

**ПРОБЛЕМЫ  
ГИДРО-  
ГЕОЛОГИИ  
ЭСТОНИИ**



**ТАЛЛИН 1980**





АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

Институт геологии

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ ЭСТОНИИ

Eesti  
Teaduste Akadeemia  
Geoloogia Instituut  
№ 222

Таллин 1980





## Предисловие

Потребление подземной воды в сфере промышленности, коммунально-бытовом и сельском хозяйстве Эстонской ССР постепенно возрастает. В настоящее время в балансе хозяйственно-питьевого водоснабжения Эстонской ССР на подземные воды приходится 70% суммарного водопотребления. За исключением Таллина и Нарвы водоснабжение остальных городов и сельской местности базируется почти целиком на подземных водах.

В различных научных и производственных учреждениях Эстонской ССР сейчас проводятся исследования, характеризующиеся как комплексный подход к проблемам оценки запасов, рационального потребления и охраны ресурсов подземных вод. В данном сборнике излагаются результаты гидрогеологических исследований, которые недавно завершились или еще продолжаются в Институте геологии АН ЭССР, Управлении геологии СМ ЭССР и Государственном проектно-исследовательском институте "Эстмелиопроект".

Первая статья в сборнике посвящена памяти профессора Я. М. Карка, которому принадлежат большие заслуги в деле развития геологических, горно-технических наук в Эстонии.

В монографическом исследовании Л. К. Валлинера дается детальное геогидродинамическое расчленение водовмещающей толщи Эстонии и определяются все главные элементы ее геофильтрационного баланса. Показывается, что надежность региональных геофильтрационных расчетов можно существенно повысить составлением системы балансовых уравнений, в которую обязательно должны войти величина подземного стока в реки. В работе характеризуются также действительные и фиктивные скорости фильтрации, темпы водообмена и рассматриваются проблемы формирования и рационального использования подземных вод.

В статье В. Я. Белкиной анализируются многолетние данные уровня режима подземных вод в зависимости от геоморфологии, ландшафтных условий, литологического состава и мощности зоны аэрации.

Результаты опытов по определению геохимического барьера при фильтрации органического вещества через четвертичные отложения излагаются в труде Э. Я. Иоханнеса, В. Ю. Каризе и Л. О. Савицкой.

В работе Х. А. Кинк рассматриваются вопросы прогнозирования влияния техногенных факторов на количество и качество подземных вод в пределах Харьюского района Эстонской ССР.

В статье Л. А. Савицкого изучается формирование водопритоков в горные выработки в зависимости от глубины шахт и метеорологических факторов на эстонском месторождении горючих сланцев.

Экономической оценке запасов подземных вод посвящена статья В. А. Удама, Л. А. Савицкого и Я. Я. Узсона. В ней определена себестоимость воды на основании данных по коммунальному водоснабжению пяти городов Эстонии. Результаты работы могут способствовать выбору наиболее рациональных вариантов водоснабжения в Эстонской ССР.

Завершает настоящий сборник статья К. Э. Тюрка, в которой детально обсуждаются гидрогеологические и инженерно-геологические условия нескольких вариантов местоположения трассы водопровода Чудское озеро - Таллин.



Л. К. Валлер

## ПЕРВАЯ ОБЗОРНАЯ РАБОТА ПО ГИДРОГЕОЛОГИИ ЭСТОНИИ

В 1928 году в Таллине проводилась II гидрологическая и гидрометрическая конференция Прибалтийских стран. Этому событию была посвящена публикация первой обзорной статьи по гидрогеологии Эстонии "Hydrogeologische Verhältnisse Estlands", автором которой явился Я. М. Карк.

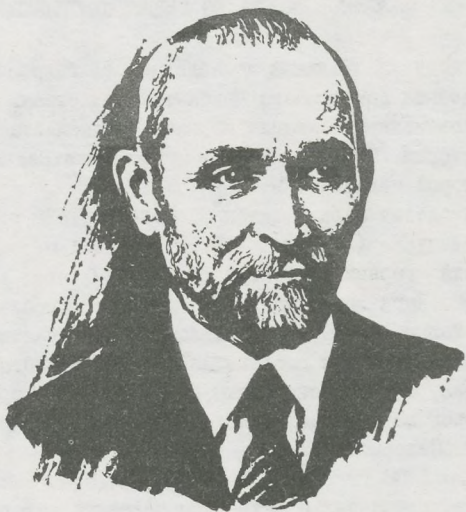
Яан Михкелевич Карк родился 31 декабря 1876 г. в Южной Эстонии в Хелленурме (Reier, 1977). В 1901 г. он поступил в Петербургский горный институт и окончил его в 1907 г. До 1921 г. Я. М. Карк занимался геологическими проблемами в Туркмении и составлением карт Каспийского моря, участвовал в работе комиссии по изучению последствий Алма-Атинского землетрясения 1910 года, был геологическим экспертом по проектированию железных дорог на Кавказе, работал геологом в районах нефтедобычи Кубани, Северного Кавказа и Баку.

С 1921 по 1938 гг. Я. М. Карк занимал в Эстонии ряд руководящих постов, связанных с изучением полезных ископаемых и развитием горной промышленности.

В 1938 году Я. М. Карк был избран профессором Таллинского технического университета по геологии и, начиная с 1940 г., заведовал там кафедрой горного дела.

Я. М. Карком составлены учебники по минералогии (Kark, 1940) и физической геологии (Kark, 1946), а также ряд работ по гидрогеологии и месторождениям полезных ископаемых. В 1946 г. Высшая аттестационная комиссия присвоила Я. М. Карку без защиты диссертации научную степень доктора геолого-минералогических наук. Ему принадлежат большие заслуги в подготовке горных инженеров и преподавании геологических наук в Эстонии.

Я. М. Карк умер 4 мая 1953 г.



*J. Kark*



Упомянутая выше обзорная статья (Kark, 1928) начинается с критической оценки существующего фактического материала по гидрогеологии Эстонии. Отмечается, что наиболее широкое развитие имеют шахтные колодцы, однако уже с начала XIX столетия имеются сведения и о бурении некоторых колодцев в глубокие водоносные горизонты в Таллине и Тарту. Данные гидрогеологических характеристик пройденных колодцами слоев очень скудные.

Автор подчеркивает, что качество и количество вод четвертичных отложений подвергается значительной площадной изменчивости и указывает, что хотя в Эстонии обширные водообильные четвертичные водоносные горизонты отсутствуют, все же в Таллине и Тарту проблемы использования четвертичных вод заслуживают внимания.

Среди водоносных коренных пород автор особо выделяет приурочиваемые к эозою песчаники, подстилающие толщу "синих глин". Дебит буровых скважин, заложенных в эозойский водоносный горизонт (по терминологии Я. М. Карка), колеблется от I до 27 л/сек. Другой водоносный горизонт образуют залегающие на "синих глинах" флюидные и эофитоновые песчаники. В окрестностях Северо-Эстонского глинта они менее водообильны, нежели эозойский водоносный горизонт.

По мнению Я. М. Карка, с известняками и доломитами ордовика связан целый ряд водоносных горизонтов, однако для их разграничения не достает фактического материала. То же относится и к силурийским слоям, которые водоносны в Тарту, Пярну и, по видимому, в Вильянди.

Из девонских слоев получают воды буровые колодцы в Сангасте, Валга, Карула, Выру и Печорах. Качество подземной воды в общем приемлемое. Солонатовость ее обнаружена только в отдельных местах морского побережья.

Я. М. Карк считает, что глубокие водоносные горизонты Эстонии питаются за счет просачивания воды сверху, а не бокового притока из Белоруссии и Псковской области, как это в свое время утверждал Н. Ф. Погребов.

К статье Я. М. Карка приложен каталог 47 буровых скважин по всей Эстонии. В нем указывается месторасположение, глубина, диаметр и дебит скважин, понижение в них уровня воды, а

также мощность вскрытой части водоносного горизонта. Месторасположение скважин показано и на двух приложенных к статье картах. Список литературы, состоящий из 13 наименований, охватывает наиболее важные исследования, касающиеся гидрогеологии Эстонии.

В 1943 году Я. М. Карк завершает работу "Гидрогеология Эстонии по данным буровых скважин" (Kark, 1943), которая осталась неопубликованной. В этом труде на основании данных уже по 208 буровым колодцам и 438 родникам автор значительно уточняет и развивает свои выводы о гидрогеологических условиях Эстонии. Так, например, в силурийских и ордовикских слоях он уже выделяет 9, а в девоне — 8 водоносных горизонтов, к которым приурочиваются определенные буровые колодцы. Подчеркивается, что эти водоносные горизонты по площади не выдержанные.

Резюмируя вышеприведенное, можно сделать следующее заключение: впервые гидрогеологию Эстонии в целом рассмотрел Я. М. Карк. Еще в 1928 году на основании весьма малочисленных данных он установил главные гидростратиграфические подразделения водовмещающей толщи, которые впоследствии подвергались лишь переименованию. Например, эозойский водоносный горизонт теперь известен как кембро-вендский водоносный комплекс; водоносный горизонт зофитоновых и фукоидных песчаников — это нынешний ордовикско-кембрийский водоносный горизонт, а водовмещающие ордовикско-силурийские, девонские отложения и теперь выделяются в качестве различных водоносных комплексов. До настоящего времени не потеряли своего значения изложенные Я. М. Карком положения относительно качества, количества и условий формирования подземных вод Эстонии.

#### Литература

- Kark, J. Hydrogeologische Verhältnisse Estlands. Tallinn, 1928, 10 s.
- Kark, J. Mineraloogia õpperaamat. Tartu, 1940, 287 lk.
- Kark, J. Füüsikaline geoloogia. Tartu, 1946, 174 lk.
- Kark, J. Eesti hüdrogeoloogia puurkaevude andmetel. 169 lk. (käsikiri), 1943.



Reier, A.-H. 100 aastat prof. Jaan Karki sünnist. - Tallina Polü-  
tehnik, 1977, 14. jaanuar.

Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР

L. Vallner

ESIMENE ÜLEVAADE EESTI HÜDROGEOLOOGIAST

Esimene Eesti hüdrogeoloogiat tervikuna käsitlev uurimus on Jaan Karki 1928. aastal avaldatud saksakeelne artikkel "Eesti hüdrogeoloogilised tingimused". Selles töös on õigesti esitatud hüdrostratigraafilised põhiühikud ning tehtud mitmeid paikapidavaid üldistusi põhjavee kujunemise ja omaduste ning kaevude võimaliku tootlikkuse kohta.

Л. К. Валлер

## ГЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ РАСЧЛЕНЕННОСТЬ И БАЛАНС ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЭСТОНИИ

Методические основы и предыдущие исследования

Важнейшей задачей гидрогеологического исследования территории Эстонии является установление способов оптимального использования и охраны ресурсов ее подземных вод. Успешное решение этой проблемы возможно лишь на основании достаточно подробного представления о региональных закономерностях геофильтрации, рассмотрению которых посвящена настоящая работа.

В последние годы при изучении геофильтрации широкое развитие получило решение систем дифференциальных уравнений с помощью различных автоматических вычислительных устройств, позволяющее моделировать движение подземных вод в этажно расположенных водоносных горизонтах на площадях, равных десяткам или даже сотням тысяч квадратных километров (Всеволожский, 1973; Джамалов, 1973; Иодказис, Палтанавичюс, 1974; Лебедева, 1972; Лукнер, Шестаков, 1976; Огильви, Великина, Красс, 1976; Огильви, Семендяева, 1972 и др.).

Точность результатов таких расчетов зависит прежде всего от точности использованного значения коэффициента водопроницаемости слоев, который, как известно, корректно определить на обширных территориях довольно трудно. Поэтому в фильтрационные расчеты легко могут вкрадываться дву-, трехкратные и даже большие ошибки, которые существенно снижают практическую ценность воднохозяйственных прогнозов.

Во избежание грубых ошибок региональных геогидродинамических расчетов целесообразно проверять их путем сопоставления с результатами оценки подземного стока в реки. Это возможно в условиях гумидного климата, при котором подавляющее большинство формирующихся подземных вод разгружается в гидрографи-



ческую сеть суши. В таком случае баланс различных ветвей геофильтрации контролируется конечным их звеном — подземным питанием рек.

Выделенное теми или другими методами с гидрографов общего стока подземное питание рек (Зекцер, 1977; Куделин, 1960; Лукнер, Шестаков, 1976; Попов, 1968 и др.) имеет вполне определенный нижний и верхний предел. Его наименьшая средняя величина, очевидно, отождествима со средним минимальным суточным расходом рек, а максимальная обычно не превышает средний поверхностный сток меженного периода. Поскольку обе упомянутые гидрологические характеристики устанавливаются на основании статистической обработки большого количества инструментальных замеров расхода речной воды, то подземное питание рек, в отличие от других звеньев круговорота воды в земной коре, может быть определено с гораздо большей относительной точностью.

Это позволяет повысить надежность региональных геофильтрационных расчетов путем составления системы уравнений баланса подземных вод, обязательным членом которых является величина подземного стока в реки. Члены системы балансовых уравнений устанавливаются не с одинаковой степенью надежности. Сравнительно более точными являются данные по подземному стоку в реки и дебиту водозаборных сооружений, ибо они поддаются непосредственному инструментальному контролю. Зато расход фильтрационного потока между смежными балансовыми участками определяется в конечном итоге по формуле Дарси, причем точность расчетов зависит прежде всего от точности использованных коэффициентов фильтрации. Поэтому естественно, что возможная неувязка при составлении балансовых уравнений устраняется прежде всего соответствующей корректировкой значения членов уравнения, вычисляемых гидродинамическими методами, и она практически сводится к пересмотру расчетных характеристик проницаемости слоев.

Некоторые балансовые подразделения территории могут и не участвовать в непосредственном формировании подземного стока в реки, ввиду чего соответствующий член в составленных по ним уравнениях равен нулю. Геофильтрационные характеристики таких участков контролируются все же косвенно, ибо балансовые урав-

нения по всем выделенным участкам территории образуют единую целостную систему.

Система балансовых уравнений должна по возможности охватывать всю водовмещающую толщу на достаточно обширной исследуемой территории. Это требование вытекает из особенностей формирования подземного стока. Как было указано выше, в условиях гумидного климата большинство из количества инфильтрующей в грунты воды в конечном счете разгружается в реки, однако при этом длинные ветви геофильтрации могут проникать сверху вниз в наиболее глубокие слои, а оттуда латерально проходить десятки или сотни километров, прежде чем разгрузятся в гидрографическую сеть. Если же исследуемая территория по площади небольшая, то в таком случае слишком значительная часть подземного стока разгружается вне ее пределов и возможность проверки фильтрационных расчетов по подземному питанию рек становится сомнительной.

Для обоснования балансовых уравнений, а также для лучшего познания региональных геофильтрационных закономерностей вообще, необходимо производить расчленение водовмещающей толщи как в плане, так и в вертикальном направлении по геогидродинамическим условиям. При этом наиболее проблематичным является вертикальное расчленение.

По современным представлениям (Всеволожский, 1977; Зайцев, Тарасов, 1972; Пиннекер, 1977 и др.) вертикальный разрез артезианского бассейна может быть в общем случае расчленен на три геогидродинамические зоны, из которых верхней является зона интенсивного или активного водообмена, которая дренируется гидрографической сетью и подвергается воздействию сезонных климатических факторов. Средняя зона замедленного или затрудненного водообмена имеет переходный характер. В ней дренирующее влияние гидрографической сети ослаблено, а в режиме вод проявляются преимущественно долговременные циклы изменения климатических факторов. Нижняя зона весьма затрудненного или пассивного водообмена приурочивается к наиболее глубоким слоям, где движение подземных вод чрезвычайно медленное и влияние климатических факторов не наблюдается.

Насчет критериев выделения самих геогидродинамических зон



среди исследователей пока единого мнения нет. Одни из них при разграничении отдельных зон исходят главным образом из глубины местных и региональных базисов дренирования, причем важное значение присваивается положению эрозионного вреза речной сети. Другие за основу выделения геогидродинамических зон берут гидрохимические показатели. Оба эти крайние положения критикуются рядом авторов (Басков, 1972; Всеволожский, 1974, 1977; Пиннекер, 1977 и др.), которые рекомендуют вертикальную геогидродинамическую зональность устанавливать с учетом целого комплекса физико-географических и геолого-гидрогеологических факторов в их взаимодействии. Гидрогеохимические показатели могут оказаться при этом необходимыми, но не единственными критериями отдельных зон.

Геогидродинамическая вертикальная зональность водовмещающей толщи Эстонии кратко рассмотрена А. Я. Верте (1965). Он считает, что здесь наблюдаются лишь зоны свободного (интенсивного) и затрудненного водообмена. На Северо-Эстонском плато (рис. 1, 2; табл. I) зона свободного водообмена, по А. Я. Верте, распространяется до глубины 80 - 125 м и расчленяется на три не разграниченные в плане подзоны в зависимости от развития различных стадий карста. На девонском плато зона свободного водообмена простирается примерно до мергелей наровского стратиграфического горизонта и подразделяется на две подзоны: до вреза современной речной сети и глубже. К зоне затрудненного водообмена А. Я. Верте приурочивает воды кристаллического фундамента и вендской толщи. Сюда относятся также воды ордовикско-кембрийского горизонта при глубине залегания их свыше 150 м, - пярнуско-наровского водоносного горизонта, текущие со скоростью 0,0001 - 0,006 м/сут, - силурийско-ордовикского карбонатного комплекса, залегающие на равнине глубже 100 м, а также воды карбонатных коренных отложений, находящиеся в условиях подпора на побережье моря на меньших глубинах.

Произведенное Э. Р. Чебан (Гидрогеология СССР, 1966) геогидродинамическое вертикальное расчленение водовмещающей толщи Эстонии опирается на гидрохимические показатели с частичным анализом скоростей однократного водообмена. Ею выделяется зона интенсивного водообмена, характеризующаяся скоростью од-





Рис. I. Орфографическая схема Эстонии

I - изогипса, м; 2 - возвышенности: А - Пандивереская, Б - Сакалаская, В - Отепская, Г - Карулаская, Д - Хааньяская, З - Северо-Эстонский глинт

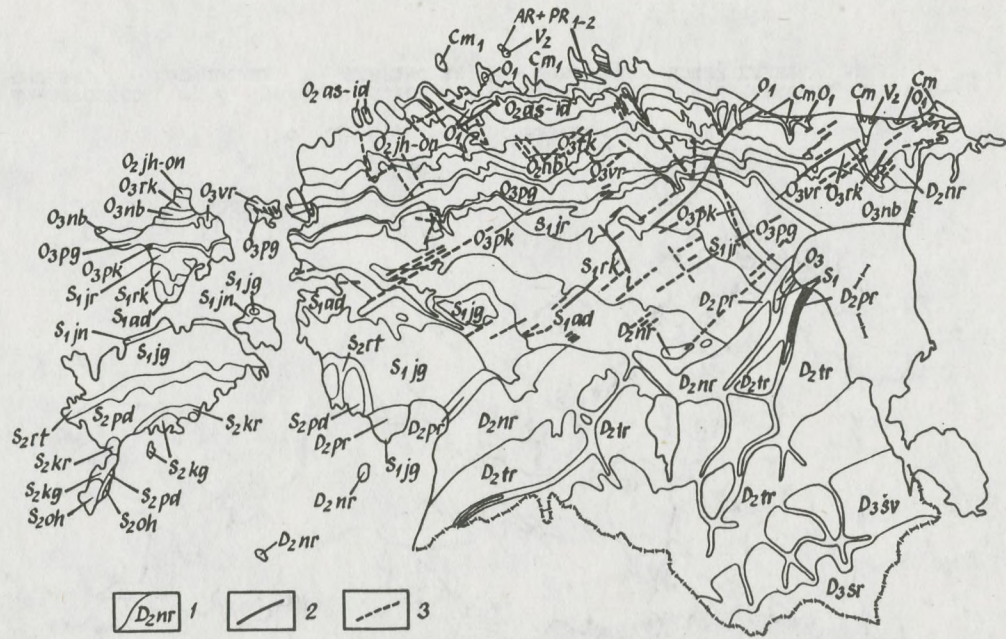


Рис. 2. Геологическое строение (Nõukogude Eesti, 1975)

I - граница выхода геологического горизонта и его индекс; 2 - установленное бурением тектоническое нарушение; то же, предполагаемое

нократного водообмена подземных вод порядка до 100 лет на 1 км и минерализацией вод менее 1 г/л и зона замедленного водообмена, где скорость однократного водообмена более 100 лет на 1 км и минерализация воды составляет 1 – 10 г/л. Относительно неглубокие солоноватые подземные воды морских побережий рассматриваются в составе зоны интенсивного водообмена. К зоне замедленного водообмена в Северо-Восточной Эстонии относится гдовский водоносный горизонт, а в Центральной и Южной Эстонии – кембро-вендский водоносный комплекс. В эту же зону в Юго-Западной Эстонии и на островах включается еще нижняя часть силурийско-ордовикского водоносного комплекса и ордовикско-кембрийский водоносный горизонт в целом. Пярнуский водоносный горизонт приурочивается к нижней зоне в районе Выру, где встречены солоноватые воды, указывающие, по мнению Э. Р. Чебан, на замедленный водообмен.

Предложенные А. Я. Верте и Э. Р. Чебан схемы геогидродинамического расчленения в главных чертах правильны, несмотря на некоторые их взаимные противоречия. Однако, ввиду слишком общего характера, они уже не смогут полностью удовлетворять возросшие требования по деятельности региональных геофильтрационных исследований.

Нами разработана новая и, по сравнению с предыдущими, более подробная схема геогидродинамического расчленения водовмещающей толщи Эстонии.\* На основании анализа различных факторов геофильтрации, особенностей баланса и состава подземных вод, по этой схеме можно выделить ряд различных по своему рангу геогидродинамических таксонов, из которых каждому соответствуют определенные признаки.

Единицами расчленения водовмещающей толщи в вертикальном направлении являются геогидродинамические зоны, подразделяемые в свою очередь еще на подзоны.

---

\* Первоначальная разработка схемы представлена в статье, подготовленной для симпозиума Международной ассоциации гидрогеологов в Вильнюсе (Валлер, 1979а).



Стратиграфическая и гидростратиграфическая схема Эстонии<sup>Ж</sup>

Система	Отдел	Стратиграфический горизонт или свита	Геологический индекс	Гидростратиграфическая единица и ее обозначение <sup>ЖЖ</sup>
Четвертичные отложения			Q	В. к. четвертичных отложений (Q)
Девонская	Верхний	Саргаевский	D <sub>3</sub> sr	Саргаевский в. к. (D <sub>3</sub> <sup>sr</sup> )
		Швянтойский	D <sub>3</sub> <sup>šv</sup>	Швянтойско-тартуский в. к. (D <sub>3</sub> <sup>šv</sup> -D <sub>2</sub> <sup>tr</sup> )
	Средний	Тартуский	D <sub>2</sub> tr	
		Наровский Пярнуский	D <sub>2</sub> nr D <sub>2</sub> pr	Наровская в. т. (D <sub>2</sub> nr)
Силурийская	Верхний	Охесаареский Каугатумаский Курессаареский Паадлаский Роотсикюлаский	S <sub>2</sub> oh S <sub>2</sub> kg S <sub>2</sub> kr S <sub>2</sub> pd S <sub>2</sub> rt	Пярнуско-силурийский в. к. (D <sub>2</sub> pr-S) - в Средней и Южной Эстонии
	Нижний	Ягарахуский Яаниский Адавереский Райкюлаский Юрусский	S <sub>1</sub> js S <sub>1</sub> jn S <sub>1</sub> ad S <sub>1</sub> rk S <sub>1</sub> jr	
	Верхний	Поркуниский Пиргуский Вормсиский Набалаский Раквереский	O <sub>3</sub> pk O <sub>3</sub> ps O <sub>3</sub> vr O <sub>3</sub> nb O <sub>3</sub> rk	

Ордовикская	Средний	Оандуский Кейлаский Ихвиский Идавереский Кукрузеский Ухакусский Ласнамягиский Азериский	O <sub>2</sub> on O <sub>2</sub> kl O <sub>2</sub> jh O <sub>2</sub> id O <sub>2</sub> kk O <sub>2</sub> uh O <sub>2</sub> ls O <sub>2</sub> as	Ордовикская в. т. (O <sub>2</sub> ) - в Южной Эстонии	Силурийско-ордовикский в. к. (S-O) - в Северной Эстонии и на островах
	Нижний	Кундаский Волховский Леэтсеский Пакерортский	O <sub>1</sub> kn O <sub>1</sub> vl O <sub>1</sub> lt O <sub>1</sub> pk		
Кембрийская	Нижний	Тискреская Люкатиская Лонтоваская	Cm <sub>1</sub> ts Cm <sub>1</sub> lk Cm <sub>1</sub> ln	Ордовикско-кембрийский в. г. (O -Cm)	
		Воронковская Котлинская Гдовская	Vvr Vkt Vgd	Лонтоваская в. т. (Cm <sub>1</sub> ln)	Кембрийско-вендский в. к. (Cm-V)
Верхняя протерозойская	Вендский комплекс	Ломоносовский в. г. (Vlm)		Ломоносовский в. г. (Vlm)	
		Котлинская в. т. (Vkt)		Котлинская в. т. (Vkt)	
		Гдовский в. г. (Vgd)		Гдовский в. г. (Vgd)	
Средне-нижняя протерозойская			PR <sub>1-2</sub>	Воды кристаллического фундамента (PR-AR)	
	Архейская группа		AR		

\* Составлена по материалам А. Я. Верте, В. И. Иодказиса (1975) и монографии "Гидрогеология СССР" (1966).

✎ Приняты следующие сокращения: в. к. - водоносный комплекс, в. т. - водоупорная толща, в. г. - водоносный горизонт.

Следуя общепринятым представлениям, слои до первого от поверхности регионально выдержанного водоупора относятся к зоне интенсивного водообмена. Ее верхняя часть приурочивается к подзоне быстрого стока, а нижняя — к подзоне умеренного. Для облегчения дальнейшего изложения, обе эти подзоны обозначаются соответственно символами *a* и *b*.

Характерные признаки подзоны быстрого стока следующие: она непосредственно дренируется местной гидрогеографической сетью, режим ее вод подвергается прямому влиянию климатических факторов и четко отражает кратковременные циклы их изменения, через нее протекает весь сформировавшийся на территории подземный сток. Воды подзоны в общем пресные, за исключением морских побережий, где ощущается сильное влияние современного моря.

В отличие от подзоны *a*, воды подзоны *b* подвергаются непосредственному дренирующему влиянию речной сети только в узкой полосе вдоль Северо-Эстонского глинта. Они формируются на возвышенных участках территории путем перетекания из залегающей подзоны *a* и передвигаются с возвышенностей латерально к пониженным участкам, на которых, поднимаясь вверх, снизу подпитывают подзону *a*. В режиме вод подзоны *b* отражаются сезонные изменения климатических факторов. Суммарный расход фильтрационного потока в подзоне *b* приблизительно в 20 раз меньше, чем в подзоне *a*. Примерно такое же соотношение наблюдается и в соответствующих средних скоростях движения подземной воды. В подзоне содержатся как пресные, так и солоноватые воды.

В наиболее погруженной части водовмещающей толщи, ниже первого или же второго с поверхности регионально выдержанного водоупора, выделяется зона затрудненного водообмена, которая непосредственно дренируется только морем. В режиме ее вод сезонные климатические влияния либо выражены слабо, либо вовсе не сказываются. По сравнению с верхней геогидродинамической зоной значительно понижена и интенсивность водообмена — в общем геофильтрационном балансе по территории на зону затрудненного водообмена приходится менее 1% от всего подземного стока. Соответственно погружению слоев и увеличению их изолированности



от земной поверхности, пресные воды рассматриваемой зоны постепенно переходят в солоноватые и соленые.

В зоне затрудненного водообмена выделяются подзоны замедленного ( $\bar{a}$ ) и медленного ( $\bar{b}$ ) стоков. К первой из них приурочиваются сравнительно менее погруженные слои с пресными и солоноватыми водами. Ко второй относится наиболее глубокая часть данной зоны, вмещающая только солоноватые или соленые воды. Суммарный расход фильтрации в подзоне замедленного стока в природных условиях примерно в 10 раз больше, нежели по подзоне медленного стока. Обе упомянутые подзоны в Восточной Эстонии разделены друг от друга водоупорными отложениями.

Глубина залегания кристаллического фундамента от земной поверхности в Эстонии, по-видимому, не превышает 800 м (Рухну), а наибольшая известная минерализация воды в коренных породах составляет около 22 г/л (Пярну). Это свидетельствует об относительно благоприятных условиях геофильтрации, особенно в сравнении с многими другими артезианскими бассейнами, наиболее погруженные части которых залегают на глубине нескольких километров и вмещают крепкие рассолы. Стало быть, зона весьма затрудненного водообмена в Эстонии отсутствует.

Условия геофильтрации по геогидродинамическим зонам и подзонам не постоянны. Под влиянием геоморфологических, геоструктурных, гидрогеологических и др. факторов они изменяются в горизонтальном направлении по территории. В связи с этим, кроме вертикального геогидродинамического расчленения водовмещающей толщи произведено еще ее районирование в плане.

Самыми крупными таксонами горизонтального расчленения водовмещающей толщи являются три геогидродинамические области, выделяющиеся по геоморфологическому признаку, условиям формирования и разгрузки главных ветвей систем подземного стока (рис. 3, 4, табл. 2). Относительно самостоятельные в системе баланса подземных вод части геогидродинамических областей образуют геогидродинамические округа, которые далее будут обозначаться римскими цифрами.

Т а б л и ц а 2

Геогидродинамическое расчленение водовмещающей толщи Эстонии

Область	Округ	Район	Под-зона	Слагающее подзону или округ гидростратиграфическое подразделение
1	2	3	4	5
Возвышенная Эстония	Девонское плато (I)	Южно-эстонские возвышенности (I <sub>1</sub> )	I <sub>1a</sub>	Q, D <sub>3sr</sub> , D <sub>3šv</sub> -D <sub>2tr</sub>
		Южно-эстонские плато и равнины (I <sub>2</sub> )	I <sub>2a</sub>	Q, D <sub>3šv</sub> -D <sub>2tr</sub> , D <sub>2nr</sub> , D <sub>2pr</sub> -S
		Не выделяется	I <sub>b</sub> I <sub>ā</sub> I <sub>b̄</sub>	D <sub>2pr</sub> -S O, O-Cm O-Cm, Cm-V, PR-AR
	Силурийско-ордовикское плато (II)	Северо-эстонские возвышенности (II <sub>1</sub> )	II <sub>1a</sub>	Q, S-O
		Склоны северо-эстонских возвышенностей (II <sub>2</sub> )	II <sub>2a</sub>	Q, S-O
		Северо-эстонские плато и равнины (II <sub>3</sub> )	II <sub>3a</sub>	Q, S-O
		Шахтные поля (II <sub>4</sub> )	II <sub>4a</sub>	Q, S-O
		Не выделяется	II <sub>b</sub> II <sub>ā</sub> II <sub>b̄</sub>	S-O, O-Cm Cm-V, PR-AR Vkt, Vgd, PR-AR

Озерные низины и впадины (III)	Низина и впадина Псковского озера (III <sub>I</sub> )	III <sub>Ia</sub> III <sub>Ib</sub>	Q, D <sub>3</sub> šv-D <sub>2</sub> tr D <sub>2</sub> nr, D <sub>2</sub> pr-S, D <sub>2</sub> pr-O
	Низина и впадина озера Выртсъярв (III <sub>2</sub> )	III <sub>2a</sub> III <sub>2b</sub>	Q, D <sub>3</sub> šv-D <sub>2</sub> tr, D <sub>2</sub> pr-S D <sub>2</sub> nr, D <sub>2</sub> pr-S
	Низина и впадина Чудского озера (III <sub>3</sub> )	III <sub>3a</sub> III <sub>3b</sub>	Q, D <sub>3</sub> šv-D <sub>2</sub> tr, D <sub>2</sub> nr, D <sub>2</sub> pr-S S-O, O-Cm
	Не выделяется	III <sub>3ā</sub> III <sub>3Ḅ</sub>	O-Cm, Cm <sub>1</sub> ln, Vlm Cm-V, Vkt, Vgd, PR-AR
Приморские низины (IV)	Предглинтовая низина (IV <sub>I</sub> )	IV <sub>Ia</sub> IV <sub>Ib</sub>	Q, O-Cm Cm <sub>1</sub> ln, Cm-V, PR-AR
	Западно-эстонская низина (IV <sub>2</sub> )	IV <sub>2a</sub> IV <sub>2b</sub> IV <sub>2ā</sub>	Q, S-O S-O, O-Cm Cm <sub>1</sub> ln, Cm-V, PR-AR
	Пярнуская низина (IV <sub>3</sub> )	IV <sub>3a</sub> IV <sub>3b</sub> IV <sub>3ā</sub> IV <sub>3Ḅ</sub>	Q, D <sub>3</sub> šv-D <sub>2</sub> tr, D <sub>2</sub> nr, D <sub>2</sub> pr-S D <sub>2</sub> nr, D <sub>2</sub> pr-S, S-O O, O-Cm Cm <sub>1</sub> ln, Cm-V, PR-AR



Продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5		
Низинная Эстония	Морские острова (У)	Найссаар - Прангли (У <sub>I</sub> )	У <sub>Ia</sub>	Q, Cm-V		
			У <sub>Ib</sub>	Q, Cm-V, PR-AR		
		Хийумаа - Пакри (У <sub>2</sub> )	У <sub>2a</sub>	Q, S-O		
			У <sub>2b</sub>	O-Cm		
			У <sub>2ā</sub>	Cm <sub>1</sub> ln, Cm-V, PR-AR		
		Сааремаа - Муху (У <sub>3</sub> )	У <sub>3a</sub>	Q, S-O		
			У <sub>3b</sub>	S-O, O-Cm		
			У <sub>3ā</sub>	O, O-Cm		
			У <sub>3b̄</sub>	Cm <sub>1</sub> ln, Cm-V, PR-AR		
		Рухну - Кихну (У <sub>4</sub> )	У <sub>4a</sub>	Q, D <sub>3</sub> <sup>šv</sup> -D <sub>2</sub> <sup>tr</sup> , D <sub>2</sub> <sup>nr</sup> , D <sub>2</sub> <sup>pr-S</sup>		
			У <sub>4b</sub>	S-O,		
			У <sub>4ā</sub>	O, O-Cm		
			У <sub>4b̄</sub>	Cm <sub>1</sub> ln, Cm-V, PR-AR		
		Шельф Эстонии	Финский залив (УI)	Не выделяется		M <sup>ш</sup> , Q, Cm-V, PR-AR
			Балтийское море (УII)		Не выделяется	M, Q, S-O, O-Cm, Cm <sub>1</sub> ln, PR-AR
			Рижский залив (УIII)			M, Q, D <sub>3</sub> <sup>šv</sup> -D <sub>2</sub> <sup>tr</sup> , D <sub>2</sub> <sup>nr</sup> , D <sub>2</sub> <sup>pr-S</sup> S-O, O-Cm, Cm <sub>1</sub> ln, PR-AR

\* Обозначается: M - родогневающие неуплотненные отложения шельфа

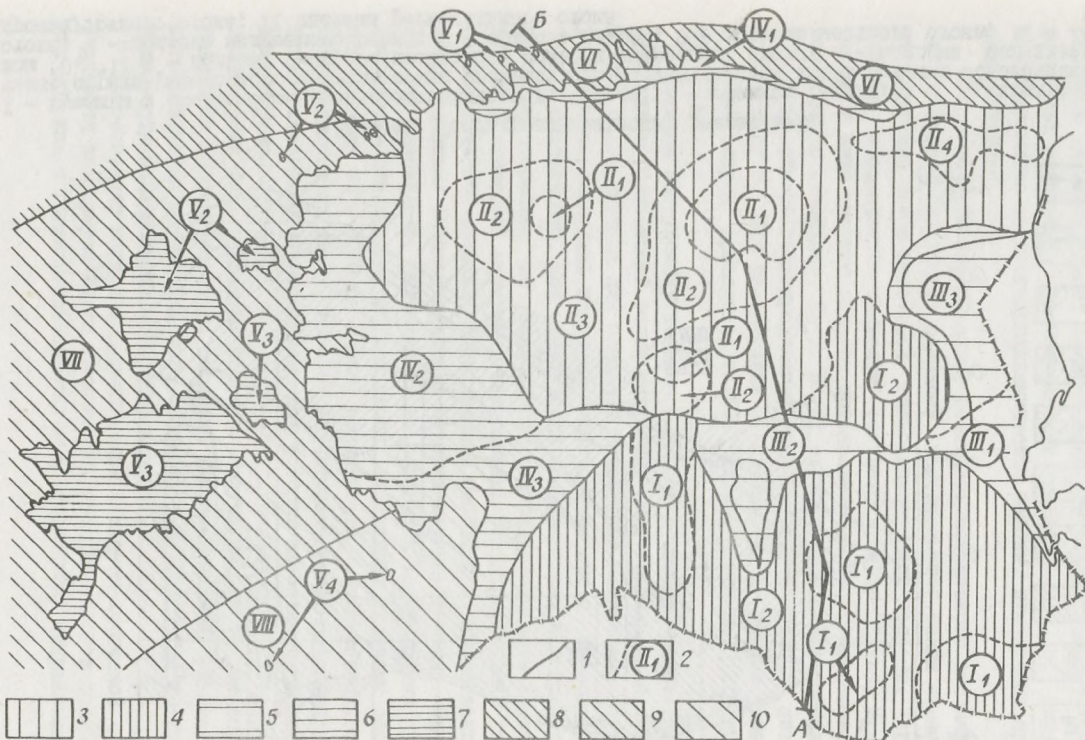


Рис. 3. Единицы горизонтального геогидродинамического расчленения

I - граница округа; 2 - граница района и его обозначение. Округи Возвышенной Эстонии: 3 - силурийско-ордовикское плато; 4 - девонское плато. Округи Низинной Эстонии: 5 - озерные низины и впадины; 6 - приморские низины; 7 - морские острова. Округи шельфа: 8 - Финский залив; 9 - Балтийское море; 10 - Рижский залив; А-Б - линия геогидродинамического разреза



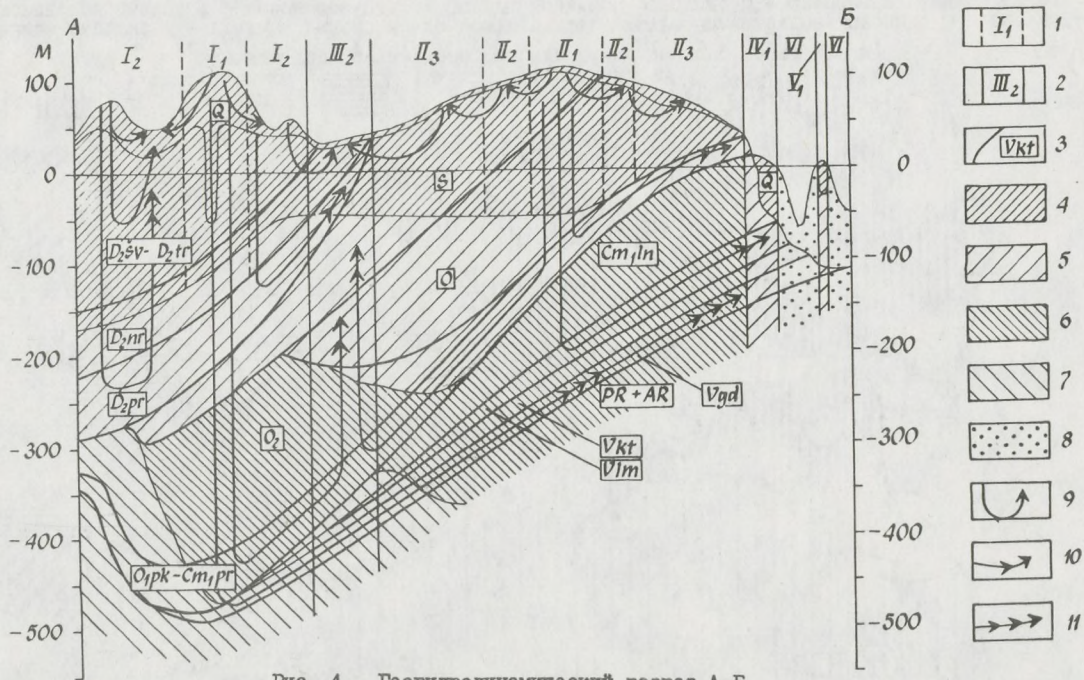


Рис. 4. Геогидродинамический разрез А-Б

I - границы и обозначение геогидродинамического района; 2 - границы округа; 3 - граница и обозначение стратиграфического подразделения (глинистые ордовикские слои Южной Эстонии обозначены символом "O<sub>1</sub>"); 4 - подзона быстрого стока; 5 - подзона умеренного стока; 6 - подзона замедленного стока; 7 - подзона медленного стока; 8 - область шельфа; 9 - система местного стока; 10 - система промежуточного стока; II система регионального стока



По гидрогеологическим особенностям: наличию водоносных горизонтов или комплексов, закарстованности пород, мощности четвертичных отложений, расчлененности рельефа и т. п. округа подразделяются на геогидродинамические районы, нумеруемые арабскими цифрами.

Согласно применяемой схеме геогидродинамического расчленения, основной балансовой единицей водовмещающей толщи является округ или район некоторой гидродинамической подзоны. Такой участок обозначается символом соответствующего округа, к которому в виде нижнего индекса прибавляется номер района и символ подзоны (например,  $\Pi_{2a}$ ). В тех случаях, когда целесообразно рассматривать геогидродинамическую подзону в пределах некоторого округа, без расчленения ее на районы, в нижнем индексе символа округа приводится только символ подзоны (например,  $\Pi_b$ ).

По всем вышеупомянутым единицам геогидродинамического расчленения водовмещающей толщи составлен фильтрационный баланс. С этой целью сначала для основных водоносных комплексов и горизонтов составлялись карты их водопроводимости и пьезометрической поверхности. При определении коэффициента водопроводимости мы старались по возможности использовать весь существующий фактический материал, накопленный государственной гидрогеологической съемкой, разведочными работами и опробованием многочисленных эксплуатационных буровых водных скважин. Однако, как выяснилось, вычисленная на основании таких данных водопроводимость характерна для слоев, залегающих главным образом глубже 30 - 80 м от земной поверхности. Водопроводимость приповерхностных слоев, которая значительно выше, определялась путем решения обратной задачи, при которой известными величинами служили подземный сток в реки и гидравлический уклон питающих реки фильтрационных потоков. Полученные карты водопроводимости корректировались согласно закономерностям фациального изменения литологического состава, а вместе с тем и проницаемости водовмещающих пород по площади.

На основании карт водопроводимости и пьезометрической поверхности по формуле Дарси вычислялись расходы потоков подземных вод как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях

Элементы геофильтрационного баланса, м<sup>3</sup>/сек

Балан- совая единица	Приток						Сток							
	ин- филт- рация	свер- ху	сбо- ку	сни- зу	с водо- емов.	всего	в реки	родни- ковый	водо- отбор	в ме- ре	вверх	сбо- ку	вниз	всего
	$q_{i,1}$	$q_{i,2}$	$q_{i,3}$	$q_{i,4}$	$q_{i,5}$		$q_{i,6}$	$q_{i,7}$	$q_{i,8}$	$q_{i,9}$	$q_{i,10}$	$q_{i,11}$	$q_{i,12}$	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
I <sub>1a</sub>	14,0	0	0	0	<0,1	14,0	11,3	0,3	0,2	0	0	0,7	1,5	14,0
I <sub>2a</sub>	21,0	0	0,7	0,7	<0,1	22,4	18,5	0,4	0,5	0	0	2,4	0,6	22,4
I <sub>b</sub>	0	2,1	0	<0,1	0	2,1	0	0	0,1	0	0,7	1,1	0,2	2,1
I <sub>а</sub>	0	0,2	0	<0,1	0	0,2	0	0	0	0	<0,1	0,2	<0,1	0,2
I <sub>б</sub>	0	<0,1	0	0	0	<0,1	0	0	0	0	<0,1	<0,1	0	<0,1
II <sub>1a</sub>	10,0	0	0	0	0	10,0	0	0	<0,1	0	0	9,7	0,3	10,0
II <sub>2a</sub>	15,0	0	9,7	0	<0,1	24,7	19,4	4,0	0,1	0	0	0,8	0,4	24,7
II <sub>3a</sub>	22,0	0	0,8	<0,1	0,1	22,9	16,6	1,0	1,1	0	0	3,1	1,1	22,9
II <sub>4a</sub>	2,5	0	0	<0,1	6,7	9,2	1,5	<0,1	7,7	0	0	0	<0,1	9,2
II <sub>b</sub>	0	1,8	0	0	0	1,8	0	0	0,4	0	<0,1	1,0	0,4	1,8
II <sub>а</sub>	0	0,4	0,4	0	0	0,8	0	0	0,8	0	0	0	<0,1	0,8
II <sub>б</sub>	0	<0,1	<0,1	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	<0,1	<0,1	0	<0,1
III <sub>1a</sub>	0,3	0	0,4	0,2	<0,1	0,9	0,9	<0,1	<0,1	0	0	0	0	0,9
III <sub>1b</sub>	0	0	0,2	<0,1	0	0,2	0	0	<0,1	0	0,2	<0,1	0	0,2
III <sub>2a</sub>	2,0	0	0,7	0,2	0,1	3,0	2,8	<0,1	0,2	0	0	0	0	3,0
III <sub>2b</sub>	0	0	0,4	<0,1	0	0,4	0	0	0,2	0	0,2	0	0	0,4
III <sub>3a</sub>	0,5	0	1,0	0,3	<0,1	1,8	1,8	<0,1	0,1	0	0	0	<0,1	1,8
III <sub>3b</sub>	0	0	0,3	<0,1	0	0,3	0	0	<0,1	0	0,3	<0,1	<0,1	0,3
III <sub>а</sub>	0	<0,1	0,2	<0,1	0	0,2	0	0	<0,1	0	<0,1	0,2	<0,1	0,2
III <sub>б</sub>	0	<0,1	<0,1	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	<0,1	<0,1	0	<0,1
IV <sub>1a</sub>	2,0	0	1,1	0	<0,1	3,1	1,5	<0,1	<0,1	0	0	1,4	0,2	3,1
IV <sub>1b</sub>	0	0,2	0,8	0	0	1,0	0	0	0,8	0	0	0,2	0	1,0
IV <sub>2a</sub>	4,3	0	0,9	0,2	<0,1	5,4	3,8	<0,1	0,1	0	0	1,5	0	5,4
IV <sub>2b</sub>	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	<0,1	0	0,2	0,1	<0,1	0,3
IV <sub>2а</sub>	0	<0,1	<0,1	0	0	<0,1	0	0	0	0	0	<0,1	0	<0,1
IV <sub>3a</sub>	2,0	0	0,8	0,5	0,1	3,4	1,7	0,1	0,3	0	0	1,4	0	3,4
IV <sub>3b</sub>	0	0	0,7	<0,1	0	0,7	0	0	<0,1	0	0,5	0,2	0	0,7
IV <sub>3а</sub>	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
IV <sub>3б</sub>	0	<0,1	<0,1	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	<0,1



Продолжение таблицы 3

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$y_{1a}$	<0,1	0	0	0	0	<0,1	<0,1	0	<0,1	0	0	<0,1	<0,1	<0,1
$y_{1b}$	0	<0,1	0	0	0	<0,1	0	0	0	0	0	<0,1	0	<0,1
$y_{2a}$	1,4	0	0	<0,1	<0,1	1,4	0,3	<0,1	<0,1	0	0	1,0	0,1	1,4
$y_{2b}$	0	0,1	<0,1	0	0	0,1	0	0	<0,1	0	<0,1	0,1	<0,1	0,1
$y_{2a}$	0	<0,1	<0,1	0	0	<0,1	0	0	0	0	0	<0,1	0	<0,1
$y_{3a}$	4,4	0	0	<0,1	<0,1	4,4	2,1	0,3	<0,1	0	0	1,7	0,3	4,4
$y_{3b}$	0	0,3	0	<0,1	0	0,3	0	0	<0,1	0	<0,1	0,3	<0,1	0,3
$y_{3a}$	0	<0,1	<0,1	<0,1	0	<0,1	0	0	0	0	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
$y_{3b}$	0	<0,1	<0,1	0	0	<0,1	0	0	0	0	<0,1	<0,1	0	<0,1
$y_{4a}$	<0,1	0	0	0	0	<0,1	<0,1	0	<0,1	0	0	<0,1	<0,1	<0,1
$y_{4b}$	0	<0,1	<0,1	<0,1	0	<0,1	0	0	0	0	0	<0,1	0	<0,1
$y_{4a}$	0	0	<0,1	<0,1	0	<0,1	0	0	0	0	0	<0,1	0	<0,1
$y_{4b}$	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	0	0	0	0	<0,1	0	<0,1
У1	0	0	1,7	0	0,8	2,5	0	0	0	1,7	0	0,8	0	2,5
УII	0	0	4,7	0	0	4,7	0	0	0	4,7	0	0	0	4,7
УIII	0	0	1,6	0	0	1,6	0	0	0	1,6	0	0	0	1,6
Итого	101,4	5,1	27,4	2,1	7,8	143,8	82,2	6,0	12,5	8,0	2,1	27,9	5,1	143,8

20



по каждому водоносному комплексу или горизонту в пределах каждого геогидродинамического района. Результаты таких расчетов, дополненные данными по отбору подземных вод и стоку их в реки, объединялись в единую систему балансовых уравнений в виде матрицы:

$$(q_{ij}) = \begin{pmatrix} q_{1,1} & q_{1,2} & \dots & q_{1,n} \\ q_{2,1} & q_{2,2} & \dots & q_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ q_{m,1} & q_{m,2} & \dots & q_{m,n} \end{pmatrix} \quad (I)$$

Здесь индексом  $i = I_{1\alpha}, I_{2\alpha}, \dots, U_{II}$  обозначены все расчетные элементарные участки геофильтрационного баланса (табл. 2). Индексы  $j = I, 2, \dots, I_2$  имеют значения: I - инфильтрация вод атмосферных осадков на балансовом участке, 2 - фильтрационный поток с выше залегающего балансового участка, 3 - приток сбоку, 4 - приток снизу, 5 - приток с поверхностных водоемов, 6 - сток в поверхностные водоемы путем фильтрации, 7 - сток через родники, 8 - водоотбор, 9 - сток непосредственно в море, 10 - сток в выше залегающий балансовый участок, II - сток сбоку и I<sub>2</sub> - сток вниз.

