

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД БРЕСТСКОГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

В. Г. Жогло

*Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь*

**Аннотация.** В статье изложен новый методический подход к оценке естественных ресурсов подземных вод слабодренированных речных бассейнов. Его апробация проведена на примере водосборов рек Лесная и Мухавец, занимающих большую часть территории Брестского гидрогеологического бассейна. Для оценки структуры баланса естественных ресурсов подземных вод создана численная геофильтрационная модель водосборов рек Лесная и Мухавец. Модель реализована на базе лицензионного программного обеспечения ModTech ЗАО «Геолинк». Калибрация модели заключалась в получении заданной величины подземного стока в реки и согласовании модельных и фактических напоров грунтовых вод на период летне-осенней межени. Удовлетворительные результаты калибрации получены после расчленения модельного притока воды в расчетные блоки модели с реками на расход грунтовых вод собственно в реки и эвапотранспирацию.

Установлено, что в среднемноголетнем разрезе площадь моделируемых водосборов по направленности процесса водообмена между поверхностью земли и депрессионной поверхностью грунтовых вод подразделяется на примерно равные части: 1) территорию с положительной величиной инфильтрационного питания грунтовых вод; 2) территорию, на которой в среднемноголетнем разрезе преобладает разгрузка грунтовых вод в форме эвапотранспирации.

Дана количественная оценка составляющих баланса грунтовых, межпластовых и поверхностных вод на территории водосборов рек Лесная и Мухавец с учетом внутригодовых изменений интенсивности инфильтрационного питания: суммарная среднемноголетняя величина питания грунтовых вод – 92,4 мм/год; среднемноголетняя величина разгрузки грунтовых вод в реки – 44,1; суммарная среднемноголетняя величина разгрузки грунтовых вод эвапотранспирацией – 48,3; среднемноголетняя интенсивность водообмена между грунтовым и межпластовыми водоносными горизонтами – 14,2 мм/год.

**Ключевые слова:** подземные воды; естественные ресурсы; инфильтрация; испарение; эвапотранспирация; геофильтрация; инфильтрационный водообмен; Брестский гидрогеологический бассейн; Лесная; Мухавец; численное моделирование.

**Для цитирования.** Жогло В. Г. Особенности формирования естественных ресурсов подземных вод Брестского гидрогеологического бассейна // Природопользование. – 2024. – № 2. – С. 94–122.

## FEATURES OF NATURAL GROUNDWATER RESOURCE FORMATION IN BREST HYDROGEOLOGICAL BASIN

V. G. Zhoglo

*Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus*

The article presents a new methodological approach to assess the natural resources of groundwater in poorly drained river basins. Its implementation is demonstrated through the watersheds of the Lesnaya and Mukhavets rivers, which occupy a significant portion of Brest hydrogeological basin. To evaluate the structure of the balance of natural groundwater resources, a numerical geofiltering model for the watersheds of the Lesnaya and Mukhavets rivers was developed. The model was created using the licensed software of ModTech by Geolink LLC. The calibration process involved the obtaining of the specified amount of groundwater discharge into the rivers and reconciling the modeled and actual groundwater pressures during the summer-autumn low water period. Satisfactory calibration results were achieved after the segmenting of the modeled water inflow into the computational blocks of the model, dividing the groundwater discharge into the rivers and evapotranspiration.

It was established that in the long-term perspective, the area of modeled watersheds, concerning the process of water exchange between the land surface and the depression surface of groundwater, can be divided into approximately equal parts: 1) territory with a positive value of groundwater infiltration recharge; 2) territory where, in the long-term perspective, groundwater discharge in the form of evapotranspiration predominates.

A quantitative assessment was provided for the components of the balance of groundwater, interstitial, and surface waters in the watersheds of the Lesnaya and Mukhavets rivers, taking into account the intra-annual variations in the intensity of infiltration recharge: the total long-term average value of groundwater recharge is 92.4 mm/year; the long-term average value of groundwater discharge into the rivers is 44.1; the total long-term average value of groundwater discharge through evapotranspiration is 48.3; and the long-term average intensity of water exchange between the groundwater and interstitial aquifer horizons is 14.2 mm/year.

**Keywords:** groundwater; natural resources; infiltration; evaporation; evapotranspiration; geofiltration; infiltrative water exchange; Brest hydrogeological basin; Lesnaya; Mukhavets; numerical modeling.

**For citation.** Zhoglo V. G. Features of natural groundwater resource formation in Brest hydrogeological basin. *Nature Management*, 2024, no. 1, pp. 94–122.

**Введение.** В настоящее время под естественными ресурсами подземных вод (ЕРПВ) понимается среднемноголетняя величина их питания в естественных условиях, или обеспеченный питанием расход потока. В Беларусь многие исследователи (М. Ю. Калинин, А. В. Кудельский, К. А. Курило, М. Г. Ясовеев) отождествляют естественные ресурсы пресных подземных вод только с величиной подземного стока в реки, тем самым игнорируя другие статьи расхода.

Известно, что значительную часть расхода грунтовых вод составляют испарение и транспирация растительностью (эвапотранспирационная разгрузка), которые по своей сути и физическому смыслу являются составной частью естественных ресурсов подземных вод. Поэтому естественные ресурсы равны сумме подземного стока в реки и расхода влаги на эвапотранспирацию. Недоучет этого процесса может приводить к существенному снижению обеспеченности эксплуатационных запасов подземных вод, а также являться причиной значительных ошибок при составлении гидрогеологических прогнозов, в особенности при составлении прогнозов влияния отбора подземных вод на речной сток, уровеньный режим и качество грунтовых вод. Наши оценки по юго-востоку Беларуси показывают, что в количественном отношении подземный сток в реки соизмерим с эвапотранспирацией [11, 12, 14].

В среднемноголетнем разрезе величина естественных ресурсов подземных вод определяется инфильтрационным питанием грунтовых вод за счет атмосферных осадков. Специфические особенности подземных вод, к которым относятся их возобновляемость в процессе общего круговорота влаги, подвижность и тесная взаимосвязь с другими компонентами окружающей среды (атмосферными осадками, речным стоком, водоемами, ландшафтами, растительностью), обуславливают ряд особенностей формирования величины ЕРПВ, а также сложностей в их количественной оценке.

В проблеме формирования ЕРПВ важнейшей задачей является оценка величины инфильтрационного питания грунтовых вод и ее динамики во времени. Формирование инфильтрационного питания – сложный процесс, обусловливаемый характером влагопереноса в зоне аэрации и процессами водообмена на поверхности земли. Данные по интенсивности питания грунтовых и подземных вод в целом являются составной частью всех гидрогеологических расчетов, в том числе и прогнозов массопереноса в подземных водах. Важность и актуальность этих данных обусловлена тем, что инфильтрационное питание является основной частью естественных ресурсов подземных вод зоны активного водообмена.

По мнению В. М. Шестакова, выдающегося российского (и советского) гидрографа, заслуженного профессора Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова [30, 31], И. К. Гавич [4, 5], С. П. Позднякова [24] и С. О Гриневского и [7–10], формирование питания грунтовых вод в определенных ландшафтных условиях является кардинальной естественно-научной проблемой геогидрологического цикла круговорота подземных вод, что связано с необходимостью изучения взаимовлияния антропогенных преобразований ландшафта на балансовые элементы грунтовых вод и крупномасштабного отбора подземных вод на ландшафты.

В последние годы увеличивается интерес к оценке перспектив использования подземных вод и адаптации стратегий водопотребления в связи с происходящими и прогнозными изменениями климата. Является очевидным, что для рационального использования и управления ресурсами подземных вод нужны надежные количественные оценки их величины и пространственно-временных изменений. Задачи рассматриваемого класса, ввиду их высокой сложности, могут успешно решаться только на системной основе с использованием методов математического моделирования.

Объектом наших исследований являются подземные воды зон активного и замедленного водообмена Брестского гидрогеологического бассейна от уровенной поверхности грунтовых вод до подошвы зоны трещиноватости кристаллического фундамента.

Цель работы – провести количественную оценку особенностей формирования инфильтрационного питания и естественных ресурсов подземных вод на территории Брестского гидрогеологического бассейна (в пределах Республики Беларусь). Основная задача – оценить составляющие баланса грунтовых, межпластовых и поверхностных вод на территории водосборов рек Лесная и Мухавец. В прикладном отношении работа ориентирована на оценку ресурсного потенциала пресных подземных вод и прогноз их качества на длительную перспективу.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим принципом районирования нами исследованы подземные воды Брестского гидрогеологического бассейна. Стоит подчеркнуть, что при выделении гидрогеологических районов на основе структурно-гидрогеологического принципа границы смежных районов в гидродинамическом отношении, как правило, являются условными, поскольку через них возможно межструктурное взаимодействие потоков подземных вод. Таким образом, гидрогеологический район, выделенный по структурному принципу, практически никогда не может рассматриваться в качестве изолированного балансово-гидродинамического элемента гидролитосферы, что является неудобным при проведении ряда гидрогеологических исследований [1, 2]. В связи с этим общее гидрогеологическое районирование проводится также на основе балансово-гидродинамического принципа с выделением бассейнов подземного стока, под которыми понимаются гидравлически обособленные бассейны стока с общим направлением(-ями) движения поверхностных и подземных вод, определяемым положением основного базиса дренирования. Границами геогидродинамических систем являются основные водоразделы потоков подземных вод и крупные дрены [2, 22]. В соответствии с балансово-гидродинамическим принципом исследуемая нами территория относится к Неманско-Висленскому району Прибалтийской области подземного стока [22].

Учитывая единство природных вод, тесную взаимосвязь подземных и поверхностных вод в рамках геогидрологического цикла круговорота подземных вод, в качестве изолированного балансово-гидродинамического элемента гидролитосферы целесообразно рассматривать крупный речной бассейн. Такой подход эффективен не только в плане изучения гидрогеологических процессов, но и для управления состоянием природных вод.

Техническая сложность реализации бассейнового принципа на практике заключается в том, что крупные речные системы, полностью дренирующие верхний этаж гидролитосферы, имеют слишком большие площади водосбора и, как правило, находятся на территории нескольких государств, что значительно осложняет создание гидрогеологических моделей таких объектов. Водосборы малых рек не дренируют всю зону активного водообмена, поэтому не могут рассматриваться как балансово-замкнутые.

Эффективной альтернативой бассейнам подземного стока, пространственно совпадающим с бассейнами крупных рек, являются замкнутые балансово-гидродинамические элементы гидролитосферы, полностью включающие области питания, транзита и разгрузки подземных вод и изолированные от остальной части водосбора реки непроницаемыми в гидродинамическом отношении границами. Отметим, что такой подход соответствует принципам системности, потому что изолированный балансово-гидродинамический элемент гидролитосферы характеризуется замкнутостью циклов массо- и энергообмена. Любую гидрогеотермодинамическую систему можно расчленить на три элемента – область питания, транзита и разгрузки, однако, как отмечает Н. М. Фролов [29], лишь в своей совокупности они представляют систему, так как только такой объект приобретает свойство, которым не обладает ни один из трех элементов в отдельности (замкнутость циклов массо- и энергообмена).

Балансово-гидродинамический принцип использован нами для выбора местоположения внешних границ исследуемой территории в плане и количественного обоснования на них гидродинамических характеристик (напоров и расходов подземных вод).

Весьма просто и с высокой степенью обоснованности граничные условия реализуются вдоль водоразделов речных водосборов, русел крупных водотоков и линий тока подземных вод. В естественных условиях, в силу симметрии подземных потоков относительно русел крупных рек, вдоль последних по всем водоносным горизонтам может приниматься граничное условие 2-го рода с нулевым расходом. На территории Брестского гидрогеологического бассейна такие условия выполняются для рек Лесная и Мухавец. На этом основании на боковых границах исследуемой территории по всем водоносным горизонтам могут приниматься граничные условия 2-го рода с нулевым расходом (непроницаемые в гидродинамическом отношении границы). Взаимодействие такого балансово-гидродинамического элемента гидролитосферы с сопредельными гидрогеологическими объектами будет минимальным, что полностью отвечает требованиям системного подхода. Верхней границей исследуемого объекта является свободная поверхность грунтовых вод. Через эту границу осуществляется взаимодействие подземных вод верхнего гидрогеологического этажа с другими системами.

Таким образом, нами принимается, что в гидрогеодинамическом отношении водосборы рек Лесная и Мухавец представляют собой изолированный в плане и снизу балансово-гидродинамический элемент гидролитосферы. Исследования на основе бассейнового принципа открывают возможность применения данных по подземному стоку в реки при калибрации численных геофiltрационных моделей (ЧГФМ). Изложенные выше подходы использованы нами для создания ЧГФМ водосборов рек Лесная и Мухавец.

Актуальность рассматриваемого класса задач связана также с тем, что р. Западный Буг относится к числу трансграничных рек, а Республика Беларусь имеет ряд обязательств по трансграничному сотрудничеству с соседними странами в области рационального использования и охраны водных ресурсов.

Для рационального использования и охраны подземных вод особое значение приобретают прогнозы их качественного состояния. Повышенная сложность процессов миграции и их медленное развитие во времени во многом затрудняют, а иногда вообще исключают их физическое моделирование

или натурное изучение. Эти обстоятельства обусловили широкое использование в практике гидро-геомиграционных исследований методов математического моделирования при решении геофильтрационных и геомиграционных задач. Возможность их широкого применения стимулируется наличием мощных вычислительных средств и развитостью математического обеспечения численных расчетов [6, с. 3]. Еще в 1980-е годы В. А. Мироненко, выдающийся российский (и советский) гидрогеолог, профессор, член-корреспондент РАН, отмечал, что численное моделирование превратилось в своего рода символ передового научного подхода, в важнейший показатель качества проведенного исследования [20, с. 3].

#### **Характеристика объекта исследования.**

**Материалы по геологическому строению и гидрогеологическим условиям Брестского гидрогеологического бассейна.** Геолого-гидрогеологическая изученность Брестского гидрогеологического бассейна (БГГБ) является достаточно высокой. Геологическое строение и гидрогеологические условия изучали в процессе проведения геологических, гидрогеологических и инженерно-геологических съемок различных масштабов и целевого назначения, поисково-разведочных работ для хозяйствственно-питьевого назначения, инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий в связи со строительством и эксплуатацией различных промышленных объектов. Имеются также обобщающие работы, посвященные различным вопросам рационального использования водных ресурсов и минерального сырья.

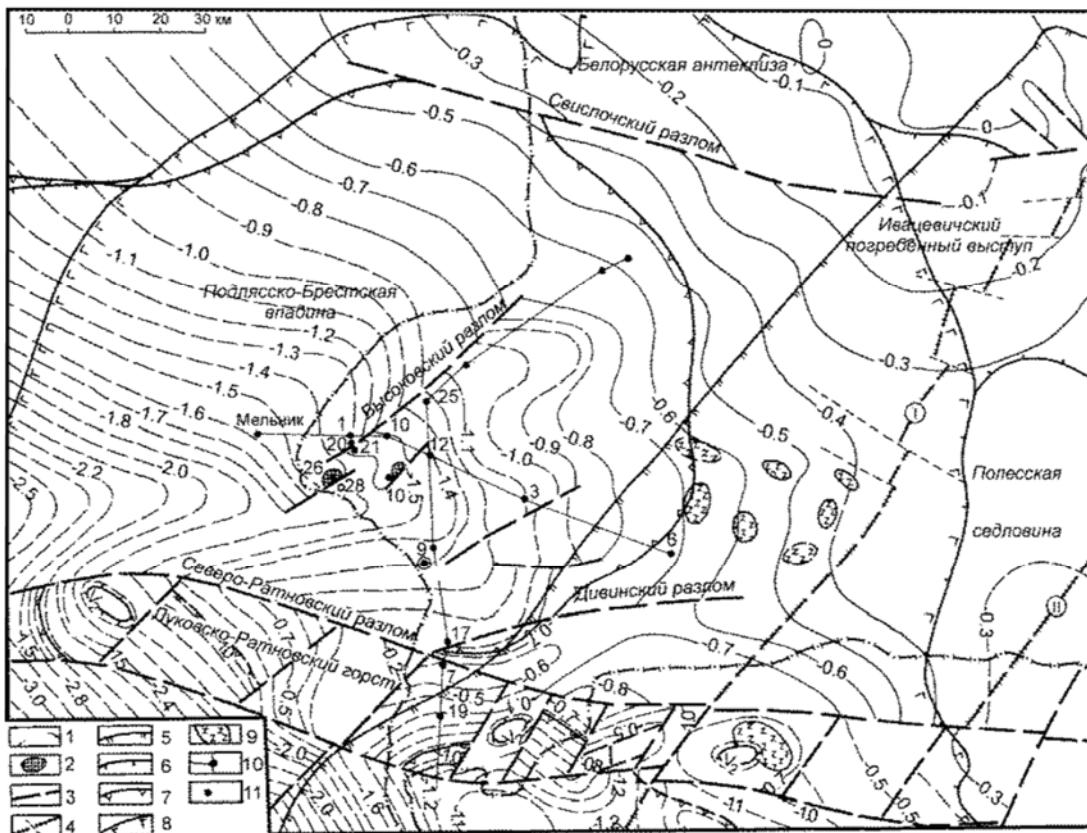
Еще в 1970–1971 гг. М. Ф. Козловым [25–27] подготовлен и опубликован пакет карт масштаба 1 : 500 000 по территории Припятского Полесья, в том числе карты глубин залегания первого от поверхности водоносного горизонта; гидроизогипс первого от поверхности водоносного горизонта; водопроводимости первого от поверхности водоносного горизонта; пьезоизогипс первого от поверхности напорного водоносного горизонта. Детальная характеристика региональной гидрогеологии, ионно-солевого состава и ресурсов пресных и минеральных подземных вод Беларуси, в том числе БГГБ, дана в работах М. Ф. Козлова [17], А. В. Кудельского и В. И. Пашкевича [19], а также других авторов. Государственным предприятием «НПЦ по геологии» в 2018 г. завершена очень важная в прикладном отношении работа по геологическому и гидрогеологическому доизучению территории Подляско-Брестской впадины, Луковско-Ратновского горста и западного склона Полесской седловины масштаба 1 : 200 000. По результатам этих исследований составлен комплект среднемасштабных карт четвертичных и до-четвертичных отложений, совмещенных с картами полезных ископаемых, геоморфологических карт, геологических карт палеозойских отложений и кристаллического фундамента. На всех геологических картах уточнены границы распространения стратиграфических подразделений. Впервые для изученной территории составлены среднемасштабные гидрогеологические карты, в том числе гидрогеологические карты четвертичных отложений, карты-схемы глубин залегания уровня грунтовых вод (зоны аэрации), карты гидроизопье, мощностей и проводимости для водоносного березинского-днепровского водно-ледникового комплекса, гидрогеологические карты дочетвертичных отложений. Перечисленные выше работы составили информационную основу численной геофильтрационной модели исследуемой территории.

