной сети, рельефа, климата;

2) зону затрудненной циркуляции, характеризующуюся замедлением водообмена в связи с нахождением на больших глубинах, чем первая зона;

3) зону застойного режима (относительного покоя), в пределах которой движение воды обнаруживалось лишь в масштабах геологического времени.

Позднее многие исследователи приходили к аналогичным или близким по смыслу выводам. Так, зона активного водообмена, по Н.К. Игнатовичу, была названа зоной интенсивного водообмена. Зона застойного режима была определена как зона весьма замедленного водообмена, либо геостатического режима. Основные процессы (движущие силы), приводящие к формированию этих зон, и их возможные мощности определялись по-разному. Зону активного (интенсивного) водообмена многие исследователи ограничивали глубиной вреза основных поверхностных водотоков и водоемов. При таком подходе в эту зону попадали грунтовые воды и первые от поверхности напорно-безнапорные водоносные горизонты, расположенные выше водоупорной толщи, не вскрытой эрозией (Е.В. Пиннекер и др.). Считалось, что внешние факторы (климат, речная сеть, рельеф) влияют на формирование подземных вод в основном лишь в пределах этих сравнительно небольших глубин (преимущественно до 100-300 м). В водоносных горизонтах, этажно залегающих между выдержанными водоупорами, подземные воды формируются в зонах их выклинивания вблизи поверхности и далее движутся в сторону падения пластов в так называемой зоне транзита до мест разгрузки. В этой схеме предполагалось наличие основных областей питания, обширных региональных областей транзита и основных областей разгрузки напорных водоносных горизонтов. Такие горизонты обычно относились к зоне затрудненного водообмена (А.Н. Семихатов и др.). Одни исследователи (Е.А. Басков, Н.Б. Вассоевич, И.К. Зайцев, А.А. Карцев, И.Г. Киссин, В.В. Колодий, Ю.В. Мухин и др.) к важным источникам питания напорных водоносных горизонтов причисляли источники, находящиеся и действующие внутри водонапорных систем артезианских бассейнов. К ним отнесено отжатие влаги из глинистых водоупорных слоев в смежные водоносные горизонты, происходящее при постепенном погружении артезианских структур и соответствующем уплотнении

глинистых отложений под дополнительной массой отлагающихся осадков (так называемое элизионное питание). Кроме отжатия влаги из пор отложений увеличение давления приводит к дегидратации минеральных компонентов, к преобразованию минералов, обогащенных водой, в минералы, обедненные на воду. В этом случае поступление воды в водоносные горизонты под влиянием компрессионного отжатия, дегидратации и перекристаллизации предопределяет направление движения подземных вод из наиболее глубоко залегающих частей горизонтов в сторону их воздымания. Другие ученые (Н.К. Игнатович, Н.И. Толстихин, Е.В. Пиннекер и др.) придерживались традиционной точки зрения о том, что питание напорных водоносных горизонтов осуществляется в местах их приближения или выхода на поверхность на периферии артезианских бассейнов и на их границах со стороны смежных положительных структур – щитов, кристаллических массивов, горных обрамлений платформ. Основанием для утверждения таких взглядов служили представления о широком распространении водоупоров, практически полностью изолирующих этажно залегающие водоносные горизонты друг от друга и прежде всего грунтовые воды от напорных в области транзита последних. При этом принималось, что поверхностные факторы питания и разгрузки в пределах значительной части артезианских бассейнов (в основном в обширных центральных районах погружения водоносных и водоупорных отложений) не сказываются на динамике напорных вод.

Недостаток фактических данных способствовал сохранению таких взглядов. Так, Е.В. Пиннекер выводы о региональной области питания и транзита подкрепляет данными схемы изопьез парфеновского горизонта Ангаро-Ленского артезианского бассейна [Основы..., 1983] (площадь территории более 40 тыс. км²), построенной по данным всего 14 весьма неравномерно расположенных скважин. В результате, на этой схеме не обнаруживается даже дренирующее влияние р. Ангара, русло которой в значительной мере приурочено к зонам активных разломов, гидродинамическое воздействие которых должно обнаруживаться на значительных глубинах.

Разрушение этой широко распространенной парадигмы, отдельные проявления которой мы находим даже в публикациях последних лет, осуществлялось на основе теоретических построений и региональных исследований.

Зарождение и развитие новых представлений о водообмене и гидродинамической зональности

Еще в 1930 г. Де Гли рассмотрел движение жидкости в водонепроницаемом пласте при дополнительном питании из смежных отложений. В 1938 г. Н.И. Гирицкий, вслед за Е. Люегером и Г.Н. Каменским, развил гипотезу, согласно которой при значительных (более двух-трех порядков) различиях коэффициентов фильтрации двух параллельных слоев и наличии вертикального градиента напора в хорошо проницаемом слое направление движения воды может быть принято горизонтальным (латеральным), а в слабопроницаемом слое – вертикальным. Используя это утверждение, А.Н. Мятнев [Мятнев, 1947] теоретически обосновал положение о том, что области питания напорных водоносных горизонтов расположены в пределах тех территорий, в которых напор подземных вод таких горизонтов меньше, чем в водоносных горизонтах, залегающих выше рассматриваемых. Соответственно области разгрузки находятся в пределах территорий, в которых напор подземных вод этих горизонтов больше, чем в залегающих выше горизонтах. Такой же вывод получил Де Ситтер. В дальнейшем эти положения были подтверждены и успешно использованы во многих работах теоретического и инженерно-прикладного характера С.К. Абрамовым, Н.Н. Бинденманом, Ф.М. Бочевеком, Н.Н. Веригиным, П.Я. Полубариновой-Кочиной, М.С. Хантушем, В.М. Шестаковым, Л.С. Язвиним и др. В частности, в работе [Абрамов и др., 1960] показано, что на вертикальный водообмен через слабопроницаемые слои влияют не только соотношение коэффициентов фильтрации слабопроницаемого и водоносного слоев, но и их мощности. Кроме того, для трехслойной системы, в которой второй слой слабопроницаемый, было показано, что чем больше водопроницаемость в водоносных слоях, тем более благоприятны

условия взаимосвязи между всеми пластами этой системы. Был сделан также вывод о том, что взаимодействие между водоносными пластами через слабопроницаемые слои улучшается с увеличением общей длины потока. Этот вывод весьма важен при анализе динамики подземных вод региональных этажных систем водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев.

В результате выполнения региональных исследований накапливались и новые фактические данные. Еще в 1930-1934 гг. в районе Гдовских шахт М.А. Гатальский получил материалы, свидетельствующие о зависимости абсолютных отметок уровней напорных вод отложений девона и ордовика от особенностей современного рельефа. Такую же зависимость для напорных вод нижнекембрийских отложений, залегающих под 100-метровой толщей водоупорных «синих глин» балтийской серии, установил В.В. Сазонов.

В 50-х гг. XX ст. М.А. Гатальский опубликовал работу [Гатальский, 1954], в которой показал, что в пределах северной части Восточно-Европейской платформы абсолютные отметки уровней напорных подземных вод, перекрытых слабопроницаемыми слоями, зависят от гипсометрии уровней грунтовых вод. Основное значение в создании повышенных абсолютных отметок напоров артезианских подземных вод палеозойских отложений, залегающих на глубинах 600-1200 м и более, имеют внутренние возвышенности современного рельефа – Валдайская, Северные Увалы и др. Урал, Балтийский щит, вблизи которых указанные отложения приближены к дневной поверхности, не создают таких условий. Пьезометрические минимумы зафиксированы им не только в долинах рек Волга, Кама, Ока, но и таких мелких, как Луга. М.А. Гатальский вводит в схему гидродинамической зональности Н.К. Игнатовича новую зону «значительного водообмена», располагая ее между зонами интенсивного (активного) и затрудненного водообмена. В соответствии с предложением М.А. Гатальского зона значительного водообмена охватывает этажную систему напорных водоносных горизонтов, хотя и отделенную от поверхностных условий и процессов слабопроницаемыми слоями, но находящуюся под их опосредован-