Под инфильтрацией ( $q_{i,1}$ ) подразумевается разность между средним многолетним количеством влаги, поступающим сверху в грунт с учетом испарения с него. Она установилась по зависимости

$$q_{i,1} = (q_{i,6} + q_{i,7} + q_{i,8} + q_{i,9} + q_{i,10} + q_{i,11} + q_{i,12}) - (q_{i,2} + q_{i,3} + q_{i,4} + q_{i,5}). \quad (2)$$

Схема балансовых связей между балансовыми единицами водовмещающей толщи приведена на рис. 5 (см. в приложении).

Сложная взаимосвязь балансовых единиц водовмещающей толщи (рис. 5) рассматривалась в матричной форме с целью дальнейшего изучения динамики геофильтрации с помощью глубоко разработанных в сфере экономической науки методов матричного баланса

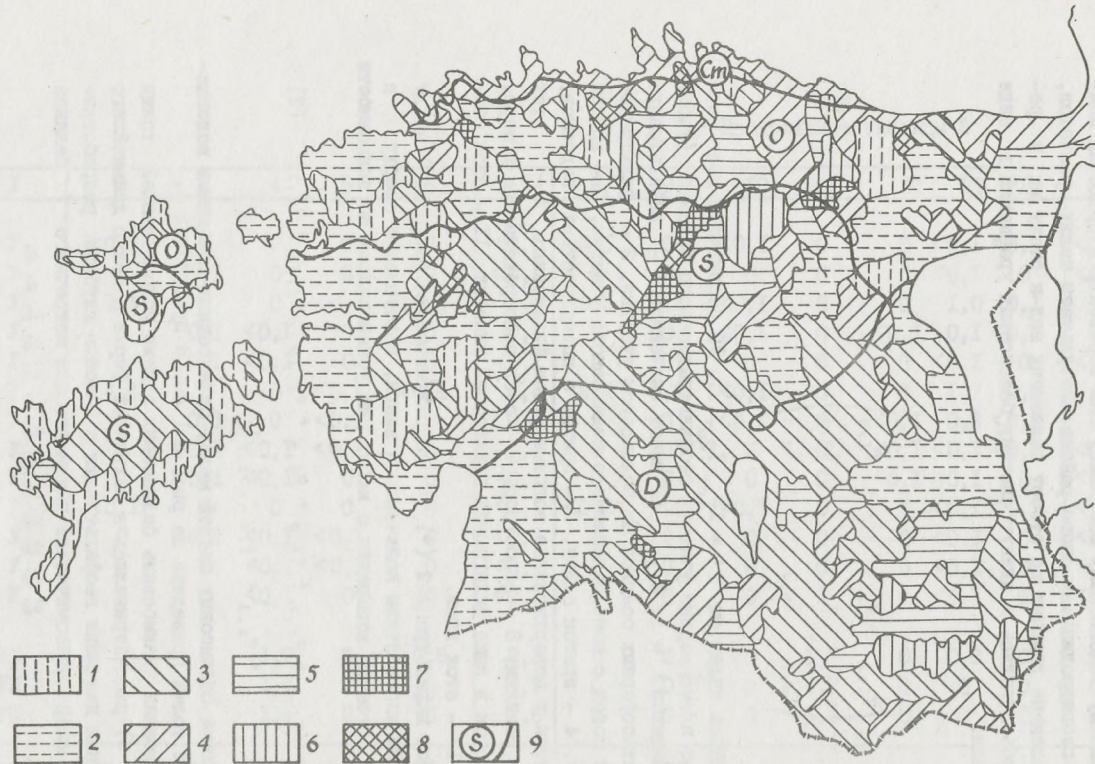


Рис. 6. Средний многолетний подземный сток в гидрографическую сеть

Интенсивность стока, л/(сек·км<sup>2</sup>): 1) до 0,5; 2) 0,5 - 1,0; 3) 1,0 - 2,0; 4) 2,0 - 3,0; 5) 3,0 - 5,0; 6) 5,0 - 7,0; 7) 7,0 - 10,0; 8) 10,0 - 20,0; 9) - граница выхода стратиграфической системы и ее обозначение



(Коссов, 1966). Такой подход перспективен для выяснения особенностей формирования баланса подземных вод по отдельным годам и сезонам, а также при исследовании техногенных изменений режима геофильтрации.

Элементы полученной матрицы геофильтрационного баланса (табл. 3) взаимно контролировались и корректировались путем последовательных приближений, причем главными проверочными критериями служили величина отбора подземных вод и средний многолетний подземный сток в реки. Последний определялся с помощью специальных расчетов, на основании которых на гидрографах речного стока, составленных по наблюдениям на стационарных гидрологических постах, выделялся подземный компонент (Валлер, 1973, 1976). Относительная погрешность его оценки в среднем не превышает  $\pm 20\%$ , что обеспечивается главным образом длительностью ряда наблюдений. Произведенные нами повторные детальные гидрометрические съемки межennaleго поверхностного стока позволили установить подробное распределение интенсивности подземного питания по площади, в том числе и по выделенным геодинамическим районам (рис. 6).

Оценить точность отдельных элементов балансовой матрицы весьма сложно. В общем, вместе с увеличением расхода воды понижается и погрешность его определения. Так, например, относительная точность установления расхода, равного  $10 \text{ м}^3/\text{сек}$ , обычно значительно выше, нежели расхода, составляющего только  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Те балансовые элементы, величина которых меньше  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ , при суммировании в табл. 3 не учтены, поскольку они все-равно остались бы в пределах погрешностей вычислений.

Естественно, что каждый балансовый элемент не может быть определен с меньшей относительной погрешностью, нежели главный проверочный критерий балансовой матрицы — подземный сток в реки. Однако, поскольку в балансовые уравнения по отдельным балансовым единицам входят элементы со значениями порядка от  $0,1$  до  $10 \text{ м}^3/\text{сек}$ , то для приравливания приходной и расходной частей уравнений, их элементы пришлось определять с формальной точностью до  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . В целом сочетание балансовых элементов, установленных по формуле Дарси, согласуется со значени-



ем подземного стока в реки, а также отбором подземных вод как по территории в целом, так и по ее отдельным частям. Это и гарантирует наибольшую возможную на данном этапе исследований достоверность геофильтрационных расчетов.

Заданные значения балансовых элементов представляют собой средние многолетние характеристики. От них могут довольно сильно отличаться величины отдельных элементов по подзоне быстрого стока за конкретные годы или сезоны. Непостоянным элементом является отбор подземных вод, изменения которого сказываются на величинах и других составляющих геофильтрации.

Определение балансовых элементов дало возможность охарактеризовать фактивную скорость движения подземных вод  $v$  на основании зависимости

$$v = q_{i,j} F^{-1}, \quad (3)$$

где  $q_{i,j}$  — расход воды через соответствующий контур площадью  $F$  геогидродинамической единицы  $j$ .

Действительная скорость фильтрации  $\bar{v}$  устанавливалась нами по формуле

$$\bar{v} = q_{i,j} (F n)^{-1}, \quad (4)$$

где  $n$  — пористость фильтрационной среды.

Применение в формулах (3) и (4) откорректированных значений фильтрационных расходов  $q_{i,j}$  в известной мере освобождает величины  $v$  и  $\bar{v}$  от случайных влияний и дает им таким образом большую достоверность.

Интенсивность подземного стока нередко характеризуется еще временем однократного водообмена, под которым подразумевается отношение геологических запасов подземных вод к годовому их расходу в пределах балансового участка (Куделин, 1960).

По представлению В. М. Всеволожского (1974) и И. С. Зекцера (1977), время однократного водообмена прямо пропорционально мощности рассматриваемой толщи. Но это верно в том случае, когда вода фильтруется в направлении, отождествляемом расчетной

мощностью пласта. В действительности даже однородную и изотропную фильтрационную среду проникают различные системы подземного стока. При этом верхние ветви геофильтрации проходят относительно короткие расстояния, а глубокие – весьма значительные (Т6th, 1963, 1972). Следовательно, для верхних слоев некоторого водоносного комплекса, особенно если он залегает с поверхности, всегда свойственно сравнительно короткое время водообмена, а для глубоких – более продолжительное. Поэтому при рассмотрении отдельных участков геофильтрационного баланса нами по возможности даются свойственные им верхний и нижний пределы времени однократного водообмена.

Соответствующие вычисления произведены в основном по зависимости

$$T = nVQ^{-1}, \quad (5)$$

где  $T$  – время однократного водообмена по некоторой балансовой единице,  $V$  – объем балансовой единицы и  $Q$  – суммарный приток воды в нее за единицу времени.

В некоторых случаях дополнительные расчеты делались и по формуле

$$T_L = Ln(\tau K)^{-1}, \quad (6)$$

где  $T_L$  – время однократного водообмена вдоль фильтрационного потока длиной  $L$ ;  $\tau$  – гидравлический уклон и  $K$  – коэффициент фильтрации.

Результаты вычислений по формулам (5) и (6) в общем тем достовернее, чем короче установленное время водообмена, ибо с удлинением последнего уменьшается и вероятность, что использованные расчетные параметры правильно отражают палеогеогеологические условия.

#### Факторы геофильтрации

Характер геофильтрации и вместе с тем химический состав, уровень и температурный режим, формирование и распределение



ресурсов подземных вод в современной эпохе геологического развития территории Эстонии определяется преимущественно геоморфологическими, структурно-геологическими и климатическими, а в последнее время и техногенными факторами. Среди них главное значение имеют:

1) наличие обособленных возвышенностей на фоне относительно невысокого равнинного рельефа и обрамление территории впадинами Балтийского моря и его заливов, а также впадиной Чудско-Псковского озера, представляющих собой региональные базисы дренирования;

2) моноклинальное залегание слабонаклоненных, сравнительно немощных, неоднородных по проницаемости, отчасти сильно закарстованных водовмещающих пластов;

3) умеренный влажный климат с превышением довольно однородно распределенных по площади атмосферных осадков над испарением;

4) интенсивный сосредоточенный отбор подземной воды на территории городов и отлив ее из сланцевых шахт.

Под взаимным влиянием этих факторов сформировались области питания, транзита и разгрузки подземных вод; от них зависит общее направление, характер разветвления и интенсивность фильтрационных потоков.

Второстепенными факторами геофильтрации являются зоны тектонических нарушений, трещиноватость и рельеф коренных пород, мощность и литологический состав четвертичного покрова, расчлененность современного рельефа, форма поперечного профиля речных долин, палеогидрогеологические условия, многолетняя и сезонная изменчивости гидрометеорологических процессов, а также осушение сельскохозяйственных угодий и др. технические причины. Второстепенные факторы осложняют влияние главных. Рассмотрим их действие более подробно.

Составленная нами карта изопьез основных водоносных горизонтов (рис. 7), а также аналогичные карты других авторов (Гидрогеология СССР, 1966; Зузявичюс, Иодказис, Мокрик, 1975; Vinģislar, Viigand, 1976) наглядно показывают, что пьезометрические напоры всех водоносных комплексов (Верте, 1965; Иодка-



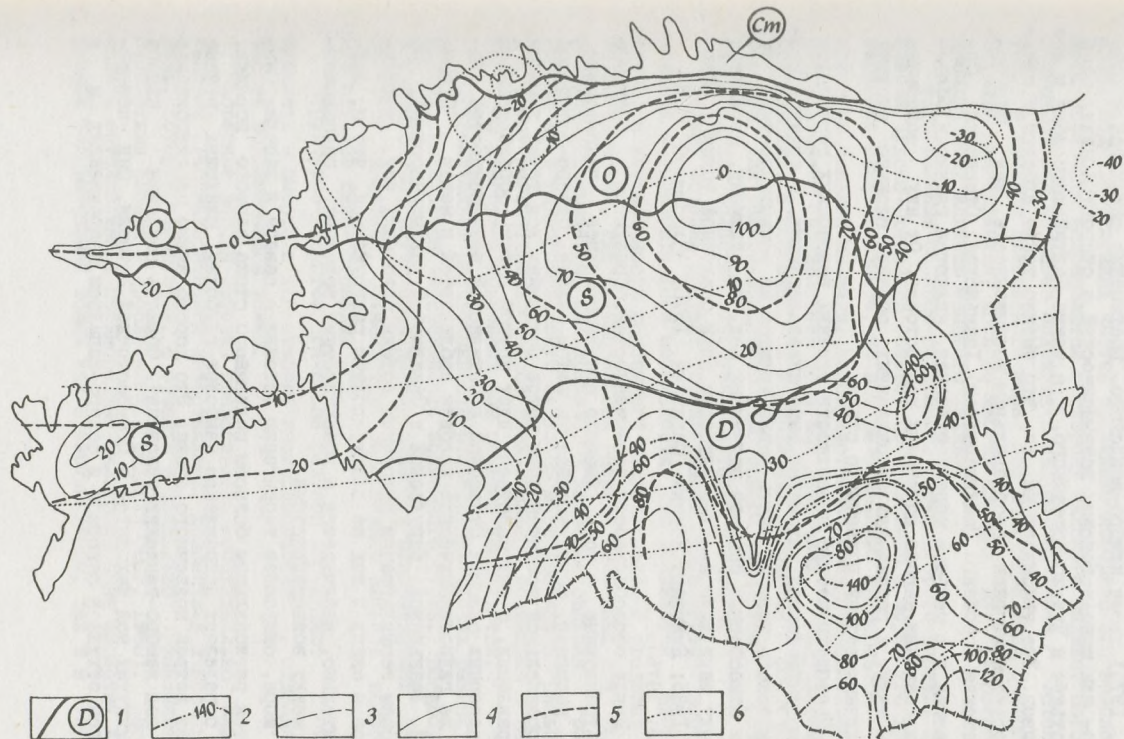


Рис. 7. Пьезометрическая поверхность основных гидростратиграфических подразделений

I — граница выхода стратиграфической системы и ее обозначение, изопьезы, м; 2 — швантойско-тартуский водоносный комплекс; 3 — пярнуско-силурийский водоносный комплекс; 4 — силурийско-ордовикский водоносный комплекс; 5 — ордовикско-кембрийский водоносный горизонт; 6 — кембро-вендский водоносный комплекс

зис, 1975) кроме кембро-вендского, постепенно снижаются с северо- или южно-эстонских возвышенностей в сторону впадин озер Вирстъярв и Чудско-Псковского, а также Балтийского моря и его заливов. Это указывает на то, что именно такие плоские и сравнительно невысокие водораздельные возвышенности, как Северо-Эстонская (особенно Пандивереская), Хааньяская, Отепяская, Сакалаская и в меньшей мере Карулаская, являются главными областями создания напора подземных вод Эстонии. От них подземные воды текут в радиальных направлениях, образуя сложную систему различных ветвей подземного стока.

Пьезометрические поверхности верхних водоносных горизонтов на возвышенностях находятся выше низезалегающих. В течение геологического времени часть формирующихся на возвышенностях за счет атмосферных осадков подземных вод, по-видимому, проникает сверху вниз даже в самые глубокие слои осадочной толщи (Верте, 1965; Вийганд, Мокрик, Савицкий, 1975; Vingisaar, Viigand, 1976).

Ввиду обособленности возвышенностей, образуются обширные фильтрационные потоки, имеющие противоположное направление. Так, например, формирующийся на южном склоне Северо-Эстонской водораздельной возвышенности поток подземных вод течет в южном направлении, а ему навстречу идет другой поток, образовавшийся на северных склонах Отепяской и Сакалаской возвышенностей. Такие же гидродинамические условия наблюдаются и между Отепяской, Хааньяской, Карулаской и Сакалаской возвышенностями. По законам геофильтрации встречные потоки подземных вод, вмещающиеся в одних и тех же слоях, должны разгружаться, что и, действительно, наблюдается в поверхностных водоемах, расположенных между возвышенностями.

Море, омывающее территорию Эстонии с севера и запада, является региональным базисом подземного стока первого порядка. Оно определяет направление наиболее глубоких, минующих речные русла ветвей подземного стока. Это хорошо видно по гидроизопьезам вод кембро-вендских отложений. Область создания напора упомянутых вод находится в Юго-Восточной Эстонии. Они перемещаются оттуда в северном и северо-западном направлениях и в



естественных условиях разгружались бы во впадине Финского залива. Воды погруженных частей ордовикско-кембрийского водоносного горизонта направляются в сторону Рижского залива. Потоки подземных вод из слоев ордовика и силура Западной Эстонии текут в проливы Балтийского моря. Все подземные воды Северной Эстонии подвергаются, хоть во многих случаях лишь косвенно, дренающему влиянию Финского залива.

Региональным базисом подземного стока второго порядка является Чудско-Псковское озеро. По сравнению с морем его дренающее влияние слабее, но все же отчетливо сказывается на довольно большой площади. Непосредственно в Чудско-Псковское озеро стекает определенная доля вод девонских, силурийских, ордовикских, а косвенно, и кембрийских отложений Восточной Эстонии. Для кембро-вендского водоносного комплекса район озера служит областью разгрузки местного значения.

Рельеф Эстонии придает геофильтрации явные черты вертикальной и горизонтальной зональности. Это выражается, прежде всего, в интенсивности подземного стока в реки. В пределах возвышенностей, где потенциальная энергия подземных вод наибольшая, наблюдается, как правило, и наиболее сильная разгрузка их в гидрографическую сеть. По мере понижения рельефа в сторону региональных базисов дренирования потенциал и вместе с тем разгрузка подземных вод заметно уменьшаются.

С увеличением расчлененности рельефа при прочих равных условиях повышается интенсивность подземного стока, поскольку в таком случае улучшается дренированность водовмещающей толщи. Этим, например, объясняется сравнительно сильное подземное питание южно-эстонских рек.

Структурно-гидрогеологические факторы определяют проницаемость и вместе с тем степень изолированности отдельных частей водовмещающей толщи.

Коренные породы Эстонии представлены моноклинально залегающими слабонаклоненными известняками, доломитами и песчаниками, которые чередуются, а отчасти и фациально заменяются глинистыми слоями и прослойками (Геология СССР, 1960). Последние обуславливают неоднородные фильтрационные свойства коренной водовмещающей толщи как в вертикальном, так и в гори-



зонтальном направлениях. Кроме того проницаемость карбонатных коренных пород Эстонии существенно зависит еще и от их трещиноватости. Выделяются две главные системы трещин – по напластованию и почти в отвесном направлении. Первая из них содействует латеральному движению подземных вод, вторая – вертикальному.

Ввиду литологической неоднородности слоев и наличия трещин напластования в карбонатных отложениях, коренная водовмещающая толща Эстонии расчленяется на ряд более или менее изолированных друг от друга водоносных комплексов и горизонтов (Верте, 1965; Гидрогеология СССР, 1966; Иодказис, 1975; Йыгар, 1977). Фильтрационные свойства последних характеризуют результаты многочисленных пробных и опытных откачек.

На основании статистической обработки данных около 1200 откачек П. Йыгар (1977) показал, что проницаемость ордовикских и силурийских отложений в пределах их выхода на материковой части Эстонии изменяется ступенчато. Осредненные значения коэффициента фильтрации отдельных стратиграфических горизонтов варьируются от 0,2 до 7,8 м/сут. Средние величины коэффициента фильтрации по отдельным группам буровых скважин все же имеют гораздо больший размах – от 0,01–0,05 до 24–26 м/сут. С приращением глубины залегания заметно уменьшается трещиноватость и водопроницаемость известняков, доломитов. Согласно статистическим расчетам К. Риета (1974), опирающимся на большой фактический материал, коэффициент фильтрации ордовикских известняков в Северо-Восточной Эстонии с 10 – 30 м/сут в приповерхностных слоях убывает до 0,1 м/сут и менее на глубине 80 – 100 м. Наши расчеты, основанные на данных о межнемном подземном питании рек и соответствующих градиентах напора подземных вод, показывают, что средняя водопроводимость верхней 30-метровой толщи закарстованных и трещиноватых силурийских и ордовикских карбонатных пород может достигать 1000 – 1500 м<sup>2</sup>/сут, а в некоторых случаях даже 2000 м<sup>2</sup>/сут. Таким образом, темпы водообмена в верхних слоях карбонатных коренных пород должны быть значительно выше, чем в глубоких.

Чередование слоев с различной проницаемостью прослеживает-

ся и в девонских песчаниках, однако в них оно появляется не так четко, как в силурийско-ордовикской толще. В среднем значение коэффициента фильтрации девонских песчаников колеблется от 0,5-1 до 4-5 м/сут и редко достигает 10 - 12 м/сут. Несколько повышенной водопроницаемостью отличается пярнуский горизонт, а также верхние слои швантойского горизонта в Юго-Восточной Эстонии. Существенного уменьшения проницаемости девонских песчаников с возрастанием глубины их залегания пока не установлено.

Песчаникам кембрия и венда, по сравнению с девонским, свойственна в общем большая изменчивость водопроницаемости. Их коэффициенты фильтрации колеблются от 0,3-0,5 до 16-18 м/сут, при средних значениях, равных 3 - 6 м/сут. Относительно меньше коэффициенты фильтрации ордовикско-кембрийского водоносного горизонта, составляющие в среднем 0,5 - 1,5 м/сут.

Вышеприведенные показатели характеризуют проницаемость собственно водоносных коренных отложений преимущественно в направлении их слоистости. Однако в водовмещающей толще Эстонии существуют и слабопроницаемые слои весьма различной мощности. Среди них одним из региональных водоупоров принято считать глины и алевролиты лонтоваской свиты кембрия, мощность которых достигает 60 - 70 м. С другой стороны, на обширной площади в Северной Эстонии в ордовике развиты еще прослойки метабентонита толщиной в несколько сантиметров. Поскольку изолирующая способность водоупорных слоев не зависит от их мощности, а только от обусловленной преимущественно литологическим составом проницаемости, то все они в той или иной мере препятствуют фильтрации в вертикальном направлении. Установить коэффициент фильтрации глинистых слоев путем пробных откачек из колодцев практически невозможно. Однако, проницаемость водоупорных слоев все же поддается количественному определению косвенно с помощью гидродинамических и воднобалансовых методов расчета. В вертикальном направлении она очень незначительна - до трех - пяти порядков меньше, чем проницаемость водоносных слоев.

Следует особо подчеркнуть относительность водоупорных свойств слабопроницаемых отложений. Как преобладающе водоупорные, так и водоносные слои с уменьшенной проницаемостью по



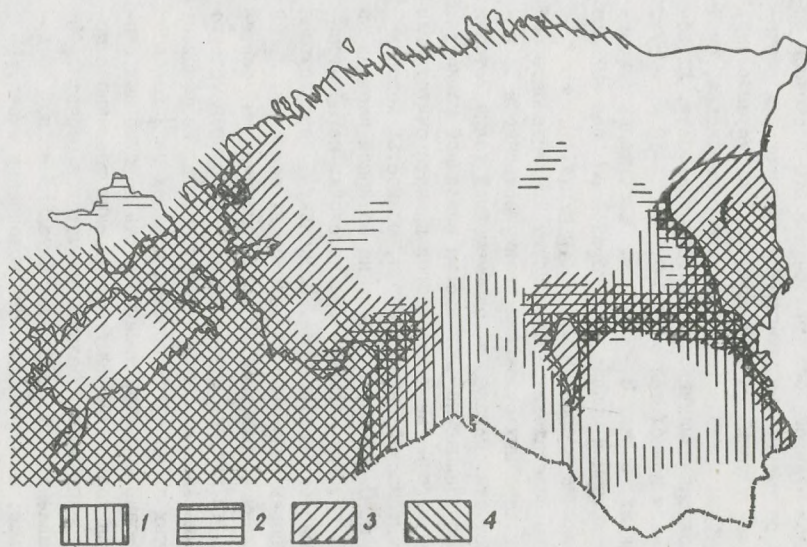


Рис. 8. Участки самоналива воды из буровых скважин

1 - пермско-силурийский водоносный комплекс; 2 - силурийско-ордовикский водоносный комплекс; 3 - ордовикско-кембрийский водоносный комплекс; 4 - кембро-вендский водоносный комплекс (в природных условиях)



вертикали хоть и затрудняют, но все же дают возможность водам атмосферных осадков инфильтровать в коренные отложения, а также перетекать там между смежными горизонтами. Ввиду этого на междуречных возвышенных участках происходит нисходящая фильтрация, причем перепад напора в пределах отдельных водоупорных слоев достигает 50 – 60 м, а градиент напора – до 3,0.<sup>ж</sup> Передвижение сформировавшихся таким образом подземных вод к областям их разгрузки, благодаря наличию в водовмещающей толще относительно водоупорных слоев, принимает в основном напорный пластовый характер. В зависимости от проницаемости водоносных горизонтов, разность в пьезометрических уровнях их вод по вертикали может достичь 100 м и даже больше.

Силурийско-ордовикское плато и южно-эстонские возвышенности четко окаймляют обширные пониженные участки рельефа, где наблюдается самоизлив воды из буровых скважин (рис. 8) и разгружаются глубокие ветви подземного стока.

В областях разгрузки пьезометрические поверхности нижних водоносных горизонтов в общем расположены выше верхних. На низинах озер Виртсъярв и Чудско-Псковского сливаются участки самоизлива до шести водоносных горизонтов, а на побережье Рижского залива в районе города Пярну – до пяти горизонтов. Градиенты гидравлического напора в областях разгрузки глубоких фильтрационных потоков составляют в вертикальном направлении между отдельными водоупорными слоями 0,6, а перепад напора достигает 21 м.

На силурийско-ордовикском плато характер водообмена в карбонатных коренных породах существенно зависит от тектонических нарушений. Здесь межпластовый поток подземных вод с напорной поверхностью, встречающий на своем пути барьеры в виде тектонических сбросов и сдвигов, частично или полностью изменяет направление и поднимается через зоны трещин вверх.

---

<sup>ж</sup> Под градиентом напора подразумевается безразмерное отношение  $\frac{\Delta H}{L}$ , где  $\Delta H$  – разность гидравлических напоров между двумя сечениями фильтрационного потока в вертикальном направлении или по напластованию водовмещающей толщи и  $L$  – расстояние между этими сечениями.

Восходящий поток разгружается на гипсометрически наиболее низких отметках — в местах пересечений тектонических нарушений с долинами рек. При этом возникают мощные восходящие родники.

Своеобразие подземного стока на силурийско-ордовикском плато, а отчасти и на острове Сааремаа, в большой мере определяется еще закарстованностью карбонатных коренных пород. Ею особенно отличаются водораздельные возвышенности, а среди них — Пандивереская. На сильно закарстованных возвышенностях постоянная гидрографическая сеть отсутствует, поскольку почти весь поверхностный сток поглощается карстовыми воронками, понорами и идет на пополнение подземных вод. Стало быть, на таких участках естественные ресурсы подземных вод, а также темпы водообмена верхних слоев водовмещающей толщи достигают своего наивысшего значения, которые возможны в данных климатических условиях.

Роль широко распространенных на территории Эстонии древних погребенных долин при формировании геофильтрации зависит от глубины долин и литологического состава заполняющих их отложений. По имеющимся данным представляется, что большинство погребенных долин Эстонии, особенно в ее северной части, заполнены суглинистой мореной. В таком случае горизонтальное перемещение подземных вод в общем затрудняется. Нередко на контакте глинистых отложений долины с окружающими коренными породами наблюдаются восходящие родники.

Зато наполненные флювиогляциальными песчано-гравистыми отложениями погребальные долины содействуют водообмену между слоями коренных пород. Можно предположить, что на южно-эстонских возвышенностях именно через такие участки погребенных долин происходит питание глубоких горизонтов подземных вод.

Песчаные четвертичные отложения, если они залегают с поверхности, благоприятствуют инфильтрации. В силу их относительно большой пористости, по сравнению с коренными породами, песчаные отложения являются хорошими коллекторами подземных вод.

Суглинистые и супесчаные моренные слои значительной мощности должны препятствовать инфильтрации, повысить интенсивность и неравномерность поверхностного стока. Аналогичное, но



гораздо сильное влияние имеют глинистые лимногляциальные отложения ленточной текстуры, распространяющиеся преимущественно на Западно-Эстонской низменности.

Наконец, необходимо еще отметить, что изменения проницаемости водовмещающей толщи в горизонтальном направлении тоже оказывает большое влияние на геогидродинамическую зональность отдельных частей рассматриваемой территории. Известно, что проницаемость силурийских и ордовикских слоев в Южной и Западной Эстонии существенно понижается (Гидрогеология СССР, 1966). Следовательно, упомянутые участки этого водоносного комплекса должны отличаться уменьшенными темпами водообмена. Сказанное в равной мере относится и к кембро-вендскому, и к девонскому водоносному комплексу.

Опреснение значительной части водовмещающей толщи Эстонии могло произойти лишь в условиях достаточно влажного климата, о наличии которого на протяжении современной эпохи геологического развития свидетельствуют и результаты палинологического анализа. Влияние климата, как палеогеологического фактора, во времени все же довольно четко разграничено. Об этом свидетельствует повышенная минерализация и специфический состав подземных вод на прибрежных участках территории, откуда море относительно недавно отступало (Верте, 1965).

Преобладание в настоящее время приблизительно в два раза осадков над испарением создает хорошие условия для инфильтрации, ввиду чего территория Эстонии, по сравнению со многими другими районами Советского Союза, отличается повышенной интенсивностью подземного стока.

На возвышенностях Эстонии в среднем в году выпадает атмосферных осадков на 20 - 30% больше, чем на участках с пониженным рельефом. Примерно также распределяется и испарение с поверхности суши за вегетационный период (Тамм, 1970; Karing, 1974). Поскольку оба эти климатических фактора по своему влиянию противоположны, то в результате их взаимодействия, площадное распределение количества воды, идущего на формирование поверхностного и подземного стоков, должно быть по территории Эстонии довольно однородно.



Атмосферным осадкам в Эстонии в отдельные сезоны и годы свойственна значительная изменчивость, что отражается и на режиме подземных вод. Это нужно учитывать при оценке репрезентативности данных по гидравлическим напорам, используемых для геофильтрационных расчетов.

За последние два - три десятилетия в Эстонии очень сильно возросло влияние хозяйственной деятельности человека на подземные воды. Так, например, в пьезометрической поверхности ломоносовского и гдовского водоносных горизонтов, ввиду их интенсивной эксплуатации в Таллине, Кохтла-Ярве и др. населенных пунктах Северной Эстонии, сформировалась обширная депрессия, создающая реальную опасность вторжения соленых морских вод в кембро-вендские отложения. К настоящему времени образовались довольно значительные пьезометрические депрессии еще в силурийских и девонских водоносных горизонтах, используемых в Тарту и Пярну. С другой стороны, пьезометрическая депрессия увеличивает и перетекание пресных подземных вод из вышележающих пластов в интенсивно эксплуатируемые горизонты.

В Северо-Восточной Эстонии, в сланцевом бассейне имеет место сильный шахтный водоотлив, в результате чего там на большой площади наблюдается понижение, а также загрязнение вод ордовикских отложений. Откачка подземных вод из флювиогляциальных отложений, заполняющих погребенную долину Вазавере для снабжения Кохтла-Ярве, угрожает осушением Куртнаских озер, имеющих важное рекреативное значение.

Пробуренные без обсадки в силурийские и ордовикские породы многие тысячи колодцев существенно увеличивают гидравлическую взаимосвязанность пройденных водоносных горизонтов. Вырытые в силурийские и ордовикские породы канавы усиленно дренируют подземные воды, что во многих случаях вызывает истощение шахтных колодцев и исчезновение родников.

В совокупности влияния всех описанных факторов в Эстонии возникло сложное разветвление геофильтрации на местные, промежуточные и региональные потоки, отражающиеся в геогидродинамической зональности водовмещающей толщи.

Под местными ветвями геофильтрации мы подразумеваем здесь самые верхние потоки подземных вод, имеющие обычно свободную поверхность. Они направляются в большинстве случаев ко всем поверхностным водотокам, куда и разгружаются. Иногда такие потоки, встречаясь на своем пути с линзами или прослоями относительно малопроницаемых отложений, могут проникать под ними и приобретать местный напор. Верхние ветви геофильтрации, протяженность которых обычно не превышает нескольких километров, питаются на всей площади их распространения за счет атмосферных осадков.

Ветви промежуточного стока формируются на водораздельных возвышенностях, откуда фильтрационные потоки с напорной поверхностью направляются в основном по напластованию в сторону пониженных участков рельефа. Среди ветвей промежуточного стока можно выделить верхние и нижние ветви. Длина первых составляет 5 - 15 км, а вторых - до 50 - 80 км. Вблизи водораздельных возвышенностей пьезометрические напоры потоков промежуточного стока обычно ниже первого с поверхности водоносного горизонта. Ветви промежуточного стока разгружаются в средних и нижних течениях рек через тектонические трещины или перетекая слабопроницаемые разделительные слои. В этих местах их пьезометрические уровни выше уровней вышележащих водоносных горизонтов.

Система регионального стока представлена ветвями фильтрационного потока, охватывающими самые нижние слои водовмещающей толщи. Она обозначает пути передачи напора с водораздельных возвышенностей к наиболее глубоким подземным водам и направления передвижения последних к областям разгрузки в Балтийском море или на его побережье. Наибольшая протяженность ветвей регионального стока достигает 200 - 300 км.

#### Геогидродинамическое районирование и баланс подземных вод

Опишем теперь таксоны геогидродинамического расчленения водовмещающей толщи Эстонии в их иерархической системе (рисунки; табл. I, 2, 3).



Область возвышенной Эстонии. К этой геогидродинамической области относится часть материковой Эстонии, где абсолютные отметки в общем превышают 40 м. Она представляет собой равнину или плато, чередующееся пологими или холмистыми возвышенностями. Общая площадь области равна 29 000 км<sup>2</sup>. Благодаря распространению отложений с хорошими фильтрационными свойствами, обильным атмосферным осадкам, а также относительной расчлененности рельефа, Возвышенная Эстония отличается интенсивностью подземных вод. Кроме местной системы подземного стока здесь образуются системы промежуточного и регионального стоков. Однако в пределах данной области они не разгружаются.

Путем естественной инфильтрации в области Возвышенной Эстонии подземной воды формируется 84,5 м<sup>3</sup>/сек, а под влиянием осушения горных выработок, за счет привлечения поверхностного стока — в среднем 4 м<sup>3</sup>/сек. Вместе это составляет 80% от всей формирующейся в Эстонии подземной воды. Поступивший приток извне незначителен, только 0,5 м<sup>3</sup>/сек.

Через местную систему геофильтрации воды разгружается 67,3 м<sup>3</sup>/сек или 82% от всего подземного стока в реки Эстонии. Используется ее непосредственно 3,3 м<sup>3</sup>/сек, а из горных выработок откачивается от 2 до 7,7 м<sup>3</sup>/сек. На подпитание систем промежуточного и регионального стоков воды расходуется 7,8 м<sup>3</sup>/сек.

Область Возвышенной Эстонии подразделяется на два почти не зависящих друг от друга в отношении геофильтрационного баланса геогидродинамических округа, которыми являются девонское (I) и силурийско-ордовикское плато (II).

I. Девонское плато. Этот округ занимает в пределах Возвышенной Эстонии выход девонских отложений (за исключением ограниченного участка распространения последних вблизи Нарвы). Общая площадь его составляет 12 000 км<sup>2</sup>. Современная волнистая земная поверхность расчленена относительно глубокими древними долинами, между которыми находятся возвышенности с холмистыми и камовыми формами рельефа. К возвышенностям приурочены наибольшие в Эстонии абсолютные отметки, достигающие местами 200 — 317 м. Ввиду этого, здесь формируются и наивысшие пьезометрические уровни подземных вод.



Согласно погружению кристаллического фундамента в южном направлении, суммарная мощность водовмещающей толщи в округе I прирастает от 400 до 600 м, несмотря на то, что из нее выклиниваются вендские отклонения (Брангулис и др., 1974), а на востоке — и силурийские. На южной границе округа кристаллический фундамент осложнен так называемым Валмиерско-Локновским валом (Вахер, 1972), относительная высота которого достигает 300 м. На своде вала кембрийские отложения местами размыты (Vingisaar, Viigand, 1976).

Южная граница округа почти совмещается с рядом подземных водоразделов зоны интенсивного водообмена. Ввиду этого, а также в силу экранирующего влияния Валмиерско-Локновского вала (Вахер, 1972) и выклинивания кембрийских и вендских слоев, системы подземного стока Эстонской и Латвийской ССР друг от друга практически изолированы.

В пределах рассматриваемого округа подземные воды почти в целом образуются за счет инфильтрации, средняя многолетняя величина которой равна  $35,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  или 34% от суммарного ее значения по всей Эстонии. В гидрографическую сеть подземной воды разгружается  $29,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  или 36% от всего подземного питания рек по территории. Боковым стоком в низинные участки Эстонии воды уходит  $3,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Фильтрация через южную границу округа, ввиду его здесь относительной изолированности, незначительна. Отбор подземной воды составляет около  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

В округе I выделяются все четыре геогидродинамические подзоны, причем подзона быстрого стока подразделяется на два района.

I<sub>1a</sub>. Район южно-эстонских возвышенностей подзоны быстрого стока охватывает Сакаласкую, Отепяскую, Хааньяскую и Каруласкую возвышенности, суммарная площадь которых равна  $3000 \text{ км}^2$ . Общая мощность четвертичной толщи составляет здесь большей частью 20 — 80 м, однако в пределах погребенных долин она может достигнуть 180 м (Рыуге), а местами в современных речных долинах уменьшается до 2 — 5 м. Четвертичные отложения представлены главным образом моренной, но почти половину от общей площади района занимают лимногляциальные, отчасти и флювиогляциальные песчано-гравистые слои, благоприятствующие формированию и

циркуляции подземных вод. Коэффициент фильтрации южно-эстонской морены колеблется от  $10^{-3}$  до 1–2 м/сут в зависимости от содержания в ней глинистого материала.

Коренные породы слагаются песчаниками среднего девона, чередующимися пачками алевролитов. На Хааньяской возвышенности развиты доломитизированные известняки и мергели верхнего девона, которыми сложен саргаевский водоносный комплекс. Послойная водопроницаемость песчаников среднего девона составляет 50 – 600 м<sup>2</sup>/сут. Нижняя граница подзоны быстрого стока в районе I совмещается с кровлей пачки мергелей наровского стратиграфического горизонта среднего девона. Коэффициент фильтрации этих мергелей в вертикальном направлении не превышает  $10^{-4}$  –  $10^{-5}$  м/сут. Суммарная мощность подзоны быстрого стока колеблется в пределах 30 – 100 м, в центральных частях возвышенностей она может достигнуть примерно 200 м. Поверхность коренных пород в пределах рассматриваемого района расчленена погребенными долинами, содействующими геофильтрации в вертикальном направлении.

Градиент напора между подзонами быстрого и умеренного стоков на южно-эстонских возвышенностях изменяется от 0,01 до 0,4. Это свидетельствует о наличии здесь нисходящих фильтрационных потоков, порождающих системы промежуточного и регионального подземных стоков. С другой стороны, сильная расчлененность рельефа, общее падение земной поверхности к периферии возвышенностей, неплохие фильтрационные свойства водовмещающих пород и превышение атмосферных осадков над испарением, содействуют формированию и разгрузке вод в системе местного стока. Градиенты напора вдоль латеральных ветвей последнего характеризуются величинами порядков от  $10^{-4}$  до  $10^{-2}$ .

Всего в пределах возвышенностей Южной Эстонии путем инфильтрации подземной воды образуется 14,0 м<sup>3</sup>/сек или с интенсивностью 4,7 л/(сек·км<sup>2</sup>). Из нее в реки просачивается 11,3 м<sup>3</sup>/сек или в среднем 3,8 л/(сек·км<sup>2</sup>), а через небольшие, но довольно многочисленные нисходящие родники разгружается 0,3 м<sup>3</sup>/сек. Вниз в подзону умеренного стока воды проникает 1,5 м<sup>3</sup>/сек. Боковой сток в смежный район составляет 0,7 м<sup>3</sup>/сек. Водоотбор равен примерно 0,2 м<sup>3</sup>/сек. Средняя скорость движения



подземной воды  $v$  по верхним безнапорным ветвям стока составляет 0,003 - 10 м/год, латерально в коренных породах - от 2 до 12 м/год и сверху вниз она близка к 0,07 м/год.

На основании исследований по активной пористости водовмещающих отложений можно заключить, что действительная скорость  $\bar{v}$  движения подземных вод в четвертичных отложениях равна 0,01 - 30 м/год, а в девонских песчаниках в латеральном направлении она составляет 10 - 60 м/год и в вертикальном - примерно 0,04 - 0,08 м/год.

Время однократного водообмена в верхних слоях четвертичных отложений, относящихся к местной системе подземного стока, исчисляется 1 - 100 годами. В вертикальном направлении один цикл водообмена в пределах подзоны быстрого стока длится 100 - 300 лет. Время однократного водообмена вдоль ветвей подземного стока, направляющихся радиально с центральной части возвышенностей к их перифериям, составляет 200 - 700 лет.

I<sub>2a</sub>. Район южно-эстонских плато и равнин подзоны быстрого стока развит вокруг района I<sub>1</sub>. Его площадь равна 9000 км<sup>2</sup>. Абсолютные отметки земной поверхности и вместе с тем уровня грунтовых вод находятся в интервале 40 - 100 м.

К подзоне относятся четвертичные отложения, представленные преимущественно моренной супесью, а также лимногляциальными глинистыми, частично и песчано-гравистыми слоями. В северной части района подзона слагается песчаниками и доломитами наровского и пярнуского стратиграфических горизонтов среднего девона, а также карбонатными силурийскими породами. Южнее границы выхода мергелей наровского горизонта связь этих слоев с поверхностью ослабляется и они переходят в состав подзоны умеренного стока. Коренные породы подзоны быстрого стока представлены песчаниками, алевролитами и глинами швянттойского и тартуского горизонтов среднего девона. В коренные слои эродирована разветвленная сеть погребенных долин. Общая мощность подзоны составляет на севере 50 - 100 м, на юге - до 250 м.

В районе I<sub>2</sub> подземных вод за счет инфильтрации формируются 2I,0 м<sup>3</sup>/сек или 2,3 л/(сек·км<sup>2</sup>), а боковым стоком с возвышенностей их притекает сюда 0,3 м<sup>3</sup>/сек. Они идут на питание местных и промежуточных систем стока. Вниз, в подстилающую под-

зону умеренного стока воды проникает  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ , причем градиент напора составляет от  $0,01$  до  $0,1$ . Оттуда восходящими фильтрационными потоками обратно в подзону  $\alpha$  в районе  $I_2$  поступает воды  $0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Восходящие потоки прослеживаются на наиболее низких участках рельефа — в глубоких речных долинах. Водообмену в вертикальном направлении содействуют погребенные древние долины. Направляющийся латерально в смежную геогидродинамическую область поток подземных вод составляет суммарно  $2,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ , его напорный градиент характеризуется величинами от  $0,0001$  до  $0,0001$ . По ветвям местного стока в реки разгружается  $18,5 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $2,1 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$  воды, из объема которой  $0,4 \text{ м}^3/\text{сек}$  — через многочисленные, но в общем небольшие родники. Отбор подземной воды составляет  $0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Средняя скорость  $v$  движения воды в четвертичных отложениях такая же, как в районе  $I$ ; в девонских песчаниках в латеральном направлении она составляет  $1 - 5 \text{ м}/\text{год}$ . В песчаниках сверху вниз вода движется со скоростью  $0,01 - 0,03 \text{ м}/\text{год}$ . Действительные скорости ее движения  $\bar{v}$  в соответствующих направлениях примерно в 5 раз больше. Время однократного водообмена в приповерхностных слоях подзоны не превышает 100 лет, а в латеральном направлении она варьируется в пределах 200 — 1500 лет.

В подзоне быстрого стока на девонском плато содержится пресная, в основном гидрокарбонатная магниево-кальциевая вода.