**Геологическое строение.** Брестский гидрогеологический бассейн пространственно связан с Подляско-Брестской впадиной (ПБВ), расположенной на юго-западе Беларуси и смежных районах Польши. В пределах Беларуси ПБВ занимает центральную часть крайнего запада Полесской низменности в бассейне р. Западный Буг (рис. 1). Большая часть территории БГГБ в пределах Республики Беларусь приходится на водосборы рек Лесная и Мухавец.

ПБВ вытянута в субширотном направлении и представляет собой структурный залив, центриклинально замыкающийся на востоке и открытый в западном направлении. На западе впадина ограничена системой глубинных разломов, известной в литературе как линия Тейссейра – Торнквиста [16]. Восточная граница впадины проведена условно по изогипсе –0,5 км по поверхности кристаллического фундамента (рис. 2).

С севера и юга ПБВ впадина ограничена Свислочским и Северо-Ратновским разломами субширотного простирания. Первый разлом отделяет впадину от Белорусской антеклизы на севере, а второй – от Луковско-Ратновского горста на юге. Впадина вытянута на 350 км, ширина ее изменяется от 90 до 130 км. Поверхность фундамента в пределах впадины погружается в западном направлении до 9 км (см. рис. 1, 2).

Выполненный объем геологических и геофизических исследований позволил создать модель строения ПБВ [16]. Установлено, что впадина сложена образованиями рифейской и вендской систем верхнего протерозоя, кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной, пермской систем палеозойской эратемы, триасовой, юрской, меловой систем мезозойской эратемы, палеогеновой, неогеновой, четвертичной систем кайнозойской эратемы (рис. 3).



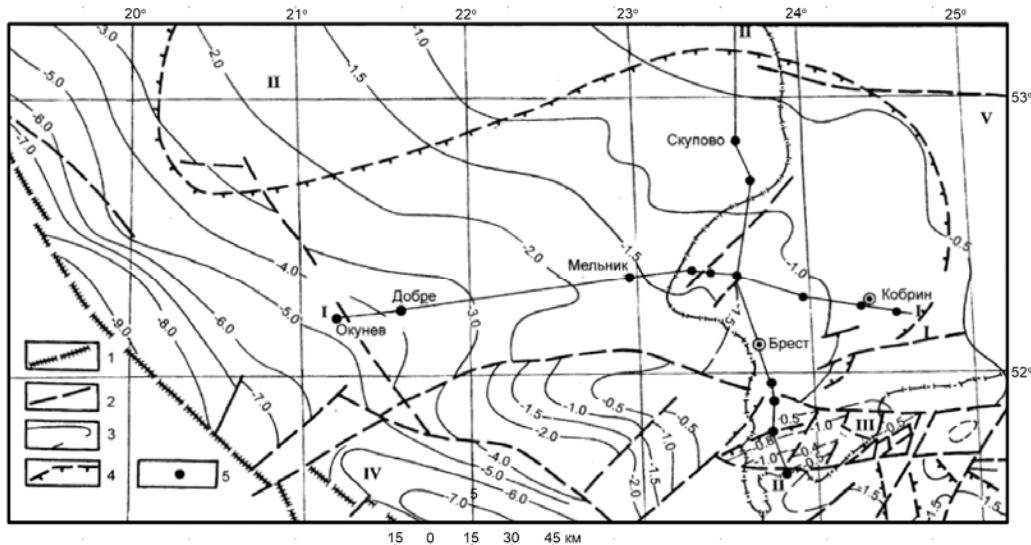
**Рис. 1. Тектоническая карта восточной части Подлясско-Брестской впадины [16]:**  
**1 – изогипсы поверхности фундамента, км; 2 – локальные структуры (Прибугская, Кустинская);**  
**разломы: 3 – проникающие в чехол, 4 – не проникающие в чехол;**  
**границы распространения отложений структурных комплексов: 5 – нижнебайкальского,**  
**6 – верхнебайкальского, 7 – каледонского, 8 – траповой формации венда;**  
**9 – интрузии габбро-диабазов; 10 – линии геологических профилей; 11 – скважина и ее номер**

**Fig. 1. Tectonic map of the eastern part of the Podlasie-Brest Depression [16]:**  
**1 – isohyps of the basement surface, km; 2 – local structures (Pribugskaya, Kustinskaya);**  
**faults: 3 – penetrating into the cover, 4 – not penetrating into the cover;**  
**boundaries of spreading of deposits of structural complexes: 5 – Lower Baikalian,**  
**6 – Upper Baikalian, 7 – caledonian, 8 – vendian trap formation;**  
**9 – gabbro-diabase intrusions; 10 – lines of geological profiles; 11 – well and its nome**

В платформенном чехле выделены готский, нижнебайкальский, верхнебайкальский, каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский структурные комплексы (СК) [16]. Образования готского СК вскрыты только в скв. Мельник и представлены диабазами мощностью 18 м. Нижнебайкальский (рифей-ранневендский) СК представлен красноцветной алеврито-песчаной формацией рифея, которая распространена в крайней восточной части впадины (в пределах Беларуси). Мощность отложений достигает 204 м. Верхнебайкальский (поздневендско-раннекембрийский) СК объединяет образования разного генезиса и вещественного состава. Вертикальный ряд формаций составляют континентальная гравелито-песчаная (горбашевский горизонт венда), траповая (ратайчицкая свита), вулканомиктовая (лиозненская свита венда), морская песчано-глинистая (редкинский и котлинский горизонты венда, ровенский и лонтоваский горизонты кембрия) формации. Каледонский СК сложен морскими формациями кембрийского, ордовикского, силурийского и раннедевонского (жединский век) возраста. Герцинский СК объединяет формации каменноугольного (намюрский и вестфальский ярусы), позднепермского и раннетриасового возраста; развит в основном на территории Польши; в белорусской части впадины имеет ограниченное распространение. Киммерийско-альпийский СК включает отложения от верхнетриасовых до антропогеновых и подразделяется на верхнетриасово-юрский, мел-палеоценовый и эоцен-антропогеновый этажи.

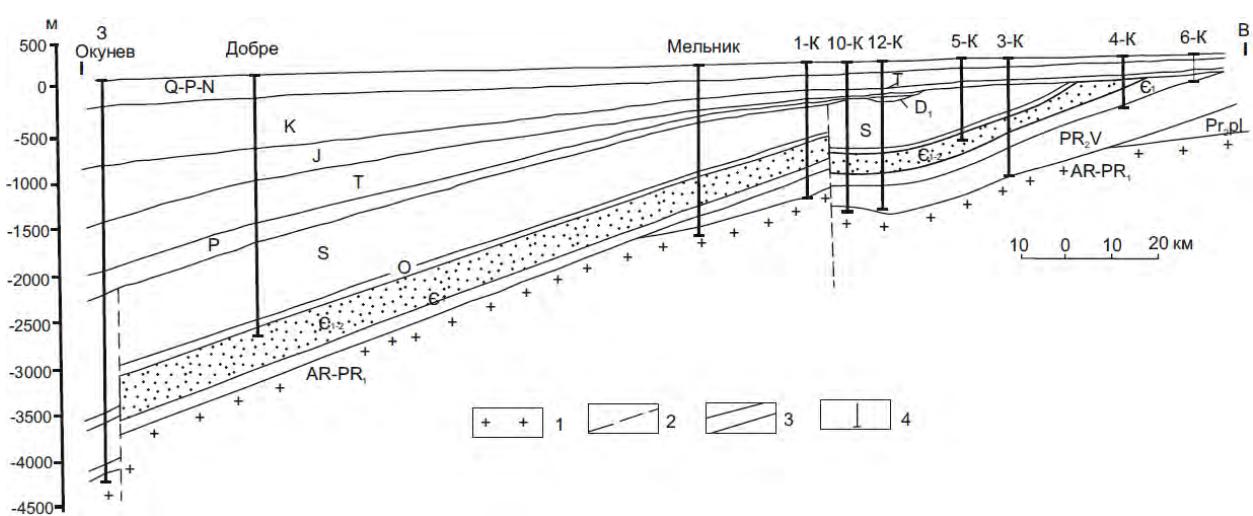
Современная структура ПБВ сформировалась при наложении и интерференции разновозрастных прогибов и впадин разного профиля, миграции их осевых частей, неоднократного возобновления тектонических движений вдоль разломов, сопровождающихся вулканической деятельностью [16].

Роль разрывных нарушений в формировании гидрологических условий ПБВ до настоящего времени практически не изучена. В связи с этим стоит отметить, что большое количество разрывных нарушений при условии их высокой проницаемости в отложениях платформенного чехла может оказывать значительное влияние как на пространственную структуру геофильтрационного потока, так и на интенсивность массопереноса не только в зоне активного водообмена, но и в более глубоких частях ПБВ.



**Рис. 2. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Подлясско-Брестской впадины (выкопировка с карты Tectonic Map, 1988) [16]:**  
**1 – линия Тейссира – Торнквиста; 2 – основные разломы; 3 – изогипсы поверхности фундамента, км;**  
**4 – границы распространения кембрийских отложений; 5 – скважины.**  
**Структуры: I – Подлясско-Брестская впадина; II – Мазурский выступ Белорусской антеклизы;**  
**III – Луковско-Ратновский выступ; IV – Львовско-Люблинский прогиб; V – Полесская седловина**

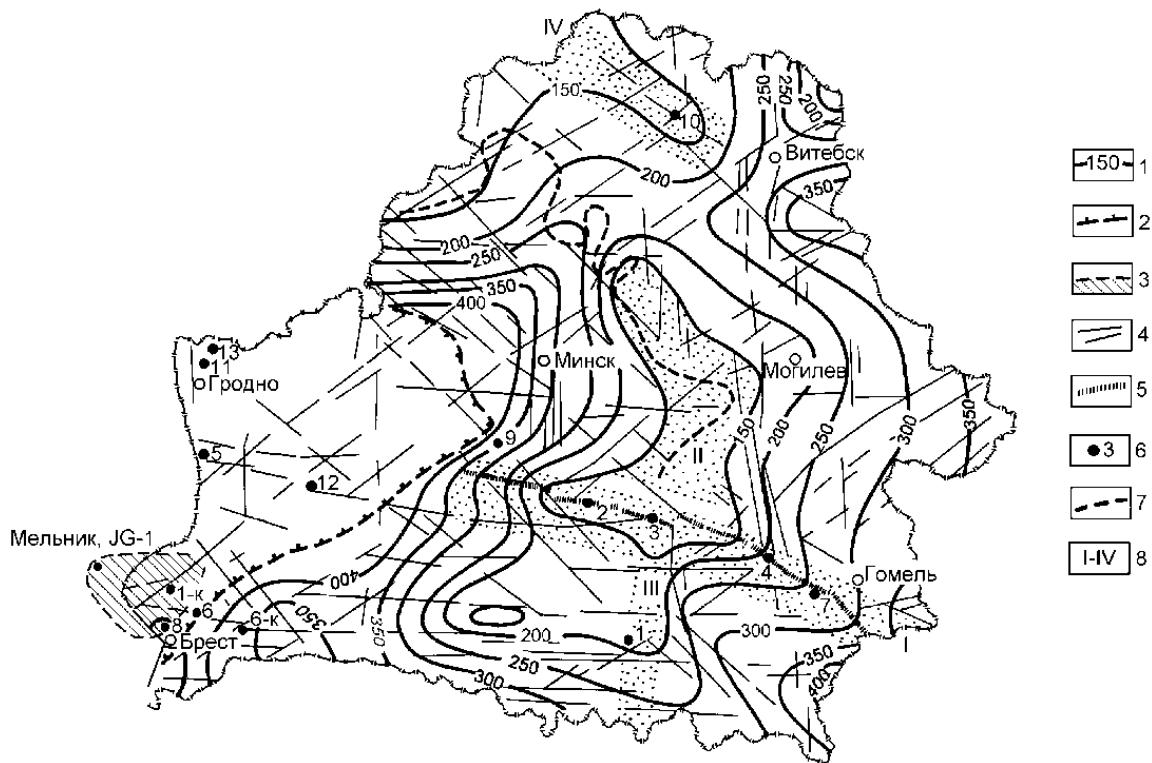
**Fig. 2. Structural map of the crystalline basement surface of the Podlasie-Brest Depression (copied from the Tectonic Map, 1988) [16]:**  
**1 – Teisseir – Tornquist line; 2 – main faults; 3 – isohyps of the basement surface, km;**  
**4 – distribution boundaries of cambrian sediments; 5 – wells.**  
**Structures: I – Podlasie-Brest depression; II – Mazurian ledge of the Belarusian antecline;**  
**III – Lukovsko-Ratnovsky ledge; IV – Lviv-Lublin trough; V – Polesskaya saddle**



**Рис. 3. Геологический разрез по профилю Подлясско-Брестской впадины по профилю I–I:**  
**Окунев – Добре – Мельник – 1-К – 10-К – 12-К – 5-К – 3-К – 4-К – 6-К [16]**

**Fig. 3. Geological section along the strike of the Podlasie-Brest depression along profile I–I:**  
**Okunev – Dobre – Melnyk – 1-K – 10-K – 12-K – 5-K – 3-K – 4-K 6 – K [16]**

**Гидрогеологические условия БГГБ.** Отличительной особенностью БГГБ является высокая мощность слоя пресных подземных вод (рис. 4). В целом, на территории Беларуси мощность слоя пресных вод варьирует от 50–150 до 400–450 м, в среднем составляя 300–350 м. Однако в крайних юго-западных районах Беларуси опресненные до 2 г/дм<sup>3</sup> подземные воды распространены до глубин 1000–1200 м (Кустинская и Прибугская структуры).

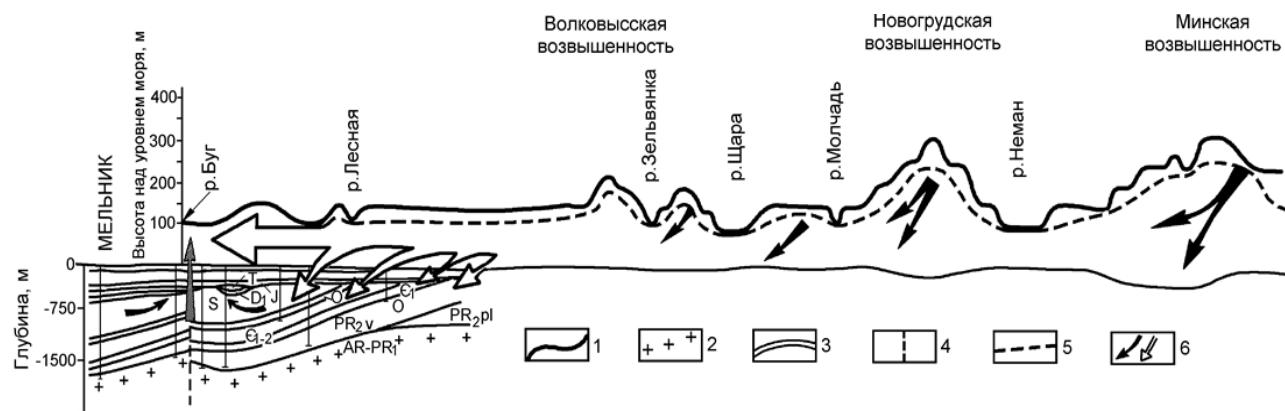


**Рис. 4. Карта-схема мощности слоя пресных подземных вод на территории Беларуси [19]:**  
 1 – изолинии глубин залегания подошвы слоя пресных подземных вод, м; 2, 3 – области развития слоя пресных вод мощностью более 450 и 1000 м соответственно; 4 – разнорядковые разломы; 5 – Северо-Припятский разлом; 6 – характерные гидрогеохимические аномалии; 7 – зона выклинивания сульфатно-доломитово-мергельной гипсонасной пачки наровского горизонта; 8 – наиболее крупные зоны разгрузки глубинных минерализованных вод  
 (I – Северо-Припятская, II – Березинская, III – Уборт-Птичская, IV – Западно-Двинская)

**Fig. 4. Map-scheme of fresh groundwater layer thickness in the territory of Belarus [19]:**  
 1 – isolines of depths of occurrence of the base of the fresh groundwater layer, m;  
 2, 3 – areas of fresh water layer development with thickness more than 450 and 1000 m accordingly;  
 4 – multi-order faults; 5 – North Pripyat fault; 6 – characteristic hydrogeochemical anomalies;  
 7 – zone of wedging out of the sulphate-dolomite-mergel gypsiferous pack of the Narovsky horizon;  
 8 – the most the largest zones of deep mineralised water discharge  
 (I – North-Pripyatskaya, II – Berezinskaya, III – Ubort-Ptichskaya, IV – Zapadno-Dvinskaya)

Член-корреспондент НАН Беларуси, профессор А. В. Кудельский считает, что столь мощный разрез пресных подземных вод, свойственный ПБВ, с позиций региональной гидрогеологии является уникальным для территории Беларуси, а проблемы формирования пресноводной части гидрогеохимического разреза Беларуси могут и должны рассматриваться на основе специального анализа материалов по новейшей тектонике и геодинамике Центральной Европы [19]. А. В. Кудельский также полагает, что к началу плейстоцена, судя по набору литофаций, на территории Белорусской антеклизы формировались подземные воды с соленостью до 30–40 г/дм<sup>3</sup> и только в пределах высоко поднятых и хорошо промытых блоков пород – воды меньшей минерализации. Гидрогеологическая и гидрогеохимическая ситуация резко изменилась, начиная с сожского и днепровского оледенений, когда на территории Белорусской антеклизы появились мощные высокоподнятые (по-видимому, до 350–400 м относительно уровня моря) гряды конечно-моренных отложений, изначально содержащих пресные воды. Основные контуры этих гряд сохранились до настоящего времени в виде регулярно выстроенных и провисающих к югу поясов возвышенностей северо-восточного простираия (Волковысская, Новогрудская, Минская, Ошмянская, Свенчанская; за пределами антеклизы – Оршанская и Витебская) [19, с. 151–152].