ым определяющим влиянием. К выводам о глубококом воздействии поверхностных условий и процессов на динамику напорных подземных вод, залегающих на значительных глубинах, пришли также С.А. Шагоянц, И.В. Гармонов, А.В. Иванов, В.М. Сугробов, Б.И. Куделин, Г.П. Колесов, Н.А. Лебедева, О.П. Попов и мн. др. Такие же выводы получены в 60-х годах XX ст. по Волыно-Подоллии [Шестопалов, 1981]. Кроме того, нами было выполнено профильное моделирование по линии тока напорных подземных вод через Днепровский артезианский бассейн (ДАБ) от приподнятого Воронежского массива до Днепра (северная часть ДАБ) [Шестопалов, 1988]. При этом в модель были включены четыре этажно залегающих водоносных горизонта и комплекса, включая пермотриасовый, расположенный в центральной части на глубине до 1500 м. Модельные результаты показали, что более 90% питания напорных подземных вод в бортовой (северо-восточной) части бассейна израсходованы на вертикальную восходящую разгрузку в реки в этой же части бассейна. И лишь менее 10% этого питания латеральным потоком уходят в центральную его часть. В центральной наиболее погруженной части бассейна (в области транзита, согласно классической точки зрения) латеральное питание со стороны бортовой северо-восточной части бассейна в среднем составило около 20% общего питания. Основная часть питания поступает путем нисходящей фильтрации в пределах центральной части бассейна, располагающейся этажной системой наиболее мощных слабопроницающих пластов. И, наконец, в юго-западной бортовой части бассейна, где, согласно классическим представлениям, должна находиться основная область разгрузки, приуроченная к долине р. Днепр, латеральный переток из центральной части бассейна составил в среднем менее 10%. Основное питание напорных подземных вод осуществляется внутри этой части бассейна за счет вертикального нисходящего местного питания. Таким образом, вывод о существовании в верхней части водонапорной системы артезианского бассейна зоны, в пределах которой динамика подземных вод в значительной мере зависит от местных орогидрографических и климатических

условий и процессов, становится очевидным. Одним из важных следствий из этого утверждения является признание развития локальных ячеистых гидродинамических структур в верхней части системы водообмена артезианского бассейна, а не системы регионального, преимущественно латерального стока. Таким образом, анализ этих работ позволил сформулировать следующие выводы [Водообмен..., 1989].

В зависимости от особенностей геолого-гидрогеологических условий влияние внешних факторов (орогидрографических условий, климата) на распределение максимумов и минимумов напорных подземных вод, направление их движения прослеживается на различные глубины, повсеместно превышающие глубину вреза эрозионной сети и нередко достигающие 1000-1500 м и более.

В условиях гумидного и умеренного климата распределение пьезометрических максимумов и минимумов этажно залегающих напорных водоносных горизонтов, направленность движения напорных подземных вод в плане в значительной мере определяется характером современной орогидрографии региона. Степень идентичности пьезометрических поверхностей напорных водоносных горизонтов и грунтовых вод зависит от глубин залегания напорных вод, наличия и характера параметров отдельных слоев, соотношения величин фильтрационных параметров этажной системы водоносных горизонтов, расстояний по потоку между пьезомаксимумами и пьезоминимумами.

Основной водообмен в этажной системе водоносных горизонтов и отдельных слоев в большинстве случаев определяется вертикальными нисходящими и восходящими перетоками. Направленность вертикального водообмена в системе этажно залегающих водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев в значительной мере зависит от орогидрографических особенностей территории. В пределах основных водораздельных пространств устанавливается преобладающее нисходящее движение подземных вод в системе этажно залегающих водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев. В долинах рек и других пониженных формах рельефа, способствующих разгрузке подземных вод, их движение имеет преимущественно восходящее направление.

С учетом полученных результатов и выводов представления о региональном латеральном движении напорных вод в пределах обширных областей транзита оказались не состоятельными. Соотношение пьезо минимумов и пьезо максимумов, определяемое орогидрографией территории, предопределяет разделение фильтрационного поля этажной системы водоносных горизонтов на многочисленные участки (ячейки) с полужамкнутым и даже с замкнутым балансом водообмена.

Анализ соотношения пьезометрических поверхностей этажно залегающих водоносных горизонтов свидетельствует о том, что в этих системах отсутствуют области транзита в классическом понимании. Участки нисходящего движения подземных вод (питания) сменяются участками восходящей фильтрации (разгрузки). Изоляция водоносного горизонта и соответственно транзит подземных вод достигаются лишь на участках залегания пластов соли.

Пьезометрический максимум уровней водоносного горизонта далеко не всегда можно рассматривать как область основного питания подземных вод. В ряде случаев (водоносные горизонты, приуроченные к трещиноватым породам Волино-Подолки, ДАБ и др.) отмечается нарастание питания подземных вод вниз по потоку в связи с постепенным увеличением водопроницаемости горизонта в направлении к долинам рек и улучшением условий питания через отдельные слои и зону аэрации.

В соответствии с классическими представлениями важное значение в питании напорных водоносных горизонтов артезианских бассейнов имеют обрамляющие их положительные структуры – кристаллические массивы, горные обрамления, которые определялись как главные области питания. Фактические гидродинамические оценки, выполненные для различных условий контакта Украинского щита (УЩ) со смежными артезианскими бассейнами, показали, что боковой приток со стороны щита обычно составляет первые проценты от общего питания. В некоторых случаях, в зависимости от особенностей орогидрографии, отмечается подпитка водоносных горизонтов щита водами артезианского бассейна [Водообмен..., 1989; Шестопалов,

1981]. Аналогичные или близкие результаты получены по многим регионам – Г.П. Якобсоном по Уралу, В.А. Куделиным по Копетдагу, В.И. Дюниным по Западной Сибири и др.

О способах обоснования нижней границы верхней гидродинамической зоны

Следует отметить, что попытки обоснования гидродинамических зон и их границ имели *весьма приблизительный качественный* характер. Привязка границы гидродинамических зон к значениям минерализации подземных вод является не совсем корректной в связи с различным вкладом климатических, геологических, гидрогеологических и других факторов в формирование динамики и химического состава подземных вод. Гидрогеологи неоднократно пытались вводить количественные показатели для этих целей. Е.В. Пиннекер в работе [Основы..., 1983] отмечал, что «представление о вертикальных гидрогеодинамических зонах, связанных лишь положением базисов дренирования, нуждается в подкреплении показателями интенсивности возобновления ресурсов (Ф.А. Макаренко, Г.Н. Каменский, Г.А. Максимович), скорости движения (Б.И. Куделин) и возраста (А.М. Овчинников) подземных вод». Действительно базисы дренирования, определяемые глубиной вреза гидрографической сети до первого выдержанного раздельного слоя, существенно занижают воздействие этой сети на интенсивность водообмена. Но и упомянутые предложения по количественной оценке водообмена при весьма слабой фактической изученности большинства гидрогеологических структур с учетом реально применимых методов их изучения характеризуются погрешностями, нередко измеряемыми порядками. В работе [Шестопалов, 1988] показано, что широко применявшиеся для оценки подземного стока методы генетического расчленения гидрографа рек и гидрометрический в зависимости от гидрогеологических и орогидрографических условий могут занижать оценку темпов водообмена в 10 раз и более по сравнению с результатами, полученными гидродинамическим и другими методами. В случае применения гидродинамических методов оценки водообмена их погрешности зависят прежде всего от плотности сети

скважин с измеренными параметрами, точности их определения и степени соответствия применяемых схем интерполяции реальному распределению. Как правило, суммарные погрешности, обусловленные указанными факторами для глубоко залегающих водоносных горизонтов, могут достигать сотен процентов, в основном в сторону понижения. Поэтому упомянутые количественные оценки по существу выполняют роль сопоставительных качественных коэффициентов с высокой долей риска их искажения относительно друг друга.