$I_b$ . Подзона умеренного стока Южной Эстонии подстигает описанные районы  $I_1$  и  $I_2$  подзоны быстрого стока южнее линии выхода глинистой и мергелистой толщи наровского стратиграфического горизонта. Она складывается песчаниками, алевролитами, доломитами и доломитизированными известняками среднего девона и силура. Нижняя граница подзоны, общая площадь которой равна примерно  $1100 \text{ км}^2$ , а мощность составляет 50 — 200 м, проходит по кровле ордовикских отложений.

Подзона умеренного стока в округе  $I$  питается главным образом в пределах южно-эстонских возвышенностей нисходящими фильтрационными потоками, которые перетекают через мергелистые и глинистые слои наровского стратиграфического горизонта. Примерно  $3/4$  от своего питания сверху подзона получает с района  $I_2$ .



Пьезометрическая поверхность вод подзоны умеренного стока находится в пределах южно-восточных возвышенностей на абсолютных отметках, равных 60 – 80 м. Оттуда напоры постепенно понижаются в радиальных направлениях до отметок 50 – 60 м на плато. Там, в глубоких речных долинах, где напоры в залегающей подзоне быстрого стока меньше, последняя подпитывается снизу водами подзоны умеренного стока.

Вообще в подзону *b* в округе I сверху поступает  $2,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды со средней интенсивностью  $0,19 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Обрато в подзону *a* района I<sub>2</sub> восходящим потоком уходит  $0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ , воды, а в смежные пониженные участки территории в боковом направлении стекает  $1,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Вниз, через ордовикские водоупорные отложения воды перетекает примерно  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$  и столько же ее откачивается.

В отличие от подзоны быстрого стока, вода рассматриваемой подзоны по анионному составу преимущественно сульфатная или хлоридно-сульфатная и при залегании глубже абсолютной отметки – 200 м, местами минерализована до  $1,9 \text{ г}/\text{л}$  (Vingisaar, Viigand, 1976).

Фильтрационная *v* и действительная *v̄* скорости движения воды в песчаниках подзоны умеренного стока в латеральном направлении составляют в среднем соответственно 0,5 – 2,0 и 2,5 – 10 м/год. Время однократного водообмена вдоль верхних ветвей геофильтрации – от центральных частей возвышенностей до мест разгрузки в пределах плато – составляет 2000 – 10 000 лет. Вдоль нижних ветвей фильтрации, которые проникают в смежную геогидродинамическую область, время движения воды больше. В центральных частях возвышенностей однократный водообмен в вертикальном направлении может завершаться на протяжении 2000 – 5000 лет.

Юнее линии Пярну-Тарту содержание глинистого материала в ордовикских отложениях значительно повышается и при пробных откачках они обычно характеризуются как "безводные". Подстилающим под ними слоям свойственны пониженные темпы водообмена, заметная изолированность от поверхностных климатических влияний, а также относительно большая минерализованность воды. Установленное с помощью балансовых расчетов значение коэффи-

циента фильтрации ордовикских отложений в вертикальном направлении колеблется от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $5 \cdot 10^{-4}$  м/сут. Поэтому южно-эстонскую ордовикскую толщу, имеющую мощность до 200 м, следует рассматривать как первый с поверхности выдержанный региональный водоупор, по кровле которого проходит граница между зонами интенсивного и затрудненного водообменов. Отнесение самого водоупора к зоне затрудненного водообмена обосновано тем, что движение воды в нем происходит очень медленно — со скоростью  $\bar{v}$  ниже 0,001 м/год.

I а . Подзона замедленного стока зоны затрудненного водообмена распространяется в северной части округа девонского плато. Она охватывает здесь кембрийские песчаники, вмещающие хлоридно-гидрокарбонатные пресные воды. Питается путем перетекания вод из подзоны умеренного стока через ордовикские глинистые отложения на возвышенностях Сакала и Отепя. Перепад напора при этом составляет 3 — 57 м, а градиент напора — от 0,02 до 0,4. Ввиду малой проницаемости ордовикских слоев, сверху в подзону поступает едва  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды или со средней интенсивностью менее  $0,02 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Латеральная фильтрация в подзоне замедленного стока происходит в сторону долин рр. Суур-Эмайыги и Пярну с градиентами напора, составляющими 0,0001 — 0,0003. Некоторое количество воды стекает с подзоны в вендские слои — об этом свидетельствует нисходящий градиент напора.

Средняя скорость движения воды  $v$  в подзоне замедленного стока в латеральном направлении равна 0,1 — 0,5 м/год. Средние действительные скорости воды примерно в 5 раз больше. Однократный водообмен в латеральном направлении длится до 20 000 — 30 000 лет.

I б . Подзона медленного стока зоны затрудненного водообмена имеет в Южной Эстонии широкое развитие. К ней приурочиваются кембрийские и вендские песчаники, а также верхняя часть кристаллического фундамента мощностью около 50 м. Верхняя граница подзоны южнее линии Пярну-Антсла-Ряпина совмещается с поверхностью ордовикского водоупора, севернее ее можно провести по кровле пачки глинистых отложений лонтоваской свиты кембрия. В восточной части округа подзона расчленяется на ломоносовский и гдовский водоносные горизонты, сложенные вендскими пес-



чаниками, которые разделяет глинистая котлинская свита. Западнее линии Вильянди-Выру вендские слои не распространяются (Брангулис и др., 1974). Там к подзоне медленного стока относятся, вместе с ордовикскими слабопроницаемыми отложениями и верхней частью кристаллического фундамента, только кембрийские слои. Общая мощность подзоны медленного стока в округе I изменяется от 50 м (Хаанья) до 340 м (Вильянди). Водопроницаемость слагающих подзону кембрийских песчаников составляет в среднем  $50 - 60 \text{ м}^2/\text{сут}$ , у вендских песчаников она меньше.

Пьезометрическая поверхность вод подзоны медленного стока южнее оз. Вуртсъярв находится на 50 - 60 м выше уровня моря. Она довольно равномерно снижается в северо-западном направлении с градиентом напора, равным  $0,0003 - 0,0004$ . Подзона питается сверху с Сакалаской и Отепяской возвышенностей, где градиент нисходящего фильтрационного потока в ее слабопроницаемой кровле колеблется от 0,15 до 0,25. Несмотря на такие большие значения градиента напора, в пределах возвышенностей сверху в подзону медленного стока проникает воды менее  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Южнее Отепяской возвышенности напор вод вендской толщи больше, чем в залегающих на них кембрийских песчаниках. Здесь имеет место восходящая фильтрация с нижней части подзоны медленного стока в ее верхние слои. Западнее Вильянди воды лонтоваских слоев подпитываются сверху из ордовикско-кембрийского водоносного горизонта.

В отличие от других рассмотренных до сих пор подзон, воды подзоны медленного стока почти в целом солоноватые или соленые хлоридно-натриевые или - кальциевые с минерализацией до 10 - 14 г/л (Печоры). Исключением является, по-видимому, лишь небольшой участок на возвышенности Отепя, где в кристаллическом фундаменте обнаружена пресная вода (вендские слои здесь не опробованы). Средняя скорость  $\bar{v}$  движения воды в северном направлении составляет 0,5 - 1 м/год. Время однократного водообмена в этом же направлении колеблется от 50 000 до 100 000 лет.

П. Силурийско-ордовикское плато. Этот геогидродинамический округ охватывает в Возвышенной Эстонии выход силурийских и ордовикских отложений, общая площадь которого составляет

около 17 000 км<sup>2</sup> или 40% от всей территории. По сравнению с Южной Эстонией рельеф здесь менее расчленен, широкое распространение имеют пологие возвышенности, чередующиеся зачастую заболоченными равнинами. Наибольшие абсолютные отметки, изменяющиеся от 100 до 166 м, распространяются на Пандивереской возвышенности.

Мощность водовмещающей толщи вместе с верхней частью кристаллического фундамента от 200 – 250 м на севере, прирастает до 400 – 450 м на южной границе округа. Основным источником формирования подземных вод является здесь инфильтрация, которая равна 49,5 м<sup>3</sup>/сек или 2,9 л/(сек·км<sup>2</sup>). Это составляет 49% от всей инфильтрации по территории Эстонии. В отличие от Южной Эстонии, в округе II наблюдаются сильные техногенные влияния на геофильтрацию, ввиду чего в водоносные горизонты из поверхностных водоемов искусственно подкачивается до 7–8 м<sup>3</sup>/сек воды. В гидрографическую сеть рассматриваемого округа разгружается 37,5 м<sup>3</sup>/сек подземной воды, что составляет 46% от всего подземного стока в реки Эстонии. Боковой сток в низинные участки территории равен 4,1 м<sup>3</sup>/сек, а отбор подземных вод без шахтного водоотлива достигает 2,4 м<sup>3</sup>/сек.

В пределах силурийско-ордовикского плато выделяется зона интенсивного водообмена с подзонами быстрого и умеренного стока, причем первая из них подразделяется на четыре района (П<sub>1</sub>, П<sub>2</sub>, П<sub>3</sub> и П<sub>4</sub>), а также зона затрудненного водообмена с подзонами замедленного (П<sub>а</sub>) и медленного (П<sub>б</sub>) стоков.

П<sub>1а</sub>. Район северо-эстонских возвышенностей подзона быстрого стока включает в себя три обособленные возвышенности – Пандиверескую, возвышенность между верхними течениями рр. Вазалемма, Кейла, Пирита, Вигала и Тезнузе, а также между рр. Навести и Пранди. Их общая площадь составляет 1300 км<sup>2</sup>. Подзона быстрого стока в пределах рассматриваемого района сложена силурийскими и ордовикскими карбонатными отложениями мощностью 100 – 200 м, покрытыми относительно тонким слоем супесчаной морены. Коренные породы здесь настолько сильно закарстованы, что практически весь поверхностный сток поглощается и идет на пополнение подземных вод. Вследствие этого постоянная гидрографическая сеть в районе П<sub>1</sub> отсутствует, а наи-



более интенсивная инфильтрация в Эстонии составляет в среднем  $7 - 9 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Суммарная величина инфильтрации равна  $10,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Она дает начало стекающим в вертикальном и радиальных направлениях фильтрационным потокам местной и промежуточной системы, которые в пределах района  $\Pi_1$  не разгружаются, а полностью расходуются на подпитание подземных вод смежного района и подстилающей подзоны умеренного стока. Боковой сток составляет здесь  $9,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ , вниз идет  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды.

Действительная скорость движения подземной воды в районе  $\Pi_1$  весьма изменчива. В карстовых пустотах она сравнима со скоростью движения поверхностных вод. Помимо того распространена и типичная фильтрация, характеризуемая скоростями  $\nu$  равными  $0,5 - 50 \text{ м}/\text{год}$ . Соответственно и весьма различны темпы водообмена. Среднее время однократного водообмена в районе в латеральном направлении составляет  $10 - 20$  лет при предположительном коэффициенте активной скважности коренных пород  $0,02 - 0,04$ . Однако в пределах отдельных ветвей подземного стока вода, вероятно, полностью возобновляется в течение одного года, даже нескольких месяцев или недель — об этом свидетельствует режим периодически действующих родников, расположенных в смежном районе.

$\Pi_{2a}$ . Район склонов возвышенностей подзоны быстрого стока объединяет три обособленных участка, входящих в состав округа  $\Pi$ , и окружающих описанные возвышенности. Здесь распространяются трещиноватые силурийские и ордовикские карбонатные породы, пересеченные тектоническими нарушениями и местами довольно сильно закарстованные. Четвертичный покров мощностью от  $I - 2$  до  $20 - 40 \text{ м}$  представлен супесчаной мореной, песчано-гравистыми и торфяными отложениями. Суммарная мощность водовмещающих слоев района колеблется от  $100$  до  $250 \text{ м}$ , его общая площадь равна  $3700 \text{ км}^2$ .

Район  $\Pi_2$  характерен обилием родников, в нем происходит самая интенсивная в Эстонии разгрузка систем местного, а также промежуточного стоков. В основном подземные воды района формируются путем инфильтрации, которая составляет в среднем  $15,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $4,1 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . За счет нее образуется система местного стока, разгружающаяся преимущественно рассеянно

в гидрографическую сеть. Отдельные ветви этого стока, протекающие вдоль зон тектонических нарушений и карстовых каналов, питают родники.

Боковым стоком из района  $\Pi_1$  воды сюда поступает  $9,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ . На границе районов  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$  безнапорные воды района  $\Pi_1$  разгружаются в виде нисходящих родников, которые отличаются сезонным непостоянством своего стокового режима. Во время весеннего снеготаяния и обильных осенних дождей их дебиты местами достигают  $0,4 - 0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а в сухое время уменьшаются до нескольких литров в секунду. Многие из таких нисходящих родников летом пересыхают.

Нижние ветви сформировавшихся в районе  $\Pi_1$  фильтрационных потоков проникают в район  $\Pi_2$  в основном по трещинам слоистости карбонатных пород, причем приобретают напорную поверхность. Встречаясь на своем пути с зонами тектонических нарушений, напорные фильтрационные потоки с глубины  $30 - 100 \text{ м}$  поднимаются вверх и разгружаются в речных долинах. Они питают восходящие родники, среди которых находятся наиболее мощные в Эстонии, обладающие средним дебитом, достигающим  $0,4 - 0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Восходящим родникам свойственен относительно постоянный режим: на протяжении года их максимальный дебит обычно превышает минимальный только в  $1,3 - 2$  раза. Часть напорных фильтрационных потоков промежуточной системы стока разгружается не через родники, а концентрировано в русла рек под уровнем поверхностных вод. Отрезки рек при этом отличаются относительно большим приращением меженного стока, достигающим местами  $15 - 20 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ .

Из рассматриваемого района латерально в смежный район стекает  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды, а вниз, в подзону умеренного стока — около  $0,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Градиент напора в системе промежуточного стока в латеральном направлении имеет значения  $0,0005 - 0,002$  и при восходящих фильтрационных потоках в среднем составляет  $0,01 - 0,1$ . Градиент напора в системе местного стока изменяется от  $0,001$  до  $0,01$ .

Водопроводимость трещиноватых карбонатных пород силура и



ордовика, установленная нами на основании данных по подземному питанию рек и соответствующим ему гидравлическим уклонам фильтрационных потоков, колеблется в широких пределах от 50 до 2000 м<sup>2</sup>/сут. Наблюдается тенденция увеличения водопроницаемости в сторону речных долин. Коэффициент фильтрации глинистых и мергелистых относительно водоупорных прослоек в вертикальном направлении составляет  $10^{-2} - 10^{-4}$  м/сут.

Скорость движения подземных вод в рассматриваемом районе, как и в районе П<sub>1</sub>, варьирует в значительных пределах. Очевидно, что в трещинах, через которые происходит питание крупных родников, движение подземных вод по сути турбулентно, а скорость их близка к скорости движения поверхностных вод. В то же время вода фильтруется и через суглинки, торф, а также глинистые слои коренных отложений, причем скорость ее движения на 5 - 8 порядков меньше. В общем скорость латеральной фильтрации  $\bar{v}$  в коренных породах на глубине 30 м от поверхности колеблется от 100 до 1000 м/год.

Время однократного водообмена вдоль основных ветвей промежуточного стока, формировавшихся в районе П<sub>1</sub> и разгрузившихся в районе П<sub>2</sub>, составляет 20 - 100 лет. В пределах ветвей местного стока водообмен происходит гораздо быстрее - от нескольких месяцев или даже недель до 5 - 10 лет.

П<sub>3а</sub>. Район плато и равнин подзоны быстрого стока окружает участок района П<sub>2</sub> и занимает большую часть округа П. Его площадь равна 11 000 км<sup>2</sup>. Подзона быстрого стока в пределах района складывается силурийскими и ордовикскими карбонатными породами суммарной мощностью 20 - 300 м. Их водопроницаемость составляет от 20 - 30 до 1000 м<sup>2</sup>/сут. Четвертичные отложения, мощность которых колеблется преимущественно в пределах 0,2 - 10 м, представлены главным образом супесями гляциального, лимногляциального и морского происхождения. Относительно широкое распространение имеют болотные отложения.

По сравнению с районами П<sub>1</sub> и П<sub>2</sub>, здесь преобладает более спокойный рельеф, в котором, за исключением узкой полосы перед Северо-Эстонским глинттом, речные долины выражены слабо. Хотя карбонатные коренные породы трещиноватые, степень их закарстованности гораздо меньше, чем на возвышенностях и их склонах.

Поэтому геофильтрация в районе  $\Pi_3$  не так интенсивна, как в районах  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ .

Главным источником формирования подземных вод в рассматриваемом районе является инфильтрация. За счет нее подземной воды в среднем образуется  $22,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  или около  $2,0 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Из района  $\Pi_2$  сюда латерально притекает  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды, таким же образом в Низинную Эстонию стекает  $3,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Разгрузка подземных вод в реки составляет  $16,6 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $1,5 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ , причем  $1,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  ее приходится на родники. Общий расход нисходящей фильтрации, подпитывающей подстилающую подзону умеренного стока, равен  $1,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Столько же составляет суммарный отбор подземной воды (см. рис. 5 в приложении).

Средняя скорость движения подземной воды в районе  $\Pi_3$ , по сравнению с районами  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ , более равномерна. Здесь преобладают характерные для типичной фильтрации скорости подземной воды, а турбулентный режим ее движения распространен ограниченно. В коренных карбонатных отложениях вода в латеральном направлении движется со скоростью  $v$ , равной  $0,5 - 10 \text{ м}/\text{год}$  при градиенте напора  $0,0005 - 0,003$ . Обычно считается, что активная скважность известняка и доломитов равна  $0,01 - 0,1$  (Газисов, 1971; Лебедева, 1972 и др.). На этом основании можно оценить среднюю действительную скорость воды  $\bar{v}$  в карбонатных коренных породах в полойном направлении, равной  $5 - 1000 \text{ м}/\text{год}$ .

Время однократного водообмена в районе  $\Pi_3$  колеблется от  $1 - 3$ -х до  $300 - 1000$  лет в зависимости от направления движения воды и литологического состава фильтрационной среды.

$\Pi_{4a}$ . Район шахтного водостлива подзоны быстрого стока площадью  $1000 \text{ км}^2$  объединяет участки Северо-Восточной Эстонии, на которых ввиду осушения сланцевых шахт и разрезов образовалась система обширных депрессий пьезометрической поверхности подземных вод. Район  $\Pi_4$  окружен районом  $\Pi_3$ . Граница между ними проведена по линии, не затронутой депрессией. Общая мощность подзоны  $\Pi_{4a}$  в пределах района  $\Pi_4$  изменяется от  $30$  до  $100 \text{ м}$ . Мощность четвертичных отложений, представленных главным образом супесчаной мореной, а также торфом, обычно не превышает  $5 \text{ м}$ .



Начиная с двадцатых годов текущего столетия здесь производится добыча горючих сланцев (кузерзита), содержащихся в кузрузском горизонте среднего ордовика. Промышленный пласт сланцев, выходящий в северной части района, погружается на южной границе последнего на глубину 60 - 80 м от земной поверхности.

При откачке воды из шахт глубиной до 30 - 40 м кровля их практически осушается.<sup>§</sup> Это происходит в связи с тем, что приповерхностные карбонатные слои ордовика уже в естественных условиях тесно гидравлически взаимосвязаны посредством вертикальных тектонических трещин и зон дробления. На участках горных выработок притеканию воды сверху вниз способствует еще обрушение кровли шахт, а также наличие многочисленных неизолированных шахтных стволов и геолого-разведочных буровых скважин. В осушаемые разрезы подземная вода притекает главным образом по трещинам напластования.

Радиус депрессии поверхности подземной воды вокруг карьеров и неглубоких шахт достигает 2 - 7 км, причем градиент напора в сторону горных выработок имеет значения от 0,004 до 0,015. Общее понижение уровня подземной воды в пределах действующих шахт составляет до 40 - 50 м.

Осушение глубоких шахт нарушает водный режим их кровли относительно меньше. С одной стороны, это обуславливается увеличением изолирующего влияния глинистых прослоев с приращением мощности ордовикской толщи, а с другой - затуханием трещиноватости карбонатных пород с глубиной.

В осушаемые горные выработки притекает вода не только с их кровли или в поспойном направлении, но также снизу, с подстилающих кузрузский горизонт ордовикских слоев.

В природных условиях подземные воды района П<sub>4</sub> полностью формировались бы путем естественной инфильтрации со средней интенсивностью, равной примерно 2,0 л/(сек·км<sup>2</sup>). В связи с общим искусственным понижением уровня подземной воды, непосредственная инфильтрация усилилась и составляет в настоящее время около 2,5 м<sup>3</sup>/сек или 2,5 л/(сек·км<sup>2</sup>). Вдоль местной системы стока в реки района разгружается около 1,5 м<sup>3</sup>/сек этой воды, а

<sup>§</sup> См. статью Л. А. Савицкого в настоящем сборнике.

остальная часть просачивается в осушаемые горные выработки. В них подсосывается и значительная доля воды из гидрографической сети — в зависимости от водности года от 3 до 8 м<sup>3</sup>/сек. За счет обоих упомянутых источников формируется шахтный водоотлив, составляющий по данным А. П. Вийганд с 1969 по 1977 гг. 3, I — 7,7 м<sup>3</sup>/сек. Следует учесть, что довольно большое количество откачиваемой из горных выработок воды попадает туда обратно из недостаточно изолированных водоотводных канав, проходящих над обработанным пространством.

Скорость движения подземной воды в районе П<sub>4</sub> весьма различная. Наряду с фильтрацией происходит инфлюация воды в шахты по закарстованным трещинам ордовикских карбонатных пород. Соответственно этому в широком диапазоне колеблются и темпы водообмена. Время однократного водообмена в ордовикских слоях в латеральном направлении может составлять несколько сот и более лет, однако в кровле неглубоких шахт оно местами исчисляется неделями или даже сутками.

Воды, вмещающиеся в карбонатных коренных породах подзоны быстрого стока в пределах округа П, по своему химическому составу гидрокарбонатные кальциевые или гидрокарбонатные магниевые. Их природная минерализация не превышает 0,3 — 0,4 г/л.

П<sub>б</sub>. Подзона умеренного стока зоны в округе П распространяется на площади, равной 17 000 км<sup>2</sup>. Она охватывает здесь ордовикские слои, залегающие глубже абсолютной отметки — около минус 50 м, а также ордовикско-кембрийский водоносный горизонт полностью. Нижней границей подзоны является кровля лонтоваской свиты кембрия. Общая мощность подзоны умеренного стока колеблется от 20 до 250 м. Водопроницаемость слагающих ее ордовикских карбонатных пород составляет I — 50 м<sup>2</sup>/сут, а кембрийских песчаников от 30 до 60 м<sup>2</sup>/сут.

Подзона П<sub>б</sub> относится к системе промежуточного и регионального стока. Воды ее питаются из залегающей подзоны быстрого стока, причем суммарный расход поступающего сверху фильтрационного потока равен 1,8 м<sup>3</sup>/сек, а средняя интенсивность — около 0,11 л/(сек·км<sup>2</sup>). Наибольшая интенсивность подпитания сверху, достигающая 0,2 л/(сек·км<sup>2</sup>), наблюдается в пределах Пандивереской возвышенности, где перепад напоров между подзо-



нами быстрого и умеренного стоков составляет до 60 м, а градиент напора в слабопроницаемой кровле ордовикско-кембрийского водоносного горизонта имеет значение от 0,5 - 2,0 до 3. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности вод подзоны на Пандивереской возвышенности составляют около 60 м. Оттуда они опускаются к краям округа II до значений, равных 20 - 30 м. Этому соответствуют градиенты напора стекающих в радиальных направлениях фильтрационных потоков, составляющие 0,0005 - 0,003.

Из подзоны в Низинную Эстонию латерально стекает  $1,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды, вертикально вниз уходит  $0,4 \text{ м}^3/\text{сек}$  и откачивается  $0,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Фиктивная скорость движения воды  $v$  в латеральном направлении составляет 0,2 - 5 м/год, а действительная -  $\bar{v}$  равна  $\Gamma - 25 \text{ м/сут}$ . Скорость движения воды больше вблизи Северо-Эстонского глинта, где в подзону врезаны каньонобразные речные долины, способствующие фильтрации. Время однократного водообмена в северной части округа колеблется от 200 до 1000 лет, на юге и западе в латеральном направлении оно достигает 5000 - 10 000 лет.

В подзоне умеренного стока в ордовикских слоях содержатся гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 0,4 - 0,5 г/л; кембрийские песчаники в северной части округа вмещают гидрокарбонатные кальциево-магниевые или кальциево-натриевые воды, минерализованные до 0,5 г/л, в южном направлении их вода становится смешанной хлоридно-гидрокарбонатной кальциевой или магниево-натриевой с минерализацией, по-видимому, до 0,6 - 0,8 г/л.

В уровненом режиме вод подзоны в течение года наблюдаются два максимума и минимума, показывающих, что режим подвергается влиянию поверхностных климатических факторов.

II<sub>2</sub>. Подзона замедленного стока зоны затрудненного водообмена в пределах округа II на площади равной  $\Gamma 7 000 \text{ км}^2$ , охватывает песчаники, алевролиты и глины лонтоваской свиты кембрия, воронковской, котлинской и гдовской свиты венда, а также верхнюю 50-метровую часть кристаллического фундамента. К востоку от линии Йнгвева-Кививыли котлинские и гдовские слои вместе с фундаментом переходят в состав подзоны медленного

стока. Общая мощность подзоны замедленного стока вместе со слабопроницаемыми отложениями и обводненной частью фундамента составляет 150 - 250 м. Из них на песчаники приходится только 20 - 30 м. Водопроницаемость ломоносовского водоносного горизонта в пределах округа II колеблется от 10 - 50 до 100 - 200 м<sup>2</sup>/сут, гдовского - 20 - 400 м<sup>2</sup>/сут. Водопроницаемость нерасчлененного кембро-вендского водоносного комплекса, который распространяется западнее линии Локса-Йнгева, колеблется от 2 - 50 до 400 - 600 м<sup>2</sup>/сут. Как правило, водопроницаемость вендских слоев увеличивается с юга к северу.

Коэффициент фильтрации глинистых слоев лонтоваской свиты в вертикальном направлении варьирует от  $10^{-6}$  -  $5 \cdot 10^{-6}$  м/сут на севере до  $10^{-8}$  м/сут на юге. Примерно такая же проницаемость глинистых отложений котлинской свиты.

В природных условиях пьезометрическая поверхность вод подзоны замедленного стока понижается с абсолютных отметок 20 - 30 м на южной границе до 5 м на северной. При этом движение воды в восточной части округа происходит субмеридионально, а в западной - в северо-западном направлении. Латеральный градиент напора распределяется по площади довольно одинаково и равен в среднем 0,0002. Уровень воды в подзоне замедленного стока ниже, чем в залегающей подзоне умеренного стока. На Пандиверской возвышенности разность между ними составляет 40 - 50 м, а по краям округа II до 5 м. Соответственно градиент нисходящего фильтрационного потока изменяется от 0,1 до 0,8 - 1,0.

Интенсивный отбор воды из вендских слоев, происходивший в Таллине на протяжении последних 5-ти десятилетий, а в сланцевом бассейне - с 1945 года, создал в пьезометрической поверхности этого водоносного комплекса в округе II обширную депрессию. Эпицентры ее находятся в Таллине и Кохтла-Ярве, где пьезометрическая поверхность вод вендских отложений понижается до абсолютной отметки, равной минус 30 м.

Вся вода подзоны замедленного стока в западной части округа стремится в направлении Таллина. В восточной половине округа I вода подзоны замедленного стока течет в сторону Кохт-



ла-Ярве. При этом латеральные градиенты напора в настоящее время составляют 0,001 - 0,01; в непосредственной окрестности эпицентров депрессии - больше. По сравнению со своим природным положением, пьезометрическая поверхность вод подзоны снизилась на 10 - 35 м.

Подзона  $\bar{a}$  питается сверху путем перетекания воды через лонтоваские глинистые слои. Таким образом, в настоящее время в нее поступает 0,4 м<sup>3</sup>/сек воды или в среднем 0,02 л/(сек·км<sup>2</sup>). Самая интенсивная нисходящая фильтрация происходит на Пандиверской возвышенности и в окрестностях Таллина, где наибольшая разность напора в вертикальном направлении. Подзона питается также с юга и севера, откуда в нее латерально притекает 0,4 м<sup>3</sup>/сек воды.

Пьезометрическая поверхность вод подзоны  $\bar{a}$  в природных условиях, а тем более в настоящее время, располагается ниже русел гидравлической сети округа II. Это значит, что они не подвергаются дренирующему влиянию рек. В природных условиях воды подзоны стекали бы латерально в северном направлении с суммарным расходом, равным 0,2 - 0,3 м<sup>3</sup>/сек, и разгружались бы главным образом во впадине Финского залива. Теперь же в сторону эпицентров пьезометрической депрессии воды фильтруется 0,6 м<sup>3</sup>/сек и вся она расходуется на откачку. В связи с вовлечением в сферу дренажа дополнительных ресурсов воды из залегающей подзоны умеренного стока, пьезометрическая депрессия в подзоне  $\bar{a}$  к настоящему времени практически стабилизировалась.

В подзоне  $\bar{a}$  округа II содержится преимущественно гидрокарбонатно-хлоридная кальциево-натриевая вода с минерализацией до 0,6 - 0,8 г/л. В северной части округа II она обычно не превышает 0,5 г/л.

Средняя фиктивная скорость  $v$  движения воды в подзоне  $\bar{a}$  в латеральном направлении от 0,1 - 1,5 м/год в южной и средней частях округа II приращается до 50 м/год в центрах пьезометрической депрессии. Соответственно этому скорость  $\bar{v}$  характеризуется значениями от 0,4 - 7 м/год на юге до 200 м/год на севере. Порядок величины скорости  $v$  нисходящего фильтрационного потока в лонтоваских глинистых слоях изменяется от 10<sup>-7</sup>

до  $10^{-3}$  м/год в зависимости от значения градиента напора в вертикальном направлении, при котором скорость  $\bar{v}$ , по-видимому, в три - пять раз больше.

Время однократного водообмена в латеральном направлении в южной и центральной частях подзоны составляет 7500 - 10 000 лет, а в окрестностях Таллина и Кохтла-Ярве - от 5 до 150 лет.

П Б . Подзона медленного стока зоны затрудненного водообмена в округе П охватывает алевролиты и глины котлинской свиты, песчаники гдовской свиты и верхние слои кристаллического фундамента, распространяющиеся восточнее линии Йнгева-Кивинли на площади равной  $4000 \text{ км}^2$ . Рассматриваемый участок водомещающей толщи с запада экранирован куполовидными структурами фундамента окрестности Ульясте (Вахер и др., 1962), а сверху он надежно изолирован глинистыми отложениями котлинской свиты. В отличие от остальной части зоны затрудненного водообмена в округе П, вода здесь солоноватая с минерализацией до 1,3 - 1,4 г/л, что свидетельствует в данном случае о сравнительно медленном темпе водообмена.

В природных условиях вода в подзоне перемещалась бы в субмеридиональном направлении, однако интенсивная откачка ее из гдовского водоносного горизонта привела к формированию депрессии пьезометрического напора с эпицентром в Кохтла-Ярве. Туда в настоящее время и стремится весь фильтрационный поток.

Область Низинной Эстонии занимает участки территории, расположенные между уровнем современного моря и абсолютной отметкой равной примерно 40 м. Площадь ее составляет округленно  $16 000 \text{ км}^2$ . В отличие от Возвышенной Эстонии, эта область связана с региональными базами дренирования.

В Низинной Эстонии преобладает равнинный, в общем мало-расчлененный рельеф и широкое распространение имеют относительно слабодопроницаемые болотные и глинистые озерные и озерно-ледниковые отложения. Поэтому интенсивность инфильтрации здесь в общем меньше, чем в Возвышенной Эстонии и составляет в среднем  $1,1 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$  или суммарно  $16,9 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Инфильтрирующая вода образует местную систему стока. Из Возвышенной Эстонии сюда вдоль промежуточной и региональной систем подвешенного стока проникает  $7,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды. Верхние пото-



ки ее разгружаются в речной сети, а глубокие — направляются в отложения шельфа или в Чудско-Псковское озеро. Общее количество подземного питания рек равно  $14,9 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $0,9 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . В шельф стекает  $7,7 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды.

По приуроченности к определенным региональным базисам дренирования и самостоятельности формирования геофильтрационного баланса Низинная Эстония подразделяется на три геогидродинамических округа.

III. Округ озерных низин и впадин. К этому округу относятся участки суши вокруг озер Чудско-Псковского и Выртсъярв, расположенные ниже абсолютной отметки, приблизительно равной 40 м, а также сравнительно неглубокие впадины упомянутых озер. Административная граница между ЭССР и РСФСР, проходящая практически по продольной оси Чудского-Псковского озера, является одновременно и естественной восточной границей округа. Западнее ее, во впадине Чудско-Псковского озера разгружается система местного и промежуточного стока подземных вод, сформировавшаяся в пределах Эстонии, восточнее — фильтрационные потоки с территории РСФСР. Общая площадь III округа составляет  $4100 \text{ км}^2$ , причем из них на сушу приходится  $2300 \text{ км}^2$ . Суммарная мощность водовмещающей толщи с 400 м на севере прирастает здесь до 650 м на юге.

В пределах округа путем инфильтрации образуется  $2,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $1,2 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$  подземной воды, которая дает начало местной системе подземного стока. Примерно столько же ее притекает сюда из Возвышенной Эстонии, региональным базисом дренирования восточной части которой является система озер Выртсъярв и Чудско-Псковского. На питание рек и озера Выртсъярв в округе III подземной воды расходуется  $3,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , непосредственно в Чудско-Псковское озеро ее стекает  $2,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а на откачку идет около  $0,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

В рассматриваемом округе развиты как зона интенсивного, так и затрудненного водообменов со всеми своими подзонами, причем зона интенсивного водообмена подразделяется на три района.

III<sub>α</sub>. Район низины и впадины Псковского озера подзоны быстрого стока занимает площадь равную  $450 \text{ км}^2$ . Из нее  $290 \text{ км}^2$  составляет суша. Подзона быстрого стока сложена озерно-леднико-

выми, озерными и болотными отложениями мощностью до 20 м, а также песчаниками и алевролитами тартуского и швянтойского горизонтов среднего девона. Общая мощность подзоны составляет до 200 м. Коэффициент фильтрации четвертичных отложений, в зависимости от их литологического состава, варьирует в широких пределах - от 0,01 - 0,1 до 1 - 10 м<sup>2</sup>/сут. Водопроницаемость девонских пород составляет 200 - 400 м<sup>2</sup>/сут.

В силу распространения малорасчлененного равнинного рельефа, интенсивность инфильтрации в районе Ш<sub>I</sub> составляет в среднем только 1,0 л/(сек.км<sup>2</sup>). Инфильтрирующая вода стекает главным образом в речную сеть или разгружается в прибрежной полосе Псковского озера.

С девонского плато сюда через песчаники латерально притекает 0,4 м<sup>3</sup>/сек подземной воды. В районе Ш<sub>I</sub> из подзоны быстрого стока в реки ее просачивается 0,3 м<sup>3</sup>/сек; а непосредственно в Псковское озеро разгружается 0,6 м<sup>3</sup>/сек.

Скорость движения воды  $v$  в четвертичных отложениях варьируется в среднем от 0,01 до 20 м/год, а в девонских песчаниках в латеральном направлении она составляет 1 - 6 м/год. Скорость  $\bar{v}$  в тех же песчаниках примерно в 4 - 6 раз больше. Время однократного водообмена в коренных породах района Ш<sub>I</sub> в латеральном направлении может достигать 250 - 500 лет. Вода в подзоне быстрого стока района Ш<sub>I</sub> пресная, преимущественно гидрокарбонатная магниево-кальциевая.

Ш<sub>Ib</sub>. Район низины и впадины Псковского озера подзоны умеренного стока. Верхняя граница этой подзоны проходит по кровле мергелей наровского стратиграфического горизонта среднего девона, снизу подзону ограничивают слабопроницаемые ордовикские карбонатные отложения. Водопроницаемость слагающих подзону слоев наровского и пярнуского горизонтов девона составляет 200 м<sup>2</sup>/сут. Их мощность в Вярска равна 55 м. Воды подзоны питаются за счет латерального фильтрационного потока, притекающего сюда с девонского плато, с градиентом напора, равным 0,001 - 0,015. Расход бокового притока составляет 0,2 м<sup>3</sup>/сек, его скорость  $v$  - около 2 м/год.

В рассматриваемом районе, в отличие от смежного с ним девонского плато, превалирует восходящее движение глубоких под-



земных вод. Об этом наглядно свидетельствует расположение пьезометрических уровней этажно залегающих водоносных горизонтов в Вярска. Там уровень воды в подзоне быстрого стока находится на абсолютной отметке, равной 30 - 40 м; вода подстилающей подзоны умеренного стока поднимается до отметки 46,1 м, а пьезометрический уровень вод кембрийских отложений, которые относятся уже к зоне затрудненного водообмена, имеет абсолютные отметки, равные 53 м (Вингисаар, 1975; Вингисаар, Тасса, 1976). Градиент напора между подзонами быстрого и умеренного стоков составляет в таком случае 0,2, а между подзоной умеренного и зоной затрудненного стоков он равен 0,04.

В пределах рассматриваемого района вода движется из подзоны умеренного стока в подзону быстрого стока со скоростью  $v$ , равной в среднем 0,04 м/год, а суммарный расход составляет 0,05 м<sup>3</sup>/сек. Об этом свидетельствует интенсивность восходящей фильтрации, достигающая 0,11 л/(сек·км<sup>2</sup>) и коэффициент фильтрации относительно водоупорных мергелей наровского горизонта, составляющий  $5 \cdot 10^{-5}$  м/сут.

Из зоны затрудненного водообмена в подзону умеренного стока восходящим потоком воды поступает гораздо меньше - около 0,01 м<sup>3</sup>/сек. Скорость ее движения  $v$  не превышает 0,02 - 0,03 м/год, а коэффициент фильтрации ордовикских слабопроницаемых отложений равен  $10^{-5}$  м/сут. Время однократного водообмена в подзоне умеренного стока колеблется от 3000 до 6000 лет.

В подзоне содержится хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая или хлоридно-натриевая вода с минерализацией 2,2 - 4,6 г/л. Такой состав в отличие от гидрохимического облика этой же подзоны в смежном округе I может быть обусловлен восходящей фильтрацией солоноватых вод подстилающихся кембро-вендских слюев, происходившей в данном районе на протяжении современной геологической эпохи.

Ш<sub>2а</sub>. Район низины и впадины озера Виртсъярв подзоны быстрого стока на севере примыкает к округу силурийско-ордовикского плато, а с остальных сторон его окружает девонское плато. Площадь района равна 1800 км<sup>2</sup>, из которой акватория озера Виртсъярв составляет 270 км<sup>2</sup>. Водовмещающая толща складывается почти теми же видами четвертичных отложений и коренных пород,

как в описанном районе  $\text{III}_1$ . В пределах подзоны быстрого стока сходны и геогидродинамические условия, однако геофильтрационный баланс района  $\text{III}_2$  непосредственно с балансом района  $\text{III}_1$  не связан.

За счет инфильтрации в районе  $\text{III}_2$  подземной воды образуется  $2,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $1,1 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Латерально через девонские песчаники воды сюда притекает  $0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а с севера, с силурийско-ордовикского плато поступает  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Основная часть ее в пределах района стекает в гидрографическую сеть. Скорость движения воды и химический состав ее примерно такие же, как в районе  $\text{III}_1$ .

$\text{III}_2 \text{ б}$ . Район низины и впадин озера Виртсъярв подзоны умеренного стока находится южнее линии Вильянди-Тарту. По своей стратиграфической приуроченности, литологическому составу пород и их фильтрационным свойствам похож на подзону *b* в районе  $\text{III}_1$ . Севернее упомянутой линии наровский и пярнуский стратиграфические горизонты входят уже в состав подзоны быстрого стока, а подзона умеренного стока слагается силурийскими, преимущественно доломитизированными породами.

Воды подзоны умеренного стока в районе  $\text{III}_2$  питаются латеральной фильтрацией, поступающей из подзоны умеренного стока девонского плато и быстрого стока силурийско-ордовикского плато. Градиент ее напора колеблется в пределах  $0,001 - 0,004$ , а суммарный расход не превышает  $0,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Скорость  $v$  передвижения воды в латеральном направлении в девонских песчаниках равна  $5 - 10 \text{ м}/\text{год}$ , в силурийских слоях она в два-три раза меньше. Время однократного водообмена в латеральном направлении составляет  $1000 - 2000$  лет.

В средней части данного района подзона быстрого стока подпитывается еще снизу из ордовикско-кембрийского водоносного горизонта. Градиент напора между ними составляет до  $0,05$ , однако из-за низкой водопроницаемости ордовикской толщи, коэффициент фильтрации которой составляет только  $5 \cdot 10^{-5} \text{ м}/\text{сут}$ , расход восходящего потока не достигает  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Его интенсивность находится в пределах от  $0,01$  до  $0,05 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ , а скорость  $v$  приблизительно равна  $0,01 \text{ м}/\text{год}$ .

Воды подзоны быстрого стока в районе  $\text{III}_2$  расходуются на



подпитание залегающей подзоны замедленного стока, а также на отбор. Градиент напора между ними колеблется от 0,1 до 0,2, причем суммарный расход и интенсивность восходящей фильтрации составляют соответственно 0,2 м<sup>3</sup>/сек и 0,11 л/(сек·км<sup>2</sup>). Коэффициент фильтрации разделяющих подзоны *a* и *b* глинистых слоев наровского горизонта равен здесь 10<sup>-4</sup> м/сут, скорость движения воды *v* в них в вертикальном направлении не превышает 0,01 м/год.

Вода в подзоне умеренного стока в районе Ш<sub>2</sub> пресная гидрокарбонатная кальциевая или магниевая.

Ш<sub>3a</sub>. Район низины и впадины Чудского озера подзоны быстрого стока имеет общую площадь равную 1800 км<sup>2</sup>, из которой 450 км<sup>2</sup> приходится на сушу. Четвертичные отложения и их фильтрационные свойства в общем такие же, как в районах Ш<sub>1</sub> и Ш<sub>2</sub>. Коренные породы подзоны, кроме слоев среднего девона, представлены еще известняками и доломитами силура и ордовика, залегающими до абсолютной отметки -50 м. Водопроницаемость коренных пород составляет 100 - 300 м<sup>2</sup>/сут.

Ввиду малорасчлененного низинного рельефа интенсивность инфильтрации в пределах района Ш<sub>3</sub> уменьшается и равна в среднем 0,5 м<sup>3</sup>/сек или 1,1 л/(сек·км<sup>2</sup>). Инфильтрированная вода идет главным образом на пополнение местной системы стока, которая, проникая четвертичные отложения и верхние слои коренных пород, разгружается в речной сети или в прибрежной части впадины Чудского озера.

Подзона быстрого стока подпитывается за счет подстилающей подзоны умеренного стока. С силурийско-ордовикского плато сюда притекает 1,0 м<sup>3</sup>/сек подземной воды. В реки стекает 0,4 м<sup>3</sup>/сек подземной воды, а непосредственно в Чудское озеро - примерно 1,4 м<sup>3</sup>/сек.

Скорость движения воды *v* в местной системе подземного стока колеблется от 0,1 - 0,2 до 1 - 3 м/год, наибольшая величина ее - золотых песках, развитых на берегах Чудского озера. Скорость *v* восходящих потоков воды составляет 0,02 - 0,005 м/год. Время однократного водообмена в системе местного стока изменяется от 1000 до 2000 лет.

Состав воды в общем такой же, как в районах Ш<sub>1</sub> и Ш<sub>2</sub>.

Ш<sub>3</sub> б. Район низины и впадины Чудского озера подзона умеренного стока. В пределах района Ш<sub>3</sub> подзона б охватывает силурийские и ордовикские карбонатные породы, залегающие ниже абсолютной отметки, приблизительно равной -50 м, а также ордовикско-кембрийский водоносный горизонт. Общая мощность подзоны колеблется от 80 до 200 м. Водопроницаемость слагающих ее карбонатных пород составляет 100 - 200 м<sup>2</sup>/сут, у кембрийских песчаников она равна 50 м<sup>2</sup>/сут.

Подзона питается за счет латеральной фильтрации, поступающей с силурийско-ордовикского плато с градиентами напора от 0,0005 до 0,001. Расход этого бокового притока составляет 0,3 м<sup>3</sup>/сек, а скорость  $v$  равна 0,1 - 0,5 м/год. Сформировавшаяся вода стекает в двух противоположных направлениях - вверх и вниз.

Градиент напора между подзонами а и б в пределах рассматриваемого района колеблется от 0,01 до 0,1. Расход восходящей фильтрации составляет 0,3 м<sup>3</sup>/сек, его интенсивность - в среднем 0,17 л/(сек·км<sup>2</sup>). Градиент напора нисходящего из подзоны умеренного стока в зону затрудненного водообмена фильтрационного потока варьирует от 0,003 до 0,3. Его суммарный расход не превышает 0,1 м<sup>3</sup>/сут, поскольку коэффициент фильтрации глинистых отложений лонтоваской свиты, через которые происходит перетекание воды сверху вниз, меньше 10<sup>-6</sup> м/сут. Скорости движения воды в лонтоваской свите составляют до 0,0001 м/год.

Вода в входящих в подзону умеренного стока кембрийских слоев пресная хлоридно-гидрокарбонатная, а в ордовикских отложениях - пресная гидрокарбонатная натриевая.

Ш<sub>3</sub> а. Подзона замедленного стока зоны затрудненного водообмена округа озерных низин и впадин охватывает в пределах района Ш<sub>3</sub> лонтоваскую свиту кембрия и воронковскую свиту венда, южнее в состав ее входят тискреская и пиритаская свиты кембрия вместе с относительно залегающими водоупорными слоями ордовика. Водопроницаемость части подзоны, сложенной преимущественно песчаниками, изменяется от 1 - 10 до 50 - 60 м<sup>2</sup>/сут. Общая мощность подзоны колеблется в пределах 100 - 200 м.

Подзона питается латеральным притоком воды, поступающим



с подзоны замедленного стока округа девонского плато, где формируется на возвышенностях за счет нисходящей фильтрации. Направление этого потока, вдоль которого градиент напора в вендских слоях составляет 0,0003 - 0,0005, в настоящее время в пределах района Ш<sub>3</sub> почти совмещается с продольной осью озера Чудско-Псковского. Фильтрационный поток в кембрийских слоях направлен от Отепяской и Хааньяской возвышенностей в сторону Псковского озера, причем градиент его напора равен 0,0001 - 0,0002. Это доказывает, что в подзону  $\bar{a}$  в пределах округа Ш подземной воды со стороны РСФСР практически не притекает. В районе Ш<sub>1</sub> подзона замедленного стока в незначительной мере подпитывается из подстилающихся вендских слоев. Градиент напора восходящей фильтрации при этом составляет 0,5 - 0,6, расход ее меньше 0,1 м<sup>3</sup>/сек. В настоящее время, в связи с описанной депрессией напора в вендских водовмещающих слоях, подзона  $\bar{a}$  в районе Ш<sub>3</sub> питается еще путем перетекания вод сверху из подзоны умеренного стока. Расход нисходящей фильтрации здесь менее 0,1 м<sup>3</sup>/сек, градиент напора ее изменяется от 0,1 до 0,5.