С позиций подземной гидродинамики, единовременное (в геологическом смысле) появление высокоподнятых конечно-моренных гряд на относительно пленепленизированном предплейстоценовом субстрате означало внезапное (единовременное) появление области дополнительных гидростатических напоров (до 3,5–4,0 МПа), обеспечивших последующее (по крайней мере, в течение 130–150 тыс. лет) интенсивное промывание нижележащих отложений платформенного чехла, от неоген-палеогеновых и меловых до архей-протерозойских в пределах наиболее высокоподнятой части Белорусской антеклизы (рис. 5). Наличие здесь пьезометрических максимумов обусловило и промывание пресными водами, в том числе узкого блока кембро-силурийских отложений ПБВ в зоне между Высоковским и Кустинским разломами до глубины 1000 м, что стало возможным после неогеодинамического «оживления» контролирующих долину р. Буг разломов, обеспечивших разгрузку первично-морских седиментационных вод кембрия, ордовика и силура в речную систему Буга [19, с. 152–153].



**Рис. 5. Схематический геолого-гидрогеологический разрез по профилю Белорусская антеклиза – восточная часть Подляско-Брестской впадины [19]: 1 – профиль земной поверхности по линии Минская возвышенность – долина р. Буг в районе г. Высокое; 2 – кристаллический фундамент; 3 – границы геологических формаций; 4 – тектоническое нарушение по долине р. Западный Буг; 5 – уровень грунтовых вод; 6 – направления потоков подземных вод**

**Fig. 5. Schematic geological and hydrogeological section along the profile of the Belarusian Antekliza – eastern part of the Podlasie-Brest depression [19]: 1 – profile of the earth surface along the line Minsk upland – valley of the Bug River near Vysokoye; 2 – crystalline basement; 3 – boundaries of geological formations; 4 – tectonic disturbance along the West Bug River valley; 5 – groundwater table; 6 – groundwater flow directions**

Вывод А. В. Кудельского об узкоблоковой промытости кембро-силурийских отложений основан на следующих гидрохимических материалах [19, с. 153]:

– широкое развитие пресных (до 1–2 г/дм<sup>3</sup>) подземных вод в разрезе Прибугской и Кустинской брахиантеклиналей до глубины 1000 м;

– в нескольких километрах западнее-северо-западнее скважины 1 (Кустинская опорная) на территории Польши в скважине «Мельник» (см. рис. 4) в отложениях нижнего кембрия и верхнего протерозоя (1580–1790 м) вскрыты высокоминерализованные воды (до 17,4 г/дм<sup>3</sup>) и рассолы (55 г/дм<sup>3</sup>) хлоридно-натриево-кальциевого типа, что может расцениваться как свидетельство северо-западного ограничения пресноводного бассейна подземных вод в разрезе кембро-силурийско-ордовикских отложений;

– о юго-восточном ограничении пресноводного бассейна в указанном комплексе пород свидетельствуют хлоридно-кальциевые рассолы (45,8 г/дм<sup>3</sup>), вскрытые скважиной № 3 в разрезе ратайчицкой свиты верхнего протерозоя (852–1128 м), а также воды повышенной минерализации (9,3–11,6 г/дм<sup>3</sup>) в средне- и верхнепротерозойских отложениях, которые были вскрыты на глубинах от 610 до 1280 м скважинами 1 и 6-к (см. рис. 4).

А. В. Кудельский полагает, что высказанная им гипотеза происхождения мощного пресноводного разреза в кембрийско-меловом комплексе Подляско-Брестской впадины за счет его промывания пресными водами со стороны Белорусской антеклизы подтверждается материалами польских гидрогеологов Т. Михальского и З. Плохниевского, из которых следует, что между Карпатской горноскладчатой областью и Подляско-Брестской впадиной в кембрийских отложениях содержатся рассолы с минерализацией более 200 г/дм<sup>3</sup>. Этим обстоятельством практически исключается из рассмотрения какое-либо участие Карпат в формировании мощного пресноводного разреза в кембрии ПБВ [19, с. 153–154].

Не останавливаясь на оценке информативности и репрезентативности схематического геолого-гидрогеологического разреза по профилю Белорусская антеклиза – восточная часть ПБВ (см. рис. 5) и на оценке степени обоснованности выводов А. В. Кудельского об условиях формирования пресных подземных вод на территории ПБВ, отметим, что какие-либо количественные оценки или расчеты у А. В. Кудельского отсутствуют, а все его построения и рассуждения носят чисто умозрительный характер.

В разрезе БГГБ выделяются две разобщенные гидродинамические системы – верхняя и нижняя. Верхняя гидродинамическая система охватывает водоносные горизонты и комплексы антропогеновых, палеоген-неогеновых, верхнемеловых, альбских и верхнеюрских отложений и характеризуется интенсивным водообменом, активной связью с поверхностным стоком и повсеместным развитием пресных вод. Питание всех водоносных горизонтов и комплексов верхней гидродинамической системы осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгружаются подземные воды в реки, озерные и болотные водоемы. Нижезалегающая глинисто-мергельная толща ордовика и силура, а также слабообводненные глинисто-карбонатные образования верхней перми и триаса представляют собой региональный водоупор, отделяющий верхнюю гидродинамическую систему от нижней. В объеме последней водоносные горизонты и комплексы трещиноватого кристаллического фундамента, верхнего протерозоя и нижнего кембрия гидродинамически обособлены горизонтом кембрийских «синих глин» от вышележащих горизонтов, связанных с терригенными породами среднего и верхнего кембрия. Нижняя гидродинамическая система характеризуется относительно замедленным водообменом, ей свойственны солоноватые хлоридные натриевые воды [19, с. 34–35].

На территории БГГБ в разрезе верхней гидродинамической системы региональное распространение имеют днепровская морена и сантон-туронская мергельно-меловая толща, представляющие собой слабопроницаемые слои. По их наличию в разрезе выделяется несколько водоносных комплексов: 1) верхний (безнапорный), включающий водно-ледниковые, аллювиальные и озерно-болотные отложения, залегающие на днепровской морене; 2) средний (палеоген-среднечетвертичный), включающий межморенные березинско-днепровские и палеоген-неогеновые песчаные отложения; 3) нижний (оксфорд-сеноманский), связанный с песками сеноманского и известняками оксфордского ярусов.

Фильтрационные свойства первого от поверхности водоносного комплекса детально изучали при проведении работ для целей осушения и гидротехнического строительства. По данным 97 пробных и опытных откачек среднее значение коэффициента фильтрации песков различного генезиса составляет 7,8 м/сут, мощность – 7–10 м. М. Ф. Козловым еще в 1970 г. составлена карта проводимости ( $km_1$ ) данного комплекса:  $km_1$  изменяется от 5 до 300 м<sup>2</sup>/сут (рис. 6).

Подстилается безнапорный водоносный комплекс днепровской мореной, сложенной супесями и суглинками с прослойями и линзами песков. По данным опытно-фильтрационных работ Западной геологоразведочной партии «Государственное предприятие «НПЦ по геологии», параметр перетока ( $\chi_{1-2}$ ) днепровской морены варьирует от  $0,3 \cdot 10^{-4}$  до 0,01 1/сут, общая мощность колеблется от 20 до 40 м. Коэффициенты фильтрации моренных суглинков изменяются от 0,0001 до 0,02 м/сут.

Водовмещающими отложениями среднего водоносного комплекса являются разнозернистые пески средне-нижнечетвертичных и палеоген-неогеновых отложений. Их фильтрационные свойства изменяются в широких пределах. Коэффициент фильтрации варьирует от 0,5 до 20 м/сут. Его среднее значение, по материалам 39 откачек, равно 5,5 м/сут, общая мощность – 15–50 м. Проводимость данного комплекса изменяется незакономерно в интервале 50–255 м<sup>2</sup>/сут (рис. 7).

Под палеогеновыми отложениями залегает мергельно-меловая толща, мощность которой достигает 240 м. На основе имеющейся карты мощностей мергельно-меловой толщи нами составлена цифровая карта параметра перетока ( $\chi_{2-3}$ ), на которой значения ( $\chi_{2-3}$ ) изменяются от  $2,5 \cdot 10^{-5}$  до  $1,1 \cdot 10^{-4}$  1/сут.

Водовмещающие породы нижнего (оксфорд-сеноманского) водоносного комплекса представлены тонко- и мелкозернистыми песками сеномана и трещиноватыми кавернозными известняками и мергелями оксфордского яруса верхней юры общей мощностью от 40 до 100 м. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,5 до 20–25 м/сут.

Зона замедленного водообмена отделена от зоны активного водообмена толщей слабопроницаемых отложений мощностью 600–800 м (от кембрийских «синих глин» до юры включительно). По аналогии с соседними регионами вертикальная проницаемость этой толщи принята равной 0,007 м/сут, а коэффициент перетока – 0,00001 1/сут.

Гидрогеологическая изученность зоны замедленного водообмена БГГБ является крайне низкой, что затрудняет количественные оценки как по этой зоне, так и по ее влиянию на процессы в зонах активного водообмена. На основе имеющихся материалов в нижней гидродинамической системе БГГБ выделен один слабоводоносный комплекс в трещиноватой части кристаллического фундамента и осадочных образованиях верхнего протерозоя – нижнего кембрия (верхнепротерозийский-нижнекембринский водоносный комплекс). Судя по дебитам опробованных интервалов водовмещающих пород, проводимость комплекса не превышает 1–5 м<sup>2</sup>/сут. Для расчетов принимается  $km_4 = 1,0$  м<sup>2</sup>/сут.

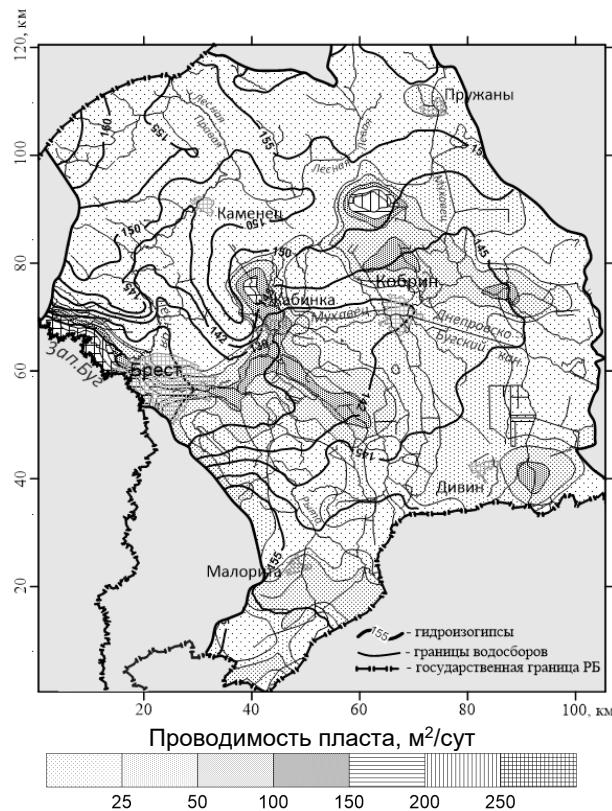


Рис. 6. Гидродинамическая карта грунтового водоносного горизонта (по материалам [17, 25])

Fig. 6. Hydrodynamic map of the groundwater aquifer (based on [17, 25])



Рис. 7. Гидродинамическая карта палеоген-среднечетвертичного водоносного комплекса

Fig. 7. Hydrodynamic map of the Palaeogene-Middle Quaternary aquifer complex

**Методика гидрогеодинамических расчетов.** Для выполнения гидрогеодинамических расчетов, необходимых при исследовании условий формирования естественных ресурсов подземных вод, нами использован метод математического моделирования. ЧГФМ водосборов рек Лесная и Мухавец построена на базе лицензионного программного обеспечения ModTech ЗАО «Геолинк» (вычислительная программа GWFS, разработчик А. А. Рошаль, г. Москва). Система управления качеством разработки ПО ЗАО «Геолинк Консалтинг» в 2002 г. сертифицирована на соответствие требованиям международного стандарта ISO 9001:2000. ВП GWFS (Ground Water Flow Simulation – моделирование фильтрации подземных вод) предназначена для решения гидрогеологических задач, связанных с анализом и прогнозом движения подземных вод. Она позволяет осуществлять моделирование стационарных и нестационарных задач геофильтрации в многослойных и квазитрехмерных изотропных и анизотропных в плане системах. Фильтрация подземных вод в анизотропном проницаемом пласте описывается в декартовой системе координат дифференциальным уравнением [15]:

$$\mu(x, y) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ T_x(x, y) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ T_y(x, y) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + A_b(x, y)(H - H_b) + A_h(x, y)(H - H_h) + q(x, y), \quad (1)$$

где  $\mu$  – коэффициент упругой (для напорного пласта) или гравитационной (для безнапорного пласта) водоотдачи (при переменном напорно-безнапорном режиме фильтрации коэффициент водоотдачи принимает соответствующее значение в зависимости от положения уровня по отношению к отметке кровли пласта);  $T_x$  и  $T_y$  – проводимости проницаемого пласта вдоль осей  $X$  и  $Y$  соответственно (для изотропного пласта эти значения совпадают);  $A_b$  и  $A_h$  – коэффициенты перетока через выше- и нижележащий слабопроницаемые слои соответственно;  $q(x, y)$  – интенсивность площадных и точечных источников (стоков);  $H$ ,  $H_b$  и  $H_h$  – абсолютные (или относительные) отметки уровней подземных вод расчетного, выше- и нижележащего проницаемых пластов соответственно;  $x$  и  $y$  – линейные координаты;  $t$  – текущее время.

В случае безнапорной фильтрации плановая проводимость однородного проницаемого пласта пропорциональна его мощности. При стационарной фильтрации левая часть уравнения (1) равна нулю.

Для решения уравнения (1) в программной системе GWFS используется метод конечных разностей. С этой целью область моделирования в плане разбивается прямоугольной (в общем случае неравномерной) сеткой с шагами по осям координат  $X$  и  $Y$ , равными

$$\Delta X_1, \Delta X_2, \dots, \Delta X_{nx} \text{ и } \Delta Y_1, \Delta Y_2, \dots, \Delta Y_{ny},$$

где  $nx$  и  $ny$  – число шагов по осям  $X$  и  $Y$  соответственно. Их максимальное количество определяется лишь техническими возможностями вычислительной техники.

Уравнение (1) в конечных разностях для  $k$ -го слоя (по оси  $Z$ ) и некоторого расчетного блока с координатами  $i$  (по оси  $Y$ ) и  $j$  (по оси  $X$ ) и момента времени  $t$  имеет вид:

$$\begin{aligned} & T_t(H_t - H) + T_w(H_w - H) + T_n(H_n - H) + T_e(H_e - H) + \\ & + T_s(H_s - H) + T_b(H_b - H) + T_h(H_h - H) + Q_b = 0, \\ & H = H_{i,j,k}^t, \quad H_t = H_{i,j,k}^{t-\Delta t}, \quad H_w = H_{i,j-1,k}^t, \quad H_n = H_{i-1,j,k}^t, \quad H_e = H_{i,j+1,k}^t, \\ & H_s = H_{i+1,j,k}^t, \quad H_b = H_{i,j,k-1}^t, \quad H_h = H_{i,j,k+1}^t, \quad Q_b = Q_{b,i,j,k}^t, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $T_t$  – временная проводимость;  $T_w$ ,  $T_n$ ,  $T_e$  и  $T_s$  – плановые межблочные проводимости (между расчетным блоком с координатами  $(i, j)$  и блоками с координатами  $(i, j-1)$ ,  $(i-1, j)$ ,  $(i, j+1)$  и  $(i+1, j)$  соответственно;  $T_b$  и  $T_h$  – вертикальные межблочные проводимости (между расчетным блоком  $k$ -го пласта и соответствующими блоками вышележащего ( $k-1$ ) и нижележащего ( $k+1$ ) пластов);  $Q_b$  – суммарный приток в блок.

Суммарная величина притока в блок определяется выражением

$$Q_{b,i,j} = Q_{w,i,j} + Q_{r,i,j} + Q_{p,i,j} + Q_{d,i,j} + Q_{c,i,j}, \quad Q_{c,i,j} = Q_{c,i,j,k}^t, \quad (3)$$

где  $Q_{w,i,j}$  – инфильтрационное питание (+) или эвапотранспирация (-) подземных вод;  $Q_{r,i,j}$  – расход подземных вод в поверхностные водотоки или приток воды в пласт из водотоков;  $Q_{p,i,j}$  – дебит родников (источников) подземных вод;  $Q_{d,i,j}$  – приток подземных вод к дренам;  $Q_{c,i,j}$  – дебит нагнетательных или водозаборных скважин. В выражении (3) первые три слагаемых могут быть заданы только для первого от поверхности водоносного горизонта (расчетного водоносного пласта), т. е. для  $k = 1$ .