При использовании изотопных методов для оценки возраста подземных вод и соответственно интенсивности их водообмена следует иметь в виду, что определяемые значения могут возрастать как при замедлении интенсивности водообмена, так и при значимой восходящей подпитке анализируемого горизонта глубоко залегающими подземными водами. Выявление этих отличий, как правило, вызывает необходимость детального конкретного изучения гидрогеологической обстановки и применения других методов, основанных на иных принципах учета водообмена. В работе [Дюнин, Корзун, 2005] предложено выделить гидродинамические зоны по соотношению горизонтальных и вертикальных фильтрационных сопротивлений, характеру изменения градиентов напора, значений напоров и расходов потока вдоль лент (линий) тока, что также зависит от точности определения соответствующих параметров, расстояний между точками получения фактических данных, надежности интерполяции данных. Поэтому полученные результаты также имеют весьма ориентировочный характер, хотя и являются продвижением в решении этой задачи. По-видимому, при существующей во многих случаях весьма слабой гидрогеологической изученности глубину проявления верхней гидродинамической зоны преобладающего орогидрографического влияния на региональную динамику подземных вод можно отслеживать по дренирующему (питающему – в условиях пустынь) влиянию рек региона. Пьезометрические данные, отражающие это влияние, могут быть определены на ограниченных ключевых участках и профилях через речные долины и ниже залегающие этажные горизонты, что в прин-

ципе проще, чем получение комплекса параметров на обширных территориях бассейнов. Однако и этот подход вызывает необходимость специальной организации буровых и опытных работ, что далеко не всегда может быть реализовано. Таким образом, на современной стадии весьма низкой гидрогеологической изученности территорий целесообразно одновременно применять два и более методов, а затем по их результатам экспертно выработать единую оценку.

Новые представления о нижней гидродинамической зоне

Рассмотрим теперь ситуацию в системе наиболее глубоко залегающих водоносных горизонтов и отдельных слоев. В последние десятилетия на основе выполнения комплексных исследований с привлечением обширных материалов нефтегазовых изысканий, разведки и эксплуатации месторождений были получены результаты, коренным образом изменяющие наши представления о строении и процессах в этой части напорной системы. Прежде всего эта зона, как и верхняя, характеризуется значительным фрагментированием, прослеживаемым по различным параметрам и показателям. Многочисленные аномалии высокого пластового давления (АВПД), а также тепловые, гидро- и геохимические, резкие изменения проницаемости пород и состава нефтей выделяются по мере детализации опробования, на новых этапах исследований. В большинстве случаев прослеживается генетическая связь этих неоднородностей и аномалий с разрывными тектоническими нарушениями. Часто при детальном исследовании обнаруживается, что участки аномалий отделены от смежных участков практически непроницаемыми границами. Конкретный анализ границ этих аномалий показывает, что они обусловлены не только тектоническими нарушениями со смещением блоков относительно друг друга, но и малоамплитудными нарушениями с последующим изменением приконтактных пород. Еще более специфическим является высокоградиентное изменение проницаемости пород от высоких значений до почти полного ее исчезновения. Слабопроницаемые породы

образуют своеобразное обрамление вокруг хорошо проницаемых участков [Всеволожский, Дюнин, 1996; Дюнин, Корзун, 2005; Коробов, Малюшко, 2002; Прошляков, Холодова, 1985; Федорова, Бочко, 1991 и др.]. При этом нередко обнаруживается, что и увеличение проницаемости и уменьшение ее происходят в первично однотипной породе в результате воздействия разнонаправленных (с выносом и привносом вещества) термобарически и геохимически нелинейных гидротермальных процессов и формированием в зонах уменьшения проницаемости разнообразных вторичных минералов, заполняющих порово-трещинное пространство [Дюнин, Корзун, 2005; Федоров и др., 2004 и др.].

Результаты опробования локальных гидрохимических аномалий свидетельствуют о наличии в их составе большого разнообразия элементов, не характерных для вмещающих и смежных пород (Rb, Br, Sr, Ba, Mn, Pb, Sn, Ga, V, As, Cu, Zn, Ti, B, Hg и др.) и часто на порядок и более превышающих концентрации этих элементов в морской воде [Козин, 1978; Лукин, 1997; Розин, 1977; Чистякова, Рудкевич, 1993], что свидетельствует о не седиментогенном их образовании. Для многих из них характерны многоэтажность расположения и близость химического состава, указывающих на их родство и значимость вертикальных путей фильтрации и миграции. Наряду с наличием специфического обогащенного микрокомпонентного состава во многих случаях для них характерен инверсионный характер общей минерализации и макроионного состава. Их минерализация уменьшается в несколько раз по сравнению с вышележающими рассолами (в типичных артезианских бассейнах), а состав изменяется от обычно хлоридного натриевого или кальций-натриевого до гидрокарбонатного натриевого. Согласно [Лукин, 1997 и др.], инверсионный гидрохимический состав вод является показателем их глубинного генезиса. Причем различия в составе макро- и микрокомпонентов являются индикаторами степени глубинности их возникновения, смещения с пластовыми водами и взаимодействия с вмещающими породами. Нередко распространенность таких аномалий совпадает с тепловыми аномалиями

пластовых давлений, нефте- и газопроявлений. Все они, как правило, связаны с выявленными или прогнозируемыми тектоническими нарушениями [Всеволожский, Дюнин, 1996; Дюнин, Корзун, 2005; Лукин, 1997; Лукин, 2005 и др.].

Глубинный генезис источников воздействия, приведших к существенным и разнообразным изменениям характеризуемой части напорной системы, подтверждается хотя бы частично и наличием в пластовых флюидах таких индикаторов, как H_2 и He^3 [Лукин, 2005; Нивин, Икорский, 2002]. Полученные результаты также свидетельствуют о мозаичности структуры параметров системы и о ячеистом строении гидродинамических показателей, установленных во всех исследованных артезианских бассейнах [Дюнин, Корзун, 2005; Коробов, Малюшко, 2002 и др.]. В совокупности все эти данные означают, что в так называемой зоне «застойного режима», или «весьма затрудненного водообмена», во-первых, отсутствуют условия для регионального стока, значимого подпитывания вод из периферийных районов бассейнов (так называемых «основных областей питания») либо регионально распределенного напора, обусловленного элизионным питанием, во-вторых, как минимум, периодически происходят весьма активные процессы, которые не только приводят к мозаичному возникновению различий в химическом составе подземных вод, в поле давлений (напоров), тепловых характеристик, нефтегазовых скоплений, но и к преобразованию структуры, состава и проницаемости вмещающих пород. Поля проницаемости, а также иные перечисленные выше поля приобретают ячеистый характер. Такое существенное преобразование части водообменной системы после ее опускания на значительные глубины (в основном более 3 км) могло произойти только под воздействием эндогенных процессов [Дмитриевский, Валяев, 2002; Дюнин, Корзун, 2005; Лукин, 1997; Перчук, 2000].

Аномально высокие термобарические параметры глубинных флюидов, обусловленные процессами дегазации внешнего ядра, мантии и нижних частей литосферы, обеспечивают их инъекцию по ослабленным участкам разломов, трубоподобным каналам в отложения земной коры.

По мере прорыва флюидов через ослабленные зоны мантии и земной коры происходит их обогащение компонентами вмещающих пород с дополнительным раскрытием порово-трещинного пространства по пути их следования.

Распространение флюидов в нижней части осадочного чехла происходит под весьма значительным избыточным давлением вверх по ослабленным зонам [Дмитриевский, Валяев, 2002; Коробов, Малюшко, 2002; Лукин, 1997; Соколов и др., 1995] и латерально по наиболее проницаемым литологическим разностям пород. При этом латеральное (как и восходящее) продвижение флюидов приводит к постепенному падению давлений и температуры, обуславливающему последовательную смену термодинамических условий от мобилизации и перевода в жидкую и газообразную фазы твердых компонентов пород и увеличение их проницаемости до выпадения в осадок вещества, образования новых минералов и все большего запечатывания трещинно-порового пространства.

Образующиеся таким образом на периферии зон высокой вторичной проницаемости фильтрационные и геохимические барьеры образуют вместе с тектоническими барьерами единую мозаику границ. В результате возникает сложная ячеистая структура напорных, гидрохимических и тепловых полей с различными, нередко весьма затрудненными условиями связи друг с другом.

Эти ячейки, их границы и приуроченные к ним поля давлений (и других параметров) не являются статичными. Согласно расчетам И.Г. Киссина, В.И. Дюнина и В.И. Корзуна, результатам моделирования И.К. Гавич [Дюнин, Корзун, 2005], время существования АВПД в зависимости от значений различных параметров изменяется в пределах от сотен до $n \cdot 10^4$ лет. Иными словами, все они являются результатом воздействия современных (в геологическом смысле) процессов, связанных с локальным изменением тектонических напряжений и избыточным привнесом вещества.