Воды подзоны  $\bar{a}$  в районе Ш<sub>3</sub> стекают в северном направлении в ту же подзону округа П, в которой расходуются на питание водозаборов Северо-Восточной Эстонии. Латеральный фильтрационный поток в вендских слоях подзоны  $\bar{a}$  округа Ш относится к региональной системе подземного стока. Скорость его передвижения  $v$  составляет 0,03 - 0,1 м/год, а скорость  $\bar{v}$  - около 0,2 - 0,5 м/год. Время однократного водообмена вдоль этого потока равно 10 000 - 50 000 годам.

Латеральная фильтрация в кембрийских слоях в районе Ш<sub>1</sub> происходит со скоростью  $v$ , равной 0,5 - 1 м/год и относится к системе промежуточного стока. Время однократного водообмена составляет 15 000 - 30 000 лет.

В вендских слоях подзоны замедленного стока содержится гидрокарбонатная-хлоридная кальциевая вода с минерализацией преимущественно ниже 1 г/л, кембрийские слои вмещают слабосолеватую хлоридную натриевую воду.

Ш<sub>b</sub>. Подзона замедленного стока зоны затрудненного водообмена округа Ш слагается в пределах района Ш<sub>3</sub> котлинской

и гдовской свитами, южнее — всей вендской толщей. Суда от о-сятся еще верхние слои кристаллического фундамента. Водопрони-мость песчаников колеблется от I — IO до  $50 \text{ м}^2/\text{сут.}$  Общая мощность подзоны варьирует от 100 до 150 м.

Воды подзоны питаются главным образом в Южной Эстонии пу-тем нисходящей фильтрации. Они перемещаются в северном направ-лении почти параллельно оси Чудско-Псковского озера, имея градиент напора от 0,0001 до 0,0002. Эти воды образуют нижнюю ветвь региональной системы подземного стока. Их расход состав-ляет менее  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , а скорость  $v$  в латеральном направле-нии не превышает  $0,02 \text{ м/год.}$  Скорость  $v$  примерно в пять раз больше. Время однократного водообмена достигает 10 000 лет.

По своему химическому составу воды подзоны либо гидрокар-бонатные хлоридные кальциево-натриевые, либо хлоридные натрие-вые. Их минерализация от 0,8 — 1,6 г/л на севере приращается до 15,7 г/л на юге (Вярска).

IV. Округ приморской низины. Он включает в себя участки материковой Эстонии, расположенные между береговой линией сов-ременного Балтийского моря и изогипсой абсолютной отметки, равной 40 м. Его суммарная площадь равна  $6800 \text{ км}^2$ . Как в окру-ге III, здесь также происходит разгрузка ветвей промежуточной и региональной систем подземного стока, сформировавшихся в Воз-вышенной Эстонии.

Рельеф округа IV, за исключением участка распространения дюнов, равнинный и малорасчлененный. Поэтому интенсивность ин-фильтрации пониженная — в среднем  $1,2 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Суммарная инфильтрация равна  $8,3 \text{ м}^3/\text{сек.}$  Боковым притоком с девонского и силурийско-ордовикского плато воды поступает  $4,6 \text{ м}^3/\text{сек.}$  На побережье Финского залива, где создалась сильная искусственная депрессия напора в вендских слоях, вода в них стала переме-щаться в обратном направлении — со стороны моря к материк. Из округа IV в реки стекает  $7,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды, в отложения шель-фа —  $4,6 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , а откачка ее составляет  $1,2 \text{ м}^3/\text{сек.}$  В север-ной части округа в соответствии с условиями залегания водовме-щающей толщи, можно выделить только зону интенсивного водооб-мена, южнее к ней добавляется и зона затрудненного водообмена.

IV<sub>I2</sub>. Район предглинтовой низины подзоны быстрого стока



занимает участки, находящиеся между береговой линией Финского залива и Северо-Эстонским глинтотом. Площадь района составляет  $900 \text{ км}^2$ . К подзоне *a* относятся песчаные и глинистые четвертичные отложения, а в меньшей мере и кембрийские песчаники, залегающие на относительно водоупорных глинах и алевролитах лонтоваской свиты кембрия. Мощность четвертичной толщи колеблется от 1 - 2 до 5 - 15 м. За счет инфильтрации в подзону поступает  $2,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды или  $2,2 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Дополнительно в четвертичные отложения района  $\text{IV}_I$  с силурийско-ордовикского плато через глинт просачивается  $1,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды. В реки ее стекает  $1,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а в отложения шельфа - около  $1,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ . В интенсивно эксплуатируемые вендские слои воды проникает примерно  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Воды четвертичных отложений в районе  $\text{IV}_I$  в общем пресные гидрокарбонатные кальциевые. Местами на низком и пологом морском побережье они солоноватые, что обусловлено фильтрацией морских вод в береговые отложения во время нагонов, а также диффузионными процессами.

$\text{IV}_{Ib}$ . Район предглинтовой низины подзоны умеренного стока. Подзона *b* охватывает здесь всю толщу коренных пород мощностью 100 - 150 м с лонтоваской свиты кембрия до верхних слоев кристаллического фундамента включительно. Сверху вендские песчаники изолированы глинами и алевролитами лонтоваской свиты кембрия, однако местами непрерывность последних нарушена древними погребенными долинами.

В природных условиях в вендские слои данного района с пла воды поступало около  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ , причем градиент напора составляла 0,0001 - 0,0003, а скорости  $v$  и  $\bar{v}$  соответственно 0,1 - 1 м/год и 0,5 - 5 м/год. На берегу моря пьезометрическая поверхность ее находилась на абсолютной отметке, равной около 5 м. Тем самым воды венда имели потенциальную возможность разгружаться в устьях рек предглинтовой низины, что и частично происходило в пределах погребенных долин. Большая часть их все же стекала в море. Уровенный режим вод вендских отложений четко реагировал на изменения атмосферного давления, колебания уровня моря и др. поверхностные факторы. Эти критерии оправдывают включение вендских слоев в пределах пред-

глинтовой низины в зону интенсивного водообмена, несмотря на то, что в округе II они отнесены к зоне затрудненного водообмена.

В настоящее время из вендских отложений в пределах района  $IУ_I$  воды откачивается около  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ . В результате этого ее пьезометрическая поверхность опустилась до абсолютной отметки, равной  $-30 \text{ м}$ . В возникшую депрессию напора как с силурийско-ордовикского плато, так и со стороны моря притекает примерно одинаковое количество воды — около  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Градиенты напора составляют при этом до  $0,003 - 0,01$ , а скорости фильтрации  $v$  и  $\bar{v}$  соответственно  $5 - 50$  и  $25 - 200 \text{ м/год}$ . Хотя градиент напора между подзонами  $a$  и  $b$  в данном районе достигает  $0,7$ , но ввиду сильного экранирующего влияния глин лонтоваской свиты, суммарный расход перетекающей сверху вниз воды не превышает  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

В настоящее время в вендских слоях в районе  $IУ_I$  находится пресная смешанного анионного состава вода. За потоком пресных вод вендских отложений, которые под влиянием искусственного понижения напора стали перемещаться от моря в сторону материка, следует поток соленых морских вод, подсосываемых в вендские слои в пределах их выходов под неуплотненными отложениями шельфа на дне Финского залива. При сохранении нынешней интенсивности эксплуатации кембро-вендского водоносного комплекса, фронт соленых вод подойдет на территорию Таллина после 2000 года.

$IУ_2 a$ . Район Западно-Эстонской низменности подзоны быстрого стока имеет площадь равную  $4800 \text{ км}^2$ . Здесь развиты преимущественно озерно-ледниковые и болотные отложения мощностью преимущественно до  $10 \text{ м}$ . В средней части района распространены ленточные глины. Коренные породы представлены карбонатными слоями ордовика и силура, отличающимися относительно большим содержанием глинистого материала. Общая мощность подзоны колеблется от  $50$  до  $100 \text{ м}$ , водопроницаемость слагающих ее коренных пород составляет  $50 - 400 \text{ м}^2/\text{сут}$ .

В силу малорасчлененного низинного рельефа и широкого распространения глинистых отложений, условия инфильтрации здесь неблагоприятны. Ее суммарная величина не превышает  $4,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ ,



а средняя интенсивность составляет  $0,9 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . По промежуточной системе стока в район с силурийско-ордовикского плато воды поступает  $0,9 \text{ м}^3/\text{сек}$ ; суммарная разгрузка ее в реки составляет  $3,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ , в шельф стекает  $1,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Подзона подпитывается снизу из подзоны умеренного стока. Градиенты напора вдоль латеральных ветвей местного стока характеризуются значениями от  $0,0005$  до  $0,003$ . Скорость движения воды  $v$  по напластованию коренных пород равна  $0,2 - 10 \text{ м}/\text{год}$ . Скорость  $\bar{v}$  в  $20 - 50$  раз больше. Время однократного водообмена вдоль местных ветвей подземного стока колеблется от  $2$  до  $250$  лет.

Вода в общем пресная, однако в отличие от смежных участков силурийско-ордовикского плато, гидрокарбонатно-хлоридная. Местами ее минерализация достигает  $0,5 - 0,8 \text{ г}/\text{л}$ , а на берегу моря иногда превышает  $1,0 \text{ г}/\text{л}$ . Это объясняется влиянием как современного моря, так и различных стадий развития Балтийского моря в геологическом прошлом.

IУ<sub>2b</sub>. Район Западно-Эстонской низины подзоны умеренного стока. К подзоне *b* относятся слои, слагающие ордовикско-кембрийский водоносный горизонт, южнее также силурийские и ордовикские карбонатные отложения, залегающие ниже абсолютной отметки равной  $-50 \text{ м}$ . Подзона питается за счет латеральной фильтрации, расход которой составляет  $0,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ , поступающей с силурийско-ордовикского плато. Градиент напора этого потока в латеральном направлении составляет  $0,0005 - 0,002$ , скорость движения воды равна  $0,5 - 1,5 \text{ м}/\text{год}$ . Градиент напора между подзонами *a* и *b* изменяется от  $0,0001$  до  $0,3$ , расход восходящего потока достигает  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ , его интенсивность равна  $0,04 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Коэффициент фильтрации разделяющих подзоны *a* и *b* относительно малопроницаемых слоев составляет в вертикальном направлении  $10^{-5} \text{ м}/\text{сут}$ . С подзоны стекает непосредственно в шельф  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды. Она пресная хлоридно-гидрокарбонатная или гидрокарбонатно-хлоридная. Время однократного водообмена в подзоне составляет  $5000 - 7500$  лет.

IУ<sub>2a</sub>. Район Западно-Эстонской низины подзоны замедленного стока. В Западной Эстонии вендские отложения отсутствуют, а в нижней части лонтоваской свиты начинают превалировать песчаники. В районе IУ<sub>2</sub> к подзоне  $\bar{a}$  включены лонтоваская свита в

целом и верхние слои кристаллического фундамента. Водопроницаемость песчаников лонтоваской свиты с севера на юг района понижается с 600 - 700 до 10 - 50 м<sup>2</sup>/сут. В природных условиях воды подзоны в незначительной мере подпитывались бы за счет региональной системы геофильтрации, имевшей здесь общую северо-западную направленность. В настоящее время они движутся в сторону таллинской депрессии пьезометрического напора. Их градиент напора в латеральном направлении составляет 0,0002 - 0,0004, скорость  $v$  - около 0,1 - 1 м/год. Скорость  $\bar{v}$  в 3 - 5 раз больше. Сверху подзона  $\bar{a}$  получает подпитание с подзоны  $b$ . Градиент напора между ними колеблется от 0,0001 до 0,7. Расход нисходящей фильтрации меньше 0,1 м<sup>3</sup>/сут, его интенсивность не превышает в среднем 0,02 л/(сек·км<sup>2</sup>). Перетекание происходит здесь через верхнюю глинистую часть лонтоваской свиты, коэффициент фильтрации которой в вертикальном направлении равен примерно 10<sup>-6</sup> м/сут. В подзоне помещаются пресные воды смешанного анионного состава. Время однократного водообмена в природных условиях составляло бы около 10 000 лет.

IV<sub>3a</sub>. Район Пярнуской низины подзоны быстрого стока занимает площадь равную 2100 км<sup>2</sup>. Четвертичные отложения слагаются здесь главным образом морскими и озерно-ледниковыми супесями, суглинками и песками, причем значительное распространение имеют болотные отложения. Коренные породы подзоны в южной части района состоят из песчаников и алевролитов среднего девона, которые залегают на мергелях нарвского стратиграфического горизонта. На севере к подзоне относятся и слои нарвского и пярнуского горизонтов девона, а также силурийские карбонатные отложения до яаниского горизонта. Водопроницаемость коренных пород подзоны колеблется от 200 до 500 м<sup>2</sup>/сут.

В силу равнинного и относительно малорасчлененного рельефа инфильтрация в рассматриваемом районе затруднена. Ее интенсивность составляет лишь 1,0 л/(сек·км<sup>2</sup>), а суммарное количество - около 2,0 м<sup>3</sup>/сек. В коренные породы подзоны быстрого стока с девонского и силурийско-ордовикского плато подземной воды притекает 0,8 м<sup>3</sup>/сек. Градиент напора такого фильтрационного потока, принадлежавшего к системе промежуточного стока, варьирует в пределах 0,0001 - 0,003, скорость ее  $v$  составляет 1 - 3 м/год. Подзона IV<sub>3a</sub> снизу подпитывается из подзоны IV<sub>3b</sub>.



В районе  $IУ_3$  из подзоны  $a$  воды в реки стекает  $1,7 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $0,8 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ , а непосредственно в отложения шельфа просачивается  $1,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Время однократного водообмена вдоль ветвей системы местного стока колеблется в среднем от 10 - 50 до 200 - 500 лет.

Вода в подзоне  $a$  района  $IУ_3$  в основном пресная гидрокарбонатная кальциевая или магниевая; на берегу моря распространяются и солончатые хлоридно-гидрокарбонатные грунтовые воды.

$IУ_{3b}$ . Район Пярнуской низины умеренного стока. Севернее Хяэдемеэсте к подзоне  $b$  относятся карбонатные коренные породы силура, начиная с яаниского горизонта до относительно нижней водоупорной части силурийской толщи, южнее - доломиты и песчаники среднего девона, залегающие под мергелями наровского стратиграфического горизонта, а также силурийские слои. Водопроницаемость подзоны изменяется от 100 до  $200 \text{ м}^2/\text{сут}$ , ее мощность составляет 100 - 150 м.

Подзона  $b$  в районе  $IУ_3$  сбоку питается за счет латерального фильтрационного потока, притекающего сюда с Возвышенной Эстонии с градиентом напора от 0,0005 до 0,003 и со скоростью  $v$ , равной 0,5 - 1,5 м/год. Суммарный расход этого потока составляет  $0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Градиент напора между подзонами  $a$  и  $b$  изменяется от 0,001 до 0,5. Расход восходящей фильтрации составляет  $0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , ее интенсивность - в среднем  $0,24 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Коэффициент фильтрации разделяющих  $a$  и  $b$  относительно водоупорных слоев равен в вертикальном направлении  $5 \cdot 10^{-4} \text{ м}/\text{сут}$ . Снизу в подзону  $b$  проникает восходящая фильтрация из зоны затрудненного водообмена. Время однократного водообмена варьируется в пределах 500 - 2000 лет. В подзоне  $b$  района  $IУ_3$  распространяется преимущественно пресная гидрокарбонатная-магниевая или кальциевая, в близости моря и хлоридно-гидрокарбонатная вода. Местами вода солончатая.

$IУ_{3a}$ . Район Пярнуской низины подзоны замедленного стока. Верхняя подзона зоны затрудненного водообмена охватывает относительно водоупорную ордовикскую толщу и кембрийские слои до лонтоваской свиты. Водопроницаемость входящего в состав подзоны ордовикско-кембрийского водоносного горизонта равна 60 -

80 м<sup>2</sup>/сут. Латеральное движение воды в нем происходит в западном или северо-западном направлениях со скоростью  $v$  0,1 - 0,3 м/год. Скорость  $\bar{v}$  равна соответственно 0,5 - 1,5 м/год. Градиент напора между подзонами  $b$  и  $\bar{a}$  колеблется от 0,005 до 0,1. Расход восходящего фильтрационного потока меньше 0,1 м<sup>3</sup>/сек, его интенсивность не превышает 0,04 л/(сек·км<sup>2</sup>). Коэффициент фильтрации относительно водоупорной ордовикской толщи характеризуется значениями от  $5 \cdot 10^{-4}$  до  $5 \cdot 10^{-5}$ . Из подзоны  $\bar{a}$  просачивается вода и в лонтоваскую свиту. Незначительное количество ее, около 0,05 м<sup>3</sup>/сут, стекает в область шельфа. Время однократного водообмена в подзоне  $\bar{a}$  составляет 20 000 - 50 000 лет. В районе IV<sub>3</sub> в подзоне  $\bar{a}$  вмещается хлоридно-натриевая вода с минерализацией до 4,6 г/л (Хяэде-меэсте).

IV<sub>3</sub>  $\bar{b}$ . Район Пярнуской низины подзоны медленного стока.  
Подзона  $\bar{b}$  слагается здесь верхними слоями кристаллического фундамента и лонтоваской свитой кембрия, которая, по-видимому, выклинивается в южной части района. Водопроницаемость песчаников составляет 0 - 50 м<sup>2</sup>/сут. Вода в них движется в субмеридиональном направлении с градиентом напора, равным 0,0005. Скорость  $v$  этого потока, относящегося к региональной системе подземного стока, равна 0,1 - 0,5 м/год, а скорость  $\bar{v}$  в 5 - 10 раз больше. Сверху подзона  $\bar{b}$  питается из  $\bar{a}$ . Градиент напора между ними в Пярну составляет 0,2. Суммарное количество нисходящей фильтрации не превышает 0,05 м<sup>3</sup>/сек, ее интенсивность равна в среднем 0,01 л/(сек·км<sup>2</sup>). В вертикальном направлении коэффициент фильтрации глинистых слоев лонтоваской свиты составляет  $5 \cdot 10^{-6}$ . Вода подзоны  $\bar{b}$  стекает в северном направлении в район IV<sub>2</sub>. Время однократного водообмена при этом равно примерно 400 000 лет.

Вода подзоны  $\bar{b}$  в районе IV<sub>3</sub> хлоридно-натриевая, ее минерализация в слоях лонтоваской свиты составляет около 1 г/л, а в верхней части кристаллического фундамента достигает 4,2 г/л (Пярну).

У. Округ морских островов. В пределах Эстонской ССР насчитывается около 1500 морских островов, однако только 10 из них имеют площадь свыше 2 - 3 км<sup>2</sup>. Мелкие острова, которые



большей частью не обитаемые, не имеют существенного воднохозяйственного значения, однако они представляют познавательный интерес.

Острова, освободившиеся от моря на протяжении современной геологической эпохи, характеризуются линзообразным залеганием пресной подземной воды над солоноватой. Местная речная сеть развита слабо, а рельеф преимущественно низинный, малорасчлененный. Поэтому системе местного подземного стока свойственна пониженная интенсивность. Промежуточная система стока развита только на относительно крупных островах и вода по ней движется в сторону моря. По гидрогеологическим условиям округ У подразделен на четыре района, именуемых наиболее характерными, входящими в их состав островами.

$У_{Ia}$ . Район островов Найссаар-Прангли подзоны быстрого стока. Кроме указанных островов, площадь которых составляет 13,6 и 7,7 км<sup>2</sup>, сюда еще относятся острова Аэгна, Кэри, Рамму и др. Для всех них характерно отсутствие глинистых слоев лонтоваской свиты: четвертичные отложения мощностью до 120 м залегают непосредственно на песчаниках венда. К подзоне быстрого стока приурочиваются здесь пресные подземные воды, помещающиеся в верхних слоях четвертичной толщи, а на острове Найссаар частично и в коренных породах. В зависимости от величины островов, мощность линзы пресных вод колеблется от 20 - 30 до 150 м. К подзоне  $a$  относятся еще солоноватые воды, которые в прибрежной полосе залегают до глубины 10 - 20 м от уровня моря. В верхних слоях ее происходит интенсивная фильтрация, поскольку через нее стекают сформировавшиеся на островах подземные воды в шельф. Повышенная минерализация грунтовых вод в прибрежной полосе обусловлена непосредственным вторжением вод современного моря в берег во время нагонов или вызвана диффузией солей.

Пресные подземные воды на островах пополняются за счет инфильтрации, интенсивность которой в данном районе составляет в среднем 2,0 л/(сек·км<sup>2</sup>). Они расходуются главным образом на сток в отложения шельфа, меньшая их часть просачивается вниз - в вендские песчаники.

$У_{Ib}$ . Район островов Найссаар-Прангли подзоны умеренно-

го стока. Охватывает солоноватые подземные воды, залегающие глубже 10 - 20 м от уровня моря, которые вмещаются как в четвертичных, так и коренных отложениях. Вогнутая поверхность солоноватых подземных вод маркирует глубину, до которой опресняющее влияние инфильтрации после отступления моря с нынешних островов проникало 3000 - 4000 лет назад.

В настоящее время градиент напора между подзонами быстрого и умеренного стоков на острове Найссаар составляет 0,7. Расход нисходящей в районе  $U_I$  фильтрации, подпитывающей кембро-вендский водоносный комплекс, не превышает 0,1 м<sup>3</sup>/сек или 5% от всей откачиваемой из него в Северной Эстонии воды.

$U_{2a}$ . Район Хийумаа-Пакри подзоны быстрого стока. В состав него входят острова: Хийумаа (1000 км<sup>2</sup>); Вормси (98 км<sup>2</sup>), Суур и Вяйке-Пакри (14 км<sup>2</sup>), Осмуссаар и др. находящиеся в окрестности мелкие острова. В отличие от островов района  $U_I$ , четвертичные отложения здесь залегают на ордовикских и силурийских карбонатных породах, а вендские слои отсутствуют. К подзоне быстрого стока в районе  $U_2$  относятся четвертичные и силурийско-ордовикские слои, вмещающие пресные, а в прибрежной полосе до глубины 10 - 20 м от уровня моря - солоноватые воды. Мощность этой подзоны достигает в средней части островов Хийумаа и Вормси 100 м, на других островах она меньше.

Пресные подземные воды формируются путем инфильтрации, средняя интенсивность которой здесь примерно такая же, как в районе  $U_I$ . На островах, кроме Хийумаа, постоянные поверхностные водотоки практически отсутствуют и подземные воды текут в отложения шельфа.

На острове Хийумаа суммарная инфильтрация составляет около 1,4 м<sup>3</sup>/сек. Из нее 0,3 м<sup>3</sup>/сек идет на питание гидрографической сети, представленной в настоящее время главным образом осушительными канавами, а в отложения шельфа стекает 1,0 м<sup>3</sup>/сек. При этом градиенты напора в горизонтальном направлении характеризуются значениями от 0,0005 до 0,002 и скорость движения воды  $v$  составляет 1 - 5 м/год. Время однократного водообмена вдоль главных латеральных ветвей системы местного стока колеблется от 50 до 200 годов. Местами на острове Хийумаа карбонатные коренные породы закарстованы - там скорость движения подземных вод значительно больше.



У<sub>2</sub> б. Район островов Хийумаа-Пакри подзоны умеренного стока. Подзона б в районе У<sub>2</sub> охватывает слои коренной толщи, слагающие ордовикско-кембрийский водоносный горизонт и его относительно водоупорную кровлю. Их суммарная мощность колеблется от 50 до 100 м. Водопроницаемость песчаниковых слоев подзоны составляет 50 - 150 м<sup>2</sup>/сут. Вода в них движется с юга на север с градиентом напора равным 0,0003. Скорость *v* латерального потока составляет 0,1 - 0,5 м/год. Сверху в ордовикско-кембрийский водоносный горизонт из вышележащих слоев поступает около 0,05 м<sup>3</sup>/сек воды, причем градиент напора в вертикальном направлении варьирует от 0,02 до 0,4. В южной части Хийумаа, на берегу моря вода подзоны умеренного стока подпитывает подзону быстрого стока. Градиент напора между ними достигает 0,5 - 0,7.

Вода в подзоне умеренного стока на острове Хийумаа преимущественно гидрокарбонатно-хлоридная натриевая, ее минерализация не превышает 1 г/л. Севернее, на острове Осмуссаар, где подзона б ближе к земной поверхности, на нее оказывает сильное осолоняющее влияние море. В подзоне умеренного стока содержится уже хлоридная натриевая вода с минерализацией 3,0 г/л.

У<sub>2</sub> а. Район островов Хийумаа-Пакри подзоны замедленного стока. Последняя охватывает алевролиты, глины и песчаники лонтоваской свиты и верхнюю часть кристаллического фундамента. Общая мощность песчаников колеблется от 60 до 80 м, их водопроницаемость составляет 50 - 100 м<sup>2</sup>/сут. Подзона относится к системе регионального стока, который в природных условиях имеет северо-западное направление. В настоящее время вода восточной части района явно движется в сторону Таллина, причем градиент напора изменяется от 0,0001 до 0,0003. Скорость *v* потока составляет 0,05 - 0,1 м/год. В западной части района вода перемещается, по-видимому, в северном направлении, градиент ее напора равен 0,0001. Общий расход латеральной фильтрации составляет примерно 0,05 м<sup>3</sup>/сек.

Градиент напора между подзонами б и а в настоящее время в Сыру на острове Хийумаа составляет около 0,4. Коэффициент фильтрации глинистых слоев лонтоваской свиты в райо-

не  $U_2$  равен примерно  $5 \cdot 10^{-6}$  м/сут. Расход поступающего сверху в подзону  $\bar{a}$  потока не превышает  $0,05$  м<sup>3</sup>/сек. В природных условиях в пределах района  $U_2$ , по-видимому, местами фильтрация происходила в противоположном направлении — из песчаников лонтоваской свиты вверх. В подзоне содержится пресная гидрокарбонатная-хлоридная вода, что указывает на сравнительно хорошую изолированность ее от влияния современного моря.

$U_{3a}$ . Район островов Сааремаа и Муху подзоны быстрого стока. Площадь острова Сааремаа равна  $2800$  км<sup>2</sup>, а острова Муху — около  $200$  км<sup>2</sup>. Кроме них в район  $U_3$  входят еще многочисленные крошечные острова. Подзона быстрого стока сложена здесь четвертичными морскими отложениями и теми слоями карбонатных пород силура и ордовика, которые залегают выше абсолютной отметки, равной  $-50$  м. В них на острове Сааремаа содержится главным образом пресная гидрокарбонатная магниево-кальциевая вода, которая в прибрежной полосе на многих местах замещается хлоридной или гидрокарбонатной хлоридной солоноватой водой. На острове Муху в прибрежной полосе распространяется пресная или солоноватая сульфатно-гидрокарбонатная вода.

Интенсивность инфильтрации в данном районе колеблется от  $0,3$  до  $3,0$  л/(сек.км<sup>2</sup>), ее суммарное количество составляет около  $4,4$  м<sup>3</sup>/сек. Около  $2,1$  м<sup>3</sup>/сек этой воды разгружается в местной гидрографической сети, а  $1,7$  м<sup>3</sup>/сек стекает непосредственно в шельф.

Местами на острове Сааремаа силурийские карбонатные породы довольно сильно закарстованы, что связано с повышенной интенсивностью циркуляции подземных вод, причем скорость их движения достигает значений, характерных для районов  $П_1$  и  $П_2$  Возвышенной Эстонии. В целом же району  $П_3$  свойственны в общем скромные темпы водообмена, обусловленные развитием малорасчлененного низинного рельефа.

$U_{3b}$ . Район островов Сааремаа и Муху подзоны умеренного стока. На острове Муху и в северной части Сааремаа к подзоне  $b$  относятся слои силура и ордовика, залегающие глубже абсолютной отметки, равной  $-50$  м, а также кембрийские породы до лонтоваской свиты. На острове Сааремаа, южнее выхода псаадла-ского стратиграфического горизонта, подзона  $b$  охватывает



только силурийские слои, оставшиеся на 50 м ниже уровня моря.

Вода в рассматриваемой подзоне питается сверху. Она движется от центральных участков островов в сторону моря с градиентом напора, равным 0,0002 - 0,0003. Суммарный расход такого потока, проникающего в отложения шельфа, составляет около 0,3 м<sup>3</sup>/сек. Там, где земная поверхность в районе У<sub>3</sub> находится ниже изогипсов, равных 5 - 10 м, вода подзоны б подпитывает снизу подзону а. Расход восходящего фильтрационного потока менее 0,05 м<sup>3</sup>/сек.

В северной части района У<sub>3</sub> в подзоне б содержится главным образом пресная хлоридная или хлоридно-гидрокарбонатная натриево-кальциевая вода. В южном направлении вода становится солоноватой хлоридной натриевой.

У<sub>3а</sub>. Район островов Сааремаа и Муху подзоны замедленного стока. В южной части острова Сааремаа в кембрийских песчаниках, залегающих на лонтоваской свите, размещается хлоридная натриевая вода, минерализованная до 1,4 г/л. По аналогии с геогидродинамическими условиями на материке, эти слои включены в состав подзоны замедленного стока. Их водопроницаемость равна 100 - 150 м<sup>2</sup>/сут. Севернее в районе У<sub>3</sub> подзона а сложена лонтоваской свитой, имеющей водопроницаемость от 1 - 50 до 50 - 100 м<sup>2</sup>/сут и вмещающей пресные гидрокарбонатно-хлоридные воды.

Кембрийские песчаники в районе У<sub>3</sub> охвачены региональной системой подземного стока, которая имеет северное или северо-западное направление и градиент напора от 0,0001 до 0,0003. Скорость ее составляет 0,1 - 0,5 м/год, а суммарный расход - менее 0,1 м<sup>3</sup>/сек. Время однократного водообмена в подзоне а колеблется от 15 000 до 30 000 лет.

В пределах Центральной возвышенности острова Сааремаа входящий в подзону замедленного стока ордовикско-кембрийский водоносный горизонт питается сверху через ордовикские относительно водоупорные слои, коэффициент фильтрации которых в вертикальном направлении составляет  $5 \cdot 10^{-4}$  м/сут. Максимальное значение градиента напора нисходящей фильтрации достигает 0,06, ее суммарный расход - около 0,03 м<sup>3</sup>/сек. На участках района

У<sub>3</sub>, где абсолютные отметки рельефа меньше 10 - 15, наблюдается обратное явление - воды подзоны замедленного стока подпитывают подзону умеренного стока.

На острове Муху и в северной части Сааремаа вода из песчаников лонтоваской свиты проникает в ордовикско-кембрийский водоносный горизонт. Градиент напора между ними колеблется от 0,03 до 0,7, расход восходящей фильтрации менее 0,02 м<sup>3</sup>/сек.

У<sub>3б</sub>. Район острова Сааремаа и Муху подзоны медленного стока. В южной части острова Сааремаа подзона б̄ представлена лонтоваской свитой, имеющей водопроницаемость 50 - 100 м<sup>2</sup>/сут, и верхними слоями кристаллического фундамента. Вода в подзону поступает, по-видимому, с юга и стекает в северном направлении под градиентом напора, составляющим 0,0002-0,0003. Частично подзона б̄ подпитывается водами залегающей подзоны а̄ - например, в Кингисеппе градиент нисходящего потока равен 0,05.

В подзоне медленного стока содержится хлоридная натриевая соленоватая вода.

У<sub>4а</sub>. Район подзоны быстрого стока на острове Рухну (11 км<sup>2</sup>) сложен четвертичными отложениями, а также песчаниками и алевролитами среднего девона, залегающими над мергелисто-глинистыми слоями наровского стратиграфического горизонта. На острове Кихну (16 км<sup>2</sup>) коренные породы подзоны быстрого стока слагаются доломитами и песчаниками наровского и пярнуского горизонтов среднего девона и подстилающими их силурийскими слоями. Подзона питается за счет инфильтрации, интенсивность которой - 1,0 л/(сек·км<sup>2</sup>). Формирующаяся вода стекает непосредственно в шельф, поскольку гидродинамическая сеть здесь практически отсутствует. По химическому составу вода - гидрокарбонатная магниево-натриевая. На центральных участках островов она пресная, но в прибрежной полосе нередко соленоватая.

У<sub>4б</sub>. Район подзоны умеренного стока на острове Кихну слагается силурийскими слоями, начиная с яаниского стратиграфического горизонта до относительно водоупорной ордовикской толщи. Вода в них хлоридная натриевая с минерализацией до 1,3 г/л. На острове Рухну подзона умеренного стока сложена де-



вонскими слоями, залегающими под глинисто-мергелистой толщей наровского стратиграфического горизонта, а также карбонатными силурийскими породами. Распространены также хлоридные натриевые воды, минерализация которых достигает 2,0 г/л.

$U_4 \bar{a}$ . Район подзоны замедленного стока. По аналогии с геогидродинамическими условиями на материке, к подзоне замедленного стока в районе  $U_4$  может быть отнесена ордовикская относительно водоупорная толща с подстилающими ее песчаниками до кровли пачки алевролитистых слоев кембрия. Вода в подзоне  $\bar{a}$  движется, по-видимому; в северном или северо-восточном направлении со скоростью  $v$ , составляющей приблизительно 0,1 м/год. Поскольку ее напор достигает абсолютной отметки равной 30 - 50 м, то имеет место восходящая фильтрация из подзоны  $\bar{a}$  в подзону  $b$ .

К подзоне замедленного стока в районе  $U_4$  с некоторой условностью могут быть отнесены пачка алевролитистых слоев кембрия с подстилающими ее песчаниками и верхняя часть кристаллического фундамента, однако для более подробной их гидрогеологической характеристики не достает фактических данных.

Область шельфа Эстонии. К ней приурочиваются части впадины Балтийского моря и его заливов, куда в природных условиях разгружаются сформировавшиеся на территории Эстонии подземные воды. Выделение этой области, а также более подробное ее подразделение, необходимо для раскрытия закономерностей взаимовлияния морских и подземных вод, что актуально в условиях интенсивной эксплуатации последних на прибрежных участках (Джамалов, Зекцер, Мескетели, 1977). В рамках настоящей работы, ввиду скудности фактического материала, мы вынуждены ограничиться лишь общим обзором геогидродинамики шельфа Эстонии. Все же в рассматриваемой области можно выделить три геогидродинамических округа.

Главным источником пополнения вод отложений шельфа является не инфильтрация, как на суше, а боковые фильтрационные потоки, сформировавшиеся на материке и островах. В области шельфа эти потоки разгружаются в море, причем превалирует латеральная и восходящая фильтрации. Интенсивность последней -

пониженная, поскольку потенциальная энергия подземных вод здесь уже незначительна.

Вследствие моноклинального залегания коренных пород в Эстонии, те же слои, которые наблюдаются на суше, распространяются и на прибрежной акватории моря, если только они там не размывты или не выклиниваются. Поэтому можно предположить, что геогидродинамические подзоны суши, связанные с определенными слоями, имеют некоторое развитие во впадине моря, во всяком случае, в ее прибрежной части. Так, например, продолжением подзоны быстрого стока суши является прибрежная полоса шельфа шириной до  $I - 3$  км, где разгружается основная масса просачивавшихся по системе местного стока непосредственно в море подземных вод. За ней следует полоса выхода пород подзоны умеренного стока, служащая местом разгрузки системы промежуточного и регионального подземного стока. Относительно выхода в Балтийском море слоев, слагающих подзоны замедленного и медленного стоков, в настоящее время конкретных данных мало. Можно лишь предположить, что это происходит между Западно-Эстонским архипелагом и островом Готланд.

VI. Округ Финского залива занимает впадину Финского залива южнее границы выхода вендских слоев. Его ширина в меридиональном направлении колеблется от 2 - 3 до 20 км. Наибольшая глубина впадины Финского залива в пределах округа составляет 50 - 70 м.

В прибрежной полосе Финского залива неуплотненные отложения шельфа залегают на глинах и алевролитах лонтоваской свиты кембрия. Здесь в море разгружаются воды, сформировавшиеся в четвертичных слоях района  $IУ_1$ . Их суммарный расход равен около  $1,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Севернее выхода лонтоваской свиты через неуплотненные отложения морского дна в природных условиях воды вендских слоев разгружались бы с общим расходом, достигающим  $0,2 - 0,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Теперь же, в силу их интенсивной откачки в Северной Эстонии, в округе VI они стали перемещаться в обратном направлении - от мест естественной разгрузки во впадине Финского залива в сторону эпицентров пьезометрической депрессии в Таллине и Кохтла-Ярве. Градиент напора движущихся в направлении материка ла-



теральных фильтрационных потоков колеблется, вероятно, в пределах 0,0002 - 0,005, а их суммарный расход и действительная скорость  $\bar{v}$  составляют соответственно 0,8 м<sup>3</sup>/сек и 2 - 50 м/год. Взамен пресной воды в вендские песчаники проникает морская вода с минерализацией 3 - 6 г/л. Ей в окрестностях Таллина препятствуют острова Найссаар, Аэгна и Прангли, однако их влияние, вследствие относительно небольшой нисходящей фильтрации вод атмосферных осадков, имеет скорее теоретическое значение, чем практическое.

Исходя из вышеуказанного, можно ожидать, что в водозаборы Таллина в ближайшие годы начнет поступать вода с повышенной минерализацией. Основная масса соленых морских вод притечет в водозаборы Северной Эстонии все же после 2000 года. Практически такой же результат дадут и произведенные нами по методике В. М. Гольдберга (1976) более сложные вычисления, учитывающие целый ряд геогидродинамических и химических показателей. Тем не менее, из-за недостаточности фактических данных по морской гидрогеологии, все эти определения носят пока предварительный характер. Достаточно достоверно прогнозировать качество воды вендских слоев в Северной Эстонии можно лишь с помощью детального моделирования геофильтрации во впадине Финского залива, причем из заданных вариантов расчетных параметров следует признать надежными только те, которые обеспечат наиболее точные гидрогеологические прогнозы.

УП. Округ Балтийского моря охватывает выход силурийских и ордовикских отложений во впадине Балтийского моря, и в его заливах, проливах в окрестности Западно-Эстонского архипелага. Наибольшие глубины моря между материком Эстонии и островами составляют 30 - 40 м, а в 20 - 50 км от островов к западу и северо-западу глубина моря увеличивается до 100 и более метров.

В прибрежной полосе через уплотненные отложения шельфа разгружается вода подзоны быстрого стока. С материка непосредственно в море по системе местного и промежуточного стоков просачивается 3,2 м<sup>3</sup>/сек воды, а с островов - около 3,1 м<sup>3</sup>/сек.

Вода в силурийских и ордовикских слоях шельфа в округе УП

движется, по-видимому, в сторону углубления впадины моря. В проливах между островами и материком, а также между самими островами таким образом возникают встречные фильтрационные потоки, которые здесь же и разгружаются, поднимаясь через слабоуплотненные отложения шельфа вверх. Градиент напора их в латеральном направлении обычно не превышает 0,0005, скорость  $v$  равна примерно 0,1 м/год. Суммарный расход составляет около 4,0 м<sup>3</sup>/сек.

В кембрийских слоях шельфа в округе УП вода движется, по-видимому, в северном или северо-западном направлении, имея градиент напора от 0,0001 до 0,0004. Пьезометрическая поверхность вод кембрийских отложений понижается от абсолютных отметок, равных в настоящее время 20 – 25 м в южной части округа УП, до уровня моря на северной границе округа. При этом кажется, что напор воды лонтоваских слоев в северной части округа УП несколько больше, чем в залегающих на них песчаниках тискреской и локатиской свит. Стало быть, кроме латерального движения воды в кембрийских слоях происходит и ее фильтрация в восходящем направлении. Напорный градиент этого потока, подпитывающего снизу воды ордовикских и силурийских отложений, от значений 0,1 – 0,2 на юге убывает почти до нуля в северной части округа УП.

Общий расход фильтрационных потоков в кембрийских слоях округа УП не превышает 0,1 м<sup>3</sup>/сек. Действительная скорость движения воды  $\bar{v}$  в латеральном направлении составляет 0,01 – 0,5 м/год.

УШ. Округ Рижского залива совмещается с выходом девонских пород во впадине современного моря южнее острова Сааремаа. Глубина Рижского залива здесь в общем не превышает 50 м.

В пределах округа в прибрежной части шельфа через уплотненные отложения разгружаются подземные воды, формировавшиеся на материке в районе IУ<sub>3</sub>. Из четвертичных отложений непосредственно в море воды стекает 0,9 м<sup>3</sup>/сек, а из девонских и силурийских пород – около 0,3 м<sup>3</sup>/сек. Ордовикские отложения, коэффициент фильтрации которых в вертикальном направлении не превышает  $5 \cdot 10^{-6}$  м/сут, в округе УШ служат относительно водоупорной кровлей для вод кембрия. Пьезометрический уровень



последних достигает на острове Рухну абсолютной отметки, равной 25 м. Воды кембрийских отложений перемещаются в пределах рассматриваемого округа в субмеридиональном направлении со средней скоростью  $v$ , составляющей до 0,1 м/год. Частично они фильтруются вверх через ордовикские слои, причем градиент напора составляет 0,2 - 0,4. Суммарный расход как восходящих, так и латеральных потоков вод кембрийских отложений весьма незначительный - менее 0,1 м<sup>3</sup>/сек. Согласно данным Э. Кала и др., эти воды в рассматриваемом округе хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией до 17,7 г/л (Рухну).

#### Структура геофильтрационного баланса и ее различные аспекты

Под структурой геофильтрационного баланса мы подразумеваем взаимное соотношение общих элементов баланса подземных вод, обозначенных при формуле (I) вторыми индексами  $j = 1, 2, \dots, I_2$ . При рассмотрении сложной системы балансовых единиц могут быть выделены элементы внешнего и внутреннего балансов.

Элементы внешнего баланса - это те компоненты притока или стока подземных вод, которые поступают в некоторую систему единиц геофильтрационного баланса извне или вытекают из нее. К ним относятся и различные виды отбора подземных вод. Элементы внешнего баланса выражают водообмен системы балансовых единиц со смежными участками водовмещающей толщи или гидросферы. Элементы же внутреннего баланса характеризуют водообмен внутри данной системы. В сложной балансовой системе сумма всех притоков и стоков, как правило, больше общего поступления воды в балансовую систему извне или вытекания ее из системы. В таком случае некоторые ветви геофильтрации перед тем, как окончательно выходят из системы, последовательно проникают несколько балансовых единиц подряд. Поясним это на основании следующего упрощенного примера: предположим, что балансовая система состоит из двух смежных единиц А и Б. Путем инфильтрации в них поступает количество воды равное соответственно  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ . Из А боковым стоком в Б уходит количество во-

ды  $C_1$ , причем  $\Pi_1 = C_1$ . Обозначим поступающий в единицу Б боковой приток через  $\Pi_3$ , численно он равен стоку  $C_1$ . Далее предположим, что из единицы Б в море непосредственно стекает количество воды  $C_2$ , формирующееся за счет притоков  $\Pi_2$  и  $\Pi_3$ .

Положительными элементами внешнего баланса данной системы являются притоки  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ , а отрицательный элемент внешнего баланса представляет собой сток  $C_2$ . Тогда уравнение внешнего баланса системы будет выглядеть в виде  $\Pi_1 + \Pi_2 = C_2$ . Элементы внутреннего баланса рассматриваемой системы составляют сток  $C_1$  и приток  $\Pi_3$ . Если теперь сложить все притоки и стоки по данной системе, то получим уравнение  $\Pi_1 + \Pi_2 + \Pi_3 = C_1 + C_2$ , численное значение сторон которого больше сторон предыдущего уравнения как раз на величину элементов внутреннего баланса.

Такой подход к изучению сложных балансовых систем дает наглядное представление о характере взаимосвязи их отдельных частей, причем легко выделить различные балансовые элементы и проанализировать их значение. Необходимо только иметь в виду, что сумма внутренних балансовых элементов зависит от детальности, а также принципа расчленения системы на единицы. Большому количеству балансовых единиц в общем соответствует и большее количество притоков и стоков между ними. В отличие от внутреннего баланса сумма внешних балансовых элементов по одной и той же балансовой системе остается всегда постоянной, если только на протяжении расчетного времени не изменяются внешние условия — например, не увеличивается водоотбор и т. д.

Рассмотрим теперь на основании изложенных предположений структуру геофильтрационного баланса Эстонии. Последняя представляет собой типичную сложную балансовую систему, составными частями которой являются вышеописанные геогидродинамические подзоны в пределах геогидродинамических районов и округов (табл. 2, 3).

Главный положительный элемент внешнего баланса водовмещающей толщи Эстонии — это инфильтрация ( $q_{i,1}$ ), составляющая в итоге по всей территории  $101,4 \text{ м}^3/\text{сек}$  или в среднем  $2,3 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . В зависимости от характера поверхностных слоев, интенсивность инфильтрации по площади очень неравномерна. На заркастованных возвышенностях Северной Эстонии она достигает



значений  $7 - 9 \text{ л/сек.км}^2$ , а на Западной Эстонии, где приповерхностные отложения содержат относительно много глинистого материала, интенсивность инфильтрации в общем меньше  $1 \text{ л/сек.км}^2$ . Средние условия инфильтрации свойственны южно-восточному плато и равнинам (район  $I_2$ ). 49% от суммарной инфильтрации приходится на округ силлауйско-ордовикского плато и 34% - дзвенского плато, которые вместе составляют примерно 60% от территории сухи.

Около 3% остальной части общей инфильтрации падает на округ озерных низин и впадин, 8% - на округ приморских низин и примерно 6% - на морские острова.

Другим важным положительным элементом внешнего баланса является приток с поверхностных водоемов в водонасыщенные слои ( $q_{i,5}$ ). Он возникает вследствие интенсивной откачки подземных вод из гидравлически связанных с поверхностными водоемами водоносных горизонтов.

От суммарного значения  $q_{i,5}$  большую долю составляет приток поверхностных вод в скважины шахты и разрез района  $П_4$ , который в многоводном 1977 году составил по нашим расчетам в среднем  $6,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Эта величина, как возможная максимальная, учтена и в матрице геофильтрационного баланса (табл. 3). Средний многолетний приток поверхностных вод в горные выработки, близок  $4 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а в сухие годы составляет около  $2 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

В Эстонии некоторые водозаборы (Тарту, Пярну, Вазавере) и многие буровые колодцы заложены вблизи рек. В таких местах интенсивно эксплуатируемые водоносные горизонты проникает суммарно не менее  $0,3 - 0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$  речной воды. В отложениях шельфа в У1 округе просачивается около  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  соленой морской воды, которая постепенно замещает там откачиваемые пресные воды. Суммарная величина всех видов притока из поверхностных водоемов в водоносные горизонты составляет около  $7,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

В водонасыщенную толщу Эстонии с территории Латвийской ССР вода проникает по кембрийским и вендским слоям. Расход ее все же незначительный - менее  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Все упомянутые положительные элементы внешнего баланса составляют вместе  $109,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Им должна равняться сумма отрицательных элементов внешнего баланса.