Записав уравнения типа (2) для всех узлов пространственной сетки, получим  $px \cdot py \cdot k$  уравнений. Решение такой системы алгебраических уравнений осуществляется итерационным методом по неявной схеме. В программной системе GWFS использован шахматный алгоритм Чебышева [15]. В последней версии программы добавлены PCG2 (метод сопряженного градиента) © US Geological Survey; SIP (метод неявного решения) © US Geological Survey; SSOR (метод послойной релаксации) © US Geological Survey; LMG (метод множественных сеток) © US Geological Survey.

**Краткая характеристика численной геофильтрационной модели водосборов рек Лесная и Мухавец.** Для решения задач по количественной оценке условий формирования инфильтрационного водообмена и естественных ресурсов подземных вод в бассейнах рек Лесная и Мухавец создана численная геофильтрационная модель (рабочее название модели – «LiM»). Территория водосборов аппроксимирована сеточной областью с шагом сетки в плане 1000 м (всего 106 блоков по оси X и 121 блок по оси Y).

**Гидрогеодинамическая стратификация.** В соответствии с гидрологическими условиями водосборов рек Лесная и Мухавец в разрезе исследуемой области выделены четыре водоносных пласта и три разделяющих слоя:

- 1-й водоносный пласт (1ВП) – водно-ледниковые, аллювиальные и озерно-болотные отложения, залегающие на днепровской морене;
- 1-й разделяющий слой (1РС) – супеси и суглинки днепровской морены;
- 2-й водоносный пласт (2ВП) – песчаные отложения березинско-днепровского и палеоген-неогенового возраста;
- 2-й разделяющий слой (2РС) – мергельно-меловая толща верхнего мела;
- 3-й водоносный пласт (3ВП) – пески сеноманского возраста и трещиноватые кавернозные известняки оксфордского яруса верхней юры;
- 3-й разделяющий слой (3РС) – толща слабопроницаемых отложений мощностью 600–800 м от кембрийских «синих глин» до юры включительно;
- 4-й водоносный пласт (4ВП) – трещиноватая часть пород кристаллического фундамента и осадочные образования верхнего протерозоя.

При воспроизведении на модели водоносных пластов и разделяющих слоев учтена плановая неоднородность геофильтрационной среды зоны активного водообмена. На модели реализована непрерывная изменчивость в плане 1-го и 2-го водоносных пластов, а также 1-го и 2-го разделяющих слоев по величине проницаемости. ЗВП представлен кусочно-однородным по проницаемости; всего выделено три зоны с проводимостью 160, 175 и 200 м<sup>2</sup>/сут. ЗРС и 4ВП, представляющие в модели зону замедленного водообмена, заданы однородными по проницаемости.

**Границные условия.** Местоположение границ исследуемой территории определено на основе балансово-гидродинамического принципа. Внешние (боковые) границы замкнутых балансово-гидродинамических элементов гидролитосферы могут проводиться по линии водоразделов речных долин, русел крупных водотоков и линиям тока подземных вод. На этом основании в качестве внешних границ водосборов рек Лесная и Мухавец принимаются (см. рис. 5): на западе – северо-западе – водораздел р. Лесная с реками Пульва, Нарев и Ясельда; на западе – северо-западе и севере – водораздел р. Лесная с реками Пульва и Нарев; на северо-востоке и востоке – водораздел р. Мухавец с р. Ясельда (Балтийско-Черноморский водораздел); на юго-востоке – государственная граница Республики Беларусь вблизи водораздела рек Мухавец и Припять; на юго-западе – водораздел между притоками рек Мухавец и Западный Буг. Кроме того, на западе граница модели частично проходит по р. Западный Буг.

Внутренние границы – это реки Лесная, Лесная Левая, Лесная Правая, Мухавец, Рыта, их притоки и мелиоративные каналы. К внутренним границам относятся также эксплуатационные скважины водозаборов г. Бреста.

Верхней границей моделируемой области является уровенная поверхность грунтовых вод. Для решения геофильтрационных задач нами использована карта гидроизогипс, составленная по материалам «Государственное предприятие «НПЦ по геологии» (см. рис. 5).

За нижнюю непроницаемую границу принята подошва зоны трещиноватости кристаллического фундамента ПБВ.

В модели водосборов Лесная и Мухавец созданы также информационные слои «абсолютные отметки поверхности земли», «поверхностные воды», «инфилтратационное питание». Слой «абсолютные отметки поверхности земли» при решении геофильтрационных задач в напорах позволяет вычислять глубины залегания уровней грунтовых вод. Слой «поверхностные воды» предназначен для задания данных по параметрам взаимосвязи подземных вод с поверхностными водотоками и водоемами, слой «инфилтратационное питание» – для вычисления напоров грунтовых вод и глубин их залегания при заданной величине интенсивности инфильтрационного питания.

В исходной ЧГФМ предполагается, что все информационные и расчетные пласти и слои имеют повсеместное распространение.

**Гидрография и рельеф.** В ЧГФМ «LiM» гидрография и рельеф представлены цифровой картой рельефа и гидрографической сети водосборов рек Лесная и Мухавец (рис. 8). Планово-высотное согласование абсолютных отметок рельефа и гидрографической сети выполнено Д. Д. Ковалевой. Основными водными объектами на исследуемой территории являются реки Лесная и Мухавец.

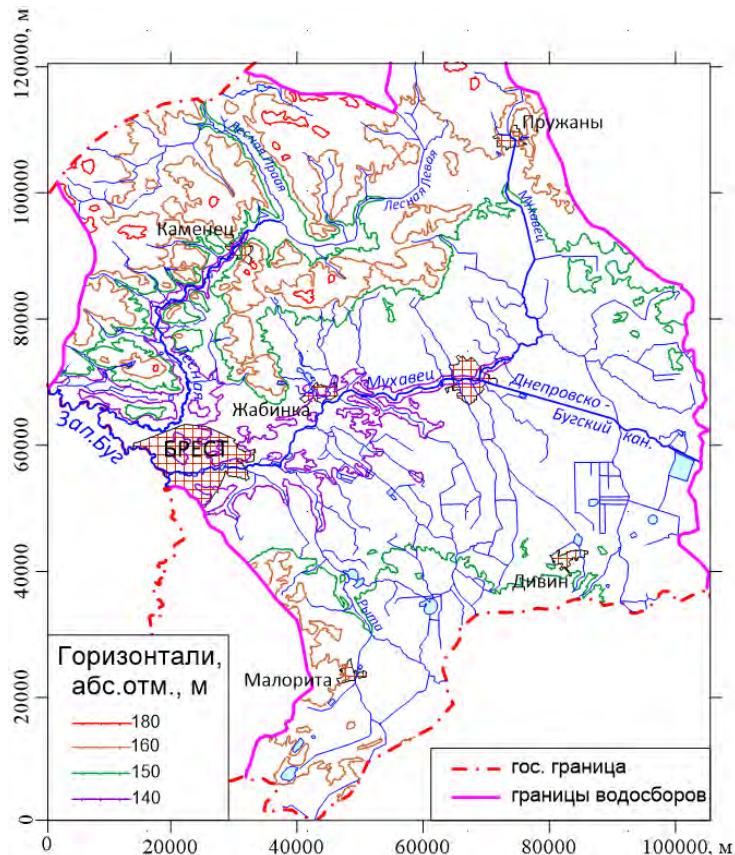


Рис. 8. Цифровая карта рельефа и речной сети водосборов рек Лесная и Мухавец

Fig. 8. Digital relief map and river network of the Lesnaya and Mukhavets river catchments

Рельеф территории Подляйско-Брестской впадины представляет собой сложное сочетание типов, подтипов и форм, сформировавшихся в различных климатических условиях. Преобладающими являются гляциенные образования, хотя заметную роль играют также аллювиальные, озерно-аллювиальные, золовые, болотные, биогенные и техногенные. Описание рельефа ПБВ приводится нами по монографии [28].

На территории ПБВ широкое развитие получили разные по площади болотные массивы. На крайнем западе выделяется долина р. Западный Буг. Она имеет четко выраженную пойму шириной до 500,0 м и широкую (до 6,5 км) первую надпойменную террасу. Превышение уровня террасы над поймой в районе достигает 3,8 м. Поверхность террасы заболочена. Заболоченные участки разделяются невысокими узкими песчаными грядами.

В целом для облика земной поверхности территории ПБВ характерна выраженная ярусность рельефа. Верхний ярус с абсолютными отметками более 170,0 м образуют останцы денудированных гряд и холмов. Территории с отметками 160,0–170,0 м и 150,0–160,0 м образуют два яруса пологоволнистых равнин, осложненных холмиками и буграми. Еще ниже на абсолютных отметках 130,0–150,0 м располагаются плоские слабовогнутые равнины и низины, в значительной степени заболоченные.

В результате деятельности постоянных водотоков в пределах впадины были созданы речные долины преимущественно пойменного типа, среди которых выделяются долины рек Лесная, Мухавец, Пульва, Рыта, Западный Буг. Речные долины врезаны в отложения окружающих территорий на 10,0–50,0 м и занимают самый низкий гипсометрический уровень земной поверхности.

Важную информацию об орографии дают показатели холмистости и западинности. Пространственные распределения средних значений холмистости согласуются с распределением средних значений абсолютной высоты, глубины и густоты расчленения, крутизны склонов. Нижняя ступень рельефа

имеет показатель холмистости до 1 ед/км<sup>2</sup>, на площади пологоволнистых равнин этот показатель составляет 3–4 ед/км<sup>2</sup>, а в местах распространения холмистого рельефа возрастает до 7 ед/км<sup>2</sup>.

Закономерности распределения западин и их среднее количество на единицу площади в пределах ПБВ не согласуются с таковыми значениями других морфометрических характеристик. Западины – это пониженные чашеобразные формы рельефа диаметром 200–500 м. В пределах моренно-водно-ледниковых равнин западины являются важным элементом рельефа, на отдельных участках насчитывается до 5 ед/ км<sup>2</sup>. На территории водно-ледниковых равнин количество этих форм снижается до 3–4 ед/км<sup>2</sup>, а на пониженных и заболоченных элементах рельефа – до 1–2 ед/км<sup>2</sup>.

Наиболее распространенными категориями ледникового рельефа являются холмисто-грядовые конечные морены, маркирующие положения краевой зоны ледника на определенных этапах его деградации, а также участки моренных и флювиогляциальных равнин. Доминирующее положение в рельефе занимают флювиогляциальные, озерно-аллювиальные, болотные, моренные поверхности и краевые ледниковые (конечно-моренные) образования.

**Методика реализации на ЧГФМ «LiM» результирующей величины инфильтрационного питания грунтовых вод.** Одной из наиболее сложных задач построения математических моделей геофильтрации является реализация взаимосвязи подземных и поверхностных вод [7–10, 15, 21, 24, 30]. Для многих типов гидрогеологических задач, особенно геоэкологической направленности, в которых гидрогеодинамические расчеты выполняются в стационарной (квазистационарной) постановке, вполне достаточно рассматривать поверхностные водоемы и водотоки в качестве границ гидрогеологических объектов, не раскрывая динамику их водного баланса. Взаимосвязь грунтовых вод с атмосферой через зону аэрации осуществляется заданием инфильтрационного питания. В такой постановке задача сводится к математической модели геофильтрации, верхней границей которой является уровеньная поверхность грунтового водоносного горизонта, получающего инфильтрационное питание сверху и имеющего гидравлическую связь с поверхностными водоемами и водотоками, на которых задаются известные граничные условия. В наиболее общем случае в математических моделях взаимосвязи подземных и поверхностных вод, именуемых в дальнейшем для краткости моделями взаимосвязи, должна учитываться динамика как поверхностного, так и подземного стока, поскольку они являются тесно связанными компонентами гидрологического цикла.

В соответствии с работой [4] будем полагать, что инфильтрационный водообмен через зону аэрации осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков, испарения с депрессионной поверхности грунтовых вод и транспирации влаги растительностью. Алгебраическая сумма интенсивности инфильтрации и эвапотранспирации в каждой расчетной точке за рассматриваемый период представляет собой результирующую величину инфильтрационного питания. Связь грунтовых вод с поверхностными водоемами и водотоками реализуется через подрусловые отложения. Направленность и интенсивность процесса взаимодействия зависит от проницаемости подрусловых отложений и соотношения уровней грунтовых и речных вод.

В изложенной постановке для решения задачи по оценке результирующей величины инфильтрационного питания грунтовых вод может быть использована методика, разработанная нами совместно с А. А. Плетневым [13, 14]. Суть методики заключается в задании над грунтовым (верхним) водоносным горизонтом фиктивной границы 3-го рода в виде слабопроницаемого слоя и водоема. В фиктивном водоеме задаются такие же напоры, как и в самом водоносном горизонте. Коэффициент перетока  $\chi_f$  фиктивного слабопроницаемого слоя между водоносным горизонтом и фиктивным водоемом выполняет роль коэффициента регуляризации, применяемого при решении некорректных задач по методу А. А. Тихонова. Его расчетное значение выбирается в зависимости от точности задаваемых на модели напоров. Идея задания фиктивной границы 3-го рода над грунтовым водоносным горизонтом с целью определения площадного питания подземных вод принадлежит А. А. Плетневу. Впервые она реализована в работе [13].

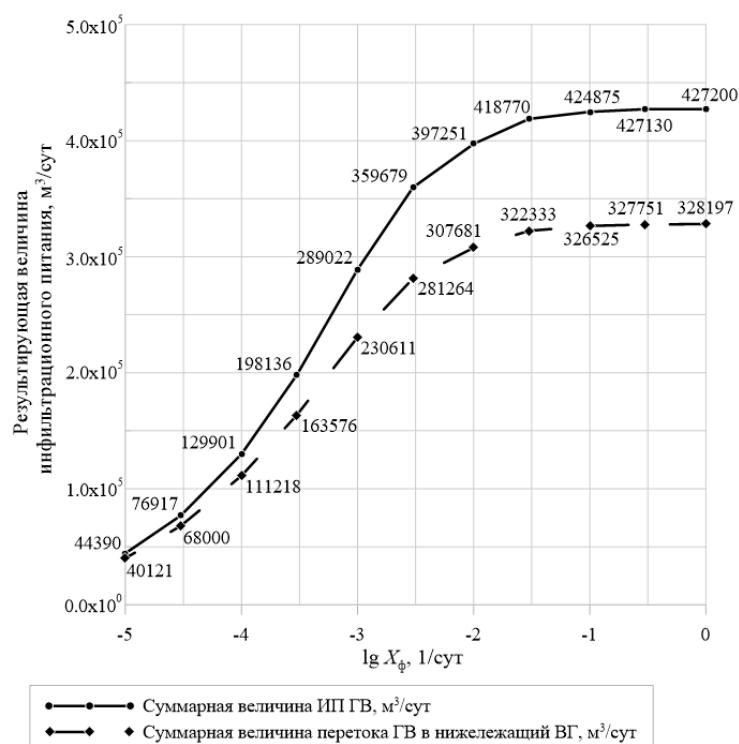
При воспроизведении на ЧГФМ стационарного (квазистационарного) режима фильтрации подземных вод суммарная величина притока в расчетный блок с водотоком  $Q_{b,i,j}$  в программе GWFS определяется выражением (3). Для естественного режима фильтрации  $Q_{d,i,j}$  и  $Q_{c,i,j}$  равны нулю, а родниковый сток  $Q_p$  расходуется на испарение или входит в виде составной части в речной сток, поэтому для рассматриваемого нами случая

$$Q_{b,i,j} = Q_{r,i,j} + Q_{w,i,j} \quad (4)$$

Результатом решения задачи в изложенной постановке являются расчетные величины питания грунтовых вод по каждому блоку модели, т. е. значения параметра  $Q_{b,i,j}$ , входящего в зависимости (2) и (3). Данный параметр представляет собой интегральную величину площадного (поблочного) питания грунтовых вод, которое (при заданных гидрогеологических параметрах и граничных

условиях) обеспечивает принятые к расчету уровни грунтовых вод. Проверка и уточнение полученных значений  $Q_{b,l,j}$  выполняется путем решения прямой геофильтрационной задачи. Для этого интенсивность инфильтрационного питания и эвапотранспирации, а также поверхностные водоемы и водотоки задаются на модели в явном виде. После решения задачи производится сравнение фактических и модельных напоров в контрольных точках или по всему полю модели.

**Результаты оценки результирующей величины инфильтрационного питания грунтовых вод.** Первоначально, с целью определения оптимальной величины коэффициента перетока фиктивного слабопроницаемого слоя  $\chi_\phi$  (коэффициента регуляризации), нами проведена серия модельных экспериментов. Результаты расчетов, полученные при различных значениях  $\chi_\phi$ , показаны на рис. 9.