Кроме того, как показывают результаты ряда исследований [Куликов, Вартанян, 1984; Перчук, 2000 и др.], существуют различные по длительности и амплитуде гео-

динамические пульсации, которые приводят в движение и более активное внутреннее взаимодействие газовой-водно-твердую фазы напорной системы. Гидрогеодеформационные процессы систематически пульсационно изменяют внутреннее напряжение, создавая тренды разных порядков во взаимодействии между упомянутыми компонентами и в обмене веществом.

Наряду с этим конкретными палинологическими [Чепиков и др., 1980], минералого-петрологическими и геохимическими [Федоров и др., 2004] исследованиями выявлено, что мощное внедрение глубинных флюидов с высокими термобарическими параметрами неоднократно происходило в течение геологической истории существования глубоко залегающих напорных систем во многих регионах планеты. Можно предположить, что внедрение глубинных флюидов в земную кору, кроме активной наиболее мощной фазы, имеет достаточно длительную фазу затухания.

Установленные во многих регионах явления восстановления запасов нефтегазовых месторождений после периода их интенсивной эксплуатации коррелируют с этим предположением.

Поскольку новые знания о глубинной водонапорной системе были получены благодаря реализации обширных программ, связанных с поиском, разведкой и изучением опыта эксплуатации месторождений УВ в нефтегазоносных бассейнах (НГБ), то невольно сложилось представление о концентрации всех упомянутых выше аномалий в основном в пределах таких НГБ. Однако разрозненные исследования в пределах щитов и других платформенных структур (Кольский полуостров, УЩ, Восточная Сибирь и др.) свидетельствуют о наличии в них по крайней мере некоторых из упомянутых аномалий. Это, в частности, инверсионность состава подземных вод, выделение газов глубинного генезиса. Все это дает основание предполагать, что восходящие инъекционные флюидные потоки являются глобальным повсеместным процессом. Различия сводятся к степени их интенсивности, частоты встречаемости проявления цикличности.

Таким образом, все отмеченные выше особенности верхней гидродинамической зоны свидетельствуют о том, что она отлича-

ется определенной активностью, вызываемой различными по силе и пульсационной длительности геодинамическими воздействиями, а также периодическими мощными внедрениями глубинных флюидов, вызванных циклами активизации дегазации Земли.

В связи с существованием устойчивых представлений о важности элизионных процессов в формировании динамики и состава подземных вод на седиментационных этапах развития артезианских бассейнов следует отметить следующее. С целью конкретной оценки роли элизионного питания В.И. Дюнин и В.И. Корзун [Дюнин, Корзун, 2005] выполнили специальное моделирование и расчеты по Западной Сибири и Восточному Предкавказью. Согласно их результатам даже ослабленный латеральный приток вод из зоны инфильтрации превосходит заведомо завышенные этими авторами значения элизионного питания во много раз (в частности, до сотен и тысяч раз для Предкавказья). В результате делается вывод о том, что роль элизионных процессов в формировании поля пластовых давлений глубоких горизонтов является незначительной. Этот вывод предопределяет и закономерности формирования химического состава подземных вод.

Ситуация еще более становится очевидной, если учесть, что региональная этажная водонапорная система не является выдержанной. В действительности, в последние годы в шельфовых зонах морей и океанов установлены многочисленные очаги разгрузки газов и жидких флюидов [Шестопалов, Макаренко, 2013; Moss et al., 2012]. Глубинность источников их формирования самая разная – от коровых и мантийных до восходящих из первого водоносного горизонта, находящегося под формирующимся слабопроницаемым слоем. В результате, в водонапорной системе с элизионным питанием кроме латерального притока инфильтрационных вод, подтверждением которым являются многочисленные очаги их субмаринной разгрузки, нередко удаленные от берега на десятки километров, происходят восходящие перетоки в этажно залегающие водоносные горизонты и в поверхностный водоем вод глубинного формирования. Следствием этих процессов является сложная пьезометрическая поверхность с наличием многочис-

ленных локальных максимумов и минимумов. В результате химический состав таких горизонтов представляет собой сложный микс, в котором степень вклада каждого источника зависит от множества факторов, а роль элизионного питания в большинстве случаев является весьма подчиненной.

Особенности промежуточной гидродинамической зоны

Промежуточная зона – это зона относительно слабых воздействий части внешних орографических и глубинных эндогенных факторов. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что наиболее крупные реки полностью или, по крайней мере, частично заложены в зонах крупных глубинных разломов, характеризующихся повышенной, относительно вмещающих пород, проницаемостью на значительные глубины. Речная эрозия приводит к дополнительной разгрузке массива пород от веса смытых и удаленных отложений, что еще более увеличивает проницаемость горного массива под долинами рек. Концентрированная восходящая разгрузка подземных вод в реки также способствует увеличению проницаемости водоносных и слабопроницаемых пород и постепенному вовлечению в этот водообмен все более глубоко залегающих горизонтов. Пульсационные геодинамические процессы и регионально воздействующие сейсмические толчки (сжатия, растяжения, вертикальные микроколебания и сдвиги, тангенциальные и другие микроподвижки), функционирующие с различной амплитудой и длительностью циклов, могут приводить к увеличению раскрытости разрывных нарушений. Кроме того, в этом же направлении действуют глубинные электрические токи, роль которых в активизации взаимодействия в системе «вода – порода» в сторону частичного перевода твердого вещества в жидкую фазу и увеличения проницаемости по сути пока не учитывается, но, по-видимому, может быть значимой.

Наличие существенно более разряженной и ослабленной системы дренирования в этой зоне предопределяет существование промежуточных территорий с частичным весьма слабым нисходящим питанием. Наряду с этим, из мест нахождения в ниже расположенной зоне наиболее активных эн-

догенных аномалий в нижнюю часть промежуточной зоны могут поступать остаточные потоки флюидов, смешанные с пластовыми водами (рассолами) и образующие восходящие очаги ее питания. Таким образом, эту зону следует считать переходной. Она характеризуется наиболее слабым воздействием внешних и эндогенных факторов, наиболее низкой латеральной и вертикальной градиентностью напоров (давлений). На этом наиболее спокойном фоне могут выделяться участки, приуроченные к наиболее раскрытым глубинным разломам, контролирующим отдельные отрезки русел крупных рек. Здесь, по данным многих исследователей (М.А. Гатальский, Е.В. Пиннекер и др.), отмечаются очаги концентрированной восходящей разгрузки подземных вод и рассолов из глубоко залегающих водоносных систем. Есть основания предполагать, что вертикальная транзитная функция отдельных разломов по отношению к водоносным этажным системам может распространяться на несколько километров, предопределяя воздействие глубинных флюидных аномалий на приповерхностный и поверхностный водообмен.

Установленные недавно группой В.Н. Ларина [Ларин и др., 2010] локальные точечные проявления глубинной дегазации через западины и подземные каналы, по нашему мнению, являются и точечными каналами вертикального аномального водообмена. В периоды активизации дегазации должно происходить увеличение давления в глубинных флюидных зонах. В результате под избыточным давлением не только увеличивается вертикальная дегазация, но и активизируется восходящее перетекание водных флюидов по упомянутым каналам. В зависимости от величины активизированного градиента давления оно может осуществляться не только между этажно залегающими водоносными горизонтами, но и между гидродинамическими зонами. Такие точечные гидродинамические аномалии предопределяют возникновение гидрохимических аномалий. В периоды спада давлений (затухания дегазации) в верхних гидродинамических зонах следует ожидать активизации нисходящих перетоков подземных вод. В этот период можно предположить усиление дополнительного точеч-

ного питания подземных вод переходной зоны за счет верхней гидродинамической зоны на участках ее пьезомаксимумов.

Предлагаемое толкование гидродинамических зон

Основываясь на достигнутом уровне гидрогеологической изученности платформенных водонапорных (флюидных) систем с учетом выявленных ведущих факторов, предопределяющих основные закономерности водообмена, целесообразно выделить следующих основных гидродинамических зон: 1) зона орографо-климатического влияния; 2) промежуточная (переходная) зона; 3) зона флюидогеодинамического воздействия.

В зависимости от особенностей гидрогеологических условий при более детальном рассмотрении первая зона может быть подразделена на подзоны и включать, например, подзону грунтовых вод и зону аэрации (1а), подзону напорно-безнапорных подземных вод (1б) с частичным или полным врезом эрозионной сети в водоносные горизонты и слабопроницаемые отложения, подзону значительного напорного водообмена (1в), охватывающую этажно залегающие напорные водоносные горизонты и не нарушенные денудацией слабопроницаемые слои, подзону ослабленного напорного водообмена (1г), в которой обнаруживается дренирующее влияние лишь наиболее значимых рек, приуроченных к наиболее активным разломам или их частям.