Основным отрицательным элементом внешнего баланса является разгрузка подземных вод в речную сеть, включая и озера, как путем непосредственного просачивания ( $q_{i,6}$ ), так и через родники ( $q_{i,7}$ ). Ее суммарная величина достигает  $88,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Интенсивность подземного стока в гидрографическую сеть по площади очень изменчива (Валлер, 1976). Сравнительно высокие ее значения, составляющие  $5 - 10 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$  и более, наблюдаются по краям сильно закарстованных возвышенностей на силурийско-ордовикском плато (район  $\Pi_2$ ). Довольно высокая интенсивность разгрузки подземных вод свойственна и перифериям южно-эстонских возвышенностей, где распространяются глубокие речные долины, обладающие сильным дренирующим влиянием. Ввиду развития относительно слабводопроницаемых отложений и мало-расчлененного рельефа, уменьшенным подземным питанием отличается Низинная Эстония. Около 35% от общего стока подземных вод в реки приходится на I округ, 48% - на II округ и только 17% - на Низинную Эстонию. Сток подземных вод через родники ( $q_{i,7}$ ) составляет 7% от суммарной их разгрузки в гидрографической сети суши.

Если считать, что общий поверхностный сток по Эстонской ССР равен  $375 \text{ м}^3/\text{сек}$  (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1972), то суммарное подземное питание гидрографической сети суши составляет от него в среднем 24%. По отдельным водосборам это отношение под влиянием гидрогеологических условий сильно меняется. Так, например, в районе  $\Pi_2$  оно достигает 80%, а в IV и V округах убывает до 10% и менее.

Существенным отрицательным элементом внешнего геофильтрационного баланса является отбор подземной воды ( $\sigma_{i,8}$ ), который по данным А. П. Вийганд составил в 1977 году  $12,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , причем на откачку питьевой-бытовой и промышленной воды приходилось  $4,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а на шахтный водоотлив -  $7,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Таким образом, количество непосредственно используемой подземной воды составляет в настоящее время только около 5% от суммарной инфильтрации.

В связи с отбором подземной воды уменьшается подземный сток в реки, а также в область шельфа. Связанный с ним ущерб речному стоку можно оценить равным  $5 - 6 \text{ м}^3/\text{сек}$ . В дальнейшем



как отбор подземных вод, так и ущерб речному стоку, имеют тенденцию к росту.

Из отложений шельфа непосредственно в Балтийское море просачивается  $8,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды ( $q_{i,9}$ ) или около 8% от всей инфильтрации по территории Эстонии. Подавляющее большинство ее разгружается в море недалеко от береговой линии.

В качестве последнего отрицательного элемента внешнего баланса отметим боковой отток через южную границу Эстонской ССР по подзоне быстрого стока в Латвийскую ССР, составляющий  $0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Сток подземных вод в восточном и юго-восточном направлениях в РСФСР не достигает  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Поскольку и приток через эти административные границы незначительный, то можно заключить, что в отношении формирования геофильтрационного баланса Эстонская ССР практически не зависит от смежных территорий. Кроме структурно-гидрогеологических предположений (Верте, 1965), это обосновывает выделение Эстонской ССР как самостоятельного артезианского бассейна второго порядка в составе Прибалтийского — первого порядка.

К внутренним элементам геофильтрационного баланса относятся притоки сверху, сбоку и снизу, а также соответствующие стоки. Под притоком сверху ( $q_{i,2'}$ ) нами подразумевается только просачивание в рассматриваемую балансовую единицу другой, залегающей над ней балансовой единицы. Инфильтрация и приток поверхностных вод в состав величины ( $q_{i,2}$ ) не включены.

Основную часть от притока сверху составляет подпитание подзоны умеренного стока из подзоны быстрого стока в области Возвышенной Эстонии, достигающее суммарно  $3,9 \text{ м}^3/\text{сек}$ . В зону затрудненного водообмена сверху притекает воды лишь  $0,6 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Суммарный приток сверху между выделенными балансовыми единицами равен  $5,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  или около 5% от всей инфильтрации.

Гораздо большее значение во внутреннем балансе системы имеет приток сбоку ( $q_{i,3}$ ), который суммарно достигает  $27,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Он является единственным источником питания области шельфа, куда за счет него поступает  $8,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды. При формировании водных ресурсов III и IV округов на боковой приток приходится около 38%. В Возвышенной Эстонии путем бокового притока образуется примерно 42% вод подзоны <sup>a</sup> района П<sub>2</sub>.

Приток снизу ( $q_{i,4}$ ) является количественным показателем подпитания балансовых единиц за счет восходящих фильтрационных потоков, которые представляют собой типичные элементы внутреннего баланса, так как восходящее движение воды в нашем случае может существовать только при наличии нисходящей фильтрации на смежных участках. Среди выделенных балансовых единиц основная доля подпитания снизу приходится на подзону быстрого стока как в районе  $I_2$ , так и округах III и IV. Сумма всех притоков снизу составляет  $2,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Сток вверх ( $q_{i,10}$ ) численно равен притоку снизу ( $q_{i,4}$ ). Он состоит главным образом из восходящих с подзоны умеренного стока фильтрационных потоков.

Сток сбоку ( $q_{i,11}$ ), кроме внутренних балансовых элементов, составляющих вместе  $27,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ , включает в себя еще в качестве элемента внешнего баланса уже отмеченный выше отток через линию границу Эстонской ССР. Основная часть от бокового стока закономерно приходится на Возвышенную Эстонию, откуда подземная вода латерально поступает в Низинную Эстонию. С суши территории Эстонии в область шельфа боковым стоком воды уходит  $8,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ . В виде исключения, под влиянием техногенных факторов, из IV округа области шельфа в отложения предглинтовой низменности воды стекает  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Сток вниз ( $q_{i,12}$ ) представляет собой главный источник пополнения водных ресурсов глубоких слоев. За счет него формируются латеральные и восходящие ветви геофильтрации погруженных частей водонесущей толщи. Естественно, что он численно равен притоку сверху ( $q_{i,2}$ ). Около 77% стока вниз приходится на подзону быстрого стока в Возвышенной Эстонии.

Сумма положительных элементов внутреннего баланса составляет  $34,6 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а отрицательных —  $35,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Это показывает, что в рассматриваемой балансовой системе около  $1/3$  воды, поступающей в нее извне, перед окончательным стоком из системы циркулирует между балансовыми единицами.

Нами составлен также геофильтрационный баланс водонесущей толщи Эстонии без деления в плане геогидродинамических зон, подзон и области шельфа в целом (табл. 4). Это дает более обобщенное представление о связи вертикальной геогидро-



Таблица 4

Матрица геофильтрационного баланса по геогидродинамическим подзонам, зонам и шельфу

Балансовая единица	Элементы баланса в обозначениях формул (I), м <sup>3</sup> /сек													
	Приток						Сток							
	$q_{i,1}$	$q_{i,2}$	$q_{i,3}$	$q_{i,4}$	$q_{i,5}$	Всего	$q_{i,6}$	$q_{i,7}$	$q_{i,8}$	$q_{i,9}$	$q_{i,10}$	$q_{i,11}$	$q_{i,12}$	Всего
Подзона а	101,4	0	0,2	2,1	7,1	110,7	82,2	6,0	10,2	0	0	7,8	4,5	110,7
Подзона б	0	4,5	0,8	<0,1	<0,1	5,3	0	0	1,5	0	2,1	1,1	0,6	5,3
Зона интенсивного водообмена	101,4	4,5	1,0	2,1	7,0	116,0	82,2	6,0	11,7	0	2,1	8,9	5,1	116,0
Подзона $\bar{a}$	0	0,6	0,2	<0,1	0	0,8	0	0	0,8	0	<0,1	<0,1	<0,1	0,8
Подзона $\bar{b}$	0	<0,1	<0,1	0	0	<0,1	0	0	<0,1	0	<0,1	<0,1	0	<0,1
Зона затрудненного водообмена	0	0,6	0,2	<0,1	0	0,8	0	0	0,8	0	<0,1	<0,1	<0,1	0,8
Шельф	0	0	8,0	0	0,8	8,8	0	0	0	8,0	0	0,8	0	8,8
Итого по зонам, подзонам и шельфу	101,4	5,1	9,2	2,1	7,8	125,6	82,2	6,0	12,5	8,0	2,1	9,7	5,1	125,6

динамической зональности с условиями циркуляции подземных вод.

Табл. 4 показывает, что внешние балансовые элементы такой системы приурочены главным образом к подзоне быстрого стока. В нее поступает вся инфильтрация и 89% от притока воды из поверхностных водоемов, а стекает вся вода, разгрузившаяся в гидрографической сети суши. Причем на подзону приходится и 82% от суммарного водоотбора.

Так как в данном случае подзона быстрого стока в горизонтальном направлении на балансовые единицы не расчленяется, то боковые внутренние притоки в ней в учет не принимаются. Внутренним отрицательным балансовым элементом системы является сток сбоку в область шельфа, равный  $7,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Другой отрицательный внутренний балансовый элемент — сток вниз ( $q_{i,12}$ ) составляет 4% от общего поступления воды в подзону быстрого стока извне балансовой системы ( $q_{i,1} + q_{i,5}$ ). Снизу подзона подпитывается восходящими фильтрационными потоками ( $q_{i,4}$ ), суммарный расход которых достигает  $2,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  или 2% от суммы  $q_{i,1} + q_{i,5}$ .

Подзона умеренного стока *b* имеет практически только два источника питания. Ими являются приток сверху ( $q_{i,12}$ ) из подзоны быстрого стока и приток сбоку ( $q_{i,3}$ ) из VI округа области шельфа в районе предглинтовой низины (IV<sub>1</sub>). Вместе они составляют  $5,3 \text{ м}^3/\text{сек}$  или около 5% от всех поступлений воды в подзону быстрого стока. Из подзоны *b* в область шельфа в Западной Эстонии воды стекает  $0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а в подзону замедленного стока в Северной Эстонии боковыми и нисходящими стоками поступает соответственно  $0,2$  и  $0,6 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Расход восходящего потока, подпитывающего подзону быстрого стока, равен  $2,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Из подзоны умеренного стока откачивается 28% от поступающей в нее воды.

Геофильтрация в зоне затрудненного водообмена связана главным образом лишь с ее подзоной замедленного стока *a*. Из подзоны умеренного стока в нее сверху притекает воды  $0,6 \text{ м}^3/\text{сек}$  и сбоку —  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Весь этот приток практически расходуется на водоотбор. Сток вниз, в подстилающую подзону медленного стока и сбоку, в область шельфа, составляют суммарно меньше  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Если подзона *a* находилась бы в природных усло-



виях, то приток и вместе с ним сток с подзоны  $\bar{a}$  не превышали бы  $0,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Еще меньшей интенсивностью геофильтрации отличается самая нижняя единица вертикального геогидродинамического расчленения — подзона медленного стока зоны затрудненного водообмена. Все ее балансовые статьи вместе не достигают  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Приток в область шельфа, которая нами вертикально пока не расчленяется, составляет суммарно  $8,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ , причем из моря в нее подсасывается  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды. Из отложений шельфа непосредственно в море воды разгружается  $8,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а на пополнение ресурсов интенсивно эксплуатируемого кембро-вендского водоносного комплекса в Северной Эстонии идет  $0,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Сравнивая геофильтрационные показатели отдельных геогидродинамических подзон, выясняется, что расход потока подземных вод в каждой из них убывает сверху вниз в среднем на один порядок величины. Так, например, расход воды в подзоне быстрого стока характеризуется величиной  $10^2 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а расход в четвертой сверху подзоне медленного стока уже снижен до порядка  $10^{-1} \text{ м}^3/\text{сек}$ . Это снова подтверждает, что выделенные подзоны не являются теоретической абстракцией, а представляют собой реально существующие единицы водовмещающей толщи, находящиеся в весьма различных геогидродинамических условиях.

До сих пор нами изучалась структура геофильтрационного баланса по балансовым единицам (табл. 2), причем одно и то же гидростратиграфическое подразделение (табл. I) могло быть разобщено между различными балансовыми участками. Например, ордовикско-кембрийский водоносный горизонт на предглинтовой низине (район IV<sub>1</sub>) относился к подзоне умеренного стока, но на юге Эстонии (район I<sub>2</sub>) — уже к подзоне медленного стока. Рассмотрим теперь геофильтрационный баланс по основным гидростратиграфическим подразделениям Эстонии, без расчленения их в горизонтальном направлении.

Как было уже отмечено, основанием наших балансовых расчетов являлись вычисления расходов фильтрационных потоков по формуле Дарси отдельно по всем главным водоносным горизонтам и комплексам в пределах каждого геогидродинамического района. Наиболее трудной проблемой при таких расчетах оказалось вы-

деление из общего подземного питания рек той части стока, которая формируется только в четвертичных отложениях, без проникновения в коренные слои. Это обуславливалось изменчивостью литологического и гранулометрического составов, а также относительной невыдержанностью мощности четвертичных отложений, что сильно осложняло установление их осредненных расчетных параметров.

Во избежание грубых ошибок сток воды с четвертичных отложений определялся двумя независимыми способами. Одним из них был уже упомянутый расчет по формуле Дарси, причем четвертичные отложения расчленялись по их основным генетическим типам на характерные участки и блоки, в пределах которых фильтрационные параметры задавались на основании обобщенных литературных и фондовых данных. Результаты этих определений обобщались на всю территорию.

Другой способ оценки стока с четвертичных отложений заключался в выделении отрезков гидрографической сети, в подземном питании которых доля вод коренных слоев незначительна. Это были в основном мелкие притоки рек и осушительные каналы, протекающие по равнинным участкам рельефа, покрытым плащом четвертичных отложений мощностью не менее 2-3 метров. Приведенные к средним многолетним значениям модули стока подземных вод с выделенных таким образом частных водосборов рассматривались как характеристики стока с определенных генетических типов четвертичных отложений. Они употреблялись для установления стока вод в гидрографическую сеть с четвертичных отложений и других участков территории, пропорционально наблюдаемым там значениям градиентов гидравлического напора.

Кроме того, по некоторым характерным участкам на девонском и силурийско-ордовикском плато, а также на Западно-Эстонской низине нами производились фильтрационные расчеты по конечноразностным формулам, приведенным в работе Р. Г. Джамова (1973). Они позволяют определить фильтрационный поток сверху в коренные слои, а также восходящий с них сток, причем в исходные данные вычисления параметры водопроницаемости самих четвертичных отложений не входят. Отняв из найденного нами суммарного подземного питания рек (Валлнер, 1976),



Матрица геофильтрационного баланса по основным гидростратиграфическим единицам

Водоносный горизонт или комплекс	Элементы баланса в обозначениях формулы (I), м <sup>3</sup> /сек													
	Приток						Сток							
	$q_{i,1}$	$q_{i,2}$	$q_{i,3}$	$q_{i,4}$	$q_{i,5}$	Всего	$q_{i,6}$	$q_{i,7}$	$q_{i,8}$	$q_{i,9}$	$q_{i,10}$	$q_{i,11}$	$q_{i,12}$	Всего
Q	101,4	0	<0,1	47,4	0,1	148,9	82,2	0,5	0,6	3,7	0	0,3	61,6	148,9
D <sub>3ар</sub>	0	1,0*	0	<0,1	0	1,0	<0,1	0,1	<0,1	0	0,5*	<0,1	0,4	1,0
D <sub>3бв</sub> -D <sub>2тр</sub>	0	10,1*+0,4	<0,1	1,9	<0,1	12,4	<0,1	0,2	0,4	<0,2	9,3*	0,2	2,1	12,4
D <sub>2др</sub> -S	0	3,0*+2,1	<0,1	0,1	0,1	5,3	<0,1	<0,1	0,4	0,5	2,3*+1,9	<0,1	0,2	5,3
S-0	0	47,1*+0,2	<0,1	0,8	6,8	54,9	<0,1	5,2	9,0	3,5	35,1*+0,1	<0,1	2,0	54,9
0-См	0	0,2*+2,0	<0,1	<0,1	<0,1	2,2	<0,1	<0,1	0,5	0,1	0,2*+0,8	<0,1	0,6	2,2
См-V	0	0,2*+0,6	<0,1	0,1	0,8	1,6	0	0	1,6	0	<0,1	<0,1	0	1,6
Итого	101,4	61,6*+5,3	0,1	2,8	7,8	226,3	82,2	6,0	12,5	8,0	47,4*+2,8	0,5	66,9	226,3

\* Приток или сток через четвертичные отложения.

установлений по формулам Р. Г. Джималова (фильтрационный расход по коренным породам, мы получили искомую величину стока воды с четвертичных отложений в гидрографическую сеть.

Итоги всех описанных методов расчета сверены между собой и откорректированы таким образом, чтобы они удовлетворяли систему балансовых уравнений как по отдельным балансовым участкам, так и по водовмещающей толще в целом. В результате составлен геофильтрационный баланс основных гидростратиграфических подразделений по территории Эстонии, включая и акваторию крупных озер (табл. 5). По шельфу геофильтрационный баланс водонесных горизонтов и комплексов пока не выведен, ввиду отсутствия достаточно достоверных расчетных данных.

Приведенные в табл. 5 данные получены на основании положения, согласно которому в природных условиях вода может проникнуть в коренные породы Эстонии практически только через четвертичные отложения. Таким же образом происходит сток ее с коренной толщей, за исключением родниковой разгрузки и водоотбора.

Действительно, все коренные породы на территории Эстонии покрыты слоем четвертичных отложений. Даже на тех по площади небольших участках Северной и Западной Эстонии, которые выделяются как альвары, с поверхности залегает все же маломощный почвенно-растительный слой, состоящий из четвертичных образований. Дерном покрыто и дно большинства карстовых воронок, где поглощается поверхностный сток многоводного периода. Отсюда следует, что вся инфильтрующая вода атмосферных осадков перед проникновением в коренные породы должна сначала проникать слой четвертичных отложений, хотя он в некоторых случаях является весьма маломощным.

Русло эстонских рек также почти всегда проходит по четвертичным отложениям. Только на ограниченных участках русел рек Северной Эстонии непосредственно выходят коренные породы, а в Южной Эстонии местами один берег русла реки представляет собой крутой уступ коренных пород, обычно обсыпанный у подножья эльвием. Если еще учесть, что большая доля вод коренных пород при разгрузке не направляется прямо к современному руслу рек, а подпитывает снизу пойменные отложения речной долины, то ста-



новится очевидным, что воды коренной толщи действительно могут разгружаться в реки в основном через четвертичные отложения.

Таким образом, вся инфильтрирующая вода сначала поступает в четвертичные отложения. К естественной инфильтрации прибавляется еще незначительное количество воды, проникающее в четвертичные отложения из рек под влиянием техногенных факторов ( $q_{i,5}$ ). Оба упомянутых вида притока составляют вместе 101,5 м<sup>3</sup>/сек. Из коренных пород в аллювиальные отложения снизу воды притекает 47,4 м<sup>3</sup>/сек ( $q_{i,4}$ ). Этот вид притока приурочен в основном к четвертичным отложениям речных долин силурийско-ордовикского плато, в которых разгружаются сформированные на закарстованных возвышенностях напорные воды. Если инфильтрация и приток с поверхностных водоемов в четвертичные отложения представляют собой в данном случае внешние элементы баланса, то приток снизу является типичным внутренним балансовым элементом.

С самих четвертичных отложений в реки просачивается 34,8 м<sup>3</sup>/сек воды, которая в коренные породы не проникает. Через четвертичные отложения разгружаются в реки и воды коренных пород, суммарный расход которых равен упомянутому притоку снизу или 47,4 м<sup>3</sup>/сек. Следовательно, общее просачивание воды через четвертичные отложения в реки ( $q_{i,6}$ ) составляет 82,2 м<sup>3</sup>/сек. Родниковый сток воды четвертичных отложений в реки ( $q_{i,7}$ ) равен 0,5 м<sup>3</sup>/сек, а водоотбор ( $q_{i,8}$ ) — 0,6 м<sup>3</sup>/сек. С четвертичных отложений в отложения шельфа воды стекает 3,7 м<sup>3</sup>/сек, однако поскольку в данном случае шельф отдельно в балансовую систему не включен, то этот компонент геофильтрации в табл. 5 обозначен как сток в море ( $q_{i,9}$ ). Через южную границу Эстонской ССР воды уходит по четвертичной толще около 0,3 м<sup>3</sup>/сек ( $q_{i,11}$ ). Расход фильтрационного потока, идущего вниз в коренные породы ( $q_{i,12}$ ), составляет суммарно 61,6 м<sup>3</sup>/сек. Таким образом, от всей воды, поступающей в водонасыщающую толщу Эстонии путем инфильтрации, около 1/3 стекает в реки прямо с четвертичных отложений, а остальная часть просачивается в коренные слои, подпитывая различные более глубокие ветви геофильтрации.

Проникающая сверху в коренные породы вода распределяется между водоносными комплексами непропорционально площади выхода последних под четвертичные отложения, что объясняется различиями как в водопроницаемости коренных пород, так и мощности четвертичного покрова.

Стратиграфически наиболее высокое положение занимает саргаевский водоносный комплекс в Юго-Восточной Эстонии, сложенный карбонатными породами верхнего девона. Он получает с четвертичных отложений Хааньяской возвышенности  $1,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды или со средней интенсивностью около  $1,3 \text{ м}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Этот фильтрационный приток превращается в восходящие и латеральные потоки, разгружающиеся в реках с суммарным расходом, равным  $0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а остальная часть от него идет вниз в подстилающий швантойско-тартуский водоносный комплекс.

В слагающий песчаниками среднего девона швантойско-тартуский водоносный комплекс сверху с четвертичных отложений воды проникает  $10,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  ( $q_{i,2}$ ) или в среднем  $0,7-0,8 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . Кроме того в него поступает сверху вода с саргаевского водоносного комплекса. В наиболее глубоких речных долинах девонского плато, а также в Низинной Эстонии швантойско-тартуский водоносный комплекс подпитывается снизу восходящими из пярнуско-силурийского водоносного комплекса фильтрационными потоками ( $q_{i,4}$ ), суммарный расход которых составляет  $1,9 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Все притоки в швантойско-тартуский водоносный комплекс вместе достигают  $12,4 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Из них 75% расходуется на восходящие и латеральные стоки, разгружающиеся через четвертичные отложения в реки ( $q_{i,6}$ ). Родниковый сток ( $q_{i,7}$ ), водоотбор ( $q_{i,8}$ ) и сток в отложения шельфа ( $q_{i,9}$ ) составляют около 2% от суммарного стока каждый. В качестве внешнего балансового элемента системы в Латвийскую ССР воды уходит  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$  ( $q_{i,11}$ ). Суммарный расход потока, идущего вниз ( $q_{i,12}$ ), равен  $2,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  или 17% от всего стока.

Пярнуско-силурийский водоносный комплекс питается в пределах своего выхода нисходящим из четвертичных отложений фильтрационным потоком, общий расход которого составляет  $3,0 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $1,1 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ , а также путем перетекания воды



сверху из швантойско-тартуского водоносного комплекса интенсивностью  $0,1-0,2$  л/(сек·км<sup>2</sup>). Все притоки вместе равны  $5,3$  м<sup>3</sup>/сек. Из них 43% расходуется на сток в реки через четвертичные отложения на выходе водоносного комплекса, 36% уходит восходящим потоком в залегающий швантойско-тартуский водоносный комплекс, 8% откачивается, 9% разгружается в отложения шельфа и 4% идет вниз на перетекание через ордовикские относительно водоупорные слои в ордовикско-кембрийский водоносный комплекс. Водообмен в боковом направлении со смежными с Эстонской ССР территориями составляет менее  $0,1$  м<sup>3</sup>/сек.

Около 76% от суммарной нисходящей из четвертичных отложений в коренные слои фильтрации получает силурийско-ордовикский водоносный комплекс, выход которого охватывает только 60% от всей территории Эстонии. Средняя интенсивность питания силурийско-ордовикского комплекса сверху на его выходе составляет  $1,8$  л/(сек·км<sup>2</sup>), однако по площади эта величина колеблется в широких пределах: от  $0,2-0,3$  л/(сек·км<sup>2</sup>) в Западной Эстонии до  $8-9$  л/(сек·км<sup>2</sup>) - на закарстованных возвышенностях Средней Эстонии. В пределах девонского плато в ордовикские слои сверху из пярнуско-силурийского комплекса воды проникает только  $0,2$  м<sup>3</sup>/сек или в среднем  $0,02$  л/(сек·км<sup>2</sup>). Из рек в силурийско-ордовикский комплекс воды подсасывается  $6,8$  м<sup>3</sup>/сек или 8% от всего притока в него, однако большинство из этого приходится на водопристок и сланцевые шахты. В Низинной Эстонии в силурийские и ордовикские слои проникают снизу восходящие из ордовикско-кембрийского водоносного горизонта фильтрационные потоки, общий расход которых составляет  $0,8$  м<sup>3</sup>/сек или в среднем  $0,1$  л/(сек·км<sup>2</sup>).

От суммарного стока воды из силурийско-ордовикского комплекса, составляющего  $54,9$  м<sup>3</sup>/сек, 64% идет через четвертичные отложения в реки. К ним прибавляется еще разгрузка через родники равная  $5,2$  м<sup>3</sup>/сек. Таким образом, в силурийских и ордовикских слоях от общего подземного питания эстонских рек формируется  $40,3$  м<sup>3</sup>/сек, т. е. около половины.

Одкачка питьевой-хозяйственной и промышленной воды из силурийско-ордовикского комплекса составляет  $1,3$  м<sup>3</sup>/сек, а шахтный водоотлив -  $7,1$  м<sup>3</sup>/сек. Таким образом, на водоотбор от об-

шего стока приходится примерно 16%. В отложения шельфа воды стекает  $3,5 \text{ м}^3/\text{сек}$  или 6%, а вниз идет 3% от суммарного стока.

Главным источником питания ордовикско-кембрийского водоносного горизонта является приток сверху из ордовикских слоев, составляющий  $2 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Интенсивность этого притока на силурійско-ордовикском плато равна в среднем  $0,12 \text{ л}/(\text{сек}\cdot\text{км}^2)$ , а на девонском — только  $0,17 \text{ л}/(\text{сек}\cdot\text{км}^2)$ . В пределах своего выхода на предглинтовой низине ордовикско-кембрийский водоносный горизонт получает еще  $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды непосредственно из четвертичных отложений. Около 36% от суммарного стока идет на восходящие потоки, сосредоточенные в Низинной Эстонии. 27% расходуется на нисходящую в кембро-вендский водоносный комплекс фильтрацию, а 23% приходится на водоотбор. Остальная часть разгружается в отложения шельфа или на выходе горизонта через четвертичный покров в реках. Следует отметить, что фильтрационный режим ордовикско-кембрийского водоносного горизонта уже длительное время подвергается сильному влиянию интенсивной откачки воды из кембро-вендского водоносного комплекса. В природных условиях сток из ордовикско-кембрийского водоносного горизонта вниз был бы на  $0,3 - 0,4 \text{ м}^3/\text{сек}$  меньше. Соответственно уменьшился бы и приток в него сверху.

Кембро-вендский комплекс питается в настоящее время как сверху ( $q_{i,2}$ ) — из ордовикско-кембрийского водоносного горизонта, из четвертичных отложений предглинтовой низины, так и сбоку ( $q_{i,3}$ ) — из отложений шельфа. Весь этот приток расходуется на водоотбор. В природных условиях в кембро-вендский водоносный комплекс сверху из кембро-вендского водоносного горизонта притекало бы  $0,2 - 0,3 \text{ м}^3/\text{сек}$  воды и почти вся она разгружалась бы в отложения шельфа.

Можно убедиться, что и при расчленении водовмещающей толщи Эстонии на балансовые единицы по ее основным гидростратиграфическим подразделениям суммы внешних балансовых элементов, а следовательно, и их взаимные отношения остаются неизменными. Однако сильно изменяется структура внутреннего баланса. Почти на нет сводится боковой сток и приток, так как водоносные комплексы ввиду моноклинального залегания слоев коренных пород контактируют практически только в вертикальном направлении.



По сравнению с предыдущим (табл. 3, 4), значительно приращаются суммы вертикальных компонентов геофильтрации за счет учета водообмена между четвертичными отложениями и слоями коренных пород. При этом перетекание между основными гидростратиграфическими единицами почти не отличается от перетекания между геогидродинамическими подзонами, поскольку границы их в большой мере совмещаются. Таким образом, разность в суммах по внутренним балансовым элементам таблиц 3, 4 и 5 является вполне естественной, ибо она отражает изменения балансовых связей в зависимости от способа расчленения водовмещающей толщи на балансовые единицы.

Структура геофильтрационного баланса по сути определяется распределением скорости движения воды в земной коре, которое, в свою очередь, является функцией геоструктурных, геоморфологических и климатических факторов. Поэтому приведенные выше данные по скорости фильтрации логически согласуются с геогидродинамической зональностью водовмещающей толщи.

Наибольшие скорости движения подземной воды, а вместе с тем и наибольшая их изменчивость, свойственны зоне быстрого стока. В ее пределах, в трещинах закарстованных карбонатных коренных пород скорость движения воды во время снеготаяния или затяжных осенних дождей местами достигает величины порядка  $10^5$  м/год, т. е. приближается к скорости движения поверхностных вод. С другой стороны, к подзоне быстрого стока относятся и залежи суглинков, торфа и др. слабОВОДПРОНИЦАЕМЫХ отложений, характеризующихся значениями коэффициента фильтрации, равными  $10^{-2}$ — $1$  м/сут. В таких слоях скорость движения воды  $v$  в латеральном направлении обычно не превышает  $10^{-5}$ — $10^{-3}$  м/сут.

В среднем же подзоне быстрого стока характерны скорости латеральной фильтрации  $v$  составляющие от  $1$  до  $10$  м/год. Соответствующие действительные скорости  $\bar{v}$  колеблются, в зависимости от пористости или скважности водовмещающих пород, в пределах  $5$ — $250$  м/год. Средние скорости вертикальной фильтрации значительно меньше латеральных. В связи с этим припомним, что средняя интенсивность инфильтрации по Эстонии, равная  $2,36$  л/(сек·км<sup>2</sup>), по существу имеет размерность скорости и может быть выражена в виде  $0,075$  м/год. Как известно, в Низинной Эс-

тонии она местами уменьшается до 0,03 м/год, а на закарстованных возвышенностях силурийско-ордовикского плато возрастает до 0,25 - 0,3 м/год.

В подзоне умеренного стока фиктивная скорость  $v$  движения воды находится преимущественно в пределах от 0,1 до 1 м/год. Повышенные значения ее наблюдаются в окрестностях глубоких речных долин Южной Эстонии и вблизи Северо-Эстонского глинта, где происходит концентрированная разгрузка вод подзоны умеренного стока. Значительная часть подзоны умеренного стока слагается песчаниками, пористость которых обычно изменяется в сравнительно узких пределах - от 0,2 до 0,3. Поэтому действительная скорость движения воды  $\bar{v}$  в подзоне умеренного стока в латеральном направлении составляет в большинстве случаев 0,3 - 5 м/год.

Скорость фильтрации  $\sigma$  в латеральном направлении в подзоне замедленного стока характеризуется преимущественно значениями 0,05 - 0,5 м/год. Латеральная скорость  $v$  в подзоне медленного стока, по-видимому, близка к 0,01 м/год. Таким образом, латеральные скорости фильтрации, как и расходы воды, убывают сверху вниз в среднем на один порядок величины в каждой подзоне.

Резко отличается от латеральных скоростей фильтрации скорость движения воды в разделительных слоях в вертикальном направлении. Так, например, через лонтоваскую свиту кембрия сверху в вендские песчаники на силурийско-ордовикском плато в природных условиях воды просачивается не больше 0,2 м<sup>3</sup>/сек. Поскольку площадь питания водоносного комплекса в данном случае составляет 17 000 км<sup>2</sup>, то скорость  $v$  движения воды в вертикальном направлении в лонтоваской свите оказывается равной 0,0004 м/год или почти в 300 раз меньше, чем минимальная средняя латеральная скорость воды в подзоне умеренного стока. Примерно такие же соотношения вертикальных и латеральных скоростей фильтрации свойственны в коренных породах и другим сочетаниям водоносных и разделительных слоев.

Средним скоростям фильтрации соответствуют и темпы водообмена. Длительность однократного водообмена по подзоне быстрого стока колеблется в широких пределах. По отдельным ветвям



местного стока она не превышает нескольких недель, однако в среднем составляет 50 - 250 лет. Однократный водообмен в подзоне умеренного стока завершается в среднем на протяжении 1000 - 3000 лет. В подзоне замедленного стока для однократного водообмена требуется уже более чем 10 000 лет, а в подзоне медленного стока - по-видимому, до 100 000 лет.

Вышеприведенные скорости фильтрации и темпы водообмена объясняют и многие региональные геохимические закономерности. Так, например, в подзоне быстрого стока, где время однократного водообмена в среднем не превышает несколько сот лет, распространяются пресные гидрокарбонатные, преимущественно магниево-кальциевые воды, сформированные за счет инфильтрации. Среди них исключением являются сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные воды повышенной минерализации морского побережья, образованные под влиянием нагонов современного моря и диффузией его солей.

Подзоне умеренного стока в пределах силурийско-ордовикского плато свойственны пресные гидрокарбонатные воды. На протяжении современной геологической эпохи в этой части подзоны произошло, по-видимому, не менее двух циклов полного водообмена. Они совершились благодаря притоку сверху опресненных вод из подзоны быстрого стока.

На девонском плато в подзоне умеренного стока на пределах возвышенностей размещаются также пресные гидрокарбонатные воды, сформированные путем перетекания сверху маломинерализованной воды из залегающей подзоны быстрого стока в течение последних 8000 - 9000 лет. Такого притока сверху на пониженных участках вокруг возвышенностей не существовало и поэтому в подзоне умеренного стока до сих пор содержится солоноватая вода. Опресненная на возвышенностях на протяжении современной геологической эпохи вода сюда еще не успела проникнуть.

Зато морские острова освободились от Литоринового моря только 3000 - 4000 лет назад. На протяжении такого сравнительно короткого в геологическом масштабе времени воды подзоны умеренного стока могли на островах опресниться лишь частично несмотря на то, что в сходных гидродинамических ус-

ловиях скорость фильтрации как на островах, так и на силурийско-ордовикском плато примерно одинаковая.

Скорость однократного водообмена в зоне затрудненного водообмена по нашим расчетам в общем превышает 10 000 лет. Стало быть, на гидрохимическом облике этой зоны должно отразиться сильное влияние прошедших геологических эпох. Одним из его выражений является, по-видимому, относительно малая минерализованность воды в воронковской свите венда в Северной Эстонии. Судя по фильтрационным свойствам залегающей водупорной лонтоваской свиты, вода в воронковских слоях могла опресниться только в дочетвертичное время.

Наконец, рассмотрим еще проблемы практического использования подземных вод Эстонской ССР, тесно связанные со структурой ее геофильтрационного баланса. В настоящее время общий расход хозяйственно-питьевой воды по Эстонской ССР составляет около  $7 \text{ м}^3/\text{сек}$ , примерно 70%<sup>‡</sup> которого приходится на подземные воды. Суммарная потребность в хозяйственно-питьевой воде на 2000 год оценивается равной  $18,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

На основании таких показателей как величина общей инфильтрации, а также геологические (емкостные) запасы подземных вод, которые по нашему ориентировочному подсчету составляют 1500 - 2000 км<sup>3</sup>, можно прийти к выводу, что Эстонская ССР в целом имеет относительно обильный резерв подземных вод, способный удовлетворить запросы народного хозяйства еще на протяжении весьма длительного времени. Такое представление углубляется еще данными по сравнительной обеспеченности ресурсами подземных вод отдельных густонаселенных частей Советского Союза (Зекцер, 1968; Подземный сток на территории СССР, 1966).

Тем не менее, оптимальный вариант водоснабжения Эстонской ССР в каждом конкретном случае необходимо отдельно обосновать. Главным лимитирующим фактором при этом, кроме общего стока и условий геофильтрации, является санитарное состояние поверхностных водоемов. Слишком интенсивный отбор подземных вод может обусловить уменьшение речного стока и тем самым недопус-

---

<sup>‡</sup> См. статью В. А. Удама, Л. А. Савицкого и Я. Я. Уэсона в настоящем сборнике.



тимо ухудшить качество поверхностной воды. Поэтому режим отбора подземных вод должен гарантировать еще и сохранение санитарного минимума стока воды в реках.

Исходя из такого требования, потребность в хозяйственно-питьевой воде сельских населенных пунктов и городов Эстонской ССР до 2000 года, по-видимому, не всегда может быть удовлетворена за счет подземных вод (Валлер, 1979б). Затруднения в питьевом водоснабжении могут возникнуть на участках, где закарстованные и трещиноватые карбонатные коренные породы сверху недостаточно защищены четвертичными отложениями и в связи с этим могут легко подвергнуться загрязнению. Особенно опасны в этом отношении водораздельные возвышенности в Северной Эстонии, а также на островах У округа.

Весьма сложным становится достаточное снабжение качественной подземной водой наиболее крупных городов Эстонии — Таллина, Нарвы, Пярну. На их сравнительно незначительной территории к 2000-му году возникает около 1/3 от всей потребности в хозяйственно-питьевой воде по Эстонской ССР, чему явно не соответствует природное территориальное распределение ресурсов подземной воды.

Дефицит в водоснабжении Нарвы и Пярну может быть покрыт за счет стока одноименных относительно крупных рек, однако направить в Таллин требуемое количество поверхностных вод очень затруднительно. Расход минимального стока рек в окрестностях Таллина недостаточный, а условия сооружения вместительных водохранилищ для накопления довольно обильного, но годично и сезонно неравномерного поверхностного стока — неблагоприятны. По мнению многих специалистов, единственным способом полного обеспечения водоснабжения как коммунального хозяйства, так и промышленности Таллина является откачка стока воды из Чудского озера через систему специальных трубопроводов и каналов.\* Часть ее предусматривается расходовать для удовлетворения нужд других населенных пунктов и промышленных объектов Северной Эстонии, баланс водоснабжения которых может оказаться напряженным.

\* См. статью К. Э. Тюрка в настоящем сборнике.

В то же время именно Северная Эстония отличается повышенными ресурсами подземных вод. Их наиболее полное использование имеет в сложившихся условиях, очевидно, важное значение. Подробное рассмотрение этой проблемы не входит в задачи настоящей работы, но все же здесь уместно наметить некоторые перспективы ее решения.

Из табл. 5 видно, что на ордовикско-кембрийский водоносный горизонт и кембро-вендский водоносный комплекс приходится около половины суммарного отбора подземных вод по всей Северной Эстонии. Около 1/5 природного притока в ордовикско-кембрийский водоносный горизонт расходуется на откачку воды, а в кембро-вендском водоносном комплексе она превышает природный приток в него в 5-6 раз. Это наводит на мысль, что при существенном улучшении питания упомянутых слоев, из них, вероятно, можно значительно больше откачать воды.

Для усиленного питания вод кембрийских и вендских песчаников целесообразно соединить их с вышележащим силурийско-ордовикским водоносным комплексом посредством достаточного количества буровых скважин. Благодаря значительной разности напоров, которая в округе П местами достигает 40 - 80 м, вода сама будет стекать из силурийско-ордовикского комплекса в кембрийские и вендские слои. Сообщающиеся скважины должны быть надежно изолированы от грунтовых вод, чтобы предохранить глубокие водоносные горизонты от загрязнения и коагуляции. Таким образом, в сферу влияния водозабора попадают наиболее водообильные отложения Эстонии, а нанесенный этим ущерб речному стоку на общей площади, вероятно, мало заметен.

Особое внимание заслуживает еще опыт шахтного водоотлива в районе П<sub>4</sub>. Как известно, там с глубины 20 - 70 м от земной поверхности даже в сухой период года откачивается подземной воды около 2 м<sup>3</sup>/сек. Исходя из этого, представляется возможным использование междуречных пологих возвышенностей Северной Эстонии в качестве регулирующих емкостей водоснабжения. В сухое время года целесообразно эксплуатировать находящиеся в них грунтовые воды.

Естественно, что это приведет к уменьшению меженного подземного питания рек, но в конечном итоге откачиваемые подзем-



ные воды и речной сток вместе должны превысить природный минимальный поверхностный сток на величину равную суммарной водоотдаче осушаемой части водоносного горизонта. В водообильный период года израсходованные емкостные запасы подземных вод междуречного массива возобновятся за счет соответствующего уменьшения поверхностного стока, используемого без сооружения специальных водохранилищ.

Проблемы оптимальной эксплуатации и охраны подземных вод в конечном счете сводятся к управлению структурой геофильтрационного баланса. Для разработки их рациональных основ необходимо составить гидрогеологическую модель Эстонии. Она представляет собой систему программ для электронной цифровой вычислительной машины, позволяющую определить взаимодействие большого количества региональных гидрогеологических, гидрометеорологических, технико-экономических и др. факторов, принадлежащих к системе программ в виде банка данных. Модель должна предоставлять возможность текущего расчета различных вариантов гидрогеологических задач по мере поступления и уточнения старых данных.

### Заключение

На основании данного исследования можно сделать следующие главные выводы:

Надежность региональных геофильтрационных расчетов, произведенных методами подземной гидравлики, можно существенно повысить составлением системы уравнений баланса подземных вод. В них обязательно должна войти величина подземного стока в реки, относительная надежность которой гарантируется долговременными наблюдениями на гидрологических постах. Для обоснования балансовых уравнений необходимо расчленить водовмещающую толщу на характерные балансовые участки.

Территория Эстонской ССР и шельф Балтийского моря вокруг нее составляют единую самостоятельную геофильтрационную систему, по геогидродинамическим условиям она подразделяется в плане на 3 области, 8 округов и 16 районов. В вертикальном на-

правлении здесь выделяется зона интенсивного водообмена с подзонами быстрого и умеренного стоков и зона затрудненного водообмена с подзонами замедленного и медленного стоков.

В результате горизонтального и вертикального геогидродинамического расчленений в водовмещающей толще Эстонии выделяются 45 естественных балансовых единиц. По каждой из них составлено уравнение фильтрационного баланса, элементами которого являются: инфильтрация, приток снизу, сбоку и с поверхностных водоемов; водоотбор, сток вниз, сбоку, вверх, в поверхностные водоемы, в отложения шельфа и через родники. Всего определены 540 балансовых элементов и проанализировано их пространственное распределение. Баланс подземных вод, изученный с такой детальностью и охватывающий одну союзную республику в целом, составлен в Советском Союзе впервые.

Основные геофильтрационные параметры Эстонии характеризуются следующими округленными средними многолетними значениями. Суммарная инфильтрация равна  $100 \text{ м}^3/\text{сек}$  или в среднем  $2,4 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . В реки подземной воды стекает  $88 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Интенсивность инфильтрации, подземного питания рек на возвышенностях и на их склонах обычно колеблется от  $4 - 9 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ , в сторону низин она убывает до  $0,5 - 1,5 \text{ л}/(\text{сек} \cdot \text{км}^2)$ . На возвышенных участках территории формируются глубокие потоки, за счет которых в низины вокруг озер Виртсъярв и Чудско-Псковского воды стекает  $3 \text{ м}^3/\text{сек}$ , почти столько же просачивается в Западно-Эстонскую и Пярнускую низины, а около  $2 \text{ м}^3/\text{сек}$  поступает в низину перед Северо-Эстонским глинттом. В отложения шельфа проникает  $8 \text{ м}^3/\text{сек}$  подземной воды.

В вертикальном направлении движение подземной воды наиболее интенсивно в подзоне быстрого стока, через которую проходит вся инфильтрация и подземное питание рек. Суммарный расход воды по подзоне умеренного стока составляет только  $5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , — замедленного стока — в природных условиях не превышает  $0,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а медленного стока —  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Из всего количества воды, сформированной за счет инфильтрации, примерно 35% стекает непосредственно в реки по четвертичным отложениям, не проникая в коренные породы. В швантойско-тартуский водоносный комплекс с четвертичных отложений воды



поступает  $10 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а в силурийско-ордовикский водоносный комплекс — около  $47 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Расход суммарной фильтрации по пярнуско-силурийскому водоносному комплексу равен  $5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , по ордовикско-кембрийскому водоносному горизонту —  $2 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Природный расход фильтрации по кембро-вендскому водоносному комплексу не превышает  $0,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Непосредственное использование подземной воды в настоящее время составляет только 5% от суммарной инфильтрации. Тем не менее каждый вариант интенсивного отбора подземной воды требует тщательного обоснования, поскольку это может привести к недопустимому ухудшению санитарного состояния рек.

Наиболее актуальными задачами дальнейшего изучения геофильтрации в Эстонии являются:

- 1) определение поля скоростей фильтрации как для настоящего времени, так и для прошедших геологических эпох;
- 2) количественная увязка параметров геофильтрации с показателями уровня, температурного и химического режимов подземных вод, а также различными гидрометеорологическими характеристиками;
- 3) детализация геогидродинамических условий водовмещающей толщи и прогнозирование влияния их техногенного изменения на подземные и поверхностные воды.

Перечисленные направления дальнейших исследований, которые могут опереться на результаты настоящей работы, позволят глубже раскрыть закономерности формирования подземных вод в связи с процессами тепло-массопереноса и будут способствовать разработке рациональных основ управления водными ресурсами Эстонии.