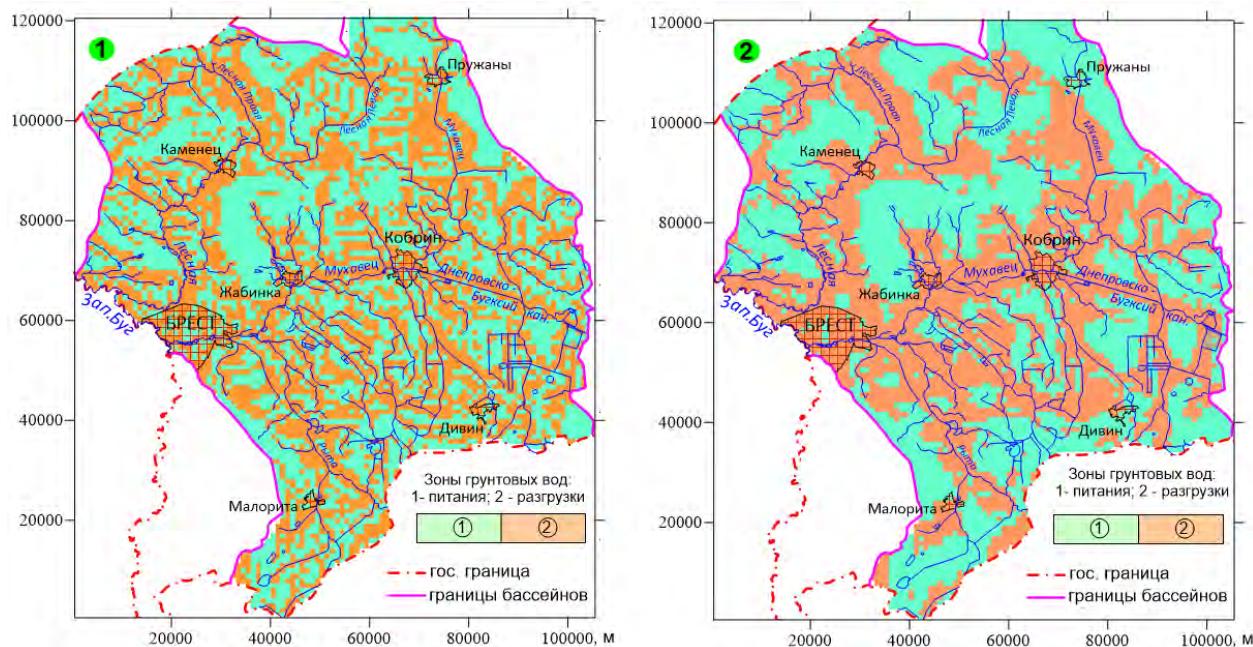
**Рис. 9. Зависимость результирующей величины питания подземных вод от коэффициента регуляризации фиктивного слабопроницаемого слоя**

**Fig. 9. Dependence of the resultant groundwater recharge value on the regularisation factor of the fictitious weakly permeable layer**

Как видно из рис. 9, результирующая величина питания грунтовых вод  $w_p$  зависит от принятого значения  $\chi_\phi$ , причем эта зависимость имеет логарифмический характер, что свидетельствует о слабой чувствительности  $w_p$  к значению коэффициента регуляризации. Так, при уменьшении  $\chi_\phi$  с 1,0 до 0,00001 1/сут (т. е. в 100 000 раз) расчетная величина питания грунтовых вод через верхнюю границу уменьшается лишь в 9,6 раза (с 427 200 до 44 390  $m^3/сут$ ). При этом сохраняются общие тенденции распределения участков питания и разгрузки грунтовых вод как по абсолютным величинам, так и по знаку (рис. 10).

Устойчивое и закономерное поведение результирующей величины инфильтрационного питания грунтовых вод при широком диапазоне изменения коэффициента регуляризации дает основание относиться с высокой степенью доверия к предложенному подходу воспроизведения гидродинамических условий на верхней границе геофильтрационных моделей гидрогеологических объектов.

В заключение отметим, что под оптимальной величиной коэффициента регуляризации нами понимается такое значение, при котором на геофильтрационной модели получена приемлемая близость натурных и модельных критериев согласования. В нашем случае удовлетворительное совпадение фактических и модельных напоров грунтовых вод (практически по всей моделируемой области разница не превышает 1,0 м по модулю) получено при  $\chi_\phi = 0,01$  1/сут, а результирующая величина инфильтрационного питания и соответствующая ему величина разгрузки грунтовых вод в реки, включая эвапотранспирацию, равна 397 251  $m^3/сут$ . Из этого объема 307 681  $m^3/сут$  расходуется на питание ниже залегающего водоносного горизонта.



**Рис. 10. Распределение расчетных зон питания и разгрузки грунтовых вод на территории водосборов рек Лесная и Мухавец: 1 – при  $\chi_{\phi} = 0,01 \text{ 1/сут}$ ; 2 – при  $\chi_{\phi} = 0,0001 \text{ 1/сут}$**

**Fig. 10. Distribution of calculated groundwater recharge and discharge zones on the territory of the Lesnaya and Mukhavec river basins: 1 – at  $\chi_{\phi} = 0.01 \text{ 1/day}$ ; 2 – at  $\chi_{\phi} = 0.0001 \text{ 1/day}$**

Для проверки достоверности построенной модели инфильтрационное питание и гидрографическая сеть на ней воспроизведены в явном виде. Интенсивность инфильтрационного питания принята по результатам моделирования при  $\chi_{\phi} = 0,01 \text{ 1/сут}$ . Фиктивная граница 3-го рода в форме слабопроницаемого слоя и водоема из модели удалена. Водоемы и водотоки, реализованные на модели как внутренние границы 3-го рода, показаны на рис. 8. Моделирование фильтрации подземных вод выполнено в стационарной постановке без воспроизведения работы инженерных сооружений (водозаборов, дренажей и т. д.). Для реализации перечисленных изменений создана рабочая модель под именем «lim-3wr». Составляющие водного баланса всей исследуемой территории, полученные по результатам моделирования, приведены в табл. 1.

**Таблица 1. Баланс грунтовых и поверхностных вод бассейнов рек Лесная и Мухавец (по результатам моделирования после реализации на модели гидрографической сети в явном виде;  $\chi_{\phi} = 0,01 \text{ 1/сут}$ )**

**Table 1. Groundwater and surface water balance in the Lesnaya and Mukhavec river basins (based on modelling results after implementation of the hydrographic network in the model;  $\chi_{\phi} = 0.01 \text{ 1/day}$ )**

Составляющие баланса	Единица измерения		
	$\text{м}^3/\text{сут}$	$\text{мм}/\text{год}$	$\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$
Результирующая величина инфильтрационного питания грунтовых вод	376 588	17,59	0,558
Питание грунтовых вод из блоков с реками	20 663	0,96	0,031
Результирующая величина разгрузки грунтовых вод в реки	189 595	8,85	0,281
Результирующая величина разгрузки грунтовых вод эвапотранспирацией	207 659	9,70	0,308
Нисходящий переток в соседний водоносный горизонт	307 675	14,37	0,456

Некоторые из результатов, представленных в табл. 1, обращают на себя внимание.

1. Результирующие величины разгрузки грунтовых вод в реки, с одной стороны, и в форме эвапотранспирации, с другой стороны, соизмеримы между собой.

2. Также соизмеримы нисходящий переток воды в соседний водоносный горизонт ( $307\ 675\ м^3/сут$ ) и результирующая величина инфильтрационного питания грунтовых вод ( $376\ 588\ м^3/сут$ ); другими словами, вертикальная фильтрация преобладает над латеральной.

3. Результирующая величина разгрузки грунтовых вод в реки ( $0,281\ л/с\cdotкм^2$ ), по сравнению с имеющимися данными по подземному стоку в реки ( $1,4\ л/с\cdotкм^2$ ), меньше в 5 раз.

По приведенным в табл. 1 результатам также возникают вопросы: 1) как объяснить аномально низкие значения результирующих величин инфильтрационного питания и разгрузки грунтовых вод?; 2) если полученный результат является достаточно надежным, то что он собой характеризует в свете современных представлений об инфильтрационном водообмене и его роли в формировании естественных ресурсов подземных вод? В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть состояние проблемы оценки инфильтрационного питания грунтовых вод. Стоит также подчеркнуть, что геолого-гидрогеологическая изученность водосборов рек Лесная и Мухавец и достоверность гидрологических параметров, принятых в ЧГФМ «LiM», достаточно высокие, а при моделировании достигнута очень высокая степень сходимости модельных и фактических уровней грунтовых вод.

Таким образом, на ЧГФМ «lim-3wr» получена хорошая сходимость заданных и модельных напоров грунтовых вод – намного меньше реальной величины ошибок в исходных данных. Однако высокой степени согласования фактических и модельных уровней оказалось недостаточно для получения на модели приемлемой величины подземного стока в реки. Ранее похожие результаты были опубликованы И. С. Пашковским [7, с. 1]. При этом авторы [7] обращают внимание на то, что игнорирование процессов разгрузки подземных вод эвапотранспирацией при неглубоком залегании их уровня (на площади пойм и низовых болотных массивов) приводит к занижению расчетных значений питания подземных вод. Для бассейнов рек Лесная и Мухавец как раз и характерны низкая степень дренированности и широкое развитие разноплощадных болотных массивов. Надо полагать, что заниженная величина подземного стока в реки, полученная нами, вполне укладывается в известные представления по рассматриваемой проблеме.

Ответ на полученный нами результат содержится в статье С. П. Позднякова с соавторами [23, с. 122]: «Осадки за холодный период года с осени до весны формируют (за счет осенних дождей, зимних оттепелей и весеннего снеготаяния) впитывание влаги в почву и ее нисходящее движение. Это движение корреспондируется с подъемом внутригодового гидрографа уровней грунтовых вод с разными скоростями. Наибольшая скорость подъема начинается с марта – апреля и это реакция на весенне снеготаяние в феврале – первой декаде апреля. Летний спад уровней грунтовых вод связан с тем, что в теплый период года две составляющие суммарной эвапотранспирации существенно превышают выпадающие в это время осадки. Происходит иссушение почвенного слоя, вызывающее вертикальную миграцию влаги снизу вверх, в том числе и с уровня грунтовых вод. При этом, по-видимому, главную роль в снижении уровня грунтовых вод играет транспирация».

Таким образом, в среднемноголетнем разрезе на территории разгрузки грунтовых вод эвапотранспирацией, инфильтрационное питание в весенне-летний период не проявляет себя в явном виде как основной источник естественных ресурсов подземных вод. Однако именно в весенне-летний период на пойменных территориях, низких террасах и других ландшафтах, прилегающих к речным долинам, формируется значительная часть естественных ресурсов грунтового водоносного горизонта. В противном случае уровни грунтовых вод и речной сток на период летне-осенней межени были бы значительно ниже фиксируемых в реальности.

Среднегодовые или меженные уровни грунтовых вод и речной сток в многолетнем разрезе содержат в скрытом виде информацию о суммарной величине естественных ресурсов, которые формируются за счет быстрого (из зоны эвапотранспирации) и медленного (со стороны водораздельных пространств) добегания грунтовых и межпластовых вод к руслам рек.

Следует также отметить роль рельефа, и в особенности микрорельефа, в формировании инфильтрационного питания грунтовых вод. В расчетных блоках модели большой площади (в нашем случае –  $1,0\ км^2$ ) может быть сразу несколько участков, имеющих как положительные (просачивание атмосферных осадков в грунтовый водоносный горизонт), так и отрицательные (эвапотранспирация, разгрузка в поверхностные водоисточники) значения величины инфильтрационного питания. В итоге среднемноголетняя результирующая величина инфильтрационного питания грунтовых вод в пределах одного расчетного блока модели может быть положительной, отрицательной или близкой к нулю. Очевидно, что для воспроизведения на модели положительных и отрицательных величин инфильтрационного питания грунтовых вод в явном виде шаг сетки должен быть соизмерим с размерами участков инфильтрационного питания (+) и разгрузки грунтовых вод в реки или в форме эвапотранспирации (-).

**Состояние проблемы количественной оценки инфильтрационного водообмена.** Глубокий анализ состояния проблемы количественной оценки инфильтрационного водообмена (ИВО) и его роли в формировании подземных вод гидролитосферы сделан И. К. Гавич еще в 1995 г. [4]. Основной характеристикой инфильтрационного водообмена подземных вод с окружающей средой является многолетнее результирующее инфильтрационное питание  $w_p$ . И. К. Гавич подчеркивает, что в гидрогеологической науке проблема изучения и оценки инфильтрационного питания (ИП) подземных вод

всегда была одной из главных и получила свое развитие в таких основополагающих научных разделах гидрогеологии, как динамика подземных вод, режим и баланс подземных вод, влагоперенос в зоне аэрации. В работах Г. Н. Каменского, П. А. Киселева, Н. Н. Биндемана, Н. Н. Веригина, М. А. Вевиоровской, Н. А. Мясниковой, И. С. Пашковского, В. М. Шестакова и других были разработаны теоретические основы количественного изучения и оценки основных гидродинамических характеристик режима и баланса подземных вод, в частности, ИП зоны интенсивного водообмена, главным образом, применительно к природно-техногенным гидрогеологическим системам на базе детерминированного подхода. Все эти разработки предназначались для локальных объектов и использовались как методологическая основа при обработке данных наблюдений за режимом и балансом подземных вод на детальных стадиях изысканий [4].

Значительный прогресс в проблеме изучения ИП и других элементов баланса подземных вод был достигнут в 1970–80-е годы, когда в гидрогеологии активно стали развиваться исследования, связанные с изучением перемещения влаги в зоне аэрации на основе общей теории влагопереноса в пористой среде. А. Б. Ситниковым, И. Е. Жерновым, Б. А. Файбишенко, И. С. Пашковским, В. Н. Чубаровым и другими были разработаны теоретические подходы к исследованию процессов движения влаги в зоне аэрации на основе теории влагопереноса применительно к решению гидрогеологических задач (в том числе к определению ИП), а также технологическая база для постановки и проведения соответствующих экспериментальных работ на специальных водно-балансовых площадках. Все подходы к изучению и оценке ИП разрабатывали в основном на локальном уровне применительно к детальным исследованиям. В какой-то мере такое положение объяснимо трудностями регионального изучения ИВО из-за несоответствия вертикальных мощностей зон аэрации и насыщения, а также малостью величины ИП и существующей неясностью в оценке ее физической сущности и многолетних изменений.

Широкое применение методов математического моделирования и создание моделей локальных и региональных объектов несколько улучшило состояние проблемы количественной оценки ИВО, но не позволило решить задачу изучения и оценки многолетних изменений ИВО как элемента глобально-регионального круговорота влаги. И. К. Гавич связывает это с несколькими причинами. Так, при решении региональных задач, особенно при оценке ресурсов и эксплуатационных запасов подземных вод артезианского бассейна, крупного водопонижения при разработке глубоко залегающих полезных ископаемых, грунтовый водоносный горизонт на модели не воспроизводился, а задавался в виде граничного условия 3-го рода. Тем самым терялась важная информация, исключалось исследование режима и баланса грунтовых вод, условий их формирования, оценки их роли в общем водообмене подземных вод с окружающей средой [4, с. 2].

Для определения ИП по данным режимных наблюдений используются оценки водного баланса на поверхности земли, режима влажности в зоне аэрации, режима уровней грунтовых вод, подземного стока. Их подробной характеристике посвящено большое количество публикаций [4, 15, 31 и др.]. Методы, основанные на изучении формирования процесса инфильтрации на поверхности земли и в зоне аэрации, имеют ряд ограничений, что обуславливает особый интерес к методам, опирающимся на данные режима уровней и расходов грунтовых вод [31].

В результате глубокого анализа состояния проблемы И. К. Гавич [4] приходит к выводу, что в качестве характеристики ИВО подземных вод с окружающей средой следует принимать многолетнее результирующее инфильтрационное питание  $w_p$ , представляющее собой некоторую сумму приходно-расходных элементов за принятый период времени (алгебраическую сумму интенсивности инфильтрационного питания и испарения с депрессионной поверхности грунтовых вод за год или многолетний период). Одновременно величина  $w_p$  является в определенной мере альтернативой подземному стоку речного бассейна и характеризует многолетние естественные ресурсы подземных вод региона. Показатель  $w_p$  является ведущим в описании процесса формирования подземных вод, поэтому необходима разработка независимых методов его оценки для ЗАВ. Результирующую величину ИП можно определять по формулам стационарной фильтрации, используя значения среднегодовых уровней грунтовых вод [4].

Ввиду отсутствия надежного регионального метода оценки ИВО И. К. Гавич [4] предлагает свою концепцию анализа современного состояния грунтовых вод крупных территорий на основе использования многолетних режимных наблюдений. В рамках данной концепции ею разработан ландшафтно-гидрогеологический метод (ЛГМ) оценки многолетнего результирующего ИП. Метод базируется на основе ряда принципов и подходов, применяемых в естественных науках, а также на представлениях о квазистационарном режиме подземных вод крупных природных и природно-техногенных гидрогеологических систем. Суть его заключается в необходимости выявления региональных закономерностей формирования режима и баланса подземных вод в пределах однородной ландшафтно-географической зоны по всей совокупности отдельных точечных характеристик процесса, т. е. зонально усредненных данных.

В. М. Шестаковым в работе [31] излагается метод оценки ИП по данным площадной наблюдательной сети при стационарном режиме грунтового потока. Предполагается, что корректное решение задачи возможно при задании зонного распределения инфильтрации по площади потока, обусловленного геоморфологической, ландшафтной и водохозяйственной обстановками. Исходными в этой задаче

являются данные о напорах в наблюдательных скважинах и расположение зон с кусочно-постоянными значениями интенсивности инфильтрации. В таких условиях оценка зонных значений интенсивности инфильтрации осуществляется методом моделирования с использованием функций влияния.

На наш взгляд, методический подход [4, 31], основанный на выделении зон с кусочно-постоянными значениями интенсивности инфильтрации, не лишен недостатков. Ведущие российские гидрогеологи считают доказанным, что ИП грунтовых вод очень сильно изменяется по площади даже в пределах единых морфоструктурных элементов рельефа и смежных участков территории [1 и др.]. Сам В. М. Шестаков подчеркивает [31], что для инфильтрации характерна значительная площадная неравномерность масштаба десятков и сотен метров, обусловленная в основном неровностями рельефа и изменчивостью почвенно-ландшафтных условий. В связи с этим выделение более-менее однородных зон с характерными значениями ИП является весьма проблематичным.

Ландшафтно-гидрогеологический метод, на наш взгляд, имеет и другие недостатки. В частности, данный подход предполагает комплексное использование известных методов количественной оценки закономерностей питания подземных вод в зависимости от различных режимообразующих факторов. В таком случае недостатки данных методов частично или полностью относятся и к ЛГМ. Так, И. К. Гавич предлагает оценку исходных значений результирующей величины ИП производить по формулам стационарной фильтрации, которые получены для изолированного снизу водоносного горизонта, т. е. подстилаемого непроницаемой границей. Для гидрогеологических объектов, состоящих из нескольких гидравлически связанных водоносных горизонтов, расчеты по данным формулам дают не величину  $i_F$ , а разность между интенсивностью ИП и интенсивностью перетока в соседний водоносный горизонт.