По мере накопления фактических данных переходная зона также может быть подразделена, как минимум, на три подзоны – с преобладанием весьма ослабленного влияния внешних факторов (2а), региональных латеральных градиентных минимумов (2б) и ослабленного воздействия глубинных факторов (2в).

Выделение третьей зоны, по-видимому, должно основываться на учете особенностей и изменений термобарических условий и соответствующей этому активизации гидротермальных процессов, обуславливающих закономерности взаимодействия флюидов с вмещающими породами. Очевидно, что активизация этих процессов предопределяется прежде всего активностью глубинных ядерно-мантийных процессов.

При этом следует учитывать, что воздействие восходящих гидротермальных флюидов обеспечило существенную эпигенетическую переработку фильтрационного пространства как осадочных толщ, так и пород фундамента. Поэтому их различия в отношении структуры проницаемости в значимой мере сnivelированы или хотя бы уменьшены, а сквозная связь из-за вертикально вытянутой ячеистой структуры, обусловленной восходящей миграцией глубинных флюидов, возросла. В результате, в отличие от классических схем, нижнюю часть осадочного чехла и кристаллический фундамент (прежде всего его верхнюю часть) с учетом упомянутых процессов можно рассматривать как единую взаимосвязанную гидродинамическую подсистему – зону флюидогеодинамического воздействия.

Положение нижней границы этой зоны зависит от термобарических условий и определяется переходом жидкой воды через изотерму критической температуры. Динамика флюидов в условиях высоких температур и давлений предопределяет необходимость отдельного ее рассмотрения.

Следует отметить, что поскольку речь идет о динамике подземных вод, а не об эпигенетических изменениях пород, то эта граница характеризуется изменяющейся конфигурацией в пространстве и во времени. В периоды флюидогеодинамической активизации она может существенно подниматься вверх, опускаясь затем в результате затухания этих процессов. В связи со струйным избирательным характером проникновения флюидов, особенно в верхней зоне их затухания, границу зоны, по-видимому, можно определять и с учетом их локализации. О частоте глубинных аномалий можно судить по [Лукин, 2005]. В ней для центральной части Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) определено более 40 установленных и предполагаемых аномалий. Опираясь на суждение Д.С. Коржинского о повышении щелочности магм с переходом от геосинклиналей к платформам, обусловленной подъемом по более глубоким разломам наиболее глубинных щелочных флюидов, А.Е. Лукин [Лукин, 2005, рис. 1, Б] предполагает, что на глубинах более 10-12 км в пределах НГБ располагается выдержанный комплекс латерального распространения

инверсионных вод. С учетом выводов Е.В. Артюшкова [Артюшков, 2012] об активизации в пределах материков процессов гранитизации в последние 2-5 млн лет и упомянутых выше проявлений аномалий глубинного генезиса в пределах щитов, массивов и других платформенных структур, это предположение не только получает дополнительную поддержку, но и может быть экстраполировано на большую часть материкового пространства.

В этой связи следует отметить, что региональная структура проницаемости пород фундамента, судя по данным геотраверсов ГСЗ [Литосфера..., 1988] и опорных скважин, имеет сложный характер. Ее детальная гидрогеологическая интерпретация – задача будущих исследований, имеющих не только теоретический интерес, но и четкую практическую направленность, связанную, например, с обоснованием безопасности глубинного захоронения наиболее опасных радиоактивных отходов.

Но даже на текущем этапе обобщения данных, например, в пределах УЩ, можно выделить интервалы [Белевцев, Шестопалов, 2002] относительно повышенной проницаемости (до глубин около 500 м), затухания этой проницаемости, обеспечивающей, тем не менее, проникновение инфильтрационных вод до глубин 1000-1500 м (верхняя зона), существенного уменьшения проницаемости (промежуточная зона) и значительного увеличения проницаемости и обводненности пород в пределах глубин от 5-8 до 12-15 км [Литосфера..., 1988]. Возникновение последнего интервала обводненности связывается с процессами дилатансии, обеспечивающей возрастание трещинной проницаемости пород до 1-3%, в зависимости от их петрографического состава, палеоструктурных и других условий. Ниже этого интервала наблюдается линейное региональное уменьшение проницаемости, вплоть до пограничного слоя коры и мантии.

С учетом этих соображений третью гидродинамическую зону можно подразделить на подзону избирательного распространения струйных (канальных) восходящих глубинных флюидов и дилатансии (За), которая книзу постепенно переходит в подзону латерального распространения глубинных вод, связанных с региональными процес-

сами гранитизации (Зб). При этом, если, по мнению А.Е. Лукина, в НГБ эта подзона начинается с глубин 10-12 км, то в пределах других частей платформ (менее активизированных, чем НГБ) верхний фронт этой подзоны погружается на значительно большие глубины. Очевидно, что часть латерально распространенного комплекса глубинных вод находится ниже изотермы критической температуры воды.

Представленная гидродинамическая зональность характерна не только для артезианских бассейнов платформенного типа у щитов, где она выражена наиболее четко. С теми или иными особенностями она распространена практически во всех материковых структурах. В платформенных артезианских бассейнах в зависимости от структурно-геологических, гидрогеологических, климатических условий в прошлом и теперь мощность верхней зоны может изменяться от десятков – сотен до 1000-1500 м. Положение нижней границы промежуточной зоны находится в основном на глубинах в сотни – 2000-3000 м. Третья зона – флюидогидродинамического воздействия – имеет наибольшую мощность. По данным [Зверев, 2011], ее мощность в областях докембрийской складчатости может достигать 80 км. В областях палеозойской и мезозойской складчатости, кайнозойских передовых прогибов и внутренних впадин она уменьшается до 25 км. В зонах существенной кайнозойской тектонической активизации она не превышает 10-15 км.

С учетом обоснованной Е.В. Артюшковым активной гранитизации нижней части литосферы и соответствующим ее разогревом, упомянутые выше мощности существенно меньше. Так, по данным [Гордиенко и др., 2004], уже на глубине 25 км температуры выше 400°C характерны для запада и юга платформенной части Украины. А в ДДВ, Криворожско-Кременчугском грабене, Закарпатье температуры превышают 700°C. При этом нижняя граница гранитного слоя в основном находится в пределах глубин до 25-37 км, а земной коры в целом – в интервале 40-50 км. Можно предположить, что гидрогеологические условия, связанные с водой в жидкой фазе, в основном охватывают гранитный слой (там, где он есть) либо на всю мощность, либо (в отдельных рай-

онах) на значительную его часть. В местах отсутствия гранитного основания [Куприенко и др., 2010] эта зона охватывает часть диоритового слоя.

Минимальные мощности всех трех зон характерны для островных дуг. Их полное или частичное выклинивание отмечается на участках действующих вулканов. В континентальных структурах в зависимости от конкретных геолого-гидрогеологических условий даже вне участков современного вулканизма могут выпадать первая или вторая зона.

Об активности водообмена в зоне флюидогеодинамического воздействия

Сведения об интенсивности водообмена в верхней и промежуточной зонах содержатся во многих публикациях. По Украине они представлены в [Белевцев, Шестопапов, 2002; Соколов и др., 1995; Федорова, Бочко, 1991 и др.].

Поэтому рассмотрим более детально показатели водообмена на больших глубинах. В связи с этим еще раз напомним, что, по данным Е.В. Артюшкова, происходящее в последние 2-5 млн лет поднятие всех континентов планеты связано с новым этапом гранитизации материковой литосферы, обусловленной флюидизацией ее нижней части.

В соответствии с основными положениями созданной В.Н. Лариным концепции изначально гидридной Земли [Ларин, 2005], отмеченный выше феномен подъема значительной части континентов объясняется разуплотнением тектоногенов в зонах альпийского орогенеза и распадом метастабильных минеральных образований под территориями, находившимися длительное время в состоянии тектонического покоя. И то, и другое, по мнению автора, связано с внедрением горячих флюидов. Е.В. Артюшков также считает, что за это время из недр мантии в нижнюю часть литосферы под континентами внедрились водные флюиды, сопоставимые с 10% объема современной океанической оболочки Земли. Десятая часть объема Мирового океана составляет 137 млн км³. Если принять указанный объем за основу рассуждений, то в этом случае в течение года в литосферу внедряется в среднем около $2,7 \cdot 10^{10}$ м³ водного флюида при активизации в течение 5 млн лет и $6,8 \cdot 10^{10}$ м³ при длительности активизации 2 млн лет.