#### Литература

- Басков Е. А. Гидрохимические критерии гидродинамической зональности артезианских бассейнов. — Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л. 1972, с. 18 — 23.
- Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-

- фашиального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1974, т. 23, № 3, с. 218 - 225.
- Валлиер Л. Расчет естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1973, т. 22, № 3, с. 265 - 273.
- Валлиер Л. К. Методика и результаты расчета подземного питания рек Эстонии. - Труды IV Всесоюзного Гидрологического съезда. Т. 8. Взаимодействие поверхностных и подземных вод. Л., 1976, с. 104 - 114.
- Валлиер Л. К. Влияние интенсивного отбора подземных вод на состояние рек Эстонской ССР. - Материалы VI Всесоюз. симпозиума по соврем. проблемам самоочищения водоемов и регулирования качества воды. III секция, часть I. Таллин, 1979а, с. 61 - 63.
- Валлиер Л. К. Подземный сток в реки как проверочный критерий региональных геофильтрационных расчетов. - Международная ассоциация гидрогеологов. Труды, т. 15, М., 1979б с. 66 - 69.
- Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1972, т. 21, № 3, с. 236 - 244.
- Вахер Р. М., Кууспалу Т. И., Цуура В. А., Эрисалу Э. К. О геологическом положении сульфидных рудопоявлений в районе Ульясте. - В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 33 - 53.
- Верте А. Основные черты гидрогеологического строения и формирования подземных вод Эстонского артезианского бассейна. - Изв. АН ЭССР, Биол., 14, 1965, т. 14, № 4, с. 563 - 586.
- Вингисаар П. Месторождение минеральных вод Вярска. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1975, т. 24, № 4, с. 279 - 286.
- Вингисаар П., Тасса В. Новая минеральная вода месторождения Вярска. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1976, т. 25, № 4, с. 352 - 353.
- Вийганд А. И., Мокрик Р. В., Савицкий Л. А. Предварительная оценка гидродинамических условий вендского водоносного комплекса в пределах южного склона Балтийского щита. -



- Материалы межреспубликанского семинара "Региональные вопросы оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна". Вильнюс, 1975, с. 49-55.
- Всеволожский В. А. Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. М., 1973, 88 с.
- Всеволожский В. А. К теории вертикальной гидродинамической зональности артезианских бассейнов. - Водные ресурсы, 1974, № I, с. 160 - 169.
- Всеволожский В. А. Формирование подземного стока в артезианских бассейнах платформенного типа. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1977, 46 с.
- Газизов М. С. Карст и его влияние на горные работы. М., 1971, 204 с.
- Геология СССР (гл. ред. Антропов П. Я.): Т. 28, Эстонская ССР (ред. Орвику К. К.). М., 1960, 512 с.
- Гидрогеология СССР (гл. ред. Сидоренко А. В.): Т. 30, Эстонская ССР (ред. Архангельский Б. Н.). М., 1966, 304 с.
- Гольдберг В. М. Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. М., 1976, 152 с.
- Джамалов Р. Г. Подземный сток Терско-Кумского артезианского бассейна. М., 1973, 96 с.
- Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Месхетели А. В. Подземный сток в моря и мировой океан. М., 1977, 96 с.
- Зайцев И. К., Тарасов В. М. Основные идеи в области гидродинамики артезианских бассейнов и их анализ. - Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 4 - 8.
- Зекцер И. С. Естественные ресурсы пресных подземных вод Прибалтики. М., 1968, 105 с.
- Зекцер И. С. Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. М., 1977, 176 с.
- Зузявичюс А. П., Иодказис В. И., Мокрик Р. В. Схематизация гидрогеологических условий Прибалтийского артезианского бассейна для региональной оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод. - Материалы межреспубликанского семинара "Региональные вопросы оценки эксплуатационных запаса-

- сов пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна" Вильнюс, 1975, с. 22 - 31.
- Иодказис В. И. Гидрогеологическое районирование и стратификация пресных подземных вод дочетвертичных отложений Прибалтийского артезианского бассейна. - Материалы межреспубликанского семинара "Региональные вопросы оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна". Вильнюс, 1975, с. 4 - 22.
- Иодказис В. И., Палтанавичюс Ю. П. К вопросу регионального изучения взаимосвязи артезианских водоносных горизонтов. - В кн.: Вопросы формирования ресурсов подземных вод Южной Прибалтики. Вильнюс, 1974, с. 52 - 62.
- Йыгар П. О схеме гидростратиграфического расчленения карбонатных пород Северной Эстонии. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1977, т. 26, № 2, с. 155 - 158.
- Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М., 1969, 152 с.
- Коссов В. В. Межотраслевой баланс. М., 1966, 223 с.
- Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., 1960, 344 с.
- Лебедева Н. А. Естественные ресурсы подземных вод Московского артезианского бассейна. М., 1972, 148 с.
- Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации. М., 1976, 408 с.
- Огильви Н. А., Великина Г. М., Красс М. С. Модели гидрогеологических условий территорий на основе аппроксимации физических и геологических полей полиномами. - Водные ресурсы, 1976, № 1; с. 3 - 26.
- Огильви Н. А., Семендяева Л. В. Гидродинамическая модель системы артезианских водоносных горизонтов по геофизической информации. - В кн.: Подземный сток и методы его исследования. М., 1972, с. 88 - 100.
- Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии. М., 1977, 196 с.
- Попов О. В. Подземное питание рек. Л., 1968, 291 с.
- Риет К. О водопроницаемости карбонатной толщи ордовика на эстонском месторождении горячих сланцев. - Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 23, 1974, т. 23, № 3, с. 274 - 277.



- Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 4. Прибалтийский район.  
Вып. I. Эстония (ред. Протасова М. С. и Эйпре Т. Ф.). Л.,  
1972, 554 с.
- Тамм В. И. О поливном режиме в условиях Эстонской ССР. - Воп-  
росы мелиорации I. Тарту, 1970, с. 8 - II.
- Ходьков А. Е., Валукоис Г. Ю. Формирование и геологическая  
роль подземных вод. Л., 1968, 216 с.
- Int, L., Karing, P. Summaarse auramise territoriaalne jaotus  
Eesti NSV-s vegetatsiooniperioodil. - Eesti Geograafia Seltsi  
aastaraamat 1973. Tallinn, 1974, lk. 69-81.
- Tõth, J. A theoretical analysis of ground-water flow in small  
drainage basins. - Proceedings of Hydrology Symposium No. 3.  
Groundwater. Ottawa, 1963, p. 75-96.
- Tõth, J. Properties and manifestations of regional ground-water  
movement. - International Geological Congress. Section 11.  
Hydrogeology. Montreal, 1972, p. 153-163.
- Vingisaar, P., Viigand, A. Pärnu põhjaveekihi hüdrokeemilisest  
tsonaalsusest Kagu-Eestis. - Geoloogilised märkmed, 3. Tal-  
lin, 1976, lk. 93-103.

L. Vallner

## EESTI GEOHÜDRODÜNAAMILINE LIIGESTUS JA PÕHJAVEE BILANS

Eesti NSV territoorium ja seda ümbritsev merenõgu jaotub horisontaalsuunas järgmisteks geohüdrodünaamilisteks liigestusühikuteks.

Valdkond	Piirkond	Rajoon
Kõrg-Eesti	Devoni platoo	Lõuna-Eesti kõrgustikud Lõuna-Eesti platoo ja tasandikud
	Siluri- ordoviitsiumi platoo	Põhja-Eesti kõrgustikud Põhja-Eesti kõrgustike nõlvad Põhja-Eesti platoo ja tasandikud Kaevandusväli
Madal-Eesti	Järvemadalikud ja -nõod	Pihkva järve madalik ja nõgu Võrtsjärve madalik ja nõgu Peipsi madalik ja nõgu
	Mereäärseid madalikud	Klindieelne madalik Lääne-Eesti madalik Pärnu madalik
	Meresaaresed	Naissaar-Prangli Hiiumaa-Pakri Saaremaa-Muhu Ruhnu-Kihnu
Self	Soome laht Läänemeri Riia laht	ei eraldata

Vertikaalsuunas eraldub pinnakatte, aluspõhja ja aluskorra kihtides intensiivse veevahetuse võõnd kiire ja mõõduka alamvõõndiga ning raskendatud veevahetuse võõnd aeglustunud ja aeglase voolu alamvõõndiga.

Geohüdrodünaamiliste liigestusühikute vahel esinevad keerukad filtratsiooniseosed, mida iseloomustavad põhjavee bilansi maatriksid (tab. 3, 4, 5).



В. Я. Белкина

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УРОВЕННОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЭСТОНИИ В ЗОНЕ АКТИВНОГО ВЛИЯНИЯ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ

Зона активного воздействия природных факторов на режим подземных вод Эстонии приурочена к верхней части водовмещающей толщи, ограниченной снизу региональным водоупором в виде толщи лонтоваских глин. Основными коллекторами подземных вод здесь являются песчано-гравийные разности четвертичных отложений, трещиноватые и закарстованные карбонатные породы верхнего девона, силура и ордовика совместно с песчаниками среднего девона и кембрия. Относительными водоупорами для них служат четвертичные ленточные глины, моренные супеси и суглинки, а также глины, алевроиты, аргиллиты, мергели и плотные разности карбонатных пород, весьма неравномерно развитые по площади и в разрезе описываемой толщи. Мощность этой зоны увеличивается с севера на юг республики, колеблется от 50 — 100 м до 200 м и более.

Особенности формирования годового и многолетнего режима уровней подземных вод рассматриваемой части водовмещающей толщи определяется главным образом влиянием климатических факторов. Наиболее четкой реакцией при этом обладают грунтовые воды, приуроченные как к четвертичным отложениям, так и верхним слоям коренных пород, а также следующий за ними ниже напорный водоносный горизонт (комплекс).

На природный режим подземных вод все более интенсивно накладываются такие техногенные факторы как эксплуатация подземных для водоснабжения, водоотлив с целью осушения горных выработок при добыче полезных ископаемых (горючих сланцев, фосфоритов, торфа, стройматериалов), мелиорация сельскохозяйственных и лесных угодий, внесение удобрений и ядохимикатов, сброс промышленных и коммунальных стоков и т. д.

В настоящее время в Эстонии можно выделить участки с сильно нарушенным режимом подземных вод. К ним относятся водозаборы городов Тарту, Таллина, Кохтла-Ярве, Пярну, Вильянди. Силламяэ, Нарвы, Кингисеппа, Пайде, Йнгева и др., а также места производства горных работ, прежде всего, на Эстонском месторождении горючих сланцев. В этих районах зачастую находятся очаги сильного загрязнения грунтовых вод, а иногда и более глубоких водоносных горизонтов.

За пределами упомянутых участков в режиме подземных вод начинает превалировать влияние природных факторов. Для данной территории в годовом ходе уровней подземных вод в общем отмечается четкое проявление сезонности: спад уровней в течение зимнего периода, подъем их в связи с весенним паводком, спад в течение летней межени и осенне-зимний подъем. В виде исключения в отдельные годы с неустойчивой зимой весенний подъем уровней может проявляться слабо или вообще не проявляться; в годы с засушливым летом и осенью летний меженный спад уровней может продолжаться до конца года, иногда же, при дождливом лете, прекращение летнего спада отмечается в июле или августе (см. табл.).

Немного раньше наступление экстремальных уровней подземных вод наблюдается на Северо-Эстонском плато, особенно в его приглитновой части, на Эстонском месторождении горючих сланцев, побережье Пярнуского залива и на островах, а относительно позднее — в центральной части республики. Прослеживается зависимость сроков наступления указанных уровней от ландшафтных условий, характера растительности и глубины залегания уровня воды (рис. I). Так, на площадях, покрытых лесом и кустарником, весенние подъемы уровней начинаются на несколько дней позже, чем на открытых пространствах или в городе, и отличаются большей продолжительностью. Спад к летней межени прекращается сначала на городских территориях и полях, затем в лесу; а самый продолжительный спад отмечается на участках распространения подземных вод под луговой растительностью.

Запаздывание наступления экстремальных уровней наблюдается с увеличением глубины залегания подземных рек. Лишь в районах, прилегающих к участкам производства горных работ Эстон-



## Сроки наступления экстремальных уровней подземных вод

Район	Период наблюдений, годы	Даты наступления экстремальных уровней подземных вод, от - до			
		средне многолетняя			
		Зимне-весенний минимум	Весенний максимум	Летне-осенний минимум	Осенне-зимний максимум
Центральная часть возвышенности Пандивере	1956 - 1975	<u>27.I - 19.IV</u>	<u>1.IV - 20.V</u>	<u>30.VI - 21.XI</u>	<u>5.IX - 30.XII</u>
		21.III	28.IV	30.VIII	28.XI
Северо-Эстонское плато					
а) прилегающая часть	1946 - 1975	<u>3.II - 3.IV</u>	<u>15.III - 24.IV</u>	<u>14.VI - 30.IX</u>	<u>3.VII - 30.XII</u>
		11.III	9.IV	22.VIII	8.XI
б) бассейн р. Кунда	1960 - 1975	<u>16.II - 9.IV</u>	<u>3.IV - 12.IV</u>	<u>24.VI - 24.X</u>	<u>15.IX - 30.XII</u>
		23.III	23.III	19.IX	8.XII
в) бассейн р. Лейвайнгя	1966 - 1975	<u>27.I - 21.III</u>	<u>30.III - 24.V</u>	<u>21.VII - 24.IX</u>	<u>3.IX - 30.XII</u>
		8.III	13.IV	27.VIII	1.XI
Верховье р. Пярну	1956 - 1975	<u>24.I - 30.III</u>	<u>21.III - 12.VI</u>	<u>24.VI - 31.X</u>	<u>12.IX - 18.XII</u>
		5.III	20.IV	20.VIII	24.XI
Возвышенность Отепя, бассейн руч. Пийгасте	1967 - 1975	<u>9.II - 19.IV</u>	<u>30.III - 21.V</u>	<u>6.X - 15.XI</u>	<u>21.XI - 30.XII</u>
		18.III	1.V	22.X	17.XII
Эстонское месторождение горючих сланцев	1954 - 1975	<u>6.I - 12.IV</u>	<u>15.II - 27.V</u>	<u>26.VII - 3.XI</u>	<u>4.X - 30.XII</u>
		10.III	22.IV	27.IX	5.XII

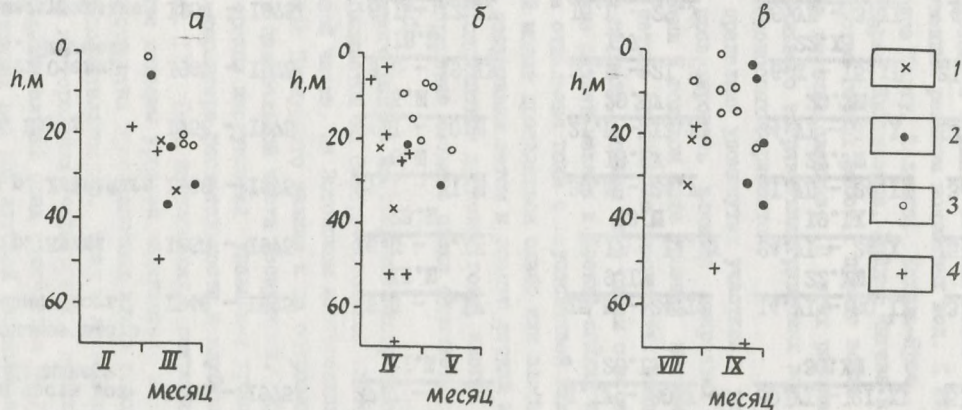


Рис. I. Средние многолетние сроки наступления экстремальных периодов в годовом ходе уровней подземных вод в зависимости от мощности зоны аэрации ( $h$ )

а) зимне-весенний минимум; б) весенний максимум; в) летне-осенний минимум

I - поле; 2 - лес; 3 - луг; 4 - город



ского месторождения горючих сланцев, под влиянием отепляющего воздействия горных выработок предстает обратная картина.

Предвесенний минимум с ранними сроками регистрируется обычно от середины февраля до начала последней декады марта на побережье Финского залива и островах. В отдельные годы с мягкой зимой и частыми оттепелями (1960 - 1961, 1973 - 1974 гг.) минимальные предвесенние уровни отмечаются в январе и начале февраля. В годы с устойчивой и суровой зимой спад уровней к минимуму затягивается почти до второй половины апреля (1962 - 1963, 1963 - 1964 гг.).

Весенний подъем уровней достигает своего максимума раньше всего на островах и побережье Финского залива (конец марта - первая половина апреля). На Пандивереской возвышенности, в центральных и южных районах республики он наступает в конце апреля или в начале мая. Самые ранние сроки наступления максимума в период наблюдений отмечались в 1967 г. и были связаны с очень ранней весной, когда устойчивый переход температур через  $0^{\circ}$  произошел уже в конце февраля - начале марта. В результате этого максимальные уровни фиксировались повсеместно в это же время. Высота весеннего подъема зависит от литологического состава водовмещающих пород, местоположения наблюдательных точек по отношению к дренам, а также от режимобразующих факторов года: прежде всего, запаса влаги в снежном покрове накануне снеготаяния и хода суточных температур.

Меженный спад уровней начинается с последней декады августа - конца сентября, завершаясь сначала на побережье и островах. С увеличением мощности зоны аэрации или глубины залегания водовмещающих пород наступление сроков летнего минимума затягивается. В отдельные годы с дождливым летом меженные спады уровней могут завершаться в июне или начале июля (1957, 1962, 1966 гг.), а при очень засушливом лете и осени - продолжаться до конца года или переходить на начало следующего года (1956, 1958, 1974, 1975 гг.). Летне-осенний меженный спад уровней прекращается с началом дождливого сезона и уменьшением среднесуточных температур, что благоприятствует питанию подземных вод.

Положение летнего минимума подземных вод определяется дефицитом влажности воздуха или температурой воздуха за теплый

период года (май - сентябрь), а также максимальным весенним уровнем.

Период осенне-зимнего паводка продолжительнее весеннего. По среднесезонным данным по всей территории республики он длится с конца августа до ноября или до начала декабря. Уровни при этом имеют более плавный ход, чем при весеннем паводке, и максимальные отметки, как правило, ниже.

Величина среднегодового уровня определяется, прежде всего, положением весеннего максимального и летне-осеннего минимального уровней. Эти экстремальные уровни года, в свою очередь, определяются метеорологическими факторами года.

По хронологическому ходу среднегодовых уровней и их разностным интегральным кривым можно установить чередование периодов повышения уровней с их понижением. Однако в связи с существенной ролью в их формировании искусственных факторов, цикличность в многолетнем ходе уровней подземных вод на территории Эстонии отметить затруднительно. Лишь на площадях с преобладанием естественных факторов при продолжительности наблюдений за уровнем 15 - 30 лет на периодограммах устанавливается проявление четырех-, шести-, девятилетней цикличности.

Сравнение хода уровней подземных вод с величиной осадков показывает, что развитие многоводных и маловодных фаз для них в общих чертах совпадает, отличаясь лишь продолжительностью. Однако многоводные фазы для подземных вод могут отмечаться и в годы с небольшой суммой осадков, но с устойчивым снежным покровом в зимний период (1965, 1971 гг.). Это свидетельствует об определяющем влиянии на формирование среднегодового уровня не суммарного количества осадков в год, а их внутригодового распределения.

При сопоставлении хода уровней с изменением солнечной активности и интенсивности атлантической циркуляции четкая связь между ними устанавливается только эпизодически. Так, периодам всплесков активности Солнца в 1946 - 1949 гг. соответствовал подъем уровня подземных вод в 1948 г., 1956 - 1959 гг. - подъем уровня в 1957 г., 1966 - 1970 гг. - подъем уровня в 1969 г. Минимумы активности Солнца с низким стоянием



уровня согласовались лишь на протяжении периода 1963 - 1965 гг. А понижение солнечной активности в 1953 - 1955 гг. и 1961 - 1962 гг. совпало с периодами повышения уровня подземных вод. Иногда же понижение уровня подземных вод предшествует периодам снижения солнечной активности (1960 г.). Аналогичная связь между солнечной активностью и уровнем грунтовых и подземных вод для разных частей Советского Союза отмечается и другими авторами (Коноплянцев, 1970; Ковалевский, 1973, 1976).

При сопоставлении хронологических рядов и разностных интегральных кривых среднегодовых уровней по колодцу Азери (грунтовые воды карбонатной толщи ордовика) с аналогичной кривой солнечной активности выявилось, что точки перегиба ее выпадают на годы низких уровней подземных вод (за исключением 1974 г.). Отсюда, учитывая многолетний прогноз изменения активности Солнца, можно заблаговременно судить о характере поведения уровней подземных вод, не определяя значений, т. к. коррелятивная связь между указанными параметрами не установлена.

Кроме установления закономерностей изменения уровней подземных вод, в различных районах территории мы анализировали среднемноголетние годовые и многолетние амплитуды колебания уровня подземных вод в зависимости от литологии водовмещающих пород и мощности зоны аэрации. При этом под годовой амплитудой колебания уровня понималась разность между максимальным и минимальным значением уровня в наблюдаемом году, под среднемноголетней - среднее значение годовых амплитуд за наблюдаемый период, а под многолетней - разность между максимальным и минимальным значением среднегодового уровня за весь период наблюдений (Коноплянцев, Семенов, 1974). За мощность зоны аэрации принималась средняя глубина среднегодового уровня подземных вод в наблюдаемой точке за весь период наблюдений и глубина уровня 50%-ной обеспеченности.

В песках максимальное значение годовых и многолетних амплитуд колебания наблюдается при мощности зоны аэрации от I до 2 м (рис. 2), достигая соответственно 0,75 - 1,25 м и 1,25 - 1,75 м. В супесях они имеют больший разброс. При этом годовые амплитуды составляют 0,50 - 2,00 м, а многолетние - 0,50 -

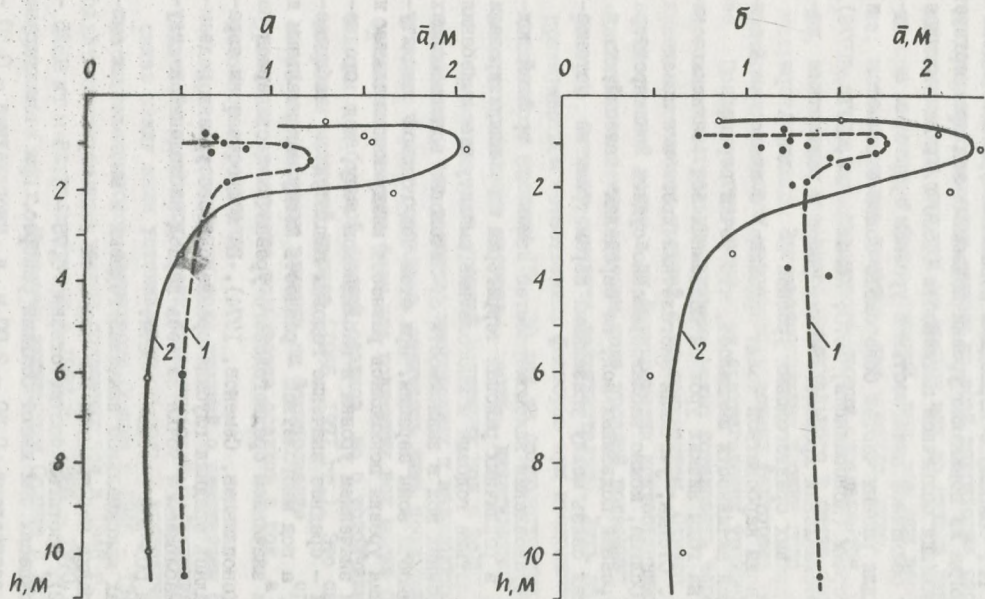


Рис. 2. Зависимость годовых (а) и средних многолетних (б) амплитуд колебания уровня вод четвертичного водоносного комплекса от мощности зоны аэрации ( $h$ )

I - песок; 2 - супесь



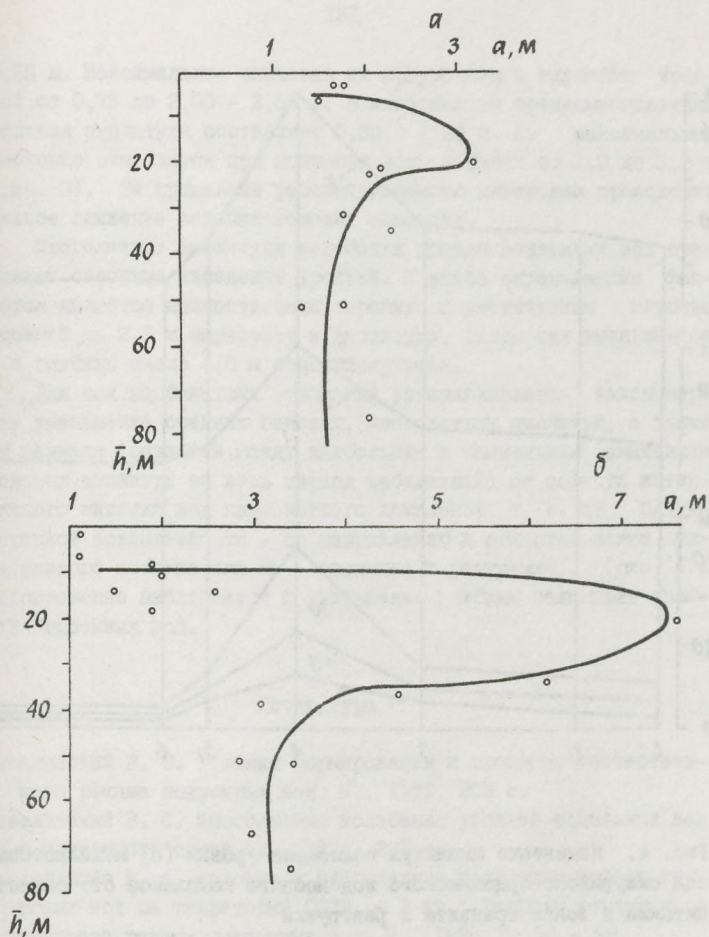


Рис. 3. Зависимость годовых амплитуд 50%-ой обеспеченности (а) и средних многолетних амплитуд (б) колебания уровня вод силурийско-ордовикского водоносного комплекса от глубины уровня воды 50%-ой обеспеченности ( $\bar{h}$ )

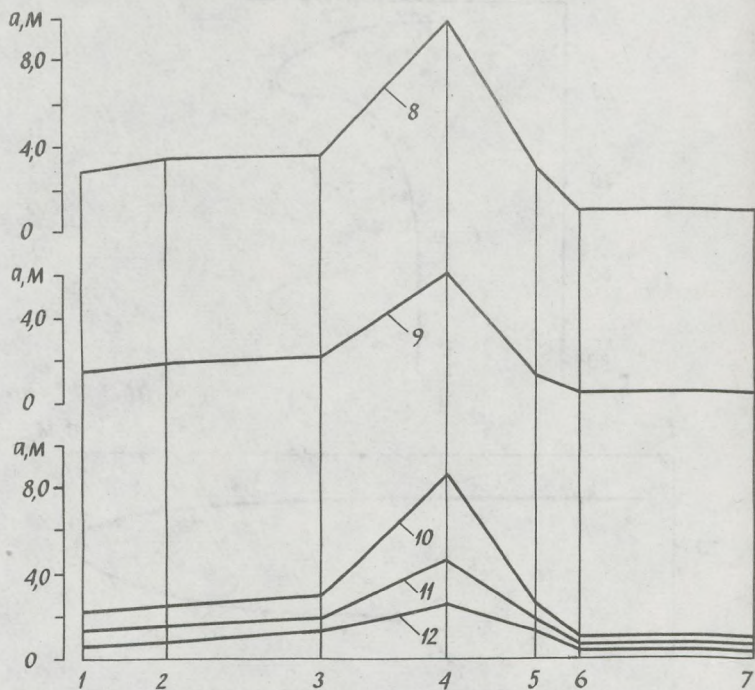


Рис. 4. Изменение амплитуд колебания уровня (а) межпластовых вод силурийско-ордовикского водоносного комплекса от области питания к зонам транзита и разгрузки

Пункты наблюдения: I - Синди; 2 - Вяндра; 3 - Пайде (область транзита); 4 - Пандиверская возвышенность (область питания); 5 - Сями; 6 - Сонда (область транзита); 7 - берег р. Нарвы (область разгрузки). Амплитуды: 8 - средняя многолетняя; 9 - средний многолетний размах годовых амплитуд; 10 - максимальная годовая; 11 - средняя многолетняя; 12 - минимальная годовая



2,25 м. Максимальные значения их приурочены к глубинам уровней от 0,75 до 2,00 - 2,50 м. В известняках среднемноголетняя годовая амплитуда составляет 0,30 - 4,50 м. Ее максимальное значение отмечается при мощности зоны аэрации от 2,0 до 3,5 м (рис. 3). За пределами рассматриваемого интервала происходит резкое снижение величин годовых амплитуд.

Многолетние амплитуды колебания уровня подземных вод превышают сезонные изменения уровней. И здесь определяющим фактором является мощность зоны аэрации. С увеличением глубины уровней до 2,5 м нарастают и амплитуды, затем они уменьшаются и с глубины около 4,0 м стабилизируются.

Для вод карбонатных отложений устанавливается закономерное уменьшение средних годовых, многолетних амплитуд, а также их размаха (разности между наибольшим и наименьшим значением годовых амплитуд за весь период наблюдений) от области интенсивного питания вод карбонатного комплекса, т. е. от Пандивереской возвышенности - по направлению к областям менее интенсивного питания или же транзита и разгрузки (рис. 4). Одновременно наблюдается и уменьшение глубины залегания уровней подземных вод.

#### Литература

- Ковалевский В. С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М., 1973, 205 с.
- Ковалевский В. С. Многолетние колебания уровней подземных вод и подземного стока. М., 1976, 271 с.
- Коноплянцев А. А. Вековые и многолетние колебания уровня грунтовых вод на территории СССР. - В кн.: Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод. М., 1970, с. 34 - 59.
- Коноплянцев А. А., Семенов С. М. Прогноз и картирование режима грунтовых вод. М., 1974, 213 с.

V Belkina

EESTI PÕHJAVEE TASEME PEŽIIMI KUJUNEMISE ISEÄRASUSED  
LOODUSLIKE TEGURITE AKTIIVSE MÕJU VÕNDIS

Eesti põhjavee taseme aastases kõikumises esineb harilikult neli selgelt eristatavat faasi - talvine ja suvine maldalseis ning kevadine ja sügistalvine kõrgseis. Territooriumi eri osades pole põhjavee taseme kõikumine sünkroonne: samalaadsete äärmuslike veetasemete esinemise vahe on 2 kuni 3 nädalat. Taseme kõikumise aasta- ja pikaajaline amplituud oleneb peamiselt aeratsioonivõõ paksusest, maapinna reljeefist, setete iseloomust ja vähemal määral ka taimestikust.

Peale sesoonse kõikumise esinevad pikaajalised veetaseme muutused. Suhteliselt lühikestele vaatlusriidadele vaatamata võib juba praegu eristada 4-6- ja 9-aastasi muutuste perioode.



Э. Я. Иоханнес, В. Ю. Каризе, Л. О. Савицкая

### МИГРАЦИЯ НЕКОТОРЫХ ИНГРЕДИЕНТОВ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЭСТОНИИ

Миграция ингредиентов загрязненных вод — это совокупность процессов гидродинамического и физико-химического характера. Следовательно, для прогноза интенсивности миграции загрязняющих веществ их необходимо рассматривать как единую систему данных. Теоретические основы гидродинамики загрязненных вод достаточно хорошо разработаны (Минкин, 1967; Бочевер, Орадовская, 1972; Шестаков, 1973 и др.), однако успешной разработке методов прогноза миграции загрязнений препятствует слабая изученность физико-химических процессов, протекающих в загрязненных водах при их переносе в зоне аэрации и смешении с незагрязненными водами в водоносном горизонте. Ведущими из них являются комплексообразование, различные виды сорбции, осаждение и растворение (Тютюнова, 1977).

Об этом неоднократно подчеркивалось и на Всесоюзном научно-техническом совещании по разработке и организации комплекса водоохраных мероприятий (Бесплатов, 1973), и на семинаре по охране подземных вод Прибалтики (Йодказис, 1977). В методическом плане это означает, что необходимо усилить экспериментальные исследования процессов миграции в лабораторных и натуральных условиях (Кондратас, 1977).

В настоящее время не все виды загрязнения изучены с одинаковой детальностью. Основное внимание уделяется возможностям захоронения промышленных жидких отходов в глубокие водоносные горизонты (Белицкий, 1976) и распространению загрязнения на свалках твердых отходов (Fehlau, Löhert,

1973; Hartkorn, 1973; Walker, 1974). Менее затронуты вопросы миграции загрязняющих веществ сточных вод животноводческих ферм, богатых органическим веществом и биогенными элементами, а также вод сельскохозяйственных угодий, обработанных ядохимикатами (Львович, 1974).

В Эстонской ССР необходимо больше уделять внимания как промышленному, так и сельскохозяйственному загрязнению. С интенсивным развитием сельского хозяйства в республике растет строительство крупных животноводческих ферм, возрастает применение ядохимикатов и удобрений, что создает реальную и угрожающую опасность загрязнения подземных вод органическим веществом, биогенными элементами и ядохимикатами.

Работы по изучению сельскохозяйственного загрязнения проводились в Эстонии с точки зрения индустриального животноводства (Маастик, 1975) и мелиоративной гидрогеологии (Кинк, 1975, 1976). Малозатронутыми остались вопросы взаимодействия загрязнений с породами и почвогрунтами, метаморфизации химического состава сельскохозяйственных стоков при их переносе в зоне аэрации и в водоносном горизонте, влияния этих процессов на интенсивность миграции загрязнений. Некоторые аспекты решения перечисленных проблем освещаются в работе Л. Аасало (Aasalo, 1977).

Исходя из вышесказанного, в настоящей работе ставилась задача изучения миграции ингредиентов сельскохозяйственных стоков в четвертичных отложениях с уделением основного внимания на физико-химические аспекты миграции, в частности, на сорбцию загрязняющих компонентов в грунтах.

Объектами исследования были выбраны: 1) разновидности супесей и песков как характерных и широко распространенных представителей четвертичных отложений Эстонии, обладающих большим разнообразием по водопроницаемости и сорбционной способности ингредиентов загрязнения; 2) навозная жижа и силосный сок как основные загрязнители грунтов и грунтовых вод органическим веществом и биогенными элементами при точечном типе загрязнения.



Из биогенных элементов рассматривались ионы аммония и калия. Фосфор оставался вне внимания, так как по данным Х. Кярблане (Kärblane, 1975) его миграционная способность в почвах и грунтах, а следовательно, и в подземных водах — низкая.

Исследованная нами навозная жижа характеризовалась следующими показателями: бихроматная окисляемость как косвенный показатель содержания органического вещества равна 11000 мг/л кислорода, содержание ионов аммония составляет 1300 мг/л и ионов калия — 1300 мг/л. Для силосного сока эти показатели были соответственно 34000, 1500 и 4400 мг/л. Этим стокам характерно высокое содержание органического вещества в виде коллоидов и взвеси.

Пробы исследованных отложений были представлены легкими и тяжелыми моренными супесями (соответственно 8 и 2 пробы) и мелкозернистым песком (1 проба). Содержание пелитовой фракции (0,01 мм) в мелкозернистом песке равнялось 4%, а у остальных проб находилось в пределах 8 — 14%. Минералогический анализ фракций не проводился, но по данным Э. Пирруса преобладающими минералами пелитовой фракции являются гидрослюда с относительно низкой ионообменной емкостью — 20—40 мг-экв на 100 г фракции (Пиррус, 1968).

Методика лабораторных опытов заключалась в длительном фильтровании навозной жижи и силосного сока через уплотненные грунты с последующим анализом фильтратов на основные ингредиенты — ионы аммония, калия и органическое вещество (последнее по бихроматной окисляемости). Пробы грунтов просеивались через сито с диаметром отверстий в 2 мм с удалением более крупных частиц. Плотность грунтов в колоннах доводилась по методу стандартного уплотнения (Бирюков и др., 1975) до величины, соответствующей объемным весам скелета грунтов 1,5 — 1,6 г/см<sup>3</sup>. При таких показателях можно ожидать более интенсивную миграцию загрязнений, чем при высоких значениях этих величин, так как объемный вес моренных отложений Эстонии колеблется в пределах 1,60 — 2,15 г/см<sup>3</sup> (Martin, 1967). Опыты проводились при температуре 10±2°С,

близкой к природной. Мы не стали проводить их при комнатной температуре, потому что от последней зависит интенсивность микробиологических процессов разложения органического вещества (Поруцкий, 1975). Фильтрация стоков проводилась через слой грунта мощностью в 10 см и с поперечным сечением колонны в  $12,5 \text{ см}^2$  при значении градиента напора близком к 1.

Такой постановке лабораторных опытов соответствует в природной обстановке постоянно действующий источник загрязнения, как, например, просачивание в грунт навозной жижи и силосного сока из их хранилищ. Нами рассматривался не весь путь переноса этих стоков в зоне аэрации и в водоносном горизонте, а только верхний слой грунта, насыщаемый навозной жижей и силосным соком при их смыкании с грунтом.

На основе результатов более 20 фильтрационных опытов можно заключить следующее.

При постоянной и длительной фильтрации навозной жижи и силосного сока через колонны, наполненные легкими и тяжелыми супесями и мелкозернистым песком при мощности слоя в 10 см, происходит существенное уменьшение скорости фильтрации. Так, например, через 20 – 30 суток с начала опытов скорость фильтрации навозной жижи и силосного сока в супесях уменьшалась в 20 – 25 раз, а в мелкозернистом песке – более 100 раз по сравнению со скоростью фильтрации дистиллированной воды в тех же грунтах. К этому времени скорость фильтрации стоков стабилизировалась в пределах 0,03 – 0,05 см/сут. Мы предполагаем, что основной причиной уменьшения скорости фильтрации навозной жижи и силосного сока является накопление частиц взвеси и коллоидов в порах грунта (механическая сорбция). Об этом свидетельствует сравнительно светлый цвет и прозрачность фильтров по отношению к исходным жидкостям. Не исключена и возможность уменьшения скорости фильтрации за счет накопления в порах грунта углекислого газа, образовавшегося в результате минерализации органического вещества. Следовательно, в начальной стадии опытов скорость фильтрации преимущественно определяется свойствами грунта, а через 20–30 суток она уже зависит в основном от состава и свойств



фильтруемого стока.

Из вышеизложенного следует, что уменьшение скорости фильтрации навозной жижи и силосного сока существенно замедляет распространение загрязняющих веществ в грунте. Поскольку многие процессы самоочищения (минерализация и гумификация органического вещества и др.) протекают медленно, особенно при низких температурах среды, даже чисто механическая задержка загрязняющих веществ в слое грунта малой мощности приобретает большое значение. В результате этого загрязнительная нагрузка на нижележащие слои грунта значительно уменьшается и процессы самоочищения могут протекать в более благоприятных условиях.

Здесь уместно отметить, что применение фильтрационных параметров грунтов, установленных в незагрязненных водоносных горизонтах, при гидродинамических расчетах скорости передвижения загрязненных вод может привести во многих случаях к неправильным выводам, так как навозная жижа и силосный сок существенно изменяют фильтрационные свойства грунтов.

В исследуемом 10-сантиметровом слое легких и тяжелых супесей часть органического вещества, калия и аммония задерживалась в результате протекания там процессов сорбции, минерализации, гумификации и др. На 50-е сутки с начала опытов в фильтрах навозной жижи обнаруживалось не более 20-50% органического вещества ионов аммония и калия, а компоненты силосного сока проходили через образцы грунта в большей мере: ионы аммония и калия до 70 - 80%, органическое вещество до 100%.

Мелкозернистый песок насыщался вышеуказанными ингредиентами уже в первые сутки, но интенсивной миграции загрязняющих веществ препятствовало резкое уменьшение в этом песке скорости фильтрации навозной жижи и силосного сока.

Совокупность описанных явлений, приводящих к резкому уменьшению интенсивности техногенной миграции элементов, называется техногенным геохимическим барьером (Перельман, 1975). Изученный нами техногенный геохимический барьер от-

личается достаточной устойчивостью к действию дистиллированной воды. Просачивание ее через барьер в супесях в течение 80 суток существенно не увеличивается, а барьер в мелкозернистом песке разрушается через 50 – 60 суток с начала фильтрации воды.

Устойчивость барьера к дистиллированной воде в лабораторных опытах позволяет предположить, что барьер может оказаться устойчивым и в природной обстановке во время весеннего снеготаяния и осенних дождей, когда четвертичные отложения интенсивно промываются.

Техногенный геохимический барьер относительно малопроницаем к стокам навозной жижи и силосного сока во всех исследованных нами грунтах. Следовательно, можно допустить, что интенсивность миграции этих стоков в грунте определяется в основном фильтрационными свойствами барьера, а не величиной загрязнительной нагрузки. Если приток навозной жижи или силосного сока к барьеру превышает проницаемость барьера, то они будут накапливаться над барьером и стекаться по поверхности земли. Происходит ли боковой сток навозной жижи и силосного сока в грунте – это требует специального изучения в дальнейшем.

Здесь уместно еще раз отметить, что все выводы сделаны для случая постоянно действующего источника загрязнения и гомогенных грунтов на основе лабораторных опытов. Проверка их предстоит в дальнейших работах. Нам кажется, что изучение техногенных геохимических барьеров является важной задачей исследования загрязнения и самоочищения подземных вод.

Совместно с лабораторными фильтрационными опытами изучался и химический состав водных вытяжек из проб грунта, взятого из буровых скважин, пробуренных на территории навозохранилищ и действующих порядка 10 – 20 лет. Данные химических анализов показали, что в зоне смыкания стока с грунтом содержание ионов хлора, сульфата, нитрата, калия и натрия в водных вытяжках является высоким. Глубже содержание упомянутых ионов резко понижается, а затем следует медленное уменьшение их до фоновых значений. Это согласуется с тем,



что в зоне смыкания стока с грунтом задерживается значительное количество многих компонентов загрязняющего стока, в том числе и легкорастворимых и мигрируемых. В зависимости от литологического характера четвертичных отложений повышение (т.е. выше фоновых) содержания ионов калия, натрия и нитрата отмечалось в моренной и лимногляциальной супесях до глубины 1,5 - 2 м, а повышенное содержание хлор-иона - до глубины 3 - 4 м. В ленточные глины перечисленные ионы, кроме хлор-иона, в течение 15 лет не проникали.

Важной проблемой сельскохозяйственного загрязнения является и изучение миграции ядохимикатов (пестицидов) в четвертичных отложениях, ввиду их высокой ядовитости. Хлорорганические пестициды вследствие их стойкости и склонности к кумуляции с 1969 - 1970 гг. в сельском хозяйстве Эстонской ССР практически не применяются. Проведенные ранее (Лутсоя и др., 1975) и в ходе настоящей работы более 100 анализов воды на хлорорганические пестициды показали, что в подземных водах всех водоносных горизонтов, включая и минеральные воды кембро-вендского водоносного комплекса, обнаружены остатки этих пестицидов, при этом содержание гексохлорана, ДДТ и его метаболитов составляет сотые доли микрограммов на литр. Это значительно ниже санитарных норм, допускающих содержание гексохлорана в питьевой воде до 20 мкг/л, ДДТ - до 100 мкг/л (Лоранский и др., 1975). Содержание этих пестицидов во всех исследованных водах на протяжении года практически не подвергается сезонным колебаниям. Авторы предполагают, что пестициды в микроколичествах приносятся на территорию республики ветрами из тех регионов, где еще применяются хлорорганические пестициды и постулают в подземные воды с инфильтрующимися атмосферными осадками.

Интересно установить миграционную способность некоторых пестицидов, применяемых в настоящее время в сельском хозяйстве республики. Для этого проводились натурные опыты на лизиметрах, установленных на территории Тоомаской болотной станции в Йгеваском районе. В разрезе монолитов почвогрунта под тонким слоем хрящевой почвы залегала супесчаная

морена при мощности зоны аэрации в 2 м. На лизиметрах выращивался ячмень. В середине мая всходы ячменя обрабатывались пестицидами – препаратами аминной соли 2,4-Д и фосфамида в количестве  $200 \text{ мг/м}^2$ . В проходящих лизиметры водах они обнаруживались в количествах порядка  $10^{-4} \text{ мг/л}$ . Санитарные нормы допускают содержание в воде бытового водопользования (Лоранский и др., 1975) 2,4-Д аминной соли  $0,25 \text{ мг/л}$  и фосфамида –  $0,03 \text{ мг/л}$ . Хотя содержание этих пестицидов в воде лизиметра находится значительно ниже санитарных норм, в дальнейшем необходимо уточнить предварительные данные в разных условиях натурального эксперимента с расширением круга изучаемых пестицидов, так как санитарные нормы для некоторых из них весьма строгие, например, для гранозана – порядка  $10^{-4} \text{ мг/л}$ .

В результате вышеизложенного можно заключить, что моренные отложения, в частности их разновидность с высоким содержанием глинистой фракции, существенно уменьшают интенсивность миграции ингредиентов сельскохозяйственного загрязнения, и в некоторых случаях даже практически прекращают их просачивание в глубокие слои. С точки зрения охраны подземных вод особый интерес представляет установление тех минимальных мощностей грунтов (четвертичных отложений), необходимых для надежной защиты подземных вод от сельскохозяйственного загрязнения в зависимости от гидродинамических и физико-химических параметров отложений и свойств загрязняющих веществ. С этой целью предусмотрено продолжение лабораторных и натуральных экспериментов с последующей проверкой полученных выводов в природных условиях.

#### Литература

- Белицкий А.С. Охрана природных ресурсов при удалении промышленных жидких отходов в недрах земли. М., 1976, 145 с.



- Бесплатов П.М. Задачи исследований в связи с охраной подземных вод от загрязнения и истощения. - Разработка и организация комплекса водоохраных мероприятий. Тезисы сообщений. Харьков, 1973, с. 58 - 62.
- Бирюков Н.С., Казарновский В.Д., Мотылев Ю.Л. Методическое пособие по определению физико-механических свойств грунтов. М., 1975, 177 с.
- Бочеввер Ф.М., Орадовская А.Е. Гидрогеологическое обоснование защиты подземных вод и водозаборов от загрязнения. М., 1972, 129 с.
- Иодказис В.И. Задачи охраны подземных вод Прибалтики. - Охрана подземных вод Прибалтики от загрязнения. Тезисы докладов. Вильнюс, 1977, с. 4 - 6.
- Кинк Х.А. О методике мелиоративно-гидрогеологических рекогносцировочных исследований. - Сб. научн. тр. Эст. с.-х. акад., 1975, 18. Вопр. мелиорации и водного хоз., IV, с. 10-14.
- Кинк Х.А. Об определении влияния осушения земель на подземные воды. - Сб. научн. тр. Эст. с.-х. акад. 1976, 110. Вопр. мелиорации и водного хоз. V, с. 71 - 75.
- Кондратас А.Р. Методические основы изучения охраны грунтовых вод. - Охрана подземных вод Прибалтики от загрязнения. Тезисы докладов. Вильнюс, 1977, с. 24 - 25.
- Лоранский Д.Н., Гуревич Г.П., Красильщиков М.И., Цапко В.Г. Меры безопасности при работах с пестицидами и минеральными удобрениями. Москва, 1975, 224 с.
- Лутсоя Х.И., Уусталу Л.В., Итра А.Р., Каризе В.Ю. Некоторые данные о содержании хлорорганических пестицидов в поверхностных и подземных водах. - Материалы V Всесоюзного симпозиума по современным проблемам самоочищения и регулирования качества воды. III секция, Таллин, 1975, с. 50 - 52.
- Львович А.И. Недостаточно учитываемые источники загрязнения природных вод. - Водные ресурсы, 1973, № 3, с. 125 - 130.
- Маастик А.А. Оценка вероятной загрязнительной нагрузки при воднохозяйственном планировании в районах с развитым сельским хозяйством. - Материалы V Всесоюзного научного сим-

- познания по современным проблемам самоочищения и регулирования качества воды. IV секция, ч. П. Таллин, 1975, с. 189-194.
- Минкин Е.Д. Гидрогеологические расчеты для выделения зон санитарной охраны водозаборов подземных вод. Москва, 1967, 124 с.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., 1975, 341 с.
- Пиррус Э. Ленточные глины Эстонии. Таллин, "Валгус", 1968, 144 с.
- Порущий Г.В. Биохимическая очистка сточных вод органических производств. М., 1975, 253 с.
- Тютюнова Ф.И. Физико-химические процессы в подземных водах. Москва, "Наука", 1976, 126 с.
- Шестаков В.М. Динамика подземных вод. М., 1973, 127 с.
- Aasalo, L. Kas mullastikukaart võib iseloomustada põhjavee looduslikku kaitstust? - Põllumajandusliku ökoloogia küsimusi. Teaduslik-tehnilise seminari ettekannete teesid. Tallinn, 1977, 20-22.
- Fehlau, K.-P., Löhnert, E. Abfallbeseitigung und Grundwassergefährdung im Ballungsraum Hamburg. - Z. Dtsch. geol. Ges., 1973, 124, 475-489.
- Hartkorn, K.H. Der Einfluss von Abwässern und Sickerwässern aus Mülldeponien auf das Grundwasser. Wasser und Abwasser. - Bd. 1971. Wien, 1973, 113-152.
- Kärblane, H. Fosfor Eesti maaviljeluses. Tallinn, "Valgus", 1975, 98 lk.
- Martin, L. Eesti moreenide tihedusest. - Ehitusgeoloogia kogumik, II. Tallinn, 1967, 30-33.
- Walker, W.H. Monitoring toxic chemical pollution from land disposal sites in humid regions. - Ground Water, 1974, 12, N 4, 213-218.