Для использования ЛГМ на практике требуются весьма длительные ряды наблюдений и высокая плотность точек наблюдения по площади. В противном случае районирование региона по ведущим режимообразующим факторам формирования режима и баланса подземных вод теряет смысл. Так, при апробации ЛГМ на примере Восточно-Предкавказского артезианского бассейна в среднем на одну расчетную точку приходилось более 1000 км<sup>2</sup> исследуемой территории [4]. Достаточность такого объема исходных данных для выделения зонально усредненных характеристик ИВО вызывает сомнения. Например, наши оценки по детально изученному объекту, расположенному на водоразделе рек Сож и Уза, показывают, что на территории площадью всего 9 км<sup>2</sup> выделяется несколько участков питания и разгрузки грунтовых вод [13, 14].

В последние годы проблема оценки ИП подземных вод детально рассмотрена в работах С. О. Гриневского и С. П. Позднякова [7–10]. По их мнению, наиболее перспективен комплексный подход на основе моделирования процессов формирования ИП в рамках геогидрологической водноводобалансовой модели. Под геогидрологической моделью понимается совокупность моделей трансформации и переноса влаги внутри геогидрологического цикла, объединенных условиями сохранения общего водного баланса на его внутренних границах. Расчетная модель формирования ИП подземных вод состоит из двух взаимосвязанных блоков – трансформации осадков на поверхности земли и влагопороноса в зоне аэрации. В первом блоке проводится расчет трансформации осадков на поверхности земли с учетом их задержки растительностью и испарения, накопления в виде снега, таяния и образования поверхностного стока. Для оценки водообмена в зоне аэрации моделируется одномерная вертикальная насыщенно-ненасыщенная фильтрация от поверхности земли до нижней границы, расположенной на уровне глубины залегания грунтовых вод. Использование таких моделей для оценки ИП и естественных ресурсов подземных вод в среднем (1 : 25 000–1 : 50 000) и региональном (1 : 100 000–1 : 200 000) масштабах предполагает проведение районирования исследуемой территории по комплексу метеорологических, ландшафтных, геолого-почвенных и гидрогеологических факторов [7, с. 1; 10, с. 46]. Природное сочетание основных факторов формирования ИП образует совокупность своеобразных типов условий, для которых проводится геогидрологическое моделирование, позволяющее количественно охарактеризовать элементы баланса влаги на поверхности земли и в зоне аэрации и ИП подземных вод. Оцененные таким образом величины питания распространяются далее на площади с идентичными метеоклиматическими, ландшафтными, геолого-почвенными и гидролого-гидрогеологическими условиями на поверхности речных бассейнов, выделенные на основе соответствующего районирования территории [7, с. 5].

Обратим внимание на два аспекта задачи, решаемой в работах [7, 10]: с одной стороны, реализация методических подходов, предложенных С. О. Гриневским и С. П. Поздняковым, в численных моделях реальных гидрогеологических объектов является весьма сложной задачей; с другой стороны, авторы [7, 10] уходят от прямого учета морфологии рельефа в моделях взаимосвязи. Их ссылки на то, что роль макроформ рельефа в процессах формирования инфильтрации нивелируется характером растительности и микрорельефом поверхности, а роль отдельных западин и микропонижений не может быть отражена в региональном масштабе исследований, выглядят не весьма убедительно. Если роль западин и микропонижений велика (следовательно, они влияют на региональный результат), то можно ли доверять результатам моделирования, полученным без их учета. Важнейшая роль микрорельефа в формировании инфильтрационного питания грунтовых вод убедительно показана в работе В. М. Шестопалова с соавторами [32].

Вместе с тем следует согласиться с мнением авторов [7] о том, что для оценки инфильтрации наиболее перспективным является комплексный подход на основе совместного использования балансового, гидролого-гидрогеологического методов и моделирования процессов формирования инфильтрационного питания в рамках геогидрологической воднобалансовой модели. В рамках комплексного подхода могут быть полезны и наши предложения по оценке некоторых элементов инфильтрационного водообмена.

**Балансово-гидродинамический метод оценки инфильтрационного водообмена.** В настоящее время практически всеми признано, что калибрация геофильтрационных моделей должна базироваться на согласовании не только натурных и модельных уровней грунтовых вод, но и подземного стока в реки. На созданной нами ЧГФМ водосборов рек Лесная и Мухавец получена очень хорошая сходимость заданных и модельных напоров грунтовых вод – намного меньше реальной величины ошибок в исходных данных. Однако высокой степени согласования фактических и модельных уровней оказалось недостаточно для получения на модели приемлемой величины подземного стока в реки.

Результирующая величина ИП получена нами при моделировании фильтрации подземных вод в стационарной постановке. Суммарная величина притока  $Q_{b,i,j}$  в расчетный блок с водотоком (далее – «речной» блок, или блок с рекой), т. е. для первого от поверхности водоносного горизонта (расчетного водоносного пласта модели) в ВП GWFS определяется выражениями (3) и, в нашем случае, (4).

Инфильтрационное питание реализуется на основе зависимости

$$Q_{w,i,j} = w_{i,j} \Delta X_i \Delta Y_j, \quad (5)$$

где  $w_{i,j}$  – интенсивность инфильтрационного питания в пределах расчетного блока модели с координатами  $i, j$ ;  $\Delta X_i$  и  $\Delta Y_j$  – размеры блока по осям  $X$  и  $Y$  соответственно.

Взаимосвязь грунтовых вод с поверхностными водотоками воспроизводится в соответствии с выражением

$$Q_{r,i,j} = T_{r,i,j} (H_{r,i,j} - H_{i,j}), \quad (6)$$

где  $H_{r,i,j}$  и  $H_{i,j}$  – абсолютные отметки уровней воды в реке и в грунтовом водоносном горизонте соответственно;  $T_{r,i,j}$  – проводимость подрусловых отложений, причем

$$T_{r,i,j} = \chi_{r,i,j} N_{r,i,j} L_{r,i,j}, \quad (7)$$

где  $\chi_{r,i,j}$  – коэффициент взаимосвязи водотока с подземными водами ( $\chi_{r,i,j} = k_{r,i,j} / m_{r,i,j}$ , где  $k_{r,i,j}$  и  $m_{r,i,j}$  – коэффициент фильтрации и мощность слабопроницаемых подрусловых отложений соответственно);  $N_{r,i,j}$  и  $L_{r,i,j}$  – ширина и длина русла реки в пределах расчетного блока модели соответственно.

При отсутствии на территории моделируемой области водотоков  $Q_{r,i,j} = 0$ , поэтому согласно зависимости (4)  $Q_{w,i,j} = Q_{b,i,j}$ . В таком случае интенсивность инфильтрационного питания  $w_{i,j}$  в пределах расчетного блока модели с координатами  $i, j$  вычисляется по выражению (5). При наличии на модели водотоков рассматриваемая задача становится сложнее, так как согласно (4) возникает необходимость расчленения модельного притока в блок  $Q_{b,i,j}$  на две составляющие – расход грунтовых вод в поверхностные водотоки  $Q_{r,i,j}$  и инфильтрационный расход грунтовых вод  $Q_{w,i,j}$ . Для моделей с небольшим шагом сеточной области, когда размеры блоков и водотоков (в пределах блока) соизмеримы, величиной  $Q_{w,i,j}$  в зависимости (4) можно пренебречь и полагать, что  $Q_{b,i,j} = Q_{r,i,j}$ , т. е. весь модельный приток в блок относится к расходу реки в пределах блока. Если малых водотоков много, а шаг сетки большой, то значимость инфильтрационного питания (или эвапотранспирации) грунтовых вод  $Q_{w,i,j}$  по блокам с реками в общем балансе системы существенно возрастает. В таком случае требуется независимое определение  $Q_{w,i,j}$ .

Для слабодренированных территорий раздельная оценка  $Q_{r,i,j}$  и  $Q_{w,i,j}$  возможна при выполнении следующих условий:

1) все реки и водоемы дренируют грунтовый водоносный горизонт, т. е. в естественных условиях имеет место подпертый режим фильтрации подземных вод (для Белорусского Полесья это положение выполняется всегда);

2) подземный сток в реки ( $Q_{\text{пср}}$ ) определен независимым способом;

3) карта гидроизогипс (или глубин залегания грунтовых вод) отвечает стационарному (квазистационарному) режиму фильтрации;

4) модельный расход грунтовых вод в реки равен натурному подземному стоку; для водосборов рек Лесная и Мухавец по [3]  $Q_{\text{пср}} = 1,4-1,6 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$  (для гидрологических расчетов принято  $Q_{\text{пср}} = 1,4-1,6 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ );

5) между  $Q_{w,i,j}$  и  $Q_{b,i,j}$  имеется линейная связь:

$$Q_{w,i,j} = \alpha Q_{b,i,j} + \beta, \quad (8)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  – коэффициенты уравнения прямой линии, единые для всех блоков с реками и блоков с отрицательными значениями результирующей величины ИП. Линейная связь между  $Q_{w,i,j}$  и  $Q_{b,i,j}$  является достаточно очевидной, так как площадь русла реки намного меньше площади расчетного блока. В нашем случае (при площади расчетного блока модели с рекой 1,0 км<sup>2</sup>, ширине реки 50 м и ее длине 1000 м) площадь реки в пределах блока составляет лишь 5 %.

Отметим, что суммарный расход блока  $Q_{b,i,j}$  может принимать как положительные ( $Q_{b,i,j}^+$  – приток воды в пласт), так и отрицательные ( $Q_{b,i,j}^-$  – эвапотранспирация, разгрузка грунтовых вод в реки) значения. Составляющие баланса принимаются со знаком «+» при поступлении воды в пласт. Расход грунтовых вод в реки ( $Q_{r,i,j}$ ) имеет только отрицательные значения, которые согласно (4) стремятся к нулю при  $Q_{b,i,j} = Q_{w,i,j}$ , т. е. для таких расчетных блоков максимальный расход ( $Q_{b,max}$ ) также равен нулю. Возможно и обратное направление процесса – приток воды в пласт из реки, но в этом случае река («речной» блок) не участвует в формировании общего подземного стока в реки.

Условие о том, что все реки и водоемы дренируют грунтовый водоносный горизонт, т. е. в естественных условиях имеет место подпертый режим фильтрации подземных вод, справедливо для меженного периода. В весенне-летний период грунтовый водоносный горизонт (первый от поверхности водоносный пласт) становится областью питания на всей площади своего распространения. Питание формируется за счет как талых вод, так и атмосферных осадков в этот период.

При известном значении  $Q_{b,i,j}$  условие (8) позволяет найти  $Q_{w,i,j}$ . Значение  $\beta$  можно найти из выражения (8), приняв  $Q_{w,i,j} = 0$  при  $Q_{b,i,j} = Q_{b,max}$ :

$$\beta = -\alpha Q_{b,max}, \quad (9)$$

где  $Q_{b,max}$  – максимальное значение модельного притока в блок из числа всех блоков с реками. В блоках с отрицательной величиной результирующего инфильтрационного питания  $Q_{b,max}$  стремится к нулю, поэтому для решения уравнения (8) можно принять условие, что  $Q_{b,max} = 0$ , соответственно,  $\beta = 0$ . Для принятых граничных условий уравнение (8) приобретает вид:

$$Q_{w,i,j} = \alpha Q_{b,i,j}. \quad (10)$$

Подставив (10) в (4) при  $\beta = 0$  и имея в виду, что для зоны разгрузки грунтовых вод в форме эвапотранспирации  $Q_{w,i,j} = Q_{et,i,j}^*$ , а для блоков с реками  $Q_{r,i,j} = Q_{r,i,j}^*$ , получим:

$$Q_{r,i,j}^* = (1 - \alpha) Q_{b,i,j}, \quad (11)$$

$$Q_{et,i,j}^* = (1 - \alpha) Q_{b,i,j}, \quad (12)$$

где  $Q_{r,i,j}^*$  и  $Q_{et,i,j}^*$  – суммарный расход грунтовых вод с учетом внутригодовых изменений инфильтрационного питания в реки и в форме эвапотранспирации соответственно.

Такой подход, на наш взгляд, является обоснованным, так как расчетные блоки с реками и зона разгрузки грунтовых вод в форме эвапотранспирации представляют собой единую область, однородную по условиям питания и разгрузки грунтовых вод.

Имея в виду, что  $\sum Q_{r,i,j} = Q_{ncp}$ , определим значение  $(1 - \alpha)$ :

$$\sum Q_{r,i,j} = \sum (1 - \alpha) (Q_{b,i,j}) = (1 - \alpha) \sum (Q_{b,i,j}) = Q_{ncp}, \quad (13)$$

$$1 - \alpha = \frac{Q_{ncp}}{\sum (Q_{b,i,j})}. \quad (14)$$

На основе установленных значений  $(1 - \alpha)$ ,  $\beta$  и  $Q_{b,i,j}$  по зависимости (11) вычислим суммарный расход  $(Q_{r,i,j}^*)$  грунтовых вод в реки и далее по формуле (4) оценим интенсивность инфильтрационного питания по расчетным блокам модели с реками:

$$Q_{w,i,j}^* = Q_{b,i,j} - Q_{r,i,j}^*. \quad (15)$$

Аналогично – для зоны разгрузки грунтовых вод в форме эвапотранспирации (суммарного испарения):

$$Q_{w,i,j} = Q_{b,i,j} - Q_{et,i,j}^*. \quad (16)$$

**Калибрация численной геофильтрационной модели «LiM».** Калибрация ЧГФМ водосборов рек Лесная и Мухавец заключалась в получении на модели заданной величины подземного стока в реки и согласовании модельных и фактических напоров грунтовых вод на период летне-осенней межени путем определения инфильтрационного питания и проводимости подрусловых отложений. Карта гидроизогипс, принятая к расчетам, показана на рис. 6. Значения модуля подземного стока в реки на территории моделируемых водосборов равны в среднем 1,4–1,6 л/с·км<sup>2</sup> [3] (для расчетов принято значение 1,4 л/с·км<sup>2</sup>).

Проблемы создания карты гидроизогипс и определения модуля подземного стока заданной обеспеченности, а также их согласование в данной статье не рассматриваются, так как это отдельная и весьма сложная задача. Гидрологические параметры водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев в процессе калибрации модели также не корректируются. Это означает, что все ошибки в расчетах, обусловленные недостоверностью уровенной поверхности грунтовых вод и гидрологических параметров, относятся к расчетным величинам инфильтрационного питания грунтовых вод и подземного стока в реки. В свою очередь, количественные значения последних считаются приемлемыми, если на модели получена удовлетворительная величина подземного стока в гидографическую сеть.

Таким образом, после согласования фактических и модельных уровней грунтовых вод (1-й этап калибрации модели) необходимо согласовать фактическую (принятую к расчетам) и модельную величину подземного стока в реки (2-й этап калибрации). Для решения этой задачи воспользуемся балансово-гидродинамическим подходом оценки инфильтрационного водообмена. Для расчетов использована ЧГФМ «lim-2wr», в которой реки и результирующая величина инфильтрационного питания на водосборах рек Лесная и Мухавец реализованы в явном виде: реки – в форме границ 3-го рода; интенсивность инфильтрационного питания – в виде границы 2-го рода, т. е. количества воды (м/сут), поступающего на уровенную поверхность грунтовых вод в каждый расчетный блок модели без рек.

С учетом перечисленных изменений выполнено моделирование фильтрации подземных вод. В итоге получены количественные значения результирующей величины инфильтрационного питания грунтовых вод (рис. 11).

Расчленение модельного притока в речные блоки  $Q_{b,i,j}$  на расход грунтовых вод в поверхностные водотоки  $Q_{r,i,j}$  и инфильтрационное питание грунтовых вод  $Q_{w,i,j}$  выполним по формулам (10)–(16). Приняв модуль подземного стока равным 1,4 л/с·км<sup>2</sup> ( $1,2 \cdot 10^{-4}$  м/сут), площадь моделируемых водосборов – 7816 км<sup>2</sup>, получим общий подземный сток в реки  $Q_{\text{пср}} = 944\ 344$  м<sup>3</sup>/сут. На модели «lim-3wr» приток к «речным» блокам составил 189 595 м<sup>3</sup>/сут. Согласно (8)  $\alpha = 944\ 344 / 189\ 595 = 4,98$ . При известных значениях  $\alpha$  и  $Q_{b,i,j}$  по зависимостям (15) и (16) можно оценить инфильтрационный расход по блокам с  $w_p < 0$ .