По данным О.Г. Сорохтина, за время существования Земли было дегазировано 2,17 млрд км³ воды. В зависимости от принятого времени начала дегазации Земли в год в среднем поступало от 0,6 до 1 млрд м³ воды. Сравнение этих значений показывает, что в течение последних 5 млн лет водная дегазация в 27-45 раз превосходила среднюю за время существования Земли. Если же, по Е.В. Артюшкову, начало активизации принять за 2 млн лет, что подтверждается приведенными им некоторыми примерами, то ежегодное внедрение флюидов достигает $6,85 \cdot 10^{10}$ м³ и превосходит общую среднюю величину дегазации в 68-113 раз.

Конечно, надежность приведенных значений довольно низка, но тенденцию ускорения внедрения водных флюидов в литосферу в последние миллионы лет они отображают.

Если принять обводнение нижней части литосферы по Е.В. Артюшкову, то средние значения восходящей скорости движения воды в зависимости от значений открытой пористости могут составлять около 0,02–0,5 м/год.

Реальные скорости в конкретных блоках и регионах еще более дифференцированы. В пределах активизированных горных систем (Тянь-Шань, Памир, Тибет, Анды и др.), которые поднялись за указанное время на многие сотни и даже тысячи метров, интегральные скорости могут достигать весьма существенных значений, превышающих упомянутые средние оценки. В платформенных равнинах, где подъем дневной поверхности находился в диапазоне, в основном не превышающем 200-400 м, скорости поступления водных флюидов существенно меньше. Следует при этом подчеркнуть, что указанные оценки касаются нижней части литосферы, в которой термобарические параметры предопределяют в основном сверхсжатое газовое состояние водных флюидов. В земной коре оценки скорости восходящего поступления флюидов следует оценивать не по всей площади, а по суммарной поперечной площади каналов подъема флюидов, что также предопределяет их значительные скорости в периоды активизации внедрения флюидов.

Установленную исследованиями на глубинах в основном 3-6 км ячеистую структуру неоднородности фильтрационных параметров породного пространства мы вправе экс-

траполировать и на гораздо большие глубины. Обусловлено это тем, что выявленная ячеистая структура пород является результатом деятельности гидротермальных флюидов, имевших струеобразную форму восходящих движений. На участках их активизации скорости внедрения в литосферу могли достигать значительных величин, предельные максимальные значения которых можно сопоставить с результатами реконструкции кимберлитовых процессов.

Обнаруживаемые в верхней части третьей зоны (глубины в основном 3, 5-6 км) участки АВПД являются, как отмечалось выше, показателями современной флюидной подпитки.

Другим важным подтверждением современного водного питания отдельных нефтегазовых площадей является формирование гидрокарбонатных натриевых вод низкой минерализации на приконтактных участках. Известно [Крайнов и др., 2004 и др.], что сохранение этого типа вод в упомянутых условиях возможно лишь при постоянной подпитке либо водами аналогичного состава, либо хотя бы углекислым газом. В противном случае будет происходить осаждение солей, и вода приобретет хлоридный состав. Напомним, что углекислый газ – это один из компонентов восходящих водных флюидов.

Установленное во многих случаях выполнение эксплуатируемых нефтяных месторождений должно также в ряде случаев сопровождаться пополнением подземных вод.

Таким образом, в условиях активных платформенных структур (ДДВ, Западная Сибирь, Северный Кавказ и мн. др.) можно выделить многочисленные площади – ячейки, в которых происходит не только восполнение запасов УВ, но и, по-видимому, в значимых объемах – ресурсов подземных вод специфического аномального по отношению к фону состава, поступающих из нижних этажей литосферы и мантии.

Повышенный интерес к структурам фундамента, обусловленный открытием ряда месторождений УВ в кристаллических породах, направлен, вполне обоснованно, на выявление зон повышенной проницаемости и покрышек, способных удерживать УВ от восходящей миграции и рассеивания [Гейко и др., 2013]. Отсутствие таких ловушек в

толще кристаллических пород и зоне их выветривания (при наличии зон повышенной проницаемости) может означать, что скопление УВ произошло выше в осадочных ловушках или рассеялось. Сопутствующая восходящая миграция водных растворов специфического состава по отношению к фону (гидрохимическая инверсия) нередко не индифицируется, хотя может быть значительной и выполнять функцию дополнительного поискового критерия. Исходя из существенного различия параметров проницаемости породного пространства, условий связи с глубинными источниками питания, активности в пространстве и во времени восходящего внедрения водных флюидов в литосферу и особенностей их проникновения в земную кору, в подзоне За зоны флюидогеодинимического воздействия существуют весьма значительные различия в водообмене, имеющем преимущественно вертикальную направленность. Здесь могут соседствовать ячейки с относительно значимыми скоростями водообмена и ячейки с застойным водным режимом.

Выводы

На основании изложенного можно утверждать следующее:

1. Представления о гидродинамической зональности подземной гидросферы, характере и интенсивности регионального водообмена в гидрогеологических структурах, наиболее четко сформулированные Н.К. Игнатовичем и поддержанные многими гидрогеологами, под влиянием результатов многочисленных региональных гидрогеологических исследований и теоретических разработок претерпели существенные изменения.

2. Остались в прошлом представления о взаимосвязанных региональных основных областях питания, транзита и разгрузки напорных водоносных горизонтов. Доказана подчиненность динамики подземных вод этажно залегающих водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев в верхней части водообменной системы орографической структуре и климатическим особенностям территории. Выявлено в связи с этим фрагментирование водоносных горизонтов на ограниченные участки со своими зонами питания и разгрузки и отсутствием обширных

областей латерального транзита, постулировавшихся предыдущей схемой. Осново-полагающим гидродинамическим процессом в новой схеме выступает вертикальный водообмен между этажно залегающими водоносными горизонтами и дневной поверхностью через слабопроницаемые слои.

3. Активизация геологических исследований в связи с поисково-разведочными работами на нефть и газ также привела к возникновению новой парадигмы в отношении характера фильтрационного пространства и закономерностей водообмена на значительных глубинах. Важнейшие среди них следующие:

- установление определяющей роли восходящих с больших глубин гидротермальных флюидов в питании подземных вод;

- выявление пульсационного режима подземных вод, обусловленного циклами флюидной активизации и геодинамической активности различной ритмики и интенсивности;

- установление эпигенетического изменения проницаемости пород и распространения ячеистой структуры фильтрационного пространства;

- открытие локально выраженного вертикального водообмена и его латеральной обособленности;

- прогнозирование вертикальной и гидродинамической связи локальных ячеистых структур осадочного чехла и кристаллического фундамента.

4. На основании полученных новых данных гидродинамическую зональность

следует выделять по ведущим факторам, определяющим направленность и интенсивность водообменных процессов.

Для верхней зоны – это орогидрографо-климатическое влияние, для нижней (третьей) зоны – флюидогеодинамическое воздействие. Вторая от поверхности зона является промежуточной с ослабленным влиянием экзо- и эндогенных воздействий. Темпы водообмена в третьей зоне, с учетом предполагаемой активной гранитизации флюидами нижней части литосферы в последние миллионы лет, могут быть значимыми. В верхней части третьей зоны (нижняя часть осадочного чехла – кристаллические породы фундамента) намечается функционирование разрозненных ячеистых гидродинамических структур, перемежающихся с ячейками относительно застойного режима. Эти структуры в пределах цитов, массивов и других платформенных структур могут взаимодействовать с интервалами дилатансии.

5. Выявленные закономерности формирования водообмена в гидрогеологических структурах свидетельствуют о невозможности латерального стягивания эпигенетически измененного захороненного органического вещества с обширных пространств к участкам формирования месторождений УВ. Комплексный анализ разнообразных геологических и гидрогеологических данных показывает, что основными процессами, формирующими гидродинамику и углеводорододинамику глубинных зон земной коры являются восходящие с больших глубин флюиды.