E. Johannes, V. Karise, L. Savitskaja

Mõnede põllumajandusliku reostuse ingredientide  
migratsioon Eesti kvaternaarisetetes

Laboratoorsete katsete põhjal käsitletakse tehnogeense geokeemilise barjääri moodustumist virtsa ja silomahla nõrgumisel läbi saviliivade ja peeneteralise liiva ning orgaanilise aine, ammonium- ja kaalium-ioonide migratsiooni nimetatud pinnastes. Töös esitatakse andmeid kloororgaaniliste pestitsiidide levikust kõikides põhjavee horisentides ja 2,4-D amiinse soola ning fosfamiidi migratsioonist saviliivmoreenis.

Х. А. Кинк

## ПРИМЕНЕНИЕ ОЦЕНКИ ТЕХНОГЕННО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЭСТОНСКОЙ ССР

В сложных геолого-гидрогеологических условиях Эстонской ССР интенсивное развитие промышленности и сельского хозяйства требует создания стандартов охраны водных ресурсов. Актуальность вопроса подчеркивалась и на всесоюзных совещаниях по вопросам стандартизации охраны среды (Sauks, 1975; Sults, 1977).

Исследования автора в этой области имели вначале сугубо мелиоративно-гидрогеологический характер, т. е. главной задачей являлось гидрогеологическое обоснование осушаемых территорий и орошаемых земель (Кинк, 1975; 1976а). Однако при составлении предлагаемых временных стандартов охраны водных ресурсов предмет изучения расширился: в ходе работ были рассмотрены уже все процессы, возникающие при техногенных преобразованиях природных условий под влиянием эксплуатации водохозяйственных систем. Поэтому проведенные нами исследования можно отнести к новому разделу — техногенной гидрогеологии, которая "призвана изучать закономерности развития процессов, возникающих при техногенных (т. е. под влиянием инженерной деятельности человека) преобразованиях природных условий" (Плотников, 1976).

Для прогнозирования влияния водохозяйственных мероприятий на качество и запасы подземных вод в области сельского хозяйства необходимо проводить оценку естественной защищенности и гидрогеологических условий земель в районах будущих крупных животноводческих ферм. В Эстонской ССР такие работы проводятся при составлении перспективной схемы рационального использования земных и водных ресурсов, в них в договорном порядке участвует и Институт геологии АН ЭССР.



Для оценки техногенно-гидрогеологических условий используется таблица, разработанная нами по пятибалльной шкале на основании специальных критериев (Кинк, 1976б, 1977; см. табл. в приложении).

#### Природные условия:

1. Водообильность первого сверху водоносного горизонта оценивается приблизительно по имеющимся геолого-гидрогеологическим материалам. Если этот горизонт маловоден, мероприятия, отводящие подземную или инфильтрирующую воду, считаются нецелесообразными. Здесь учитываются естественные ресурсы и эксплуатационные запасы вод основного эксплуатируемого водоносного горизонта.

2. Тип подземного питания переувлажненных земель устанавливается по классификации Б. С. Маслова (1970) с нашими местными дополнениями (Кинк, 1973; 1975) и определяются площади земель с сильным или очень сильным притоком, или транзитным потоком подземных вод, а также области их питания. Переувлажненные земли, имеющие очень сильное подземное питание, пока считаются неосушаемыми. Во внимание принимаются и другие геогидродинамические параметры.

3. Защищенность подземных вод определяется на основании анализа мощности покровных отложений и их водопроницаемости, причем учитываются геогидродинамические параметры и уровенный режим водонасыщенного слоя, а также состояние гидрологической сети, карстовые явления и тектонические нарушения.

#### Установленные и прогнозные техногенные условия:

1. Для установления количественного влияния водопотребления основными (водоснабжение, техническая вода) и специальными (отвод подземных вод осушительными системами, откачка воды из шахт, карьер и др.) потребителями принимается в учет искусственный уровенный режим подземных вод и минимальный сток. Также регистрируется осушение колодцев и родников.

2. При определении качества подземных вод принимаются за основу требования к питьевой воде (ГОСТ 2874-73) и местный фоновый состав. Источники загрязнения оцениваются с точки зрения их загрязнительного потенциала.

Прогнозы составляются с учетом планов развития народного хозяйства и техногенного влияния производства на подземные воды, а также в порядке особых условий, — степени развития народного хозяйства и защищенности эксплуатируемых водных ресурсов, на основе которых сводная оценка может быть изменена на 1–2 балла. Строже оцениваются техногенно-гидрогеологические условия в пределах охраняемых территорий (Лахемааский национальный парк, водно-болотный заповедник в Матсалу и др.) и на островах, где ресурсы пресных подземных вод сравнительно ограничены.

Рассмотренные критерии могут служить в качестве временных стандартов оценки защиты подземных вод (Sults, 1977). На их основании, в качестве примера, нами охарактеризованы техногенно-гидрогеологические условия северо-западной части Эстонской ССР в пределах Харьского административного района.

На территории данной местности находится один из промышленных центров республики — Таллин. Вокруг города расположены совхозы и колхозы, имеющие высоко развитое производство сельскохозяйственных продуктов. В окрестностях интенсивно используются лесные угодья. Все это, несомненно, влияет на оценку техногенно-гидрогеологических условий района (рис.), которая определена также по пятибалльной шкале (см. табл. 2 в приложении).

I. Предглинтавая равнина расположена севернее уступа глинта. Морские пески здесь достаточно водообильны, но засухоустойчивость почв мала. На осушенных землях встречается и дефляция грунтов. Около подножья уступа глинта, где выклиниваются воды кембро-ордовикского водоносного горизонта, распространяются тяжело осушаемые родниковые болота. Подземные воды защищены слабо, главными их загрязнителями в данном районе являются небольшие фермы и минеральные удобрения. Источником оросительной воды является морская вода в приустьевой части рек.

II. Северо-Эстонское плато, сложенное карбонатными породами ордовика и покрытое маломощным (1–2 м) слоем морены. На выступах коренных пород и в пределах карстовых полей подземные воды являются практически незащищенными. Концентрация промышленности и крупных сельскохозяйственных производственных комплексов привела к усиленному загрязнению подземных вод. Малы





Рис. Схема мелиоративно-гидрогеологического районирования Харьковского района

I - лес; 2 - сельскохозяйственные земли; 3 - границы совхозов и колхозов; 4 - номер и границы мелиоративно-гидрогеологического района; 5 - Северо-Эстонский глинт; 6 - граница Харьковского района; 7 - граница Лакхемаского национального парка; 8 - участки, где после мелиорации понизился уровень подземных вод на I м

и запасы грунтовых вод, уровень которых понизился на 2 - 4 м в результате осушения сельскохозяйственных земель и лесов, Родники осушены, выходящие из них воды загрязнены. Источниковые пруды часто пользуются приемниками сточных вод.

Перспективные возможности мелиорации сельскохозяйственных земель района с точки зрения охраны водных ресурсов уже исчерпаны. Местность мало подходит для строительства крупных ферм. Источником оросительной воды является гидрографическая сеть. Качество подземных вод ухудшают минеральные удобрения, разбрасываемые с самолета. Отвод сельскохозяйственных отходов в коренные породы, карстовые поглощательные воронки, в каналы также оказывает отрицательное воздействие.

III. Северо-Эстонское плато, покрытое чехлом четвертичных отложений мощностью более 2 м. Мелиоративно-гидрогеологические условия являются здесь средними (Кинк, 1976). Уже вследствие углублений каналов в коренные породы понижается защищенность подземных вод и возникают проблемы, аналогичные с районом II. По сравнению с ним возможности орошения полей более благоприятные. Источником оросительной воды являются также поверхностные водоемы.

IV. В районе распространения возвышений четвертичного возраста запасы и защищенность подземных вод достаточны. Около подножья возвышений встречаются родниковые болота с очень сильным напорным подземным питанием. В практике обычно они остаются недостаточно осушенными.

Особого изучения требуют воднохозяйственные проблемы Лахемаского национального парка (см. табл. 2 в приложении), западная часть которого расположена в Харьковском районе. Основные сельскохозяйственные угодья парка распространены в незащищенном районе II. Это осложняет решение сельскохозяйственных и водных проблем в пределах охраняемой территории.

Хотя в настоящее время истощение и загрязнение подземных вод в Харьковском районе пока еще не достигло высокой степени, уже появились довольно серьезные сигналы о нарушении природного равновесия, обеспечивающего сохранение количества и качества подземных вод. При сравнении результатов проведенной оценки и прогнозных эксплуатационных запасов подземных



вод<sup>ж</sup> выявилось, что последних в Харьковском районе для обеспечения потребностей народного хозяйства недостаточно. Отсюда возникает необходимость привлечения водных ресурсов из других районов, а также важная задача ликвидации загрязнения подземных вод и уменьшения их отвода мелиорацией.

### Литература

- Кинк Х. А. Зависимость сроков проведения гидрогеологических исследований от водного режима переувлажненных земель, питающихся подземными водами. - Сб. научн. тр. Эст. НИИ земледелия и мелиорации, 1973, 29, с. 79 - 95.
- Кинк Х. А. О методике мелиоративно-гидрогеологических рекогносцировочных исследований. - Сб. научн. тр. Эст. с.-х. акад., 1975, 98. Вопросы мелиорации и водного хозяйства IV, с. 10 - 14.
- Кинк Х. А. Влияние мелиорации на подземные воды. - В кн.: Охрана окружающей среды и мелиорация переувлажненных земель, 1976а, М., с. 89 - 92.
- Кинк Х. А. Об определении влияния осушения земель на подземные воды. - Сб. научн. тр. Эст. с.-х. акад. 1975б, IIО. Вопросы мелиорации и водного хозяйства У, с. 71 - 75.
- Кинк Х. А. О методике мелиоративно-гидрогеологической оценки земель. - Тезисы докладов семинара "Охрана подземных вод Прибалтики от загрязнения". Вильнюс, 1977, с. 18 - 19.
- Маслов Б. С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М., 1970, 229 с.
- Плотников Н. И. Подземные воды - наше богатство. М., 1976, 207 с.
- Sauks, H. Standardid loodusekaitseks. - Eesti Loodus, 1975, nr. 12, lk. 681 - 685.

<sup>ж</sup> По данным Управления геологии СМ Эстонской ССР.

Sults, Ü. Keskkonnastandardid - kvaliteediviisaastaku ülesanne  
looduskaitseks. - Eesti Loodus, 1977, nr. 2, lk. 66 - 73.

Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР



H. Kink

LOODE-EESTI TEHNOGEENSETE HÜDROGEOLOOGILISTE  
TINGIMUSTE HINDAMINE

Veemajandusrajatiste mõju põhjaveele on prognoositav mitmete kriteeriumide alusel, mis võivad olla ka ajutisteks põhjavee kaitse standarditeks. Neile tuginedes saab hinnata tootmise arendamise regionaalseid võimalusi.

Harju rajoonis esineb vee defitsiit õhukese pinnakattekihiga paeplatool. Majanduse arengu kindlustamiseks on edaspidi tarvis Harju rajooni vett juurde tuua teistest piirkondadest. Rangemaid veekaitse nõudeid tuleb rakendada Lahemaa rahvuspargis.

Л. А. Савицкий

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОДОПРИТОКОВ В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ ЭСТОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Добыча подземных ископаемых на территории Эстонской ССР ведется с осушением пород кровли полезного ископаемого и поэтому сопровождается мощным водоотливом. Так, например, объем откачиваемых шахтных и коренных вод даже в маловодный 1975 год превышал в 1,5 раза суммарное потребление подземных вод в целом по республике. Из общего количества сбрасываемых шахтных и карьерных вод на долю Эстонского месторождения горючих сланцев приходится около 90%. Многолетними наблюдениями установлено, что на данном месторождении источниками формирования водопритоков являются воды ордовикского водоносного комплекса, четвертичных отложений и поверхностные водоемы (Газизов, 1971; Хейнсалу, Андра, 1975). В общем все они гидравлически взаимосвязаны, что и обуславливает особенности их притока в горные выработки.

При производстве горных работ непосредственному осушению подвергается ордовикский водоносный комплекс, в результате чего увеличивается водообмен поверхностных вод с подземными. Примером могут послужить осушенные болота, прилегающие к восточной границе шахты Ахтме, пересыхание ряда родников в бассейне реки Пухайги, сдренированное озеро Калина, а также постоянное снижение уровня грунтовых вод и озер с интенсивностью около 0,2 м/год восточнее Ахтме в пределах Вазавереской погребенной долины.

В районах, в которых отсутствуют крупные поверхностные водоемы и источники, в водопритоках в шахты четко проявляется сезонность. В периоды интенсивного питания подземных вод, т. е. весной и осенью, наблюдаются наибольшие водопритоки, при этом их величины могут превышать минимальные значения в десятки раз. Отношение максимальных водопритоков ( $Q_{\max}$ ) к



минимальным ( $\rho_{min}$ ) выражается коэффициентом неравномерности  $K = \rho_{max} / \rho_{min}$  среднее значение которого для Эстонского месторождения изменяется от 1,8 до 30.

Величина  $K$  зависит, главным образом, от объема регулирующей емкости, формирующей приток в горную выработку. Так, по шахтам, где регулирующая емкость представлена мощностью осушаемого водоносного комплекса, а роль поверхностных водоемов и четвертичных отложений весьма незначительна, коэффициент  $K$  при увеличении глубины обработки  $n$  уменьшается (рис. I) по зависимости

$$K = 10^{0,0294 n - 2}.$$

Разрезы и шахты, в кровле которых залегает относительно мощный торфяной слой или же вблизи расположены водотоки с постоянным расходом, имеют, напротив, относительно незначительные величины коэффициента неравномерности, обычно не превышающие 4-5. В пределах Эстонского месторождения это характерно для шахты "Кохтла", для разрезов "Вийвиконд", "Сиргала" и "Нарва".

Наблюдениями выявились относительно большие изменения значения коэффициента  $K$  для горной выработки за многолетний период. По отдельным шахтам, где очень четко проявляется воздействие метеорологических факторов, коэффициенты неравномерности могут изменяться в 3-4 раза. Это объясняется особенностями метеорологических условий и, главным образом, внутригодовым распределением осадков и температур воздуха. Поскольку наибольшие водопритокки формируются в период весеннего снеготаяния, то они зависят от запаса влаги в снеге и скорости снеготаяния. Последняя же, в свою очередь, изменяется от температуры воздуха и плотности снега. Минимальные водопритокки формируются в летне-осенний период и их величина связана с продолжительностью межлетнего спада уровней. выпадающие кратковременные осадки в летний период практически не влияют на водопритокки.

Немаловажную роль на неравномерность водопритокков в горные выработки оказывает способ отработки, а также геологическое строение и гидрогеологические условия участка. Так, на-

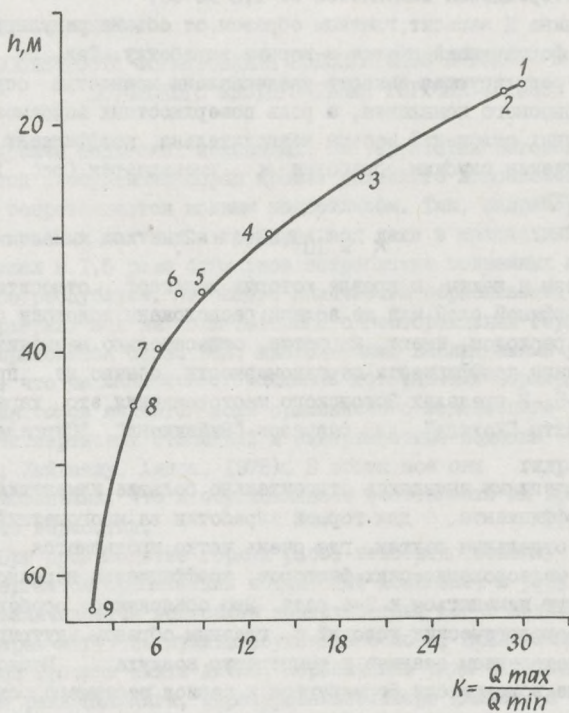


Рис. I. График зависимости коэффициента неравномерности водопритокков  $K$  от глубины шахты "

Шахты: I - Кукрузе; 2 - Кява-П; 3 - № 4; 4 - № 2; 5 - Таммику; 6 - Сомпа; 7 - Ахтме; 8 - Виру; 9 - Эстония



пример, отработка лавами с последующей посадкой кровли приводит к искусственному увеличению трещиноватости кровли и более быстрому поглощению атмосферных осадков с поверхности. Отработка камерами без принудительной посадки кровли на определенное время сохраняет кровлю промпласта ненарушенной, причем условия формирования водопритока остаются неизменными. Геологическое строение, наличие карста, зон повышенной трещиноватости способствуют быстрейшему поступлению воды в горные выработки. Гидрогеологические условия участка отработки могут существенно влиять на характер водопритоков. Так, отработка участков с одним водоносным горизонтом (комплексом) в кровле, связанным с поверхностью, существенно отличается от условий с двумя и более водоносными горизонтами в кровле.

Таким образом, неравномерность водопритоков по годам в горную выработку зависит от всех вышеупомянутых факторов. При наблюдениях продолжительностью 15 - 30 лет, исключая первые годы развития горных работ, для оценочных расчетов можно пользоваться средними величинами коэффициента неравномерности водопритока.

В условиях Эстонского месторождения горючих сланцев горные работы ведутся на глубинах 20 - 65 м. Кровля промпласта на севере месторождения представлена сравнительно однородными трещиноватыми и закарстованными известняками, которые имеют меньшую регулирующую емкость по сравнению с южной частью месторождения, где в кровле выделяются два водоносных горизонта. В связи с этим преимущественно по всем северным шахтам отмечается хорошая коррелятивная связь между среднегодовыми водопритоками и годовой суммой атмосферных осадков, а также запасами влаги в снеге на период снеготаяния и объемом весеннего водопритока. Полученные уравнения связей парной корреляции приведены в табл. I.

В сравнительно одинаковых метеорологических условиях находятся все шахты месторождения, однако далеко не для всех характерно равномерное распределение водопритоков. Отмечается закономерное затухание влияния сезонности с глубиной горных выработок - погружением промпласта. В шахтах северной части месторождения за весенний и осенний периоды в течение 5 меся-

Т а б л и ц а I

Зависимость водопритоков в шахты от метеорологических факторов

Шахта	Уравнение связи годовой суммы осадков $x$ , в мм и среднегодового водопритока $y$ , в м <sup>3</sup> /час	Коэффициент корреляции	Уравнение связи запаса воды в снеге $A$ , в мм и объема весеннего водопритока $B$ , в м <sup>3</sup>	Коэффициент корреляции
Кохтла	$y = 4,19x - 71$	0,53		
Кивиыли	$y = 7,55x - 1494$	0,76		
Кява-П	$y = 2,32x - 265$	0,62		
№ 4	$y = 3,19x - 1075$	0,73	$A = 0,415B + 0,427 \cdot 10^6$	0,85
Сомпа	$y = 4,50x - 907$	0,89		
Ахтме	$y = 3,6x - 319$	0,76	$A = 0,146B + 1,085 \cdot 10^6$	0,66
Таммику	$y = 3,29x - 302$	0,80	$A = 0,581B + 0,699 \cdot 10^6$	0,85
№ 2	$y = 2x - 266$	0,78		



цев формируется 62% годового водопритока, за этот же период на кге, в шахте "Эстония" и в разрезах - не более 42% (табл. 2).

Сравнительная стабильность притоков в разрезы объясняется хорошей зарегулированностью подземного стока, наличием болот а для шахты "Эстония" тем, что при сравнительно небольшой отработанной площади она имеет наибольшую мощность кровли, в которой в карбонатных породах ордовика выделяются два водоносных горизонта: набала-раквереский и кейла-кукрузеский. Они разделены мергелями оандуского горизонта ордовика, коэффициент фильтрации которого составляет около  $8 \cdot 10^{-4}$  м/сут. Произведенные аналитические расчеты и аналоговое моделирование геофильтрации показали, что в данном случае происходит перетекание воды из верхнего набала-раквереского водоносного горизонта в нижний кейла-кукрузеский, который осушается непосредственно горными работами. Таким образом, набала-раквереский водоносный горизонт является регулятором водопритоков в шахту "Эстония".

Наибольшее отклонение среднемесячных величин водопритока в шахты от среднемноголетней наблюдается в многоводные периоды, а в период межени они незначительны. Так, в период весеннего паводка среднемесячные водопритоки в отдельные годы могут превышать их многолетнюю величину в 4-5 раз; отклонения в период осеннего периода составляют 2,5 - 3 раза. Отмеченная закономерность прослеживается по всем шахтам месторождения и должна учитываться как при прогнозировании водопритоков в горные выработки, так и при планировании использования шахтных вод. Несомненно, при производстве разведочных работ на воду, особенно в трещиноватых закарстованных карбонатных породах, важно иметь в виду не только сезонность, но и водность года, месяца, в котором проводились работы.

Немаловажную роль в формировании водопритоков в горные выработки оказывает влияние так называемого "вторичного обводнения", обусловленного поглощением откачанной воды по трещинам на стенках и дне водоотводящих канав. Величина поглощения на отдельных канавах достигает 50% от замеренного расхода и более. Суммарно по месторождению за счет вторичного обводнения формируется 15% водопритоков, что имеет значение при планировании использования шахтных вод в народном хозяйстве.

Т а б л и ц а 2

Распределение водопритока в горные выработки по сезонам года,  
в процентах от годового объема

Шахта, разрез	Зима (I - III)	Весна (IV - V)	Лето (VI - IX)	Осень (X - XII)
<u>Шахты</u>				
Кукрузе	17,4	33,2	21,2	28,2
Кява II	19,2	36,3	18,9	25,6
№ 2	21,5	29,2	22,5	26,7
№ 4	19,6	28,7	24,2	27,5
Кивийли	22,2	26,7	25,2	25,9
Сомпа	22,1	29,3	24,2	24,4
Кохтла	21,1	28,2	27,3	23,4
Таммику	25,9	15,1	27,3	31,7
Ахтме	22,0	24,4	28,2	25,4
Виру	22,8	25,7	27,9	23,6
Эстония	25,1	17,9	31,4	25,6
<u>Разрезы</u>				
Ви́йвиконд	22,9	22,4	30,3	24,4
Сиргала	22,8	21,9	29,6	25,7
Нарва	30,8	18,2	25,3	25,7

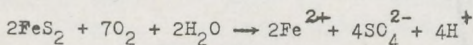
Для новых шахт в первые годы эксплуатации характерно значительное увеличение водопритока во времени. Такой рост водопритоков обусловлен постоянным увеличением отработанной площади, характеризуемой приведенным радиусом горной выработки  $r_0$ . Однако анализ фактических наблюдений по шахте "Виру" показал, что уже на 5-6 год работы шахты роль радиуса горной выработки на водоприток сглаживается. Так, для шахты "Виру" критическое значение приведенного радиуса горной выработки, с ростом которого не происходит дальнейшего увеличения водопритока



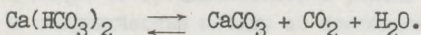
тока, составляет 500 м (рис. 2). При увеличении площади горной выработки внутренние сопротивления системы увеличиваются и снижается эффект прироста притока из радиуса горной выработки.

Исходя из полученных результатов, водопритоки в горные выработки можно сравнивать только после полного развития горных работ, т. е. когда радиус выработки достигнет критической величины.

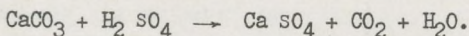
В результате развития горных работ происходит и качественное изменение подземных вод. Изменяются условия формирования их химического состава вследствие изменения температуры, увеличения аэрации и доступа свободного кислорода при вентиляции горных выработок. Происходит весьма заметное обогащение шахтных вод сульфатами, повышается жесткость воды, достигающая 15 - 18 мг-экв/л, в среднем в 2 раза повышается ее минерализация. Увеличение ее за счет ионов сульфата происходит в результате окисления пирита по схеме (Коротков, Павлов, 1972):



Увеличение жесткости происходит за счет растворения кальция и магния. Выпадение карбонатов может произойти в связи с уменьшением углекислоты в растворе при повышении температуры, при вентиляции шахт, в результате чего гидрокарбонат кальция перейдет в карбонат по схеме



Вторым агентом выветривания карбоната является серная кислота, образующаяся при окислении сульфидов ( $\text{FeS}_2$ ), которая осуществляется по схеме



Исходя из особенностей формирования водопритоков в горные выработки и изменения их качества в процессе производства горных работ, представляется возможным прогнозировать водопритоки в шахты и планировать использование шахтных вод для народ-

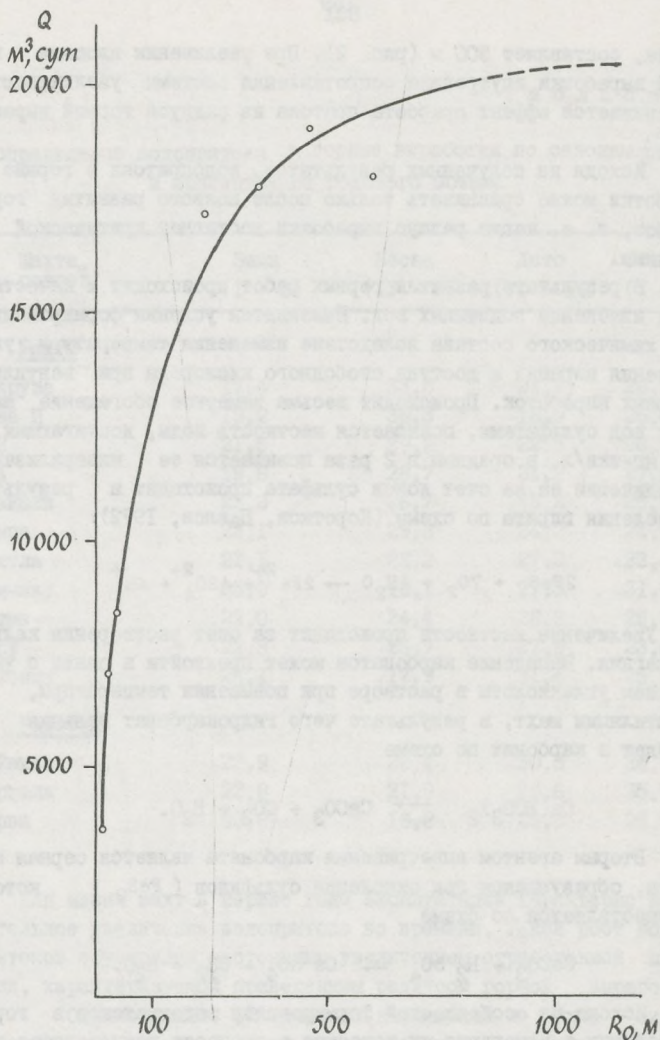


Рис. 2. Зависимость среднего годового водопритока в шахту "Виру" от ее приведенного радиуса  $R_0$ .



ного хозяйства. По своему качеству они могут быть использованы в сельском хозяйстве для орошения, в качестве технической воды в промышленности и после предварительной очистки — как источник пополнения запасов грунтовых вод. Если потреблять шахтную воду из расчета минимальных расходов, то суммарная величина используемой воды составит 158 тыс. м<sup>3</sup>/сут или 49% от среднееголетнего водопритока. Процент использования шахтных вод может быть увеличен с помощью регулирующих емкостей, в качестве которых могут послужить поверхностные и подземные водохранилища отработанных горных выработок, инфильтрационные бассейны на участке Вазавере, где необходимо проводить пополнение запасов грунтовых вод. На основании особенностей формирования водопритоков в горные выработки вытекает вывод, что с продвижением горных работ на кг, при увеличении глубины шахт, коэффициент неравномерности водопритоков будет уменьшаться, а, следовательно, процент использования шахтных вод может увеличиваться.

#### Литература

- Газизов М. С. Карст и его влияние на горные работы. М., 1971, 204 с.
- Коротков А. И., Павлов А. Н. Гидрохимический метод в геологии и гидрологии. Л., 1972, 183 с.
- Хейнсалу Ю., Андра Х. Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы ее исследования. Таллин, 1975, 116 с.

Управление геологии  
СМ Эстонской ССР

L. Savitski

KAEVANDUSVEE KUJUNEMISE ISEÄRASUSTEST  
EESTI PÕLEVKIVIMAARDLAS

Põlevkivimaardla karjääridest ja kaevandustest väljapumbatava vee hulk ületab majandus- ja joogivee kogutarbimise Eesti NSV-s. Vee juurdevool kaevandustesse on teravalt sesoonne, kusjuures kõikumised vähenevad. Juurdevool sõltub otseselt sademete hulgast ja esimese 5-6 aasta vältel pärast kaevandamise alustamist ka kaevanduse pindalast. Ligikaudu 15 % põlevkivimaardla kaevanduste veest moodustab ärajuhtimiskanalitest lõhesid kaudu kaevandustesse tagasivoolav vesi.

Põlevkivi tootmisel suureneb kaevandustesse voolava vee mineralisatsioon ja karedus.

Tehniliseks otstarbeks, põllumajanduskultuuride niisutamiseks ja põhjaveevarude kunstlikuks täiendamiseks võib kasutada kaevandusvett 158 000 m<sup>3</sup>/aöp.



В. А. Удам, Л. А. Савицкий, Я. Я. Уэсон

## ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЭСТОНСКОЙ ССР

### Динамика водопотребления и запасов подземных вод

Потребление воды в Эстонской ССР растет из года в год. Вблизи крупных потребителей водные ресурсы в общем недостаточные, а качество подаваемой сырой воды понижается. Для получения чистой воды приходится вкладывать большие капиталовложения, в связи с чем себестоимость ее постоянно повышается. Рассмотрим это на примере коммунального водоснабжения.

В системе Министерства коммунального хозяйства ЭССР, где водопотребление составляет около 35% от суммарного в республике, до 1980 года войдут в действие объекты водоснабжения стоимостью 125 млн. руб. По сравнению с 1971 г. среднегодовая стоимость основных фондов к 1980 г. возрастет в 2,5 раза.

С вводом новых основных фондов возрастают себестоимость отпущаемой воды, затраты по амортизационным отчислениям, электроэнергии и по другим видам, повышается удельное значение амортизационных отчислений в себестоимости. Если в 1970 г. оно составляло 20%, то в 1978 - 1980 гг. будет уже 34% (табл. 1).

Вместе с общей суммой увеличиваются затраты на 1 м<sup>3</sup> воды, поскольку рост их опережает рост реализуемого количества воды. Так, в 1966 г. затраты на производство 1 м<sup>3</sup> чистой воды составляли 4,06 коп., в 1975 г. - 5,84 коп. К 1980 г., по нашим прогнозам, они возрастут до 7,49 коп., а амортизационные отчисления - примерно в 2,5 раза.

Рост затрат на 1 м<sup>3</sup> воды по годам различный. Вследствие принятых технических мер без ввода в действие новых производственных фондов, в 1971 и 1973 гг. произошло некоторое снижение ее себестоимости. Однако в 1976 г., когда стоимость ос-

## Динамика себестоимости чистой воды в системе

Хозяйственные показатели	Г о д ы			
	1966	1968	1970	1971
Реализация воды, тыс. м <sup>3</sup>	56106	66387	75460	78757
То же, % к 1970 г.	73	88	100	104
Затраты, тыс. руб.	2238	2924	3873	4072
То же, % к 1970 г.	58	75	100	105
Амортизация из числа затрат, тыс. руб.	-	-	778	835
То же, % к 1970 г.	-	-	100	107
Удельный вес амортизации в затратах, %	-	-	20	21
Затраты на 1 м <sup>3</sup> воды, коп.	4,06	4,41	5,13	5,02
То же, % к 1970 г.	79	86	100	98
То же, % к предыдущему году	-	108,6	116,3	97,9
Расходы амортизации на 1 м <sup>3</sup> воды, коп.	-	-	1,03	1,06
То же, % к 1970 г.	-	-	100	103
Среднегодовая стоимость основных производственных фондов, тыс. руб.	-	-	-	23373
То же, % к 1971 г.	-	-	-	100

\* По нашему прогнозу.

## Т а б л и ц а I

## Министерства коммунального хозяйства Эстонской ССР

	Г о д ы								
	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978*	1979*	1980*
83656	87724	91640	95588	99882	102157	105000	108000	112000	
III	II6	I2I	I27	I32	I35	I39	I43	I48	
4429	4631	4950	5581	6594	6974	7539	7963	8388	
II4	I20	I28	I44	I70	I80	I95	206	217	
1061	1132	1313	1498	1917	2257	2528	2716	2874	
I36	I46	I69	I93	246	290	325	349	369	
24	24	27	27	29	32	34	34	34	
5,29	5,28	5,40	5,84	6,60	6,83	7,18	7,37	7,49	
103	103	105	114	129	133	140	144	146	
105,4	99,8	102,3	108,1	113,0	103,5	105,1	102,6	101,6	
1,27	1,29	1,43	1,57	1,92	2,21	2,41	2,52	2,57	
123	125	139	152	186	214	233	244	249	
-	30672	-	34190	45456	50574	54676	55726	57716	
-	I31	-	I46	I94	216	234	238	247	



## Глубина эксплуатационных скважин на водозаборах, м

Города	Водоносные комплексы				
	Четвертичный	Пярусско-силурийский	Силурийско-ордовикский	Ордовикско-кембрийский	Кемброво-вендский
Таллин	20 - 30	-	-	60 - 80	120 - 180
Кохтла-Ярве	40	-	-	80 - 90	180 - 200
Кивимли	-	-	-	80 - 90	180 - 200
Силламяэ	-	-	-	-	130 - 150
Нарва-Йнэсуу	-	-	-	-	120 - 130
Тарту	30 - 40	200 - 220	-	400 - 450	-
Пярну	-	-	50 - 150	400 - 420	-
Хаапсалу	-	-	-	200	200
Вильянди	-	-	230	430	-
Нарва	-	-	-	-	150
Палдиски	-	-	-	-	150 - 200

новых производственных фондов возросла на 11,3 млн. руб., затраты на 1 м<sup>3</sup> воды повысились на 13,0%. Начиная с 1966 г., средний рост по отношению к предыдущему году составлял 4,59%. В период 1976 - 1977 гг. показатель увеличился до 5,16%. Таким образом, темп роста затрат на водоснабжение постепенно ускоряется и обстоятельств, которые могли бы остановить этот процесс в дальнейшем, не предвидится.

Поэтому можно сделать вывод, что в прогнозах на ближайшее будущее (1980 - 1990 гг.) необходимо считаться с ежегодным 5-процентным ростом себестоимости воды в основном за счет привлечения к эксплуатации новых, менее эффективных водоисточников, что приводит соответственно к увеличению стоимости оценки используемых водных ресурсов. Суммарная потребность в хозяйственно-питьевой воде Эстонской ССР на 2000 год, по данным проектных организаций, оценена в 1,6 млн. м<sup>3</sup>/сут.

В настоящее время в балансе хозяйственно-питьевого водоснабжения Эстонской ССР на подземные воды приходится 70% суммарного водопотребления. При этом только в Таллине и Нарве используются преимущественно поверхностные воды, а водоснабжение остальных городов и сельской местности базируется почти исключительно на подземных водах.

Водозаборы подземных вод в Эстонии в общем представлены эксплуатационными скважинами различной глубины (табл. 2), расположенными непосредственно у водопотребителя, что исключает крупные капитальные вложения на водопроводную сеть. Однако размещение водопотребителей с крупным концентрированным отбором не всегда позволяет ориентировать водоснабжение только на подземные воды. Такие города как Таллин, Нарва уже сейчас не обеспечены подземной водой. В перспективе на снабжение за счет поверхностных источников необходимо будет перевести и Пярну.

По предварительным данным региональной оценки эксплуатационные запасы подземных вод Эстонии составят 1,5 млн. м<sup>3</sup>/сут. В большинстве крупных городов республики расчетная потребность в воде на 2000 год превышает утвержденные запасы подземных вод. Последние в некоторых случаях расположены за пределами городов.

В Кохтла-Ярве водозабор удален от города на 12 км, в Тал-



лине - на 45 - 60 км, а в Кингисепе - на 8 км. Перспективное покрытие потребности в хозяйственно-питьевой воде необходимо сочетать с использованием подземных и поверхностных вод совместно (Таллин, Нарва, Пярну) или же за счет запасов в более глубоко залегающих водоносных горизонтах (Тарту, Вильянди). Строительство дополнительных глубоких колодцев требует значительного увеличения капитальных вложений. Однако при расположении колодцев разных водоносных горизонтов у одной насосной получается некоторое снижение затрат на здание насосной, электрооборудование и автоматику. Строительство водозаборов, эксплуатирующихся из одной насосной станции три водоносных горизонта, ведется в Тарту.

Перспективно увеличение производительности действующего водозабора подземных вод путем пополнения его запасов за счет поверхностных источников. Такие исследования и работы целесообразно поставить в Тарту на водозаборе Стаадioni и в Кохтла-Ярве на водозаборе Вазавере.

#### Методика определения экономической оценки утвержденных запасов подземных вод Эстонской ССР

Экономическая оценка природных ресурсов, в т. ч. и водных, основывается на капитализации дифференциальной ренты. Последняя представляет собой часть экономического эффекта, равную дополнительному чистому доходу, получаемому при использовании природных ресурсов, характеризующихся лучшими естественными факторами.

Целью экономической оценки подземных вод является:

- определение рациональных масштабов и экономической эффективности мероприятий, направленных на удовлетворение потребностей (при экономии расхода воды) водопотребителей и оценки мер, связанных с охраной и воспроизводством водных ресурсов;
- нормирование расхода воды и экономическое стимулирование рационального водопотребления;
- определение ущерба, приносимого народному хозяйству от истощения, а также от загрязнения запасов подземных вод;
- денежная оценка запасов подземных вод как элемент национального богатства.

Экономическая оценка запасов подземных вод определяется как разность между затратами при использовании данного источника воды (индивидуальные затраты) и общественно необходимыми затратами перспективного водоснабжения (замыкающими затратами) локально для тех же водопотребителей. Эта разность выражает увеличение затрат на доставку и подготовку воды из нового источника, по сравнению с водозабором из оцениваемого водоисточника.

Разность замыкающих и индивидуальных затрат определяется в виде

$$C_3 = (C + E_{HK})_i - (C + E_{HK})_3 \quad (1)$$

где  $C_3$  - оценка запаса;  $C$  - эксплуатационные затраты при использовании ресурса (себестоимость воды данного источника);  $E_{HK} = 0,12$  - нормативный коэффициент эффективности капитальных вложений ("Типовая методика определения...", 1969; "Рекомендация для определения...", 1975);  $K$  - капитальные вложения;  $(C + E_{HK})_i$  - приведенные затраты при использовании воды из  $i$  - того (замыкающего) источника;  $(C + E_{HK})_3$  - приведенные затраты при использовании воды из рассматриваемого источника подземных вод.

Капитализированная оценка запасов подземных вод с учетом фактора времени при увеличении дефицитности воды исчисляется в следующем порядке. Сперва производится годовая экономическая оценка их запасов. Для этого сначала определяется величина экономической оценки  $1 \text{ м}^3$  воды для водопотребителей, обслуживаемых данным водным источником. Полученная величина умножается на годовое количество эксплуатационных запасов подземных вод ( $\text{м}^3$ ). Произведение представляет собой годовую оценку запаса воды ( $C_0$ ). Тогда капитализированная оценка запасов подземных вод ( $C_c$ ) при бессрочной эксплуатации запаса определяется по формуле:

$$C_c = C_0 \cdot E_{HK}^{-1} \quad (2)$$

Предполагая, что ежегодное возрастание дефицитности воды  $E$  составляет в среднем 5%, можно коэффициент учета фактора времени  $\psi$  согласно "Методике экономической оценки..."



(1974), определить формулой

$$\alpha_3 = \sum_{t=1}^{T=\infty} (1 + E)^{t-1} (1 + E_H)^{-t} \quad (3)$$

где  $T$  - расчетный срок эксплуатации природного ресурса (воды), исчисляемый от года проведения оценки до года обработки запасов и  $t = 1, 2, \dots, T$ .

Произведенные по формуле (3) расчеты показывают, что при  $E = 0,05$  и  $E_H = 0,12$  коэффициент  $\alpha_3 = 14,29$ . Если же при суммировании по формуле (3) вместо  $T = \infty$  взять  $T = 30$ , то будем иметь  $\alpha_3 = 12,23$ . Поскольку эксплуатационные запасы подземных вод утверждаются на 30 лет, то в наших оценках берется  $\alpha_3 = 12,23$ , а для поверхностных вод, которые эксплуатируются на протяжении неограниченного времени  $\alpha_3 = 14,29$ .

В таком случае  $O_c = \alpha_3 O_v = 12,23 \cdot O_v$ .

#### Экономическая оценка запасов подземных вод Таллина, Тарту, Пярну, Вильянди и Нарва-Йыэсуу

Индивидуальные затраты определены по плановым показателям коммунальных водохозяйственных предприятий на 1976 г. Расхождение их с данными бухгалтерских отчетов незначительное. Поэтому можно считать, что индивидуальные затраты в общей сумме соответствуют действительным реальным затратам коммунального водоснабжения упомянутых городов. Поскольку плановые показатели и бухгалтерский учет в настоящее время не содержит суммы затрат по эксплуатации распределительной сети и отдельных водозаборов, они имеют частично ориентировочный характер.

Замыкающие затраты определены по проектам перспективного расширения систем водоснабжения, которые ориентируют на использование поверхностных вод частично с их предварительной очисткой, а также на применение подземных вод отдельных районов или более глубоких водоносных горизонтов. При анализе за-

трат по использованию поверхностных и подземных водоисточников выявляется преимущество подземного водоснабжения по двум видам затрат: качеству воды, не требующей, как правило, очистки и затратам на распределительную сеть.

Так, например, в курортном городе Пярну, характеризующемся растянутостью своей территории, переориентировка с подземного водоснабжения на поверхностное связана с крупными дополнительными капиталовложениями на переустройство распределительной сети. При настоящей разбросанной системе буровых колодцев она значительно короче и состоит из труб малого диаметра. Такая сеть не в состоянии распределять большое количество воды, идущей из одного источника — водоочистной станции. Поэтому в дальнейшем необходимо переустройство сети, требующее дополнительных капиталовложений в размере 5,3 млн. руб., при стоимости действующей распределительной сети 0,91 млн. руб.

В Эстонской ССР имеются районы, где использование поверхностных водных ресурсов затруднено по причине их отдаленности. По сравнению с подземным водоснабжением, малое потребление воды приводит к большому удорожанию затрат на доставку и очистку поверхностной воды. Такие районы могут пользоваться несколькими водоносными горизонтами (табл. 2). Тогда перспективно эксплуатировать более глубокие водоносные горизонты, затраты по которым могут быть приняты в качестве замыкающих при условии, если запасы глубоких вод являются достаточными для обеспечения перспективного водопотребления. В тех случаях, когда они ограничены и могут лишь временно покрыть растущий спрос на воду, необходимо выявлять другие источники, в большей степени соответствующие условиям определения замыкающих затрат. В таком случае неиспользованные ограниченные глубокие водоносные горизонты приобретут положительную экономическую оценку. Для выяснения относительной экономической оценки скважин различной глубины произведена их обезличенная по местоположению сравнительная экономическая оценка (табл. 3, рис. 1).

Данные табл. 3 свидетельствуют об исключительной экономической эффективности колодцев глубиной до 50 м, которые составляют 78% от общего количества буровых скважин на воду. Капитализированная экономическая оценка их по сравнению с более



## Экономическая оценка буровых колодцев различной глубины

Водохозяйственные показатели	Единица измерения	Глубина скважин, м				
		50	50 - 100	100 - 200	200 - 400	400
I	2	3	4	5	6	7
Удельный вес колодцев по ЭССР*	%	78	15	6	1	
Количество колодцев, по которым составлен данный расчет	шт.	26	26	8	8	10
Средняя стоимость одного колодца	тыс. руб.	2,6	4,5	10,8	14,6	33,3
Затраты, зависящие от глубины колодца:						
а) амортизационные отчисления (4%)	руб./год	104	180	432	584	1332
б) нормативная эффективность капитальных вложений ( $E_{\Pi} = 0,12$ )	"	312	540	1296	1752	3996
Сумма затрат	"	416	720	1728	2336	5328
Экономическая оценка колодца по отношению к более глубоким (замыкающим колодцам на 30 лет эксплуатации при $E_{\Pi} = 0,12$ )						
а) Глубина > 400 м - годовая оценка	тыс. руб.		4,9	4,6	3,6	3,0
капитализированная оценка	"		60	56	44	37

\* По Э. Р. Чебан (Чебан, 1975).

I	2	3	4	5	6	7
б) глубина 200 - 400 м - годовая оценка	тыс. руб.	1,9	1,6	0,6		
капитализиро- ванная оценка	"	23	20	7		
в) глубина 100 - 200 м - годовая оценка	"	1,3	1,0			
капитализиро- ванная оценка	"	16	12			
г) глубина 50 - 100 м - годовая оценка	"	0,3				
капитализиро- ванная оценка	"	4				

глубокими колодцами составляет до 60 тыс. руб., а капитальные вложения на строительство одного колодца - около 2,6 тыс. руб. Сумма этих оценок 62,6 тыс. руб. показывает величину ущерба, наносимого народному хозяйству в случае загрязнения или полного истощения одного неглубокого колодца и тем самым выражает экономически оправданный предел затрат на предотвращение его загрязнения. Это необходимо иметь в виду при планировании защитных мероприятий против загрязнения подземных водных запасов.

Ниже приведем расчет экономической оценки эксплуатируемых водоисточников пяти городов Эстонской ССР (табл. 4).

Удельный вес подземной воды в 1976 г. составлял 13% от водоотбора Таллинского производственного управления водоснабжения и канализации. Поэтому экономическая оценка запасов подземных вод Таллина возможна только при комплексном анализе затрат по всем подземным и поверхностным источникам. При этом нужно учитывать, что ввиду создавшейся напряженности в водоснабжении, до 1980 г. на расширение поверхностного водоснабжения столицы предусмотрены большие капитальные вложения.