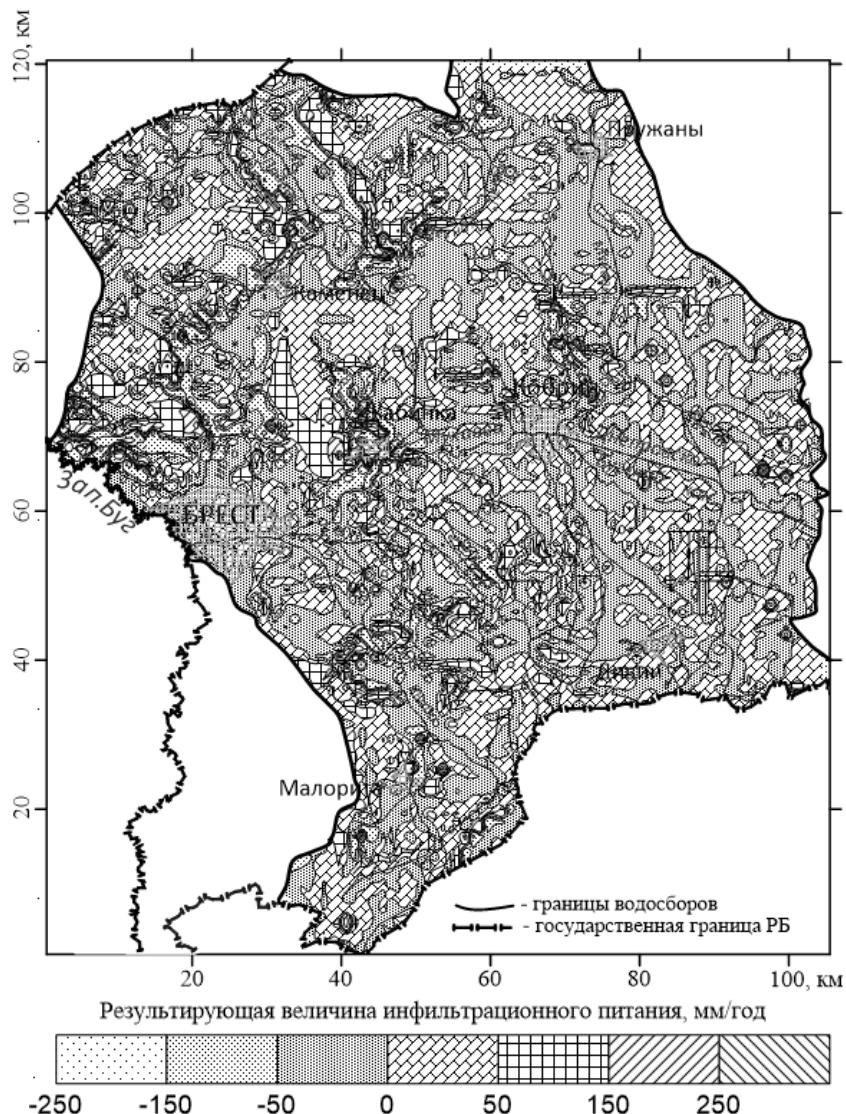
**Реализация гидродинамических условий на верхней границе модели «LiM».** Для решения данной задачи создана рабочая версия ЧГФМ под именем «lim-4wrd». По результатам 1-го этапа калибрации ЧГФМ «LiM» на верхней границе моделируемой области выделено три вида расчетных блоков. По направленности процесса движения воды между верхней границей модели и грунтовым водоносным горизонтом все расчетные блоки подразделяются на две группы – с положительной и отрицательной величиной результирующего инфильтрационного питания.

В свою очередь, блоки с отрицательной величиной результирующего питания также подразделяются на две группы (подгруппы) – с реками и без рек. В соответствии с выделенными группами расчетных блоков моделируемая территория подразделяется на три зоны (участка):

1-я зона – территория, на которой в среднемноголетнем разрезе формируется результирующая величина питания грунтовых вод с положительным знаком (+w);

2-я зона – территория, на которой в среднемноголетнем разрезе преобладает эвапотранспирация грунтовых вод (−w);

3-я зона – территория, которую занимает речная сеть, включая часть пойм, низких террас и других отрицательных форм рельефа, входящих в расчетные блоки с реками.



**Рис. 11. Карта результирующей величины инфильтрационного питания после согласования фактических и модельных уровней грунтовых вод (по результатам моделирования)**

**Fig. 11. Map of the resulting infiltration supply after matching actual and model groundwater levels (based on modelling results)**

Расчетные блоки (ячейки) 1-й зоны тяготеют к водоразделам и другим повышенным элементам рельефа. Среднемноголетняя величина ИП здесь всегда положительна. В разрезе года испарение влаги с депрессионной поверхности ГВ практически отсутствует. Направление движения влаги в зоне аэрации нисходящее. Возможно и восходящее движение, но влага, не достигшая свободной поверхности ГВ, не участвует в формировании подземного стока в реки и уровенного режима ГВ, поэтому в наших задачах данный тип воды не рассматривается.

Интенсивность ИП в расчетных блоках 1-й зоны, определенная в процессе 1-го этапа калибровки модели «LiM», на ЧГФМ задается в виде границы 2-го рода, т. е. количества воды (м/сут), поступающего на уровенную поверхность ГВ.

Отличие 2-й зоны состоит в том, что на ее территории в годовом разрезе имеет место не только эвапотранспирация, но и ИП с положительным знаком. Важно, что эвапотранспирация преобладает над ИП как в годовом, так и в многолетнем разрезе. Однако периодическое питание грунтовых вод в течение года имеет существенное значение в формировании общей величины естественных ресурсов подземных вод. Поэтому в части речного бассейна с отрицательной величиной результирующего питания грунтовых вод требуется раздельная оценка как положительной, так и отрицательной составляющей.

В модели «lim-4wrd» для реализации среднемноголетней величины эвапотранспирации использована система дренажа, возможность воспроизведения которого имеется в вычислительной программе GWFS. На модели «lim-4wrd» дрены заложены во всех ячейках без рек с отрицательным результирующим питанием. Глубина дрен – 1,0 м. В дренах сохранены уровни ГВ, принятые на 1-м этапе калибрации модели. Блоковая проводимость дренажных сооружений стремится к бесконечности (на модели задано  $T_d = 9999 \text{ м}^2/\text{сут}$ ). Стоить отметить, что моделировать эвапотранспирацию во 2-й зоне можно было с использованием рек в виде границ 3-го рода. Замена рек на дренаж сделана для того, чтобы расчетные блоки модели по 2-й и 3-й зонам различались формой выдачи результатов моделирования, что удобнее для их анализа и обработки.

В вычислительной программе GWFS моделирование системы горизонтального дренажа и воспроизведение притока подземных вод к дренам  $Q_d$  описывается зависимостью [15]:

$$Q_d = T_d (H_d - H_*), \quad (17)$$

где  $T_d$  – блоковая проводимость дренажных сооружений;  $H_d$  – абсолютная отметка уровня воды в дрене;  $H_*$  – абсолютная отметка уровня воды в водоносном горизонте.

Основная особенность 3-й зоны – это наличие гидрографической сети. В годовом разрезе, как и во 2-й зоне, имеет место не только эвапотранспирация, но и ИГ грунтовых вод. На 2-м этапе калибрации гидрографическая сеть сохраняется в прежнем виде. Для воспроизведения среднегодовой величины инфильтрационного питания ГВ на площади распространения 2-й и 3-й зон задается граница 2-го рода по схеме, принятой для 1-й зоны.

Количественные значения среднегодовой величины инфильтрационного питания по каждому блоку 2-й и 3-й зон вычисляются по формулам (15) и (16) и затем вводятся в модель.

**Особенности формирования структуры баланса естественных ресурсов подземных вод на территории водосборов рек Лесная и Мухавец.** Модельные величины всех составляющих баланса грунтовых и поверхностных вод, полученные в результате решения прямой геофiltрационной задачи, приведены в табл. 2.

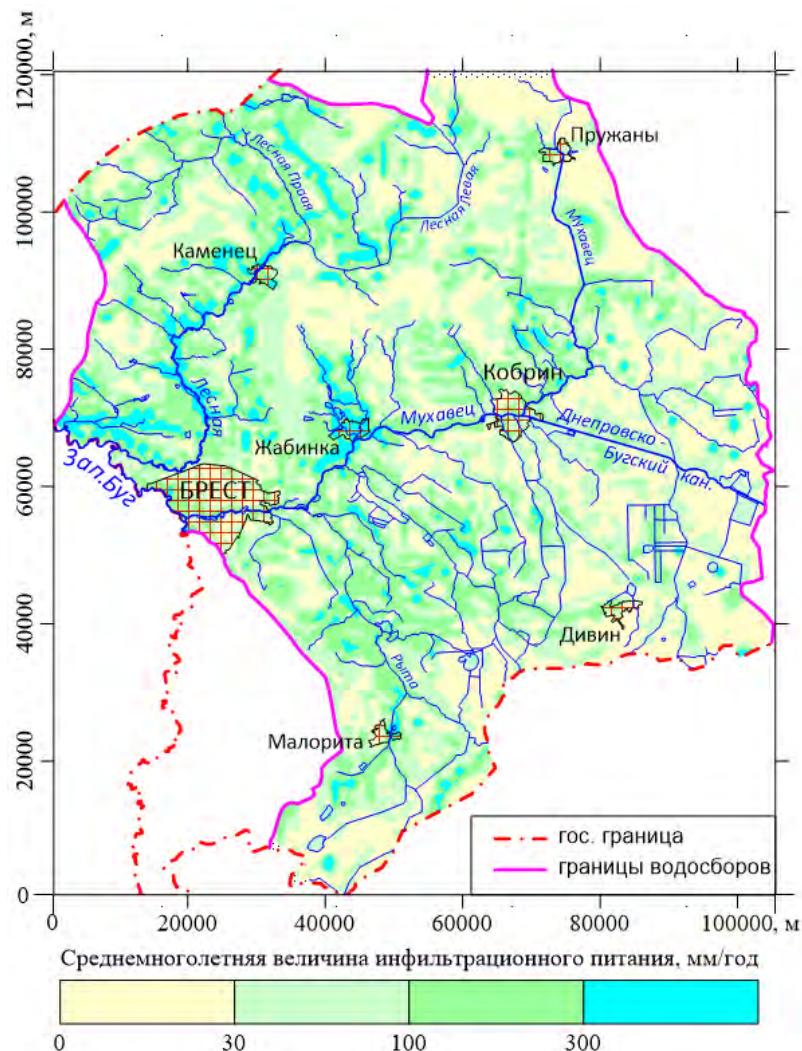
**Таблица 2. Общая структура баланса грунтовых, межпластовых и поверхностных вод на территории водосборов рек Лесная и Мухавец после согласования исходной и модельной величины подземного стока в реки (по результатам расчетов и моделирования)**

**Table 2. General structure of groundwater, interstratum and surface water balance in the territory of the catchments of the Lesnaya and Mukhavec rivers after agreement of initial and modelled values of groundwater flow into the rivers (based on the results of calculations and modelling)**

Составляющие баланса	Единица измерения		
	м <sup>3</sup> /сут	мм/год	л/с·км <sup>2</sup>
Суммарная величина инфильтрационного питания ГВ	1 978 315	92,39	2,9329
Суммарная величина питания ГВ из блоков с реками	27	0,00	0,0000
Суммарная величина разгрузки ГВ в реки	944 913	44,13	1,4009
Суммарная величина разгрузки ГВ эвапотранспирацией	1 033 423	48,26	1,5321
Нисходящий переток ГВ в палеоген-среднечетвертичный ВК	304 800	14,23	0,4519
Нисходящий переток межпластовых вод из палеоген-среднечетвертичного ВК в оксфорд-сеноманский ВК	62 353	2,91	0,0924
Нисходящий переток межпластовых вод из оксфорд-сеноманского ВК в верхнепротерозойский-нижнекембрийский ВК	335	0,02	0,0005

Суммарная величина инфильтрационного питания грунтовых вод при заданных параметрах и граничных условиях составила 1 978 315 м<sup>3</sup>/сут (высота слоя воды 92,39 мм/год, или 2,93 л/сек·км<sup>2</sup>). Получена также требуемая величина подземного стока в реки, равная 944 913 м<sup>3</sup>/сут (высота слоя воды 44,13 мм/год, или 1,40 л/сек·км<sup>2</sup> – в расчете на всю площадь моделируемых водосборов). В табл. 2 данные по восходящему потоку подземных вод не приведены, так как водосборы рек Лесная и Мухавец представлены в ЧГФМ «LiM» как балансово-замкнутые гидродинамические элементы гидролитосферы, полностью изолированные от соседних водосборов непроницаемыми в гидродинамическом отношении границами. Величина дисбаланса в расчете перетоков воды между соседними ВК не превышает 5,7 м<sup>3</sup>/сут, что составляет менее 0,01 % от суммарного водообмена между палеоген-среднечетвертичным и оксфорд-сеноманским ВК. Между другими ВК дисбаланс оценки величины водообмена еще ниже.

Распределение интенсивности инфильтрационного питания ГВ по площади моделируемой территории показано на рис. 12. По 2-й и 3-й зонам, на территории которых преобладает эвапотранспирация, при оценке среднемноголетней величины разгрузки грунтовых вод эвапотранспирацией и в реки учтены внутригодовые изменения инфильтрационного питания.



**Рис. 12. Карта интенсивности инфильтрационного питания грунтовых вод на водосборах рек Лесная и Мухавец после согласования исходной и модельной величин подземного стока в реки (по результатам моделирования)**

**Fig. 12. Map of groundwater infiltration intensity at the catchments of the Lesnaya and Mukhavets rivers after harmonisation of initial and model values of groundwater flow into the rivers (based on modelling results)**

Среднемноголетняя величина интенсивности инфильтрационного питания ГВ изменяется по площади водосборов рек Лесная и Мухавец практически от нуля до 600 мм/год (см. рис. 12). Однако преобладают значения, не превышающие 300 мм/год: до 30 мм/год – 40 % площади водосборов; 30–100 мм/год – 32; 100–300 мм/год – 22; более 300 мм/год – 6 % площади водосборов.

Модельные уровни ГВ на 2-м этапе калибрации изменились несущественно. Они увеличились менее чем на 0,3 м по всей моделируемой территории (0,1 м и менее для 94 % расчетных блоков модели «lim-4wrd»; от 0,1 до 0,3 м – 6 %).

На наш взгляд, почти полное совпадение фактических (принятых к расчету) и модельных критериев согласования не является доказательством высокой точности вычисления результирующей величины инфильтрационного питания и суммарной величины питания ГВ с учетом внутригодовых

изменений интенсивности инфильтрации во 2-й и 3-й зонах, т. е. на территории, где эвапотранспирация значительно преобладает над инфильтрацией атмосферных осадков. Многое зависит от достоверности принятой к расчетам величины подземного стока в реки (в том числе и от карты гидроизогипс). Карта подземного стока в реки Беларуси [3] построена в 1974 г. на основе результатов расчленения речных гидрографов по 154 гидрологическим постам (одна расчетная точка на 1348 км<sup>2</sup>). В настоящее время на территории бассейнов рек Лесная и Мухавец функционирует девять гидрологических постов (одна расчетная точка на 868 км<sup>2</sup>). Величина подземного стока в реки, как и характеристики всех факторов, влияющих на режим подземных и поверхностных вод, постоянно изменяются. Поэтому привести все показатели, влияющие на величину подземного стока, к некоему единому знаменателю практически невозможно.

Для повышения надежности количественных оценок показателей инфильтрационного водообмена необходим комплексный подход на основе совместного использования балансового, гидролого-гидрогеологического методов и моделирования процессов формирования инфильтрационного питания в рамках геогидрологической воднобалансовой модели [10] с учетом накопленного опыта [4, 7–15, 18, 21, 24 и др.] по конкретным гидрогеологическим объектам.

**Заключение.** В статье изложен новый методический подход количественной оценки инфильтрационного водообмена слабодренированных речных бассейнов. Его реализация продемонстрирована на примере численной геофильтрационной модели водосборов слабодренированных рек Лесная и Мухавец, занимающих большую часть площади Брестского гидрогеологического бассейна.

ЧГФМ водосборов рек Лесная и Мухавец создана на базе лицензионного программного обеспечения ModTech ЗАО «Геолинк» (вычислительная программа GWFS – разработчик А. А. Рошаль, г. Москва).

Калибрация модели заключалась в получении заданной величины подземного стока в реки и согласовании модельных и фактических напоров грунтовых вод на период летне-осенней межени путем определения интенсивности инфильтрационного питания и проводимости подрусловых отложений. Удовлетворительные результаты калибрации получены после расчленения модельного притока в блоки с реками на расход грунтовых вод в реки и инфильтрационный расход через зону аэрации.

Для оценки результирующей величины инфильтрационного питания использована методика, суть которой заключается в задании над грунтовым водоносным горизонтом фиктивной границы 3-го рода в виде слабопроницаемого слоя и водоема, в котором дублируются уровни воды грунтового водоносного горизонта. Применение данной методики позволило получить минимальную разницу в величине модельных и фактических напоров грунтовых вод (ниже уровня ошибок в исходных данных).

Дана количественная оценка многолетнего результирующего инфильтрационного питания, представляющего собой интегральный показатель современного вертикального водообмена подземных вод с окружающей средой. Его среднемноголетняя величина равна 17 мм/год. Изменение результирующей величины инфильтрационного питания по площади водосборов рек Лесная и Мухавец представлено в виде отдельной карты.

Выполнена количественная оценка составляющих баланса грунтовых, межпластовых и поверхностных вод на территории водосборов рек Лесная и Мухавец с учетом внутригодовых изменений инфильтрационного питания: суммарная среднемноголетняя величина инфильтрационного питания грунтовых вод – 92,4 мм/год; среднемноголетняя величина разгрузки грунтовых вод в реки – 44,1; суммарная среднемноголетняя величина разгрузки грунтовых вод эвапотранспирацией – 48,3; среднемноголетняя интенсивность водообмена между грунтовым и межпластовыми водоносными горизонтами – 14,2 мм/год.

#### Список использованных источников

1. Всеволожский, В. А. Основы гидрогеологии : учебник / В. А. Всеволожский. – М. : МГУ, 2007. – 448 с.
2. Всеволожский, В. А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур / В. А. Всеволожский. – М. : Недра, 1983. – 167 с.
3. Белецкий, С. С. Общий подземный сток БССР / С. С. Белецкий // Комплексное использование и охрана подземных вод БССР. – Минск, 1976. – С. 20–36.
4. Гавич, И. К. Многолетняя изменчивость питания и режима подземных вод природно-техногенных систем верхнего этажа гидролитосферы : обзор АОЗТ «Геоинформмарк» / И. К. Гавич // Гидрогеол., инж. геология. – М., 1996. – Вып. 4. – 42 с.
5. Гавич, И. К. Вопросы методологии изучения региональной гидрогеодинамики / И. К. Гавич, В. М. Шестаков // Актуальные проблемы гидрогеологии : докл. сов. геол. на XXVIII сессии Междунар. геол. конгр., Вашингтон, июль 1989 г. ; Министерство геологии СССР, Национальный комитет геологов Советского Союза, ВСЕГИНГЕО. – М., 1989. – С. 26–31.