Список литературы / References

1. *Абрамов С.К., Биндеман Н.Н., Боcheвер Ф.М., Веригин Н.Н.* Влияние водохранилищ на гидрогеологические условия прилегающих территорий. Москва: Госстройиздат, 1960. 319 с.

Abramov S.K., Bindeman N.N., Bochever F.M., Verigin N.N., 1960. Influence of water reservoirs on hydrogeological conditions of adjacent areas. Moscow: Gosstroyizdat, 319 p. (in Russian).

2. *Артюшков Е.В.* Вертикальные движения земной коры на континентах как отражение глубинных процессов в коре и мантии Земли: геологические следствия. *Вестн. РАН*. 2012. Т. 82, № 12. С. 1075-1091.

Artyushkov E.V., 2012. Vertical movements of earth's crust on continents as a reflection of deep earth's crust and mantle processes: geological consequences. *Vestnik RAN*, vol. 82, № 12, p. 1075-1091 (in Russian).

3. *Белевцев Р.Я., Шестопапов В.М.* Трещинные воды глубинного горизонта разуплотнения в земной коре как источник гидротермальных рудоносных растворов. *Геохімія та екологія. Зб. наук. праць*. 2002. Вип. 5/6. С. 65-75.

Belevtsev R. Ya., Shestopalov V.M., 2002. Fracture waters of a deep disintegration horizon in the Earth's crust as a source of hydrothermal ore-bearing solutions. *Geokhimiya i ekologiya. Zbirnik nauk prats, is.* 5/6, p. 65-75 (in Russian).

4. *Водообмен* в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в естественных условиях / гл. ред. В.М. Шестопалов. Киев: Наук. думка, 1989. 285 с.

Water exchange in hydrogeological structures of Ukraine. Water exchange in natural conditions, 1989 / Shestopalov V.M. (Ed.). Kiev: Naukova Dumka, 285 p. (in Russian).

5. *Всеволожский В.А., Дюнин В.И.* Анализ закономерностей гидродинамики глубоких пластовых систем. *Вестн. МГУ. Сер. геол.* 1996. № 3. С. 61-72.

Vsevologhskiy V.A., Dyunin V.I., 1996. Analysis of hydrodynamics regularities of deep aquifer systems. *Vestnik MGU. Ser. geol.*, № 3, p. 61-72 (in Russian).

6. *Гатальский М.А.* Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. Москва: Госгеолтехиздат, 1954. 172 с.

Gatalskiy M.A., 1954. Ground waters and gases of Paleozoic of the north half of Russian Platform. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 172 p. (in Russian).

7. *Гейко Т.С., Лукин А.Е., Омельченко В.В., Цеха О.Г.* Тектоно-геодинамические критерии нефтегазонасыщенности кристаллического фундамента Северного борта Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геол. журн.* 2013. № 4 (345). С. 7-23.

Geuko T.S., Lukin A.E., Omelchenko V.V., Tsekha O.G., 2013. Tectonic-geodynamical criteria of oil-gas presence in the crystalline base of North margin of the Dnieper-Donets avlacogene. *Geologichnyy zhurnal*, № 4 (345), p. 7-23 (in Russian).

8. *Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В.* Геотермический атлас Украины / Институт геофизики НАН Украины. Киев, 2004. 59 с.

Gordienko V.V., Gogdienko I.V., Zavgorodnyaya O.V., Logvinov I.M., Tarasov V.N., Usenko O.V., 2004. Geothermal Atlas of Ukraine / Institute of Geophysics of NAS of Ukraine. Kiev, 59 p. (in Russian).

9. *Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М.* Локализованные потоки глубинных углеводородных флюидов. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ.* Москва: ГЕОС, 2002. С. 319-322.

Dmitrievskiy A.N., Valyaev B.M., 2002. Localized fluxes of deep hydrocarbon fluids. In: *Earth's degassing: geodynamics, geofluids, oil and gas.* Moscow: GEOS, p. 319-322 (in Russian).

10. *Дюнин В.И., Корзун В.И.* Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. Москва: Научный мир, 2005. 524 с.

Dyunin V.I., Korzun V.I., 2005. Hydrogeodynamics of oil-gas basins. Moscow: Nauchnyy Mir, 524 p. (in Russian).

11. *Зверев В.П.* Подземная гидросфера. Проблемы фундаментальной гидрогеологии. Москва: Научный мир, 2011. 260 с.

Zverev V.P., 2011. Underground hydrosphere. Problems of basic hydrogeology. Moscow: Nauchnyy Mir, 260 p. (in Russian).

12. *Игнатович Н.К.* Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктур. В кн.: *Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии.* Москва: Изд-во МГУ, 1950. Сб. 13. С. 6-22.

Ignatovich N.K., 1950. Zonality, formation and activity of groundwater in relation with geostructures development. In: *Questions of hydrogeology and engineering geology.* Moscow: Izdatelstvo MGU, vol. 13, p. 6-22 (in Russian).

13. *Козин А.Н.* Влияние эндогенного фактора на формирование пластовых хлоридных вод. *Геология и геохимия горючих ископаемых.* 1978. Вып. 50. С. 16-22.

Kozin A.N., 1978. Influence of endogenic factor on the formation of chloride groundwater. *Geologiya i geokhimiya goryuchikh iskopaemikh*, iss. 50, p. 16-22 (in Russian).

14. *Коробов Ю.И., Малюшко Л.Д.* Флюидодинамическая модель формирования залежей углеводородов – теоретическая основа поисков месторождений нефти и газа. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ.* Москва: ГЕОС, 2002. С. 360-362.

Korobov Yu.I., Malyushko L.D., 2002. Fluid-dynamical model of formation of hydrocarbon deposits. Theoretical base for gas and oil deposits exploration. In: *Degassing of the Earth: geodynamics, geofluids, oil and gas.* Moscow: GEOS, p. 360-362 (in Russian).

15. *Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеиц В.М.* Геохимия подземных вод. Москва: Наука, 2004. 677 с.

Kraynov S.R., Ryzhenko B.N., Shvets V.M., 2004. Groundwater Geochemistry. Moscow: Nauka, 677 p. (in Russian).

16. *Краюшкин В.А.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова думка, 1984. 174 с.

Krayushkin V.A., 1984. Abiogenous-mantle genesis of oil. Kiev: Naukova Dumka, 174 p. (in Russian).

17. *Куликов Г.В., Вартанян Г.С.* О механизмах движения подземных вод глубоких горизонтов: *XXVII Междунар. геол. конгр.*, Москва, 4-14 августа 1984 г., Секц. 16. Т. 16. Москва: Наука, 1984. С. 10-15.

Kulikov G.V., Vartanyan G.S., 1984. On the mechanisms of deep aquifer groundwater movement: *XXVII International Geological Congress*, Moscow, August 4-14, 1984, Section 16, vol. 16. Moscow: Nauka, p. 10-15 (in Russian).

18. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32, № 6. С. 175-214.
- Kuprienko P.Ya., Makarenko I.B., Starostenko V.I., Legostayeva O.V., Savchenko A.S., 2010. Three-dimensional density model of Earth's crust and upper mantle of Dnieper-Donets depression and Donbass. *Geofizicheskiy zhurnal*, vol. 32, № 6, p. 175-214 (in Russian).
19. Ларин Н.В., Ларин В.Н., Горбатиков А.В. Кольцевые структуры, обусловленные глубинными потоками водорода. В кн.: *Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды: нефть и газ; углеводороды и жизнь: Материалы Всерос. конф. с международ. участием, посвященной 100-летию со дня рождения акад. П.Н. Кропоткина*, 16-22 октября 2010 г. Москва: ГЕОС, 2010. 712 с.
- Larin N.V., Larin V.N., Gorbatikov A.V., 2010. Ring structures caused by deep hydrogen fluxes. In: *Earth's degassing: geotectonics, geodynamics, geofluids; oil and gas; hydrocarbons and the life: Proceedings of All-Russian and International Conference devoted to 100-anniversary of Academician P.N. Kropotkin*, 16-22 October 2010. Moscow: GEOS, 712 p. (in Russian).
20. Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). Москва: Агар, 2005. 242 с.
- Larin V.N., 2005. Our Earth (origin, composition, construction and development of initially hydride Earth). Moscow: Agar, 242 p. (in Russian).
21. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / отв. ред. В.Б. Соллогуб. Киев: Наук. думка, 1988. 178 с.
- Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverses IV, VI, VIII, 1988 / Ed. V.B. Sollogub. Kiev: Naukova Dumka, 1988. 178 p. (in Russian).
22. Лукин А.Е. Литогеодинимические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. Киев: Наук. думка, 1997. 223 с.
- Lukin A.E., 1997. Litogeodynamical factors of oil-gas accumulation in avlacogene basins. Kiev: Naukova Dumka, 223 p. (in Russian).
23. Лукин А.Е. Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное явление: теоретические и прикладные аспекты. Ст. 2. Тектоно-геодинамические аспекты глубинной гидрогеологической инверсии. *Геол. журн.* 2005. № 1 (311). С. 50-67.
- Lukin A.E., 2005. Deep hydrogeological inversion as a global phenomenon: theoretical and applied aspects. Paper 2. Tectonic-geodynamical aspects of deep hydrogeological inversion. *Geologichnyy zhurnal*, № 1 (311), p. 50-67 (in Russian).
24. Мятлев А.Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. *Изв. АН СССР. Отд-ние техн. наук.* 1947. № 9. С. 33-47.
- Myatiev A.N., 1947. Confined groundwater complex and wells. *Izvestiya AN SSSR. Otdelenie tekhnicheskikh nauk*, № 9, p. 33-47 (in Russian).
25. Нивин В.А., Икорский С.В. Изотопы гелия как индикаторы источников и степени дегазации мантии при формировании палеозойских щелочных и карбонатных комплексов Кольской провинции. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ.* Москва: ГЕОС, 2002. С. 204-206.
- Nivin V.A., Ikorsky S.V., 2002. Isotopes of helium as indicators of sources and degassing degree of mantle during formation of Paleozoic alkaline and carbonate complexes of Kola Province. In: *Degassing of the Earth: geodynamics, geofluids, oil and gas.* Moscow: GEOS, p. 204-206 (in Russian).
26. Никитин С.Н. Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине. Санкт-Петербург, 1896. 132 с.
- Nikitin S.N., 1896. Ground and artesian waters of Russian Plain. St. Peterburg, 132 p. (in Russian).
27. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика / отв. ред. И.С. Зекцер. Новосибирск: Наука, 1983. 241 с.
- Fundamentals of hydrogeology. Hydrogeodynamics / I.S. Zektser (Ed.). Novosibirsk: Nauka, 1983, 241 p. (in Russian).
28. Перчук Л.Л. Флюиды в нижней коре и верхней мантии. *Вест. МГУ. Сер. геол.* 2000. № 4. С. 25-45.
- Perchuk L.L., 2000. Fluids in the lower crust and upper mantle. *Vestnik MGU. Ser. geol.*, № 4, p. 25-45 (in Russian).
29. Погребов Н.Ф. О результатах гидрогеологических исследований, проведенных с целью выяснения вопросов о возможности водоснабжения Санкт-Петербурга так называемой ключевой водой. *Тр. II Всерос. съезда деятелей по практической геологии и разведочному делу в Санкт-Петербурге в 1911-1912 гг.* Санкт-Петербург, 1913. С. 60-79.
- Pogrebov N.F., 1913. On the results of hydrogeological studies implemented for clarifying questions about the possibility of water supply of Saint Petersburg with so-called spring water: *Proceedings of II All-Russian Congress of personalities in practical geology and exploration in Saint Petersburg*, 1911-1912. St. Peterburg, p. 60-79 (in Russian).
30. Прошляков Б.Н., Холодова В.Н. (ред.). Коллекторские свойства пород на больших глубинах. Москва: Наука, 1985. 256 с.

Proshlyakov B.N., Kholodova V.N. (Eds.), 1985. Collector properties of rocks at high depths. Moscow: Nauka, 256 p. (in Russian).

31. Розин А.А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука, 1977. 99 с.

Rozin A.A., 1977. Groundwaters of West-Siberian artesian basin and their formation. Novosibirsk: Nauka, 99 p. (in Russian).

32. Соколов Б.А., Конюхов А.И., Климушина Л.П. Инновационная геология осадочных бассейнов и нефтегазоносность: Тез. докл. ежегод. науч. конф. «Ломоносовские чтения». Москва: Изд-во МГУ, 1995. 44 с.

Sokolov B.A., Konyukhov A.I., Klimushina L.P., 1995. Innovational geology of sedimentary basins and oil-gas presence: Abstracts of reports of yearly scientific conference «Lomonosov's readings». Moscow: Izdatelstvo MGU, 44 p. (in Russian).

33. Федорова Т.А., Бочко Р.А. Водно-растворимые соли баженовской свиты как критерий выделения зон коллекторов. Геология нефти и газа. 1991. № 2. С. 23-26.

Fedorova T.A., Bochko R.A., 1991. Water-soluble salts of Baghenian suite as a criterion for identifying collector zones. *Geologiya nefiti i gaza*, № 2, p. 23-26 (in Russian).

34. Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Калеганов Б.А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования). Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 2. С. 239-242.

Fedorov Yu.N., Krinochkin V.G., Ivanov K.S., Krasnobayev A.A., Kaleganov B.A., 2004. Stages of tectonic activization of West Siberian Platform (by K-Ar dating method). *Doklady RAN*, vol. 397, № 2, p. 239-242 (in Russian).

35. Чепиков К.Р., Медведева А.М., Климушина Л.П. К вопросу о самостоятельности палеозойского комплекса Западной Сибири по данным палинологического анализа нефти. В кн.: *Породы-коллекторы и миграция нефти*. Москва: Наука, 1980. С. 84-94.

Chepikov K.R., Medvedeva A.M., Klimushina L.P., 1980. On the question of self-dependency of Paleozoic complex of West Siberia by data of palynological analysis of oil. In: *Rocks-collectors and oil migration*. Moscow: Nauka, p. 84-94 (in Russian).

36. Чистякова Н.Ф., Рудкевич М.Я. Гидрохимические показатели условий формирования залежей углеводородов (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна). *Геология нефти и газа*. 1993. № 5. С. 29-33.

Chistyakova N.F., Rudkevich M.Ya., 1993. Hydrochemical indicators of formation conditions of hydrocarbon deposits (as applied to West Siberian oil-gas basin). *Geologiya nefiti i gaza*, № 5, p. 29-33 (in Russian).

37. Шестопалов В.М. Об основных закономерностях динамики подземных вод домезозойских образований Волыно-Подольской окраины Русской платформы. *Сов. геология*. 1968. № 10. С. 122-125.

Shestopalov V.M., 1968. On the principal regularities of groundwater dynamics in pre-Mesozoic formations of Volyn-Podolian boundary of the Russian Platform. *Sovetskaya geologiya*, № 10, p. 122-125 (in Russian).

38. Шестопалов В.М. Естественные ресурсы подземных вод платформенных артезианских бассейнов Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 196 с.

Shestopalov V.M., 1981. Natural groundwater resources of platform artesian basins of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 196 p. (in Russian).

39. Шестопалов В.М. Методы изучения естественных ресурсов подземных вод. Москва, 1988. 168 с.

Shestopalov V.M., 1988. Methods of studying the groundwater natural resources. Moscow: Nauka, 168 p. (in Russian).

40. Шестопалов В.М., Макаренко А.Н. О некоторых результатах исследований, развивающих идею В.И. Вернадского о «газовом дыхании» Земли. Ст. 1. Поверхностные и приповерхностные проявления аномалий дегазации. *Геол. журн*. 2013. № 3 (344). С. 7-25.

Shestopalov V.M., Makarenko A.N., 2013. On some research results developing the idea of V.I. Vernadsky about the Earth's «gas breathing». Paper 1. Surface and near-surface manifestations of anomalous degassing. *Geologichnyy zhurnal*, № 3 (344), p. 7-25 (in Russian).

41. Moss I.L., Cartwright J., Moore B. Evidence for fluid migration following pockmark formation: Examples from the Nile Deep Sea Fan. *Marine Geologic*. 2012. Vol. 303-306. P. 1-13.

Moss I.L., Cartwright J., Moore B., 2012. Evidence for fluid migration following pockmark formation: Examples from the Nile Deep Sea Fan. *Marine Geologic*, vol. 303-306, p. 1-13.

Статья поступила
27.06.2014