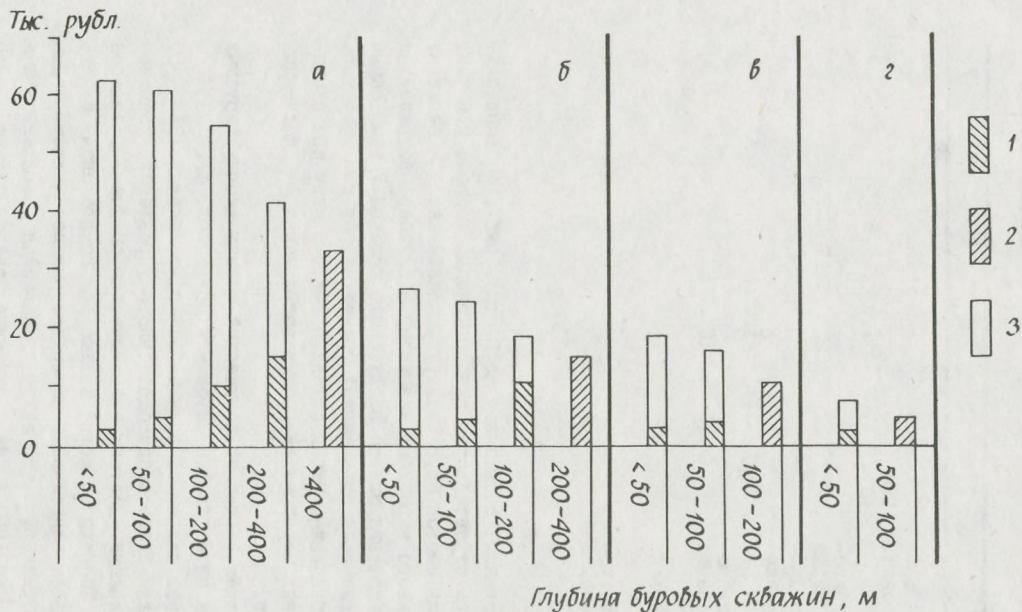


Рис. Экономическая оценка буровых на воду скважин различной глубины.  
Замыкающие затраты по скважинам глубиной: а) более 400 м; б) 200 - 400 м; в) 100 - 200 м; г) 50 - 100 м

1 - стоимость оцениваемой скважины; 2 - стоимость замыкающей скважины; 3 - капитализированная оценка скважины как водоисточника

## Расчет экономической оценки водных ресурсов Таллина

Водохозяйственные показатели	Единица измерения	Поверхностная вода		Подземная вода
		Действующие водозаборы	Водозабор Соодла	
Количество воды по году 95%-ной обеспеченности	млн. м <sup>3</sup>	103,51	26,25	29,4*
Количество реализуемой воды	"	96,2	23,5	26,7
Индивидуальные затраты	коп./м <sup>3</sup>	12,59	18,13	10,26
Замыкающие затраты	"	24,56	24,56	24,56
Экономическая оценка 1 м <sup>3</sup> воды	"	11,97	6,43	14,30
Годовая оценка ресурса	млн. руб.	11,515	1,511	3,818
Капитализированная оценка ресурса	"	164,5	21,5	46,8

\* По утвержденным запасам в пределах городской территории.

Стоимость производственных фондов Таллинского производственного управления водоснабжения и канализации увеличится с 22,8 млн. руб. в 1976 г. до 44,8 млн. руб. в 1980 г. Расширяется водоочистная станция, водохранилище Паункюла и строится новый водозабор реки Соодла. Объем подземного водоснабжения остается неизменным.

Экономическая оценка водных ресурсов Таллина произведена отдельно по действовавшим в 1976 г. поверхностным водозаборам, по строящемуся водозабору р. Соодла и подземному водозабору.

Источниками возможного дополнительного водоснабжения Таллина являются опреснение морской воды, переброска вод Чудского озера, запасы подземных вод, расположенных в верховье рек Кейла и Кяру на расстоянии до 80 км от города. Государственным про-



Т а б л и ц а 5

## Экономическая оценка утвержденных эксплуатационных запасов подземных вод

Водохозяйственные показатели	Единица измерения	Г о р о д а					Всего
		Таллин	Тарту	Пярну	Вильянди	Нарва-Инэсуу	
Утвержденный годовой запас	млн. м <sup>3</sup>	29,400	23,00	3,000	1,860	0,584	57,844
Коэффициент использования	%	0,908	0,912	0,844	0,837	0,919	0,906
Реализуемое количество воды	млн. м <sup>3</sup>	26,695	20,976	2,530	1,650	0,537	52,388
Замыкающие затраты	коп./м <sup>3</sup>	24,56	13,98	25,20	-	29,27	
Индивидуальные затраты	"	10,26	10,71	15,95	-	13,30	
Экономическая оценка I м <sup>3</sup> реализуемой воды	"	14,30	3,27	9,25	2,42	15,97	
Годовая экономическая оценка запаса (O <sub>1</sub> )	тыс. руб.	3818	685,2	234	39,9	85,7	4861,8
Капитализированная оценка запаса (O <sub>1</sub> · 12,23)	"	46682	8380	2862	488	1048	59460
Капитализированная оценка I м <sup>3</sup> запаса при 30-летнем использовании	руб.	1,59	0,36	0,95	0,26	1,80	1,03

ектным институтом "Эстонпроект" разработаны технико-экономические показатели их эксплуатации. Исходя из этих показателей, приведенные затраты водоснабжения, по нашему определению, составляют (при  $K_H = 0,12$ ) 24,56 коп./м<sup>3</sup>. По опреснению морской воды и по переброске вод Чудского озера готовых проектных решений для Таллина пока не имеется, но ориентировочные расчеты показывают, что оба варианта будут дороже вышеуказанного. Поэтому в расчетах за величину замыкающих затрат на кубометр воды принято 24,56 коп. в измерении потребителя (табл. 4).

Замыкающие затраты по Тарту, Пярну и Нарва-Йыэсуу определены по проектам поверхностного водоснабжения, а по Вильянди исчислены по разности удорожания эксплуатации подземных водных горизонтов при переходе водоснабжения от колодцев глубиной 100 - 200 м на глубину 400 м, что составляет 2,42 коп./м<sup>3</sup>.

Экономическая оценка произведена по пяти городам, к которым относится 53% от утвержденных в ГКЗ и ТКЗ эксплуатационных запасов подземных вод по Эстонской ССР (табл. 5).

По сводному расчету видно, что величина экономической оценки 1 м<sup>3</sup> запаса подземной воды по отдельным городам значительно расходится. В Таллине и Нарва-Йыэсуу, например, она в 6-7 раз выше, чем в Тарту и Вильянди. При этом отметим, что именно в Таллине и Нарва-Йыэсуу реальность уровня экономической оценки не вызывает сомнений. Сравнительно низкая оценка запасов подземных вод Тарту объясняется близостью достаточного количества поверхностной воды. В Вильянди положение несколько сложнее и там требуется более углубленное изучение как индивидуальных, так и замыкающих затрат.

### Заключение

Нашей предварительной экономической оценкой охвачено 53% утвержденных подземных водных запасов Эстонской ССР. Это обстоятельство свидетельствует о возможности уже в настоящее время производить полную кадастровую экономическую оценку запасов подземных вод с последующим включением экономических оценок в создаваемый государственный водный кадастр. Целесообразным в



этом направлении было бы составление инструкции по экономической оценке буровых и действующих колодцев Эстонской ССР. Результаты оценки могут послужить основой для установления экономически оправданного уровня затрат на защиту колодцев от их загрязнения, а также для определения и взыскания стоимости причиненного ущерба с виновников загрязнения колодцев.

При дальнейших расчетах общий уровень экономической оценки запасов подземных вод, вероятно, повысится. Это обуславливается следующими обстоятельствами:

1. Замыкающие затраты отчасти рассчитаны на значительный расход воды. При осуществлении новых проектов по заданному расходу на длительный период образуются резервные мощности, а неполная нагрузка приведет к значительному удорожанию фактических затрат. Так, например, годовой расход воды по индивидуальным затратам в Тарту, Пярну и Нарва-Йыэсуу составляет соответственно 11 090, 3200 и 295 тыс. м<sup>3</sup>, а по замыкающим — 37 500, 8190 и 1400 тыс. м<sup>3</sup>.

2. Индивидуальные затраты учтены по фактической себестоимости водохозяйственных организаций, а замыкающие — по проектной себестоимости. Если обе величины рассчитать по единым нормативам, то замыкающие затраты повысятся, а индивидуальные — снизятся, что приведет к повышению экономической оценки.

3. Расчеты составлены при нулевой экономической оценке перспективных водоисточников, по которым определены замыкающие затраты. Правомерно полагать, что в таких индустриализованных районах, как Эстонская ССР, где проявляется острая дефицитность воды, никакой водоисточник не может считаться бесценным. Например, "Методика экономической оценки..." (1974) приводит данные экспериментальных расчетов, проведенных в Институте водных проблем АН СССР, согласно которым нулевая оценка водных ресурсов проявляется только в северной зоне страны с избыточной влажностью. К ней по классификации отнесена Эстонская ССР, для которой минимальная кадастровая экономическая оценка водных ресурсов по их эксплуатационной ценности определена 0,2 коп/м<sup>3</sup>. Результаты нашей оценки позволяют считать, что в Эстонской ССР экономическая оценка перспективных водоисточников, уже запроектированных к эксплуатации, значи-

тельно выше, чем 0,2 коп/м<sup>3</sup>. Выяснение реального уровня экономической оценки перспективных водоисточников повысит уровень замыкающих затрат, что приведет к повышению уровня экономической оценки эксплуатируемых водных ресурсов.

### Литература

Типовая методика определения экономической эффективности капитальных вложений. М., 1969, 15 с.

Рекомендации для определения ущерба от загрязнения водных источников. М., 1975, 40 с.

Методика экономической оценки использования важнейших видов природных ресурсов. М., 1974, 153 с.

Tšeban, E. Eesti NSV põhjavesi ja selle kasutamise. Tallinn, 1975, 166 lk.

Управление геологии  
СМ Эстонской ССР



V. Udam, L. Savitski, J. Ueson

EESTI NSV PÕHJAVEE TARBEVARUDE MAJANDUSLIK EELHINNANG

Eesti NSV põhjavee kinnitatud tarbevarude majanduslik hinne on arvatud veeallika kasutamisel kujuneva diferentsiaalrendi kapitaliseerimisega, kusjuures kommunaalveevarustuse andmeile tuginemisel (tab. 1) saame vee defitsiitsuse kasvuks 5 % aastas. Veeressursside taandatud kasutuskulud on määratud kommunaalsete veevarustusettevõtete 1976. aasta plaaniliste kulutuste põhjal ning sulgkulud linnade perspektiivsete veevarustusobjektide järgi. Tallinnas on põhjavee kõrval hinnatud ka pinnavee ressursid. Erineva sügavusega puurkaevude majanduslik hinnang näitab madalate puurkaevude kõrget majanduslikku efektiivsust (joon., tab. 3). Taandatud kulude arvutamisel ning aastahinde kapitaliseerimisel on kapitaalvahetuste efektiivsuse koefitsiendi väärtuseks võetud 0,12.

Eesti põhjavee täielik kadastriline majanduslik hinnang on käesoleval ajal teostatav. Selleks tuleb arvutada kõigi tegutsevate puurkaevude majanduslik hinne, mida võib kasutada kaevude sanitaarkaitse kulutuste planeerimiseks ning põhjaveele tekitatud kahju määramiseks, et nõuda süüdlastelt hüvitust.

К. Э. Тюрк

О ГЕОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ ТРАССЫ ВОДОПРОВОДА  
ЧУДСКОЕ ОЗЕРО - ТАЛЛИН

Дальнейший рост промышленного производства, улучшение жилищно-коммунальных условий населения и интенсификация сельскохозяйственного производства в недалеком будущем вызовут острый дефицит в снабжении пресной водой Северной Эстонии, в частности, Таллина и районов сланцевой промышленности. В связи с этим предусматривается отбор воды из Чудского озера и откачка ее по сооружаемому водопроводу в Таллин, Кохтла-Ярве и к другим водопотребителям Северной Эстонии.

Предложены четыре варианта сооружения водопровода. Назовем их соответственно северным, центральным, южным и тоннельным вариантами (рис. 1). Три первые изложены в корректуре водохозяйственной схемы Северной Эстонии, выполненной в 1976 году в Государственном проектно-исследовательском институте "Эстмелио-проект". Тоннельный вариант рассмотрен в дипломной работе И. Кальюранда, подготовленной в 1969 году на кафедре санитарной техники Таллинского политехнического института.

В северном варианте предусматривается откачка воды из Чудского озера по напорному трубопроводу с водозабором в Ранна-Пунгерья через Оонурме, Мууга и Вяйке-Маарья до оз. Поркуни. Затем начинается открытая часть водопровода, проходящая по руслу р. Валгейги до Тапа и далее до регулятора стока на плотине Сика. От Сикаского регулятора до р. Соодла вода течет в юго-западном направлении по сооруженному с этой целью каналу, а далее по углубленному руслу р. Соодла до системы Соодласких водохранилищ.

Из водохранилищ вода направляется через канал до р. Ягала и оттуда по другому каналу впадает в р. Пирита между Вайда и Патика. Канал Ягала-Пирита является общим для всех трех поверхностных вариантов. Общая протяженность северного состав-





Рис. I. Схема расположения вариантов водопровода

I - тоннель; 2 - напорный трубопровод; 3 - каналы и углубленные русла рек; 4 - Сикаский регулятор; 5 - Соодлаские водохранилища; 6 - Паункю-лаские водохранилища

ляет 160 км, в том числе: трубопровода - 63 км, канала - 49 км, углубленных русел - 31 км и природных русел рек - 17 км.

Начало центрального варианта до Вяйке-Маарья совпадает с северным вариантом. От Вяйке-Маарья трубопровод проходит прямо в р. Амбла 4,2 км вниз по течению от устья ручья Сяэсоя. Дальше используются природные русла рек Амбла и Ягала, а также вышеупомянутый канал Ягала-Пирита. Общая протяженность трассы в центральном варианте 163 км, в том числе: 92 км напорного трубопровода, 29 км канала и 42 км природных русел рек.

По южному варианту водозабор находится у Вилузи, откуда воду качают по трубопроводу в северо-западном направлении до водораздела между Чудским озером и р. Педья. Далее она направляется до р. Педья и по ее углубленному руслу до Кюола, в районе которой вода подается сперва по трубопроводу, потом по каналу в р. Паала. В русле р. Паала вода течет до Пудрукюла, отсюда она выкачивается в существующий уже канал рек Пярну-Ягала. Этот канал, а также приблизительно 2-километровый отрезок р. Ягала придется углублять. Дальше воду можно качать в водохранилище Паункюла или же направлять ее в канал Ягала-Пирита. Протяженность южного варианта 203 км, в том числе: 56 км трубопровода, 36 км канала, 43 км углубленных и 68 км природных русел рек.

Итак, при поверхностных вариантах водопровод может состоять из трех принципиально отличающихся друг от друга компонентов: напорного трубопровода, канала, углубленного и природного русла реки. Напорный трубопровод предусматривается построить из железобетонных труб диаметром 1,2 - 1,6 м. Для предотвращения его замерзания он должен быть перекрыт слоем грунта толщиной не менее 0,8 м. Таким образом, глубина траншеи, необходимая для закладки трубопровода, должна составлять 2 - 2,5 м.

Проблемы, возникающие при прокладывании трубопроводов, ограничиваются в основном периодом строительства. Мощность четвертичных отложений и уровень грунтовых вод определяют стоимость проходки траншей в зависимости от взрывных работ и откачки воды с фронта работ. Что касается периода эксплуатации, то трубопровод явно преимущественнее, чем канал, так как после засыпания он больше не оказывает практического влияния на вод-



ный баланс участка. Только при больших и толстых залежах торфа, ввиду их оседания, может возникнуть деформация труб.

При строительстве каналов и углублении русел рек на первый план выдвигаются гидрогеологические проблемы эксплуатации. Потери воды из канала и, с другой стороны, приток в канал подземных вод зависят от разницы их уровней, фильтрационных свойств слоев и от наличия карста и тектонических нарушений в коренных породах. Особенно большие потери воды могут возникнуть на тех участках канала, которые врыты в закарстованные и трещиноватые карбонатные породы. Как известно, коэффициенты фильтрации последних могут в десятки раз превосходить соответствующие показатели мелкозернистых четвертичных отложений. При наличии достаточно точных исходных данных о коэффициенте фильтрации, статическом уровне подземных и поверхностных вод в принципе можно вычислить эти потери, однако в настоящее время на трассе не произведено соответствующих изысканий и вопрос может решаться лишь приблизительно.

Трассы канала Ягала-Пирита, геологический разрез центрального, а частично и северного варианта уже изучены. С этой целью в ГПИИ "Эстмелиопроект" произведено инженерно-геологическое зондирование с детальностью одна скважина на один километр трассы. На остальных участках трубопровода пока произведена государственная геологическая съемка.

Северный и центральный вариант трассы начинается у Чудского озера с песков различного гранулометрического состава и с хорошими фильтрационными свойствами. На расстоянии от 3 до 6 км пески покрыты торфом мощностью 0,2 - 0,8 м. Начиная с 7-го километра грунт становится все более глинистым, пески чередуются суглинками, супесью, мореной и с 12-го км до конца обоих вариантов преобладает морена. Она представлена легкими супесями и тяжелыми суглинками с содержанием крупнообломочной фракции от 20 - 40 до 50 - 60%. Между 27 и 31-ым километрами трассы на морене залегает торф мощностью около 3,8 км. Вследствие его оседания или морозных пучин, на этом отрезке трассы необходимы мероприятия для предотвращения деформации труб.

Участки с мощностью четвертичных отложений менее 2 м на-

ходятся в основном западнее Вяйке-Маарья. Из них два самых длинных размещены между 80-86 и 65-68 километрами трассы, где коренные породы лежат на глубине соответственно 0,9-2,0 и 1,1-1,6 м. Взрывные работы коренных пород необходимо произвести на протяжении 13 км. Около 4 км таких участков остается восточнее Вяйке-Маарья, где северный и центральный варианты трубопровода совпадают.

Из-за высокого уровня грунтовых вод в центральном варианте строительные работы затруднены на отрезках длиной в 10,5 км, а в северном варианте - в 10 км. Приблизительно половина этого пути приходится на начало трассы у Чудского озера. Как уже было сказано, грунт обладает здесь хорошими фильтрационными свойствами и при высоком уровне грунтовых вод вызывает значительный приток их на фронт работ. Это потребует откачки воды при строительстве водопровода.

В южном варианте взрывные работы необходимо проделать на отрезках общей протяженностью в 5 км, находящихся между реками Эсна и Пранди. В данном случае на многих участках трассы уровень грунтовых вод залегает высоко, что вызовет определенные трудности при строительстве. Так, например, по данным Х. Кинк, в среднем течении р. Водья наблюдается очень интенсивная разгрузка напорных вод из коренных пород. Вообще в южном варианте трасса трубопровода между реками Паала и Пярну пересекает девять зон тектонических нарушений, с которыми обычно связана увеличенная водопроницаемость коренных пород.

Среди каналов и углубленных русел рек детальнее всего изучена трасса водопровода Ягала-Пирита. Геологический разрез ее представлен в основном мореной суглинистого или супесчаного состава, содержание обломочной фракции составляет 20 - 25%. В восточной части трассы между ручьем Аавоя и р. Ягала морена покрыта песком мощностью до 1 м; между реками Йнэляхтме и Ягала - гравием мощностью 1,3 и на 7 км восточнее р. Пирита - торфом мощностью до 4 м, протяженность залегания которого в западном направлении в настоящее время не выявлена.

Дно канала должно врезаться в коренные карбонатные породы на четырех отрезках, общей протяженностью 2,5-3 км. Соответственно материалам геологической съемки, уровень подземных вод в



меженный период остается ниже, чем в канале, ввиду чего вода из канала частично стекает в верхний горизонт подземных вод. По неопубликованным данным Т. Ыгы максимальные потери при минимальном уровне подземных вод и максимальном заполнении канала составляют  $0,75 \text{ м}^3/\text{сек}$ , т. е. 17% от общего расхода воды в канале. В том числе потери за счет отрезков трассы, вскрывающих коренные породы, составляют немногим менее  $0,6 \text{ м}^3/\text{сек}$ . По нашим соображениям, потери можно уменьшить до  $0,34 \text{ м}^3/\text{сек}$ , используя гидроизоляцию отрезков, врезанных в известняки на протяжении 2,4 км. При средних величинах уровней воды в канале и подземных вод, гидроизоляция позволит уменьшить потери до  $0,15 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

В северном варианте трассы водопровода предусматривается углубление как русла р. Соодла между Сикаским регулятором и Соодласким водохранилищем, так и русла р. Валгайгы между оз. Поркуни и Тапа. В первом случае, в связи с достаточной мощностью четвертичных отложений, отсутствием здесь карста и тектонических нарушений, особых проблем не возникает. Во втором же — основная часть углубленного русла р. Валгайгы вскрывает коренные породы, которые пересечены зоной довольно значительного тектонического нарушения, развитого параллельно реке от оз. Поркуни до Тапа. С зоной нарушения связаны многочисленные карстовые формы, поэтому после углубления русла р. Валгайгы с помощью взрывных работ можно ожидать потери воды. В гидрогеологическом смысле этот участок трассы является самым сложным местом северного варианта.

Столь же неблагоприятные гидрогеологические условия можно наблюдать и в южном варианте. По данным государственной геолого-гидрогеологической съемки каналы и углубленные участки рек прорезают четвертичные отложения и вскрывают известняки на участках общей длиной 15–16 км. Кроме того прослеживается тектоническое нарушение вдоль углубленной части р. Педья на протяжении 6–7 км вверх по течению от Кюола. В зависимости от уровня грунтовых вод здесь могут возникнуть существенные потери воды.

В центральном варианте постройки трассы водопровода углубленные русла рек не используются, что является явным преимуще-

ством перед северным и южным вариантами с точки зрения охраны природной среды.

Затруднения могут возникнуть в том случае, если русла рек, используемые в качестве водопровода в своем природном виде, пересекаются с зонами тектонических нарушений, или вблизи них находятся карстовые формы, поглощающие поверхностные воды.

В этом отношении наиболее опасными являются русла рек Амбла и Ягала. Первая перекрещивается с четырьмя зонами тектонических нарушений (рис. 2), а на ее верховьях и в бассейне ручья Сязоя отмечается ряд закарстованных участков. При выборе места сбрасывания воды из водопровода в р. Амбла учтено расположение карстовых форм и тектонических нарушений. Водопровод предусматривается провести от Вьяйке-Маарья до р. Амбла не кратчайшим путем, а после преодоления рекой зон тектонических нарушений. Возможные потери воды из р. Амбла в промежутке между ее устьем и местом перекрещивания с трубопроводом в конечном итоге охватывается р. Ягала — на это указывает направление течения подземных вод (рис. 2). Проведенные ранее исследования (Кальмяэ, Роосалу, Кинк, 1973; Кинк, Маслов, Кальмяэ, 1974) показывают, что в пределах рассматриваемого участка происходит интенсивное подземное питание гидрографической сети.

Тектонические нарушения под руслом р. Ягала наблюдаются у Ветла. Гидрогеологическое значение их пока не выявлено. Для этого необходимы измерения стока р. Ягала в нескольких последующих друг за другом створах в меженьный период.

В тоннельном варианте водопровода Чудское озеро-Таллин водозабор находится, как и при рассмотренных выше северном и среднем вариантах, у Ранна-Пунгерья. Оттуда тоннель с наклонным дном, обеспечивающим самотек воды, проходит кратчайшим путем до Раквере и далее следует до оз. Клемисте. От него и до Кейла предназначена постройка вспомогательной ветви тоннеля, которая будет служить регулирующей емкостью при аварии. Общая длина тоннельного водопровода 180 км, глубина его от поверхности земли — до 75 м, а дно опускается с абсолютной отметки равной 25 м у Чудского озера, до отметки минус 10 м в Таллине. Конструкция тоннеля должна быть выполнена по анало-



гии с шахтным ходом. Поперечное сечение его с размерами 3,2 x 4,5 м обеспечивает пропускную способность в 400 000 м<sup>3</sup> воды в сутки. Предусматривается якорное крепление потолка тоннеля, которое для защиты от коррозии придется оцинковать. Через каждые 200 м для вентиляции предназначено бурение вертикальных шахт диаметром 0,2 м, которые будут увеличивать и забор подземных вод для улучшения качества воды Чудского озера.

Описанный тоннель проходит через безнапорный пиргу-раквереский водоносный горизонт, напорные кейла-кукрузеский, ласнамяз-кундаский и пакерортско-пиритаский водоносные горизонты. Проходя их, неизолированный тоннель будет действовать как водозабор подземных вод галерейного типа. Если произвести приблизительный расчет дебита такой галереи (без учета вертикальных вентиляционных шахт), получим в результате внушительное количество воды — от 250 000 до 700 000 м<sup>3</sup>/сут, которое в среднем равно всей пропускной способности водопровода. Если учесть и вертикальные шахты, то количество дренирующей подземной воды будет заметно больше. Таким образом, в конечном итоге тоннельный водопровод в действительности заполнялся бы полностью подземной водой и она стала бы течь по тоннелю от Пандивереской возвышенности как в сторону Таллина, так и в сторону Чудского озера. Такой тоннель работал бы как осушительная система Пандивереской возвышенности с шириной депрессионной полосы над ним в 5 — 10 км.

Из вышеуказанного следует, что сооружение водопровода Чудское озеро-Таллин в виде тоннеля, типа шахтного хода — не реально. Такой вариант возможен лишь при полной гидроизоляции тоннеля. Это значительно увеличило бы его стоимость, вследствие чего тоннельный вариант экономически оказался бы слишком дорогим по сравнению с остальными.

На основании гидрогеологических предположений и вариантов поверхностного водопровода надо отдать явное предпочтение трубопроводу как самому "нейтральному", не влияющему на режим подземных вод после засыпания его грунтом. Целесообразно и использование русел рек в природном виде, с уже установившимся равновесием водного баланса, который минимально изменяется из-за некоторого увеличения речного стока.

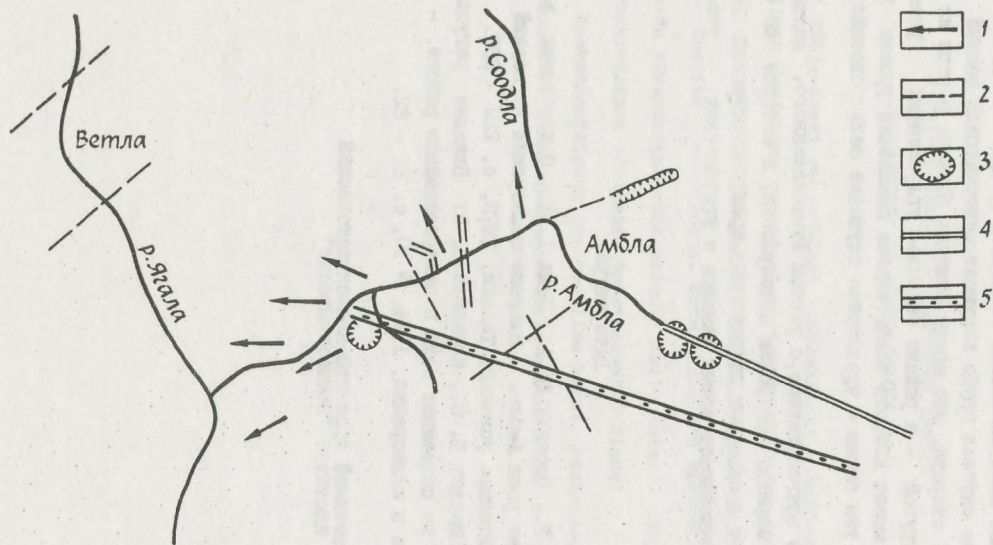


Рис. 2. Карст и зоны тектонических нарушений в окрестности р. Амбла

1 - направление движения подземных вод; 2 - зона тектонических нарушений; 3 - сильно закарстованный участок; 4 - кратчайший возможный вариант расположения трубопровода; 5 - оптимальный вариант трассы трубопровода



Сооружение дополнительных каналов и углубление русел рек в большинстве случаев грубо нарушает существующий водный режим. С одной стороны, это может вызвать большие потери из каналов, а с другой - в районе наиболее углубленных участков водопровода может вызвать значительное понижение уровня грунтовых вод и тем самым - чрезмерное осушение сельскохозяйственных угодий.

Наиболее благоприятным, с учетом вышесказанного, является центральный вариант постройки водопровода, в котором по сравнению с южным и северным вариантами предусматривается наименьшая протяженность новых каналов и углубленных участков рек.

#### Литература

- Кальмияэ Х. В., Россалу Ю. А., Кинк Х. А. О карстовых водах в бассейне реки Амбла. - Влияние мелиорации на водный режим и климатические условия. Таллин, 1973, с. 232 - 239.
- Кинк Х. А., Маслов Б. С., Кальмияэ Х. В. Влияние регулирования реки на подземные воды в закарстованном районе. - Гидротехника и мелиорация, 1974, № 10, с. 81 - 82.

Государственный проектно-исследовательский институт "Эстмелиопроект"

K. Türk

PEIPSI-TALLINNA VEEJUHTME TRASSI  
GEOLOOGIAST JA HÜDROGEOLOOGIAST

Põhja-Eesti veevajadust komplekselt rahuldava Peipsi-Tallinna veejuhtme rajamisel on keskkonnakaitse seisukohalt kõige eelistatavam kasutada raudbetoontorujuhet kombineerituna looduslike jõesängidega. Uute kanalite kaevamine ja jõesängide süvendamine võib paiguti esile kutsuda põhjavee taseme ebasoovitava alanemise ümbritsevatel aladel.

Kaevanduskäiguga analoogilise konstruktsiooniga maa-aluse tunnelveejuhtme ehitamine pole otstarbekas.



## Содержание

Предисловие . . . . .	3
Л. К. Валлнер. Первая обзорная работа по гидрогеологии Эстонии . . . . .	5
Л. К. Валлнер. Геогидродинамическая расчлененность и баланс подземных вод Эстонии . . . . .	II
В. Я. Белкина. Особенности формирования уровневого режима подземных вод Эстонии в зоне активного влияния природных факторов . . . . .	I2I
Э. Я. Иоханнес, В. Ю. Каризе, Л. О. Савицкая. Миграция некоторых ингредиентов сельскохозяйственного загрязнения в четвертичных отложениях Эстонии . . . . .	I33
Х. А. Кинк. Применение оценки техногенно-гидрогеологических условий северо-западной части Эстонской ССР . . . . .	I44
Л. А. Савицкий. Особенности формирования водопритоков в горные выработки Эстонского месторождения горячих сланцев . . . . .	I52
В. А. Удам, Л. А. Савицкий, Я. Я. Уэсон. Предварительная экономическая оценка эксплуатационных запасов подземных вод Эстонской ССР . . . . .	I63
К. Э. Тюрк. О геологии и гидрогеологии трассы водопровода Чудское озеро - Таллин . . . . .	I8I

## S i s u k o r d

L. Vallner. Esimene ülevaade Eesti hüdrogeoloogiast. Resümees ..... 5	5
L. Vallner. Eesti geohüdrodünaamiline liigestus ja põhjavee bilanss. Resümees ..... 11	11
V. Belkina. Eesti põhjavee taseme režiimi kujunemise iseärasused looduslike tegurite aktiivse mõju võõndis. Resümees ..... 121	121
E. Johannes, V. Karise, L. Savitskaja. Mõnede põllumajandusliku reostuse ingredientide migratsioon Eesti kvaternaarisetetes. Resümees ..... 133	133
H. Kink. Loode-Eesti tehnogeensete hüdrogeoloogiliste tingimuste hindamine. Resümees ..... 144	144
L. Savitski. Kaevandusvee kujunemise iseärasustest Eesti põlevkivimaardlas. Resümees ..... 152	152
V. Udam, L. Savitski, J. Ueson. Eesti NSV põhjavee tarbevarude majanduslik eelhindang. Resümees ..... 163	163
K. Türk. Peipsi-Tallinna veejuhtme trassi geoloogiast ja hüdrogeoloogiast. Resümees ..... 181	181



Академия наук Эстонской ССР. Институт геологии.  
Проблемы гидрогеологии Эстонии. На русском языке.  
Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин.

Редактор А. Войт. Подписано к печати 14.03.80. Бумага  
30x40/8. Печатных листов 12,00. Условно-печатных листов II,16.  
Учетно-издательских листов 10,93. Тираж 500. МВ- 03318. Редак-  
ционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин, ул. Сакала, 3. Ро-  
тапринт АН ЭССР, Таллин, ул. Сакала, 3. Заказ № 80.

Цена I руб. 60 коп.

Первая обзорная работа по гидрогеологии Эстонии.  
Валлнер Л.К. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

Показывается, что впервые гидрогеологию Эстонии в целом рассматривал Я.М. Карк в своей статье, опубликованной среди материалов II гидрогеологической и гидрометрической конференции Прибалтийских стран в Таллине в 1928 году. В этом труде он установил основные гидростратиграфические единицы и сделал ряд правильных выводов о качестве, количественных характеристиках и условиях формирования подземных вод Эстонии. Рис. I., библиография 5 назв.

УДК 556.1+556.168+556.332.62 (47.42)

Геогидродинамическое районирование и баланс подземных вод Эстонии. Валлнер Л.К. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

В водовмещающей толще Эстонии в вертикальном направлении выделяется зона интенсивного водообмена с подзонами быстрого и умеренного стоков, а также зона затрудненного водообмена с подзонами замедленного и медленного стоков. В плане выделены 3 геогидродинамические области с 8 округами и 15 районами. По каждой из 45 полученных геогидродинамических единиц составлено уравнение фильтрационного баланса, включающее 12 элементов. На основании этого определены 540 элементов баланса подземных вод и проанализировано их пространственное распределение. Характеризуются фиктивная и действительная скорости фильтрации, темпы водообмена и рассматриваются проблемы формирования состава и использования подземных вод. Рис. 8., табл. 5., библиография 42 назв.



УДК 556.332.52 (47.42)

Особенности формирования уровенного режима подземных вод Эстонии в зоне активного влияния природных факторов. Белкина В. Я. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

Анализируются многолетние сроки наступления экстремальных уровней и формирование амплитуд колебания уровня подземных вод в зависимости от геоморфологии, ландшафтных условий, литологического состава водовмещающих отложений и мощности зоны аэрации. Рассматривается многолетняя цикличность колебания уровня подземных вод и ее связь с солнечной активностью. Рис. 4, табл. I, библи. 4 назв.

УДК 556.388 (47.42)

Миграция некоторых ингредиентов сельскохозяйственного загрязнения в четвертичных отложениях Эстонии. Иоханнес Э.Я., Каризе В.Ю., Савицкая Л.О. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

По данным лабораторных опытов рассматривается образование техногенного геохимического барьера при фильтрации навозной жижи и силосного сока через супесь и мелкозернистый песок, а также миграцию органического вещества, ионов аммония и калия в названных грунтах. Приводятся данные о распространении хлорорганических пестицидов по всем водоносным горизонтам и о миграции 2,4-Д аминной соли и фосфамида в супесчаной морене. Библи. 24 назв.

УДК 556.388+556.182 (47.42)

Оценка техногенно-гидрогеологических условий на примере северо-западной части Эстонской ССР. Кинк Х.А. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

Излагается ряд критериев, которые могут послужить временными стандартами при прогнозировании влияния техногенных факторов на количество и качество подземных вод. На этом основании оцениваются возможности использования и охраны водных ресурсов по Харьюскому административному району Эстонской ССР. Рис. 1., табл. 2. библи. 7 назв.

УДК 556.332.632 (47.42)

Особенности формирования водопритоков в горные выработки Эстонского месторождения горючих сланцев. Савицкий Л.А. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

Показывается количественная зависимость между водопритоком в сланцевые шахты и их глубиной, а также между приведенным радиусом и метеорологическими факторами. Анализируются сезонное распределение водопритоков и формирование химического состава шахтных вод. Устанавливается количество шахтных вод, которое может быть использовано в различных целях. Рис. 2., табл. 2, библи. 3 назв.



УДК 556.382+338:626/628 (47.42)

Предварительная экономическая оценка эксплуатационных запасов подземных вод Эстонской ССР. Удам В.А., Савицкий Л.А., Уэсон Я.Я. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

Экономически оцениваются эксплуатационные запасы подземных вод пяти городов Эстонии путем капитализации дифференциальной ренты, причем ежегодный рост себестоимости воды определяется на основании анализа данных коммунального водоснабжения. Экономически оцениваются и буровые на воду скважины различной глубины. Показывается, что рассчитанные индивидуальные и замыкающие затраты на водоснабжение могут послужить основой установления рациональных мероприятий по охране водных ресурсов и колодцев. Рис. 1., табл. 5., библиограф. 4 назв.

УДК 556.332+626.822 (47.42)

О геологии и гидрогеологии трассы водопровода Чудское озеро – Таллин. Тюрк К. Э. Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1979.

Характеризуются инженерно-геологические и гидрогеологические условия по различным вариантам месторасположения трассы водопровода Чудское озеро – Таллин. Рекомендуется наиболее приемлемый с точки зрения защиты окружающей среды вариант трассы. Рис. 2., библиограф. 2 назв.






Г руб. 60 коп.

I руб. 60 коп.

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ ЭСТОНИИ

# ПРОБЛЕМЫ ГИДРО- ГЕОЛОГИИ ЭСТОНИИ



ТАЛИН 1980



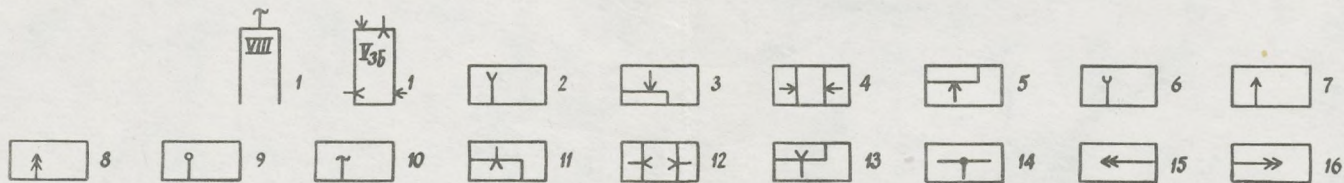
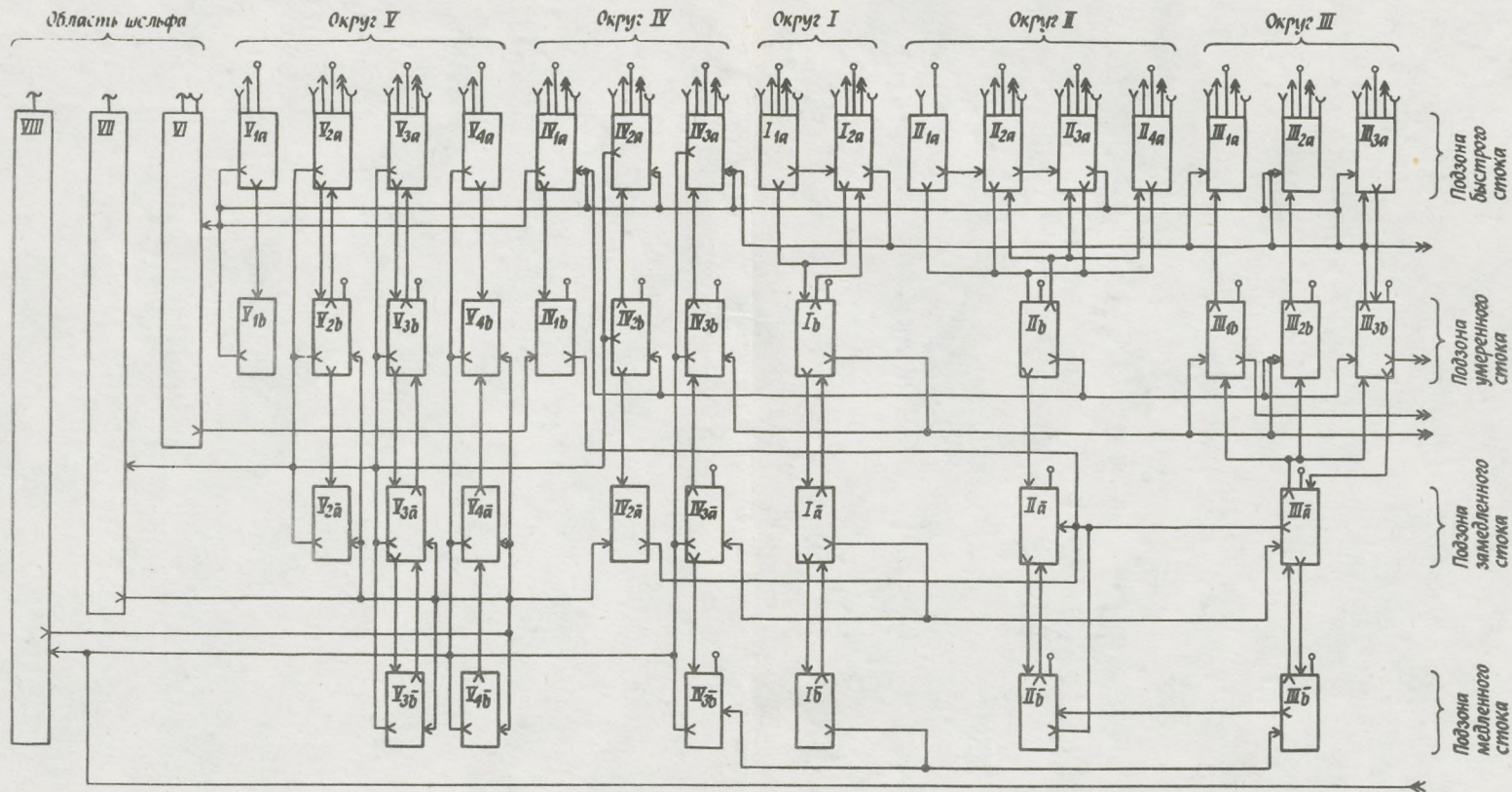


Рис. 5. Схема связей геофильтрационного баланса

I - балансовый участок; 2 - инфильтрация; 3 - приток с вышележащего балансового участка; 4 - приток сбоку; 5 - приток снизу; 6 - приток с поверхностных водоёмов; 7 - сток в поверхностные водоёмы путем фильтрации; 8 - сток через родники; 9 - водоотбор; 10 - сток в море; 11 - сток в вышележащий балансовый участок; 12 - сток сбоку; 13 - сток вниз; 14 - присоединение или разветвление фильтрационных потоков; 15 - боковой приток в границы Эстонской ССР извне; 16 - боковой сток с Эстонской ССР за ее границы



Техногенно-гидрогеологическая оценка северо-западной части Эстонской ССР

Техногенно-гидрогеологический район	Критерии техногенно-гидрогеологической оценки и их балл							Особые и ограничивающие условия, сводная оценка
	I. Природные критерии			II. Техногенные критерии				
	I. Водообильность	2. Гидродинамика, подземный приток	3. Загрязненность	I. Количественные		II. Качественные		
				Установленные	Прогнозные	Установленные	Прогнозные	
I. Предглинтавая равнина	Достаточная (4)	Средний (3), около глинта сильный (2) и очень сильный (1)	Слабая (2)	Средние (3)	Средние (3)	Подземная вода сравнительно чистая (4)	Средние (3)	Страничными являются критерии I <sub>2</sub> и I <sub>3</sub> . Оценка 3, 0, в пределах Лахемаского национального парка 2,0
II. Северо-Эстонское плато, мощность покровных отложений < 2 м, карст	Малая (2)	Средний (3), на склонах очень сильный временный (1)	Отсутствует (1)	Грунтовые воды отчасти истощены (2)	Продолжение процесса (2)	Подземная вода загрязнена (I)	Расширение загрязнения (2)	Критерии I <sub>1</sub> , I <sub>3</sub> , II <sub>1</sub> и II <sub>2</sub> . Оценка < 2, в пределах Лахемаского национального парка < 1
III. Северо-Эстонское плато, мощность покровных отложений > 2 м	Средняя (3)	Средний (3), на склонах сильный (2)	Средняя (3), местами слабая (2)	Средние (3)	Средние (3)	Подземная вода отчасти загрязнена (2)	Расширение загрязнения (2)	Критерии II <sub>2</sub> . Оценка < 3, в пределах Лахемаского национального парка < 2
IV. Возвышения четвертичного возраста	Достаточная (4)	Средний (3), около подножья возвышений очень сильный (1)	Хорошая (4)	Локально установленные (4)	Продолжение локальное (4)	Подземная вода сравнительно чистая (4)	Средние (3)	Критерии I <sub>2</sub> . Оценка > 3, в пределах Лахемаского национального парка > 2



## Критерии техногенно-гидрогеологической оценки

Критерии	Оценки				
	Очень неблагоприятная (1)	Неблагоприятная (2)	Средняя (3)	Благоприятная (4)	Очень неблагоприятная (5)
<b>Подземные</b>					
1. Водообильность первого сверху водоносного горизонта, мощность зоны аэрации (З) и эксплуатационные запасы (ЗЗ) подземных вод	$h_a > 10$ м БР < 33	$h_a = 5 - 10$ м БР > 33	$h_a = 3 - 5$ м БР > 33	$h_a = 2 - 3$ м БР > 33	$h_a < 2$ м БР > 33
2. Гидродинамические: характеристика притока подземных вод (П) к верхнему водоупору (В)	$q > 0,2$ л/(сек-га) напорный	$q = 0,2 - 0,07$ л/(сек-га) напорный, безнапорный	$q < 0,07$ л/(сек-га) безнапорный $h_y < 1$ м	$q < 0,07$ л/(сек-га) безнапорный $h_y < 2$ м	$h_y > 2$ м
3. Защищенность подземных вод: мощность (М) и коэффициент фильтрации (К <sub>ф</sub> ) четвертичного покрова, максимальный уровень (Н <sub>м</sub> ) подземных вод, мощность верхнего водоупора (В)	$h > 3$ м $K_{\phi} > 1$ м/сут $H_m > 1$ м карст	$h \leq 3$ м $K_{\phi} > 0,5$ м/сут $K_m < 2$ м	$h = 3 - 5$ м, в том числе $h_y = 1 - 2$ м $K_{\phi} > 0,1$ м/сут $H_m < 3$ м	$h > 5$ м, в том числе $h_y > 2$ м $K_{\phi} < 0,01$ м/сут $H_m > 3$ м	$h > 10$ м $h_y > 2$ м $K_{\phi} < 0,01$ м/сут $H_m > 4$ м
<b>Техногенные</b>					
1. Количественные: искусственное понижение минимального (Н <sub>ми</sub> ) и максимального (Н <sub>ма</sub> ) уровня грунтовых вод, изменение минимального стока (С), прогноз на их продолжение	$H_{ми} > 4$ м $q_m > 50\%$ продолжается	$H_{ми} = 1 - 4$ м $q_m < 50\%$ продолжается на 50%	$H_{ми} < 1$ м продолжается отчасти	$H_{ми} < 2$ м продолжается локально	---
2. Качественные: загрязнение подземных вод (ЗП), источники загрязнения (ИЗ), прогноз на их расширение	ЗП - воды не соответствуют требованиям ГОСТ 2874-73 ИЗ - промышленность, крупные фермы - расширяются	ЗП - вода загрязнена по отношению к фоновому составу, ИЗ - фермы, удобрения - расширяются на 50%	ЗП - локальное ИЗ - небольшие фермы, хозяйства - расширяются отчасти	ЗП - азот, фосфор ИЗ - удобрения, индивидуальные хозяйства - расширяются локально	---
<b>Особые</b>					
1. Условия, повышающие оценку: слабое развитие производства, эксплуатируемые запасы подземных вод защищены (кембрийско-вендский водоносный комплекс, отчасти ордовикско-кембрийский водоносный горизонт)	→				
2. Условия, понижающие оценку: промышленный район, эксплуатируемые подземные воды не защищены (силурийско-ордовикский водоносный комплекс), охраняемые территории, острова	←				