6. Гензель Г. Н. [и др.]. Решение задач охраны подземных вод на численных моделях / Г. Н. Гензель [и др.] ; под ред. В. А. Мироненко. – М. : Недра, 1992. – 240 с.
7. Гриневский, С. О. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей / С. О. Гриневский, С. П. Поздняков // Водные ресурсы. – 2010. – Т. 37, № 5. – С. 1–15.
8. Гриневский, С. О. Оценка инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод на основе геогидрологических моделей : дис. докт. геол.-минер. наук / С. О. Гриневский. – М. : МГУ, 2012. – 382 с.
9. Гриневский, С. О. Гидрогеодинамическое моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод / С. О. Гриневский. – М. : ИНФРА-М, 2014. – 152 с.
10. Гриневский, С. О. Оценка естественных ресурсов подземных вод на основе геогидрологического моделирования инфильтрационного питания / С. О. Гриневский, Я. В. Иванова, А. О. Сафонов // Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка. – 2016. – № 5. – С. 45–52.
11. Жогло, В. Г. К оценке интенсивности площадного питания подземных вод / В. Г. Жогло, А. А. Плетнев // Доклады Академии наук Беларусь. – 1992. – Т. XXXVI, № 11–12. – С. 1005–1007.
12. Жогло, В. Г. Система численных геофильтрационных моделей верхнего этажа гидролитосферы юго-востока Республики Беларусь / В. Г. Жогло ; Нац. акад. Наук Беларусь, Ин-т геол. наук. – Минск, 2001. – 176 с.
13. Жогло, В. Г. Естественные ресурсы подземных вод водосборов рек Лесная и Мухавец / В. Г. Жогло // Актуальные проблемы наук о земле: использование природных ресурсов и сохранение окружающей среды : материалы V Междунар. науч.-практ. конф. – Брест, 2021. – Ч. 2. – С. 14–18.
14. Жогло, В. Г. К проблеме оценки эксплуатационных запасов и прогноза качества пресных подземных вод трансграничных регионов (на примере Подлясско-Брестской впадины) / В. Г. Жогло // Актуальные проблемы наук о земле: исследования трансграничных регионов : материалы VI Междунар. науч.-практ. конф. – Брест, 2023. – С. 104–109.
15. Зеегофер Ю. О. [и др.]. Постоянно действующие модели гидролитосферы территорий городских агломераций (на примере Московской агломерации) / Ю. О. Зеегофер [и др.]. – М. : Наука, 1990. – 198 с.
16. Зиновенко, Г. В. Подлясско-Брестская впадина: строение, история развития и полезные ископаемые / Г. В. Зиновенко, Р. Г. Гарецкий. – Минск : Беларуская навука, 2009. – 142 с.
17. Козлов, М. Ф. Гидрогеология Припятского Полесья / М. Ф. Козлов. – Минск : Наука и техника, 1977. – Т. 2. – 272 с.
18. Крашин, И. И. Моделирование фильтрации и теплообмена в водонапорных системах / И. И. Крашин. – М. : Недра, 1976. – 159 с.
19. Кудельский, А. В. Региональная гидрогеология и геохимия подземных вод / А. В. Кудельский, В. И. Пашкевич. – Минск : Беларуская навука, 2014. – 271 с.
20. Ломакин, Е. А. Численное моделирование геофильтрации / Е. А. Ломакин, В. А. Мироненко, В. М. Шестаков. – М. : Недра, 1988. – 228 с.
21. Пашковский, И. С. Подземный сток в многопластовых системах / И. С. Пашковский // Ресурсы подземных вод: современные проблемы изучения и использования : материалы Междунар. науч. конф. – М., 2010. – С. 50–54.
22. Подземный сток Центральной и Восточной Европы. – М. : ВСЕГИНГЕО, 1982. – 288 с.
23. Поздняков С. П. [и др.] Ретроспективный анализ многолетних колебаний уровней воды в Докучаевском колодце в Каменной Степи / С. П. Поздняков [и др.] // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. – 2023. – № 4. – С. 110–126.
24. Поздняков, С. П. Анализ многолетней динамики инфильтрационного питания подземных вод на основе теории влагопереноса: обзор АОЗТ «Геоинформмарк» / С. П. Поздняков, // Гидрогеол., инж. геология. – М., 1996. – Вып. 5. – 47 с.
25. Припятское Полесье: Карта водопроводимости первого от поверхности водоносного горизонта Припятского Полесья / сост. и подг. к изд. Институт геохимии и геофизики АН БССР ; сост.: М. Ф. Козлов [и др.]. – 1 : 500 000. – БССР, 1970.
26. Припятское Полесье: Карта гидроизогипс первого от поверхности водоносного горизонта Припятского Полесья / сост. и подг. к изд. Институт геохимии и геофизики АН БССР ; сост.: М. Ф. Козлов и А. М. Дронова. – 1 : 500 000. – БССР, 1970.
27. Припятское Полесье: Карта глубин залегания первого от поверхности водоносного горизонта Припятского Полесья / сост. и подг. к изд. Институт геохимии и геофизики АН БССР ; сост.: М. Ф. Козлов [и др.]. – 1 : 500 000. – БССР, 1970.
28. Рельеф территории Подлясско-Брестской впадины / Н. Ф. Гречаник, А. В. Матвеев, М. А. Богдасаров ; под ред. А. В. Матвеева. – Брест : БрГУ, 2013. – 154 с.
29. Фролов, Н. М. Методология понятийно-терминологических исследований в гидрогеологии / Н. М. Фролов // Новые аспекты региональных гидрогеологических исследований : сб. науч. тр. – М. : ВСЕГИНГЕО, 1983. – Вып. 151. – С. 5–26.
30. Шестаков, В. М. Геогидрология – научное направление и образовательная дисциплина / В. М. Шестаков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. – 1999. – № 4. – С. 75–80.
31. Шестаков, В. М. Гидрогеодинамика : учебник / В. М. Шестаков. – М. : КДУ, 2009. – 334 с.
32. Шестопалов, В. М. О роли аномальных зон геологической среды в вертикальных водообменно-миграционных процессах / В. М. Шестопалов, А. С. Богуславский, В. Н. Бублясь // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2004. – № 1. – С. 46–59.

### References

1. Vsevolozhsky V. A. *Osnovy gidrogeologii* [Basics of hydrogeology]. Moscow, MSU Publ., 2007, 448 p. (in Russian)
2. Vsevolozhsky V. A. *Podzemnyj stok i vodnyj balans platformennyh struktur* [Underground flow and water balance of platform structures]. Moscow, Nedra Publ., 1983, 167 p. (in Russian)
3. Beletsky S. S. *Total underground flow of the BSSR* [Complex use and protection of underground waters of the BSSR]. Minsk, 1976, p. 20–36. (in Russian)
4. Gavich I. K. *Mnogoletnaya izmenchivost' pitaniya i rezhima podzemnyh vod prirodno-tehnogennych sistem verhnego etazha gidrolitosfery* [Long-term variability of the nutrition and regime of groundwater in natural-technogenic systems of the upper floor of the hydrolithosphere]. *Obzor AOZT "Geoinformmark"* [Review of AOZT 'Geoinformmark']. *Hydrogeol., eng. geology*. Moscow, 1996, iss. 4, 42 p. (in Russian)
5. Gavich I. K., Shestakov V. M. *Voprosy metodologii izuchenija regionalnoj hidrogeodinamiki* [Issues of methodology for studying regional hydrogeodynamics]. *Aktual'nye problemy hidrogeologii. Doklady sov. geol. na XXVIII sessii Mezhdunar. geologicheskogo kongressa* [Proc. XXVIII session of Int. geology congr. "Current problems of hydrogeology"]. Moscow, 1989, pp. 26–31. (in Russian)
6. Genzel G. N., Karachevtsev N. F., Konosavsky P. K., Kravchuk S. V., Mironenko V. A., Ruminin V. G. *Reshenie zadach ohrany podzemnyh vod na chislennyyh modelyah* [Solving problems of groundwater protection using numerical models]. Ed. V. A. Mironenko. Minsk, Nedra Publ., 1992, 240 p. (in Russian)
7. Grinevsky S. O. *Hidrogeodinamicheskoe modelirovanie vzaimodejstviya podzemnyh i poverhnostnyh vod* [Hydrogeodynamic modeling of the interaction of groundwater and surface water]. Minsk, 2014, 152 p. (in Russian)
8. Grinevsky S. O., Ivanova Y. V., Safonov A. O. *Ocenka estestvernyh resursov podzemnyh vod na osnove geohydrologicheskogo modelirovaniya infiltracionnogo pitaniya* [Assessment of natural groundwater resources based on geo-hydrological modeling of infiltration recharge]. *News of higher education institution. Geologiya i razvedka*, 2016, no. 5, pp. 45–52. (in Russian)
9. Grinevsky S. O. *Ocenka infiltracionnogo pitaniya i resursov podzemnyh vod na osnove geohydrologicheskikh modelej*. Diss. dokt. geol-miner. nauk [Assessment of infiltration recharge and groundwater resources based on geohydrological models. Dr. geol. and miner. sci. diss.]. Moscow, MSU, 2012, 382 p. (in Russian)
10. Grinevsky S. O., Pozdnyakov S. P. *Principy regionalnoj ocenki infiltracionnogo pitaniya podzemnyh vod na osnove geohydrologicheskikh modelej* [Principles for regional assessment of groundwater infiltration recharge based on geo-hydrological models]. *Vodnye resursy*, 2010, vol. 37, no. 5, pp. 1–15. (in Russian)
11. Zhoglo V. G. *Estestvennye resursy podzemnyh vod vodosborov rek Lesnaya i Mukhavets* [Natural groundwater resources of the Lesnaya and Mukhavets river catchments]. *Aktual'nye problemy nauk o zemle: ispol'zovanie prirodnyh resursov i sohranenie okruzhayushchej sredy. Materialy V Mezhdunar. nauch.-prakt. konf.* [Proc. V Int. sci. and pract. conf. 'Current problems in geosciences: use of natural resources and conservation of the environment']. Brest, 2021, part 2, pp. 14–18. (in Russian)
12. Zhoglo V. G. *K probleme ocenki ekspluatacionnyh zapasov i prognoza kachestva presnyh podzemnyh vod transgranicnyh regionov (na primere Podlyassko-Brestskoj vpadiny)* [To the issue of assessing operational reserves and forecasting the quality of freshwater groundwater in transboundary regions (using the example of the Podlasie-Brest depression)]. *Aktual'nye problemy nauk o zemle: issledovaniya transgranichnyh regionov. Materialy VI Mezhdunar. nauch.-prakt. konf.* [Proc. V Int. sci. and pract. conf. 'Current problems in geosciences: cross-border regional studies']. Brest, 2023, pp. 104–109. (in Russian)
13. Zhoglo V. G., Pletnev A. A. *K ocenke intensivnosti ploshadnogo pitaniya podzemnyh vod* [Towards assessing the intensity of areal groundwater recharge]. *Reports of the Academy of Sciences of Belarus*, 1992, vol. XXXVI, no. 11–12, pp. 1005–1007. (in Russian)
14. Zhoglo V. G. *Sistema chislennyh geofiltracionnyh modelej verhnego etazha hidrolitosfery yugo-vostoka Respubliki Belarus*. Monograph [System of numerical geofiltration models of the upper floor of the hydrolithosphere of the south-east of the Republic of Belarus. Monograph]. National Academy of Sciences of Belarus, Institute of Geology, Minsk, 2001, 176 p. (in Russian)
15. Zegofer Y. O., Klyukvin A. N., Pashkovsky I. S., Roshal A. A. *Postoyanno dejstvuyushie modeli hidrolitosfery territorij gorodskih aglomeracij (na primere Moskovskoj aglomeracii)* [Permanent models of the hydrolithosphere of urban agglomeration territories (using the example of the Moscow agglomeration)]. Minsk, Navuka Publ., 1990, 198 p. (in Russian)
16. Zinovenko G. V., Garetsky R. G. *Podlyassko-Brestskaya vpadina: stroenie, istoriya razvitiya i poleznye iskopaemye* [Podlasie-Brest Depression: structure, development history, and Mineral Resources]. Minsk, Belarusian Sci. Publ., 2009, 142 p. (in Russian)
17. Kozlov M. F. *Gidrogeologiya Pripyatskogo Polesya* [Hydrogeology of Pripyat Polesie]. Minsk, Nauka i tekhnika Publ., 1977, vol. 2, 272 p. (in Russian)
18. Krashin I. I. *Modelirovanie filtracii i teploobmena v vodonapornyh sistemah* [Modeling of filtration and heat transfer in water-pressure systems]. Moscow, Nedra Publ., 1976, 159 p. (in Russian)
19. Kudelskij A. V., Pashkevich V. I. *Regionalnaya hidrogeologiya i geochemiya podzemnyh vod* [Regional hydrogeology and geochemistry of groundwater]. Minsk, Belaruskaya Navuka Publ., 2014, 271 p. (in Russian)
20. Lomakin E. A., Mironenko V. A., Shestakov V. M. *Chislennoe modelirovanie geofiltracii* [Numerical modeling of geofiltration]. Minsk, Nedra Publ., 1988, 228 p. (in Russian)
21. Pashkovsky I. S. *Podzemnyj stok v mnogoplastovyh sistemah* [Underground flow in multilayer systems]. *Resursy podzemnyh vod: sovremennoye problemy izuchenija i ispol'zovaniya. Materialy Mezhdunar. nauch. konf.* [Proc. Int. sci. conf. "Groundwater resources: modern problems of study and use"]. Moscow, 2010, pp. 50–54. (in Russian)

22. *Podzemnyj stok Centralnoj i Vostochnoj Evropy* [Groundwater flow in Central and Eastern Europe]. Moscow, VSEGINGEO Publ., 1982, 288 p. (in Russian)
23. Pozdnyakov S. P., Vedyashkina V. V., Filimonova E. A., Pozdnyakova N. I. *Retrospektivnyj analiz mnogoletnih kolebanij urovnej vody v Dokuchaevskom kolodce v Kamennoj Steppe* [Retrospective analysis of long-term fluctuations in water levels in the Dokuchaevsky well in the Kamennaya Steppe]. *Vestnik Mosk. universiteta. Seria 4, Geologiya*, 2023, no. 4, pp. 110–126. (in Russian)
24. Pozdnyakov S. P., Shestakov V. M. *Analiz mnogoletnej dinamiki infiltracionnogo pitaniya podzemnyh vod na osnove teorii vlagoperenosa* [Analysis of long-term dynamics of infiltration recharge of groundwater based on the theory of moisture transfer]. *Review of AOZT "Geoinformmark", Hydrogeol., eng. geology*. Moscow, 1996, iss. 5, 47 p. (in Russian)
25. *Pripyatskoe Polese: Karta vodoprovodimosti pervogo ot poverhnosti vodonosnogo gorizonta Pripyatskogo Polesya* [Pripyat Polesie: Map of water conductivity of the first aquifer from the surface of Pripyat Polesie]. Comp. and preparation for publ. Institute of Geochemistry and Geophysics of the Academy of Sciences of the BSSR. Comp. by M. F. Kozlov, e. a. 1 : 500 000. BSSR, 1970. (in Russian)
26. *Pripyatskoe Polese: Karta gidroizogips pervogo ot poverhnosti vodonosnogo gorizonta Pripyatskogo Polesya* [Pripyat Polesie: Map of hydroisohypses of the first aquifer from the surface of Pripyat Polesie]. Comp. and preparation for publ. Institute of Geochemistry and Geophysics of the Academy of Sciences of the BSSR. Comp. by M. F. Kozlov, A. M. Dronova. Scale 1 : 500 000. BSSR, 1970. (in Russian)
27. *Pripyatskoe Polese: Karta glubin zaleganiya pervogo ot poverhnosti vodonosnogo gorizonta Pripyatskogo Polesya* [Pripyat Polesie: Map of the depths of the first aquifer from the surface of Pripyat Polesie]. Comp. and preparation for publ. Institute of Geochemistry and Geophysics of the Academy of Sciences of the BSSR. Comp. by M. F. Kozlov, e. a. Scale 1 : 500 000. BSSR, 1970. (in Russian)
28. Grechanik N. F., Matveev A. V., Bogdasarov M. A. *Relief territorii Podlyassko-Brestskoj vpadiny* [Relief of the territory of the Podlasko-Brest depression]. Ed. A. V. Matveeva. Brest, BrGU Publ., 2013, 154 p. (in Russian)
29. Frolov N. M. *Metodologiya ponyatijno-terminologicheskikh issledovanij v hidrogeologii* [Proc. "Methodology of conceptual and terminological research in hydrogeology"]. Moscow, VSEGINGEO Publ., 1983, iss. 151, pp. 5–26. (in Russian)
30. Shestakov V. M. *Geogidrologiya – nauchnoe napravlenie i obrazovatel'naya disciplina* [Geohydrology is a scientific direction and educational discipline]. *Hazard of Moscow University. Pt. 4, Geologiya*, 1999, no. 4, pp. 75–80. (in Russian)
31. Shestakov V. M. *Gidrogeodinamika* [Hydrogeodynamics]. Moscow, KDU Publ., 2009, 334 p. (in Russian)
32. Shestopalov V. M., Boguslavsky A. S., Bublys V. N. *O roli anomalnyh zon geologicheskoy sredy v vertikalnyh vodoobmenno-migracionnyh processah* [On the role of anomalous zones of the geological environment in vertical water exchange and migration processes]. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya*, 2004, no. 1, pp. 46–59. (in Russian)

#### Информация об авторе

Жогло Василий Гаврилович – доктор геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией гидрогеологии и гидроэкологии, Институт природопользования НАН Беларусь (ул. Ф. Скорины, 10, 220076, г. Минск, Беларусь). E-mail: w.zhoglo50@tut.by

#### Information about the author

Vasily G. Zhoglo – Dr. Sc. (Geological and Mineralogical), Docent, Head of the Laboratory of Hydrogeology and Hydroecology, Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus (10, F. Scoriny Str., 220076, Minsk, Belarus). E-mail: w.zhoglo50@tut.by